CLIMA, SOCIEDAD, RIESGOS Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO

MARISCAL

Jorge Olcina Cantos
Antonio M. Rico Amorós
Enrique Moltó Mantero

Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)
Serie A, nº 10

Editores:

Jorge Olcina Cantos
Antonio M. Rico Amorós
Enrique Moltó Mantero

**CLIMA, SOCIEDAD, RIESGOS
Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO**

**Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)
Serie A, nº 10**

Primera Edición 2016

Copyright © los autores y la Asociación Española de Climatología

Esta obra recoge las aportaciones presentadas al X Congreso de la Asociación Española de Climatología, celebrado en Alicante entre el 5 y el 8 de octubre de 2016 y aceptadas por el Comité Científico.

Comité de Honor:

Manuel Palomar (Rector Universidad de Alicante), Antonio Gil Olcina (Rector Honorario Universidad de Alicante), César Sánchez Pérez (Exema. Diputación Provincial de Alicante), José Quereda Sala (Universitat Jaume I de Castellón), Rosario Díaz-Pabón (Agencia Estatal de Meteorología), Francisco Javier Bartual Vargas (Aguas Municipalizadas de Alicante), Rosana Nieto Ferreira (East Carolina University), Antonio Arias Paredes (Vectalia), Miguel Ángel López González (Aemet), Rodney Martínez (CIIFEN. Ecuador), Eduardo Zambrano (CIIFEN. Ecuador), Juan José Nieto (CIIFEN. Ecuador), Philipp Schimdt-Thome (DTK. Finland), Belén Gómez Martín (Universidad de Barcelona) y Jesús Fidel González Rouco (Universidad Complutense de Madrid).

Comité Científico:

M^a José Estrela Navarro (AEC), Pedro Dorta Antequera (AEC), Susana Pacheco Ibars (AEC), Yolanda Luna Rico (AEC), Vicente Caselles Miralle (AEC), M^a Jesús Esteban Parra (AEC), Andrés Díez Herrero (IGME), Antonio M. Rico Amorós (UA), Concepción Rodríguez Puebla (USAL), Domingo Rasilla (UNICAN), Encarna Galán Gallego (UAM), Enrique Moltó Mantero (UA), Enrique Montón Chiva (UJI), Ernesto López Baeza (UV), Felipe Fernández García (UAM), Fernando Sánchez Rodrigo (UAL), Javier Martín Vide (UB), Jorge Olcina Cantos (UA), José Antonio Guijarro Pastor (AEMET), José Antonio López Díaz (AEMET), José Luis Sánchez (UNILEON)
José María Bodoque del Pozo (UCLM), José María Cuadrat Prats (UNIZAR), Juan Carlos García Codron (UNICAN), M^a. Fernanda Pita López (US), M^a Victoria Marzol Jaén (ULL), Manola Brunet India (URV), Manuel Castro (UCLM), María Hernández Hernández (UA), Pablo Sarricolea Espinoza (Uch) y Rosa Cañada Torrecilla (UAM).

Comité Organizador:

Antonio M. Rico Amorós (UA), María Hernández Hernández (UA), Enrique Moltó Mantero (UA), Jorge Olcina Cantos (UA), Pablo Giménez Font (UA), Álvaro Morote Seguido (UA), Ana Arahuetes Hidalgo (UA), Juan Javier Miró Pérez (UV), César Azorín Molina (Instituto Pirenaico de Ecología. CSIC), Clotilde Esclapez Selva (UA), Miguel Fernández Moreno (UA), Igor Gómez Domenech (UA), Oliver Meseguer Ruiz (Universidad de Tarapacá) y José Torres Prieto (UA).

Maquetación y diseño de cubiertas:
Clotilde Esclapez Selva

Impresión y encuadernación:
Guada Impresores

ISBN: 978-84-16724-19-2

DEPÓSITO LEGAL: A 546-2016

DOI: <http://dx.doi.org/10.14198/XCongresoAECALicante2016>

Reservados todos los derechos.

Cualquier forma de reproducción, distribución, comunicación pública o transformación de esta obra solo puede ser realizada con la autorización de los titulares del copyright, salvo excepción prevista por la ley.

10º congreso
internacional REC
CLIMA, SOCIEDAD, RIESGOS Y
ORDENACIÓN DEL TERRITORIO
Alicante 5-8 octubre 2016

2016

PRESENTACIÓN

Han pasado dos años desde la celebración del IX Congreso de la AEC en Almería, en octubre de 2014, y en la Climatología, mundial y española, se han producido avances muy notables, en gran parte a tenor y dentro del contexto de la presentación del Quinto Informe del IPCC. Este ha propiciado en estos tiempos numerosas reuniones, debates públicos, conferencias y otros eventos, que han logrado mantener un elevado nivel de atención a todos los niveles, ya sea científico, político o simplemente mediático, por el clima.

La AEC, desde su creación, se ha revelado como un foro de encuentro y debate científico pluridisciplinar de alto nivel, que pone de relieve los importantes e interesantes avances que la investigación española en climatología ha experimentado en los últimos decenios; prueba de ello son las aportaciones científicas que se recogen en esta obra, que constituye la *Serie A* de publicaciones de la AEC.

El lema propuesto para el 10º Congreso de la AEC, “*Clima, Sociedad, Riesgos y Ordenación del Territorio*”, pone de manifiesto el particular interés por las repercusiones sociales, económicas y ambientales del clima. En este encuentro sobresale especialmente la percepción de vulnerabilidad que tiene la sociedad actual con relación a las condiciones meteorológicas y los riesgos climáticos. A su vez, se plantea la necesidad de actuar y poner medidas frente a tales riesgos, con políticas e instrumentos de investigación científica que permitan desarrollar unas estrategias más amplias, que lleguen a abarcar todo el espectro de actividades relacionadas con los riesgos climáticos, ya sea prevención, gestión del riesgo o la propia adaptación al cambio climático. En este sentido, en el contexto presente de cambio global, acompañado de alteraciones rápidas en los usos del suelo y las actividades económicas, los riesgos climáticos pueden ver incrementada su frecuencia siendo necesario plantear adecuadas propuestas de ordenación racional del territorio que contribuyan a minimizar y reducir los efectos de los eventos climáticos extremos.

Me es muy grato señalar que al igual que en otras ediciones de nuestro Congreso, la respuesta a la convocatoria ha sido entusiasta y alrededor de unas 70 comunicaciones han sido aceptadas para su publicación tras el riguroso control de revisión por parte del Comité Científico. El Congreso llega de la mano de los profesores Jorge Olcina Cantos, Antonio M. Rico Amorós y Enrique Moltó Mantero y el Laboratorio de Climatología (Instituto Interuniversitario de Geografía) de la Universidad de Alicante, que han realizado un notable esfuerzo en su organización. Por ello vayan por delante mis felicitaciones y agradecimiento, en nombre de la Junta Directiva y en el mío propio, por la dedicación y el buen trabajo que han realizado; muy especialmente a las personas que han estado en la gestión directa de la aplicación informática manejada para la organización del Congreso (Pepe Torres y Miguel Fernández, del Laboratorio de Geomática de la Universidad de Alicante) y en la edición del libro de actas de este X Congreso Internacional de la AEC y en todo lo relativo a la documentación necesaria para su desarrollo (Cloti Esclapez, del Instituto Interuniversitario de Geografía), así como de toda la labor y apoyo recibido desde la secretaría administrativa del Instituto Interuniversitario de Geografía (Mª Carmen Fuentes e Isabel Martínez).

Mi agradecimiento también a la Agencia Estatal de Meteorología, que siempre ha apoyado las actividades de la Asociación desde sus inicios, al Ministerio de Economía y Competitividad y a la Universidad de Alicante por acoger la décima edición de este Congreso. A los miembros del Comité organizador y científico por su abnegada y eficiente labor. Y dejo para el final, y no por ello menos importante, antes al contrario, mi reconocido y sincero agradecimiento a los verdaderos protagonistas del evento, los socios de la AEC, ponentes, conferenciantes y patrocinadores, por sus aportaciones y contribución. Todos ellos son los que hacen posible que podamos seguir organizando estos encuentros con el mismo entusiasmo y dedicación que hace ahora 17 años.

María José Estrela Navarro

Presidenta de la Asociación Española de Climatología (AEC)

PRÓLOGO

La Asociación Española de Climatología (AEC) como institución fundada en 1997 con la finalidad de fomentar, facilitar, aunar y difundir los trabajos de investigación interdisciplinar sobre todos los aspectos relacionados con la Climatología ha logrado nuevamente reunir a un número muy importante de instituciones y personas interesadas en esta disciplina en un congreso internacional que en esta ocasión tiene como sede las instalaciones de la Universidad de Alicante y como principal tema a considerar un tema tan importante como sería el de las consecuencias en la sociedad de las relaciones existentes entre el clima y la ordenación del territorio.

Durante el Congreso que organiza la AEC se discuten los aspectos científicos de temas de gran actualidad, como son la variabilidad climática y los extremos climáticos, las realidades e incertidumbres de la modelización climática y los escenarios climáticos futuros tras los 25 años desde el 1er Informe del IPCC, así como su aplicación a los estudios de impacto y adaptación al cambio climático, y aspectos de gran relevancia tanto social como económica en el actual escenario de clima cambiante relativos a la influencia del clima en la ordenación del territorio, la actividad turística y los riesgos climáticos.

Dentro de este décimo congreso internacional, así como en los nueve anteriores, AEMET ha participado activamente puesto que el conocimiento y la investigación del clima constituyen uno de sus objetivos tal y como se establece en las competencias y funciones definidas en sus Estatutos. AEMET realiza una labor incesante en desarrollo e innovación científica en temas relacionados con la variabilidad y el cambio climático que permitan a la Agencia el progreso en el conocimiento del clima y una adecuada adaptación al progreso científico y tecnológico, necesario para el ejercicio de sus funciones y para la mejora de sus servicios. Es destacable el continuo trabajo de recopilación, homogeneización, mantenimiento y difusión de los registros históricos de datos climatológicos, que las personas que trabajan en Aemet desarrollan con una dedicación y profesionalidad admirables que permite que esta información esencial, este patrimonio Climático tan importante como pueda ser el patrimonio cultural, este disponible para toda la comunidad científica y la sociedad en general, y sea la base imprescindible para la elaboración y actualización continua de los escenarios de cambio climático para España.

Está demostrado que el clima es un factor crítico para las vidas de las personas y el desarrollo de la sociedad. Por ello en las últimas décadas se está produciendo un avance considerable en el conocimiento científico del complejo sistema climático. La aplicación de los resultados a la prestación de servicios climáticos ayudará en el futuro a mejorar sustancialmente las condiciones de vida de los habitantes del planeta y proporcionar importantes beneficios sociales y económicos, tal y como se reconoció durante la celebración de la última Conferencia Mundial del Clima. Por ello, iniciativas como la celebración de este congreso de la AEC son de vital importancia para la difusión del conocimiento científico del clima, y para la puesta en común y el establecimiento de futuras colaboraciones entre grupos de investigación e instituciones tanto de investigación, educativas, gubernamentales y el sector privado.

En esta edición se pone el foco en la influencia del clima en la ordenación del territorio, la actividad turística y los riesgos climáticos. La ordenación del territorio implica la definición de estructuras y sistemas territoriales de comunicación, energéticas, de abastecimiento y depuración de aguas, gestión de residuos, etc., así como la coordinación de los distintos planeamientos urbanísticos. La ordenación del territorio es de gran importancia para el diseño y gestión de destinos turísticos y al ser España es uno de los países que más turistas recibe al año, después de Estados Unidos y Francia, según las cifras de la Organización Mundial de Turismo (OMT), estos dos temas se engarzan inexorablemente. Uno de los rasgos básicos del turismo en España es la diversidad y la abundancia de sus recursos existiendo cuatro entornos turísticos diferenciados: el espacio litoral, el de montaña, el espacio rural y el urbano. La influencia del clima sobre todo ello es indudable. El clima actúa como factor decisivo sobre la localización del emplazamiento turístico, como recurso turístico en los turismos de playa o nieve, y como atractivo turístico. El clima define el establecimiento geográfico de zonas turísticas (costas mediterránea, los archipiélagos, las montañas), el calendario (meses de verano o invierno), el tipo de edificación o infraestructura turística, en el funcionamiento adecuado de los transportes, etc. En un contexto de clima cambiante e incertidumbre, el sistema turístico deberá realizar actuaciones de adaptación y contribuir a los planes de mitigación. Debe tenerse en cuenta que es posible una disminución de las precipitaciones, un aumento de la temperatura y una mayor probabilidad de ocurrencia de sucesos climáticos extremos que pueden producir cambios en los ecosistemas. Dada la diversidad del territorio geográfico español, tanto en el litoral como en la zona montañosa y entorno rural, y del desigual desarrollo turístico, el impacto del cambio climático será diferente en cada zona turística y se podrán sufrir modificaciones que harán necesarias estrategias adaptativas.

Debido a la trascendental importancia del conocimiento del clima y su evolución futura, así como su impacto en todos los sectores de la sociedad, quiero felicitar por el trabajo y dedicación de todos los ponentes, miembros de las mesas redondas y participantes en general en este congreso por su contribución a la generación de conocimiento, difusión y debate constructivo de la ciencia del clima, y animo a que la ACE siga desarrollando la excelente labor que desde el año de su creación está llevando a cabo.

Miguel Ángel López González

Presidente de AEMET

ÍNDICE

PRESENTACIÓN	5
<i>María José ESTRELA NAVARRO</i>	
PRÓLOGO	7
<i>Miguel Ángel LÓPEZ GONZÁLEZ</i>	
PONENCIA 1: VARIABILIDAD Y EXTREMOS CLIMÁTICOS	15
CARACTERIZACIÓN DEL ESPECTRO DISDROMÉTRICO DE LA PRECIPITACIÓN Y APLICACIONES	17
<i>Marta ANGULO-MARTÍNEZ, Santiago BEGUERÍA</i>	
MONITORIZACIÓN DE LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN EN MONTAÑA MEDIANTE DISDRÓMETRO ÓPTICO	27
<i>Marta ANGULO-MARTÍNEZ, Roberto SERRANO NOTIVOLI, José Luis COLLADO, Javier ALASTRUÉ, Samuel BUISÁN, Santiago BEGUERÍA</i>	
TENDENCIAS DE LAS RACHAS MÁXIMAS DIARIAS DE VELOCIDAD DEL VIENTO EN ESPAÑA Y PORTUGAL, 1961-2014	37
<i>Cesar AZORÍN MOLINA, José Antonio GUIJARRO, Tim R. MCVICAR, Sergio M. VICENTE SERRANO, Lorenzo MINOLA, Deliang CHEN, Sonia JEREZ, Fátima ESPÍRITO SANTO</i>	
EVALUACIÓN DEL IMPACTO DEL INTERVALO DE MEDIDA EN EL CÁLCULO DE LA MEDIA Y TENDENCIAS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO BAJO EL FENÓMENO DEL “STILLING”	47
<i>Cesar AZORÍN MOLINA, Sergio M. VICENTE SERRANO, Tim R. MCVICAR, Lorenzo MINOLA, Deliang CHEN, Jesús REVUELTO, Juan LÓPEZ MORENO</i>	
NUBOSIDAD Y RADIACIÓN SOLAR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA ENTRE 1950 Y 2050. DE LAS EVIDENCIAS OBSERVACIONALES A LAS SIMULACIONES CLIMÁTICAS	57
<i>Josep CALBÓ, Aarón ENRIQUEZ-ALONSO, Alejandro SANCHEZ-ROMERO, Josep-Abel GONZÁLEZ, Arturo SANCHEZ-LORENZO</i>	
AVANCES EN LA RECONSTRUCCIÓN PLURISECULAR DEL CLIMA EN EL NORESTE DE ESPAÑA: NUEVAS BASES DE DATOS Y RESULTADOS	67
<i>José María CUADRAT, Ernesto TEJEDOR, Miguel Ángel SAZ, Roberto SERRANO-NOTIVOLI, Martín DE LUIS, Mariano BARRIENDOS</i>	
IMPLICACIONES DEL RELIEVE SOBRE LA BAJA ATMÓSFERA EN UNA ZONA TROPICAL Y COSTERA EN MÉXICO	77
<i>Adalberto TEJEDA-MARTÍNEZ, Carlo A. DOMÍNGUEZ-EUSEBIO, Martha PÉREZ-MÉNDEZ, Antonio LUNA DÍAZ-PEÓN</i>	
DAILY MAXIMUM ANNUAL RAINFALL STATISTICAL REGIONALIZATION IN ANDALUSIA	87
<i>Rafael DREUX MIRANDA FERNANDES, Jefferson VIEIRA JOSÉ, Wagner WOLFF, Marcos Vinícius FOLEGATTI</i>	
VARIABILIDAD ESTACIONAL DE LOS CAUDALES EN ECUADOR EN EL PERIODO 1964-2014	97
<i>C. QUISHPE-VÁZQUEZ, M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA, S.R. GÁMIZ-FORTIS, Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA</i>	

COUPLING STUDY OF THE VARIABLE INFILTRATION CAPACITY (VIC) MODEL WITH WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) MODEL TO SIMULATE THE STREAMFLOW IN THE GUADALQUIVIR BASIN	109
<i>M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA, S. de FRANCISCIS, S.R. GÁMIZ-FORTIS, Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA</i>	
ANÁLISIS DE LA ISLA DE CALOR DE SUPERFICIE EN LA CIUDAD DE UBATUBA, BRASIL	121
<i>Washington PAULO GOMES, Margarete Cristiane de Costa TRINDADE AMORIM</i>	
COMPARACIÓN DE MÉTODOS DE HOMOGENEIZACIÓN DE SERIES: PRIMEROS RESULTADOS DEL PROYECTO MULTITEST	131
<i>José Antonio GUIJARRO, Peter DOMONKOS, José Antonio LÓPEZ, Enric AGUILAR, Manola BRUNET</i>	
ISLAS DE CALOR Y CONFORT TÉRMICO EN ZARAGOZA DURANTE LA OLA DE CALOR DE JULIO DE 2015	141
<i>Ernesto TEJEDOR, José M. CUADRAT, Miguel A. SAZ, Roberto SERRANO-NOTIVOLI, Nieves LÓPEZ, Mariano ALADRÉN</i>	
AUTOMATIZACIÓN DE LA HOMOGENEIZACIÓN DE SERIES CLIMÁTICAS: NUEVAS FUNCIONES DEL PAQUETE CLIMATOL 3.0	153
<i>José Antonio GUIJARRO</i>	
CAMBIO DE PATRONES DE CIRCULACIÓN DE VERANO Y OTOÑO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE LAS DOS RECIENTES FASES DE LA ATLANTIC MULTIDECADAL OSCILLATION	161
<i>Alejandro LOMAS GONZÁLEZ, Ricardo TORRIJO MURCIANO</i>	
VARIABILIDAD INTRAANUAL DE LA OSCILACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (WEMO) Y OCURRENCIA DE EPISODIOS TORRENCIALES EN CATALUÑA	171
<i>Joan Albert LÓPEZ-BUSTINS, Javier MARTÍN-VIDE, Marc PROHOM y María José CORDOBILLA</i>	
UNA PROPUESTA METODOLÓGICA PARA LA GENERACIÓN DE REDES DE PRECIPITACIÓN SIMULADAS A PARTIR DE REDES DE PRECIPITACIÓN OBSERVADAS EN EL MARCO DEL PROYECTO MULTITEST	183
<i>José A. LÓPEZ, José A. GUIJARRO, Enric AGUILAR, Peter DOMONKOS y Manuela BRUNET</i>	
ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN Y SUS CAMBIOS POR TREINTENAS EN LOS ÚLTIMOS 150 AÑOS	195
<i>José A. LÓPEZ</i>	
VARIACIONES ENTRE ISOBIOCLIMAS (1951-1980 Y 1981-2010) EN LA ESPAÑA PENINSULAR	205
<i>María Luisa LÓPEZ FERNÁNDEZ, Dhais PEÑA ANGULO, Ricardo MARCO GARCÍA, María Soledad LÓPEZ FERNÁNDEZ, José Carlos GÓNZALEZ-HIDALGO</i>	
AW-ISOBIOCLIMAS: APLICACIÓN WEB PARA CONSULTAR LOS ISOBIOCLIMAS DE LA ESPAÑA PENINSULAR Y BALEAR	215
<i>Ricardo MARCO GARCÍA, Miguel Antonio SARIÑENA USACH, María Soledad LÓPEZ FERNÁNDEZ, María Luisa LÓPEZ FERNÁNDEZ</i>	
VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN EN EL SUR DE CATALUÑA Y SU RELACIÓN CON LA OSCILACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (WEMO)	225
<i>Marc LEMUS CÁNOVAS, Joan Albert LÓPEZ-BUSTINS</i>	

EVALUACIÓN DEL DESEMPEÑO DEL MODELO WRF SOBRE LA REGIÓN MONTAÑOSA CENTRAL DE VERACRUZ, MÉXICO, DURANTE UNA CAMPAÑA DE MEDICIONES EN EL VERANO DEL 2015	237
<i>Juan Matías MÉNDEZ PÉREZ, Ana Karen RAMÍREZ LÓPEZ, y Ana Ceres LUÉVANO DE LA CRUZ</i>	
VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN EVENTOS EXTREMOS DE NIVEL DEL MAR Y OLEAJE	247
<i>Melisa MENÉNDEZ GARCÍA</i>	
TENDENCIAS DE LA TEMPERATURA MENSUAL Y DE LOS EXTREMOS DIARIOS DURANTE EL PERÍODO 1966-2015 EN EL NORTE GRANDE CHILENO.....	257
<i>Óliver MESEGUER-RUIZ, Oscar CORVACHO, Alejandro TAPIA TOSETTI, José Fabián LÓPEZ-CEPEDA, Pablo SARRICOLEA</i>	
CAMBIOS A FINA ESCALA DE LA ARIDEZ EN LA COMUNIDAD VALENCIANA ENTRE 1948 Y 2011	267
<i>Juan Javier MIRÓ, María José ESTRELA, Vicente CASELLES</i>	
RELACIONES CLIMÁTICAS ENTRE LA FRACTALIDAD TEMPORAL DE LOS EPISODIOS DE LLUVIA Y DE SEQUÍA.....	279
<i>Robert MONJO, Javier MARTIN-VIDE</i>	
ANÁLISIS DE ÍNDICES EXTREMOS DE TEMPERATURA MÁXIMA DEL GRUPO DE EXPERTOS PARA LA DETECCIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO E ÍNDICES EN ANDALUCÍA (1961-2014).....	289
<i>Mónica AGUILAR-ALBA, Luis PEDRAZA LUQUE</i>	
LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LAS TEMPERATURAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA EXPLICADA POR LOS TIPOS DE TIEMPO DE CIRCULACIÓN ZONAL: ESTE Y OESTE. UN POSIBLE EFECTO FOEHN A ESCALA PENINSULAR.....	299
<i>Dhais PEÑA ANGULO, José Carlos GONZÁLEZ HIDALGO, Ricardo TRIGO, Nicola CORTESI</i>	
¿ESTÁ EL CLIMA MEDITERRÁNEO SUJETO A CICLOS?: INTERACCIONES ENERGÉTICAS ENTRE LA TEMPERATURA DEL ATLÁNTICO NORTE Y LA CICLOGÉNESIS MEDITERRÁNEA.....	309
<i>José QUEREDA SALA, Enrique MONTON CHIVA y Victoria QUEREDA VÁZQUEZ</i>	
MODELO DE IMPACTO ECONÓMICO PARA LAS SITUACIONES DE RACHAS MÁXIMAS EXTREMAS EN LA ESPAÑA PENINSULAR	323
<i>Macarena RODRIGO FERNÁNDEZ, José Antonio LÓPEZ DÍAZ</i>	
ANÁLISIS Y EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LAS SECUENCIAS PLUVIOMÉTRICAS SECAS DE LARGA DURACIÓN EN LA REGIÓN DE MURCIA (1864-2015).....	335
<i>Víctor RUIZ ÁLVAREZ, Francisco BELMONTE SERRATO, Ramón GARCÍA MARÍN, Marcos RUIZ ÁLVAREZ</i>	
CAMBIOS RECIENTES DE USOS DEL SUELO Y SU POSIBLE RELACIÓN CON LAS TASAS DE CALENTAMIENTO EN LA ESPAÑA PENINSULAR.....	345
<i>Celia SALINAS-SOLE, Dhais PEÑA-ANGULO, Ángel PUEYO-CAMPOS, Carlos LOPEZ-ESCOLANO, José Carlos GONZALEZ-HIDALGO</i>	
CONTRASTES EXTREMOS DE TERMOHIGROMETRÍA EN LA ISLA DE EL HIERRO (ISLAS CANARIAS).....	355
<i>Montserrat SALVÀ CATARINEU, Joan A. LÓPEZ-BUSTINS, Ferran SALVADOR FRANCH, Pedro A. PADRÓN PADRÓN y Amparo CORTÉS LUCAS</i>	

CONTRIBUCIÓN AL ANÁLISIS NIVOMÉTRICO DEL PIRINEO ORIENTAL: LA MOLINA, PERIODO 1956-1996.....	365
<i>Ferran SALVADOR FRANCH, Gabriel SALVÀ VILLOSLADA, Francesc VILAR BONET, Carles GARCÍA SELLÉS</i>	
INFLUENCIA DE LA NAO EN LA COVARIABILIDAD DE TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES DE INVIERNO EN ESPAÑA, 1946-2005.....	377
<i>Fernando S. RODRIGO</i>	
SEQUÍAS EN CHILE CENTRAL A PARTIR DE DIFERENTES ÍNDICES DESDE 1824.....	387
<i>Pablo SARRICOLEA, Oliver MESEGUER-RUIZ</i>	
RECONSTRUCCIÓN E INCERTIDUMBRE EN SERIES DE PRECIPITACIÓN DIARIA INSTRUMENTAL.....	397
<i>Roberto SERRANO NOTIVOLI, Santiago BEGUERÍA, Miguel Ángel SAZ, Martín DE LUIS</i>	
CONTROL DE CALIDAD DE SIETE VARIABLES DEL BANCO NACIONAL DE DATOS DE AEMET	407
<i>Miquel TOMAS-BURGUERA, Azucena JIMÉNEZ CASTAÑEDA, María Yolanda LUNA RICO, Ana MORATA, Sergio VICENTE SERRANO, José Carlos GONZÁLEZ HIDALGO, Santiago BEGUERÍA</i>	
RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN VINCULADA A TEMPORALES DE VIENTO, PRECIPITACIONES TORRENCIALES E INUNDACIONES EN LA CIUDAD DE PALMA DE MALLORCA ENTRE LOS AÑOS 2000 Y 2015	417
<i>José M^o TORRENS CALLEJA, Joan ROSSELLÓ GELI y Miquel GRIMALT GELABERT</i>	
PONENCIA 2: ESCENARIOS Y MODELOS CLIMÁTICOS: 25 AÑOS DESDE EL 1^o INFORME DEL IPCC: REALIDADES E INCERTIDUMBRES.....	427
GEOVISUALIZACIÓN DE ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA ANDALUCÍA: DISEÑO DEL GEOVISOR CAMBIA.CLIMASIG.ES	429
<i>Juan Mariano CAMARILLO NARANJO, José Ignacio ALVAREZ FRANCO,SO, Natalia LIMONES RODRÍGUEZ, M^a Fernanda PITA LÓPEZ, Mónica AGUILAR-ALBA</i>	
CLIMATE CHANGE PROJECTIONS FOR WINTER STREAMFLOW IN DOURO RIVER.....	437
<i>R. CRUZ-GARCÍA, S.R. GÁMIZ-FORTIS, Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA</i>	
EVALUACIÓN DE SIMULACIONES DE LA PRECIPITACIÓN EN CLIMA PRESENTE USANDO EL MODELO WRF EN LA PENÍNSULA IBÉRICA	449
<i>M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA, S. de FRANCISCIS, S.R. GÁMIZ-FORTIS, Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA</i>	
REGIONAL DROUGHT VARIABILITY ASSESSMENT OVER SPAIN USING WRF MODEL.....	461
<i>M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA, S. de FRANCISCIS, S.R. GÁMIZ-FORTIS, Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA</i>	
VARIACIONES RECIENTES DE LA TEMPERATURAS EN ESPAÑA: EL EFECTO DEL PERIODO ELEGIDO EN LAS TENDENCIAS DE LAS SERIES ESTACIONALES DE PROMEDIOS DE MÁXIMAS Y MÍNIMAS	471
<i>José Carlos GONZALEZ-HIDALGO, Dhais PEÑA-ANGULO, Celia SALINAS, Azucena JIMÉNEZ-CASTAÑEDA, MICHELE BRUNETTI</i>	
PONENCIA 3: ORDENACIÓN TERRITORIAL Y RIESGOS CLIMÁTICOS	483
UMBRALES DE LLUVIA, DAÑOS Y NIVELES DE ALERTA EN LA COMUNIDAD VALENCIANA.....	485
<i>Ana M. CAMARASA-BELMONTE, Damián BUTRÓN</i>	

EFFECTO DE LA URBANIZACIÓN EN EL BALANCE DE ENERGÍA SUPERFICIAL DE UN BOSQUE DE NIEBLA AL ESTE DE MÉXICO.....	495
<i>Carlo A. DOMÍNGUEZ-EUSEBIO, Adalberto TEJEDA-MARTÍNEZ, Yareni PERRONI</i>	
TIPOS DE TIEMPO Y ADMISIONES HOSPITALARIAS ASOCIADAS A LA GRIPE EN GALICIA EN EL PERIODO 2003-2013	505
<i>Pablo FDEZ-ARROYABE, Dominic ROYÉ, Alberto MARTI-EZPELETA</i>	
ANÁLISIS GEOGRÁFICO DE LAS TORMENTAS SEVERAS EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL	515
<i>Jonathan GÓMEZ CANTERO</i>	
FRECUENCIA Y SEVERIDAD DE LA SEQUÍA EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN COMO INSTRUMENTO PARA EL ORDENAMIENTO DEL TERRITORIO	525
<i>Jesús David GÓMEZ DÍAZ, Alejandro Ismael MONTERROSO RIVAS, Lizeth Margarita LECHUGA GAYOSSO</i>	
LOS PROCESOS DE ADAPTACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO EN ESPACIOS INSULARES: EL CASO DE CANARIAS	535
<i>Abel LÓPEZ DÍEZ, Pedro DORTA ANTEQUERA, Miguel FEBLES RAMÍREZ, Jaime DÍAZ PACHECO</i>	
CRISIS CLIMÁTICAS Y ESPACIO LITORAL: EL CASO DE BENIDORM (ESPAÑA).....	545
<i>Emilio MARTÍNEZ IBARRA</i>	
EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA (ET ₀) Y CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO COMO HERRAMIENTA DE PLANEACIÓN DE LA ADAPTACIÓN	557
<i>Alejandro Ismael MONTERROSO RIVAS, Jesús David GÓMEZ DÍAZ, Antonio Rafael ARCE ROMERO, Miguel Ángel PALACIOS MENDOZA y Lizeth Margarita LECHUGA GAYOSSO</i>	
LOS TIPOS SINÓPTICOS DE JENKINSON & COLLISON Y LA INTENSIDAD DE LA ISLA DE CALOR BARCELONESA.....	565
<i>Javier MARTÍN-VIDE, M^a Carmen MORENO GARCÍA, Víctor M. ARTOLA y M^a José CORDOBILLA</i>	
LA ISLA DE CALOR URBANO DE MADRID DURANTE LA OLA DE CALOR DE JULIO 2015	575
<i>Domingo F. RASILLA ÁLVAREZ, Fernando ALLENDE ÁLVAREZ y Felipe FERNÁNDEZ GARCÍA</i>	
RIEGO-ASESOR: GESTIÓN DEL RIESGO HÍDRICO Y PLANIFICACIÓN SOSTENIBLE DEL AGUA EN LA AGRICULTURA	585
<i>Jaime RIBALAYGUA, José Manuel MIRÁS, Rafael Ángel FERRER, Robert MONJO, Diego INTRIGLIOLO, Manuel MARTÍN, Javier PÓRTOLES, Juan José ALARCÓN, Alfredo José AYALA</i>	
LA INTEGRACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA PLANIFICACIÓN DE LOS RIESGOS AMBIENTALES EN EL LITORAL CATALÁN	595
<i>Elisabet ROCA BOSCH, Miriam VILLARES JUNYENT</i>	
SOCIOCLIMAS, RIESGOS Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO EN LAS COMUNIDADES ANDINAS DEL DESIERTO DE ATACAMA	603
<i>Hugo ROMERO ARAVENA y Dustyn OPAZO ALBARRÁN</i>	
ANÁLISIS COMPARATIVO DE EMISIONES DE CO ₂ Y SU IMPACTO ECONÓMICO EN DOS COMPLEJOS HABITACIONALES DE MEXICALI, MÉXICO	613
<i>Néstor SANTILLÁN SOTO, Rafael GARCÍA CUETO, Gabriela PEÑUELAS GARCÍA, José Ernesto LÓPEZ VELÁZQUEZ, Sara OJEDA BENÍTEZ, Nicolás VELÁZQUEZ LIMÓN, Samantha CRUZ SOTELO</i>	

ESTUDIO DEL CONFORT TÉRMICO Y LA CALIDAD CLIMÁTICA EN EL ESPACIO PÚBLICO. ESTUDIO DE CASO EN LA CIUDAD DE CHILLÁN, CHILE.....	623
<i>Pamela SMITH GUERRA, Cristián HENRÍQUEZ RUÍZ</i>	
RIESGO POTENCIAL POR CAMBIO CLIMÁTICO Y VECTORES. FACTORES LOCALES DE CIUDAD: USO DE SUELO Y VEGETACIÓN	633
<i>Carlos Manuel WELSH-RODRIGUEZ, Carolina Andrea OCHOA-MARTINEZ, Marco Aurelio MORALES-MARTINEZ, María Esther NAVA-BRINGAS, Q'enty DELGADO, Andrew MONAGHAN, Mary HAYDEN, Ramos HERRERA-ZAVALA</i>	
PONENCIA 4: CLIMA Y ACTIVIDAD TURÍSTICA.....	645
ANÁLISIS DE LOS EPISODIOS DE LLUVIA TORRENCIAL EN EL PARQUE NACIONAL DE LA CALDERA DE TABURIENTE (LA PALMA, ISLAS CANARIAS, ESPAÑA).....	647
<i>Pablo MÁYER SUÁREZ, María Victoria MARZOL JAÉN, José HERIBERTO LORENZO, Andrés DíEZ-HERREO, Mar GÉNOVA FUSTER, Miguel Ángel SAZ SÁNCHEZ</i>	
PROPUESTA DE ADAPTACIÓN DEL ÍNDICE TURÍSTICO DE MIECZKOWSKI AL TURISMO DE INTERIOR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: EL CASO DE MADRID	657
<i>Alfredo MILLÁN LÓPEZ</i>	
CONFORT CLIMÁTICO, CAMBIO CLIMÁTICO Y ACTIVIDAD TURÍSTICA EN ALICANTE	667
<i>Javier MIRÓ PÉREZ, Jorge OLCINA CANTOS, M^a José ESTRELA NAVARRO y Vicente CASELLES MIRALLES</i>	
IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA ESTACIONALIDAD TURÍSTICA.....	679
<i>Domingo F. RASILLA ÁLVAREZ, Guillermo CALLEJA HERRERO</i>	
ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DE LAS NOCHES CÁLIDAS EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO DE ESPAÑA.....	689
<i>Dominic ROYÉ, Alberto MARTÍ EZPELETA</i>	
LA RELACIÓN CLIMA-TURISMO: LA ISLA DE CALOR URBANO EN DOS CIUDADES TURÍSTICAS.....	701
<i>Juan Antonio SERRA PARDO</i>	
EVALUACIÓN DE RIESGOS EN LOS SECTORES TURISMO Y VIVIENDA FRENTE AL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA DEL PRINCIPADO DE ASTURIAS.....	711
<i>Alexandra TOIMIL, Iñigo J. LOSADA, Pedro DÍAZ-SIMAL</i>	
ANEXO: COMUNICACIONES TIPO PÓSTER	719
COULD INFLUENCE THE INCREASE IN RADIATIVE FORCING, OF SCENARIOS OF THE IPCC 5 th ASSESSMENT REPORT, IN USEFUL RAIN? CASE STUDY: SEGURA RIVER BASIN	721
<i>A. JÓDAR-ABELLÁN, M. RUIZ-ÁLVAREZ & F.J. GOMARIZ-CASTILLO</i>	
ESPECTRO DE TAMAÑOS DE LAS PIEDRAS DE GRANIZO EN LÉRIDA (ESPAÑA)	723
<i>Pablo MELCÓN, José Luis MARCOS y José Luis SÁNCHEZ</i>	

PONENCIA 1

VARIABILIDAD Y EXTREMOS CLIMÁTICOS

CARACTERIZACIÓN DEL ESPECTRO DISDROMÉTRICO DE LA PRECIPITACIÓN Y APLICACIONES

Marta ANGULO-MARTÍNEZ¹, Santiago BEGUERÍA¹

¹ Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza.

marta.angulo@eead.csic, santiago.begueria@csic.es

RESUMEN

Los nuevos sistemas de medida basados en el carácter intrínsecamente discreto de la precipitación (corriente de partículas individuales: gotas de lluvia, copos de nieve, etc.) han incrementado la precisión en el registro de eventos de precipitación. Estos instrumentos de medida, denominados disdrómetros ópticos o espectropluviómetros, son capaces de caracterizar el espectro disdrométrico de la precipitación o distribución de frecuencias del tamaño y velocidad de las gotas. Esta información permite calcular variables integradas como la densidad de gotas o la masa de agua por unidad de volumen de aire, la intensidad y volumen de la precipitación, la energía cinética, la visibilidad o la reflectividad de radar, además de clasificar los meteoros (lluvia, lluvia fina, granizo, nieve, etc). Más allá del interés aplicado de estas variables, el análisis de la información disdrométrica durante episodios de precipitación concretos permite indagar sobre los mecanismos genéticos y de evolución de los meteoros. La información disdrométrica junto con el radar meteorológico permite validar la precipitación obtenida a través de los satélites u otros medios de teledetección de la precipitación. En esta comunicación se presenta una revisión de la información disdrométrica y su evolución, con ejemplos de aplicación.

Palabras clave: disdrómetro; dsd; radar meteorológico; teledetección de la precipitación.

ABSTRACT

New precipitation measurement devices, based on the precipitation discrete character (individual particles flow: as raindrops, snowflakes, etc.) have improved the accuracy in recording precipitation events and its characteristics. These devices, known as optical disdrometers or spectropluviometers allow characterizing the precipitation particle spectrum or the size and velocity frequency distribution of the precipitation particles. This information allows estimating integrate values as raindrops density, the water content per volume of air, precipitation intensity and precipitation amount, kinetic energy, visibility and radar reflectivity, besides hydrometeors classification (rain, drizzle, hail, snow, etc). Apart from the applied interest, the analysis of precipitation particle spectrum, during precipitation events, informs on precipitation genetic mechanisms and their evolution. In addition, disdrometers, in combination with meteorological radars, are useful tools for validating precipitation satellite data, and other remote sensing precipitation products. This article reviews the measurement evolution of disdrometric information providing some application examples.

Key words: disdrometer; dsd; weather radar; remote sensing.

1. EVOLUCIÓN DEL ESTUDIO SOBRE EL ESPECTRO DISDROMÉTRICO DE LA PRECIPITACIÓN

El interés por determinar la distribución de los tamaños de las gotas de lluvia asociado a los distintos tipos de precipitación surgió alrededor de finales-principios de siglo XIX-XX, con el objetivo de conocer, entender y caracterizar más en profundidad la precipitación, desde un punto de vista meteorológico. Destacan en este sentido, los estudios seminales de Lowe (1892) y Bentley (1904), quienes estudiaron el espectro disdrométrico de la precipitación a partir de los datos obtenidos por la impresión de las gotas de lluvia sobre papel tintado. En efecto, los primeros métodos utilizados para conocer el espectro disdrométrico de la precipitación y su relación con los distintos tipos e hidrometeoros, eran métodos tediosos y con gran incertidumbre, que necesitaban un gran esfuerzo humano pues carecían de automatización. Entre estos, destacan: el método del papel tintado o papel de filtro teñido en el que las gotas dejaban una huella de su forma al chocar contra el papel (filter paper), existiendo una relación previamente calibrada, entre el tamaño de la huella y el de la gota. Otro método similar era el de las bolitas de harina (flour pellet), que aprovechaba la capacidad de amalgamación de las gotas al contacto con la harina, resultando en gotas de tamaño equivalente que, una vez secas, eran medidas.

Esta información ya permitió empezar a conocer que existían diferencias entre tipos de lluvia y la forma en la que las gotas asociadas se distribuían. En especial, comenzó a observarse que la distribución de las gotas variaba con la intensidad de la precipitación (Laws and Parsons, 1943), y ésta dependía del tipo de evento, estratiforme vs. convectivo, y de características geográficas como la elevación y la proximidad al mar, entre otras (Blanchard, 1953).

Inicialmente, uno de los ámbitos científicos donde este tipo de información era de gran interés aplicado fue la agricultura, especialmente se trataba de investigar las causas de erosión de suelo; tanto la erosión por la salpicadura de las gotas en el suelo, como la asociada a la producción por escorrentía. Por ello, este campo científico y aplicado ha sido muy prolífico en las publicaciones relacionadas con el espectro disdrométrico de la precipitación y desarrollos instrumentales para su mejor caracterización (Fig. 1). En este ámbito científico, una de las finalidades fundamentales es la de encontrar una buena relación entre la energía cinética de la precipitación y la intensidad, con el fin de determinar el potencial erosivo de la precipitación en modelos espacialmente distribuidos, como la Ecuación Universal de Erosión de Suelo (RUSLE, Renard *et al.*, 1997).

Las mediciones disdrométricas basadas en métodos manuales, como los mencionados, no permitían muestreos continuos automatizados. A finales de la década de los 60s y principios de los 70s, comenzaron a aplicarse los primeros disdrómetros. Éstos estaban basados bien en fotografías o videos de alta frecuencia (Mutchler y Hansen, 1970) o en la detección de la onda de presión generada por el impacto de las gotas de lluvia sobre una superficie (Joss y Waldvogel, 1967), también conocido como disdrómetro acústico. Ambas tipologías se emplearon tanto en estudios relacionados con la erosión del suelo como en otras disciplinas, más relacionadas con el radar meteorológico y la teledetección de la precipitación.

Fig. 1: Evolución temporal del número de publicaciones por áreas científicas asociado al espectro disdrométrico de la precipitación. Fuente: elaboración propia.

Durante la II Guerra Mundial, los operadores de radar notaban ruido en ecos de retorno debido a elementos meteorológicos. Una vez acabada ésta surgió una nueva línea de investigación enfocada al estudio de la precipitación mediante tecnología radar. El radar es una medida indirecta. Los hidrometeoros suspendidos en la atmósfera se detectan a través de la reflectividad de la señal (Z). En este sentido, la determinación de la forma, el tamaño y la velocidad de los meteoros es necesaria para poder estimar correctamente la relación entre la reflectividad (Z) y la intensidad de la precipitación (R) y las posibles aplicaciones de estas medidas. Los disdrómetros permiten una mejor estimación de la relación Z - R , ya que proporcionan medidas directas de las características discretas de los hidrometeoros, de las que se derivan medidas integradas como la intensidad, o el volumen de agua.

Fig. 2: Video disdrómetro de dos dimensiones, (2DVD). Fuente: Kruger y Krajewski, 2002.

Por ello, los avances científicos en el radar meteorológico u otras formas de teledetección de la precipitación han impulsado también el desarrollo instrumental de aparatos capaces de medir con exactitud el espectro disdrométrico. Asimismo, y basado en la tecnología láser, surge el disdrómetro óptico (Hauser *et al.*, 1984) que se ha ido perfeccionando hasta los actuales, como OTT Parsivel o Thies Clima Laser Precipitation Monitor, siendo además relativamente asequibles.

Además de la diferencia en ambas medidas, resulta importante comentar que los disdrómetros ofrecen medidas puntuales, mientras que el radar aporta una información tridimensional, lo cual hace necesaria la aplicación de modelos capaces de contrarrestar tales diferencias. Asimismo, los disdrómetros no están exentos de error y para poder ofrecer medidas precisas de la forma, tamaño y velocidad de los hidrometeoros han de ser capaces de medir tridimensionalmente. Actualmente, el video disdrómetro de dos dimensiones (2DVD; Kruger y Krajewski, 2002) está diseñado con ese fin, (Fig. 2).

2. APLICACIONES DE LA INFORMACIÓN DISDROMÉTRICA DE LA PRECIPITACIÓN

El espectro disdrométrico de la precipitación es la información más completa sobre la precipitación que se puede analizar, por ello es muy importante y transversal para varios campos científicos así como para aplicaciones comerciales e industriales. Algunos ejemplos incluyen: la teledetección de la precipitación, la meteorología y climatología, los modelos climáticos, modelos numéricos y de incertidumbre aplicados al radar meteorológico y/o la detección de la precipitación por satélite, así como aplicaciones dentro del ámbito agronómico y de erosión y conservación de los usos del suelo; en última instancia, para una buena determinación de los balances hídricos y los riesgos climáticos en relación con los ecosistemas y la vida de las personas.

La figura 1 mostraba claramente la importancia de dos ámbitos de estudio sobre los restantes: la erosión del suelo y la teledetección de la precipitación.

En el ámbito de la erosión del suelo resulta necesario determinar la capacidad de la precipitación para desagregar y movilizar partículas de suelo, a través de la energía cinética de las gotas. En este aspecto se unen los campos meteorológico, climatológico, edafológico, agronómico y ambiental.

Tal y como se ha comentado, muchos de los estudios en este apartado se han enfocado en buscar relaciones entre la energía cinética de la precipitación y la intensidad, con el fin de poder incluir el carácter discreto—la fuerza de las gotas, al continuo, es decir, el volumen de agua precipitado por unidad de tiempo. Como esta última variable es de fácil obtención y está disponible con una buena cobertura espacial en muchos lugares de la Tierra, resulta necesario encontrar este tipo de relaciones. El objetivo de esta comunicación no es ofrecer una detallada revisión bibliográfica sobre los trabajos publicados en este sentido y si el lector tiene interés, dos trabajos interesantes en esta dirección son: Van Dijk *et al.*, 2002 y Angulo-Martínez *et al.*, 2016.

Otro ámbito de estudio importante en el campo de la erosión del suelo es el que utiliza simuladores de lluvia, bien para simular eventos de precipitación sobre distin-

tos tipos de cultivos o coberturas vegetales; o los estudios centrados en el espectro disdrométrico producido por los aspersores de riego, (Fig. 3).

Fig. 3: Fotografía, a la izquierda, de ensayo con simulador de lluvia en un campo de cultivo. Fuente: Center for computational Hydrology and Hydro Sciences. Fotografía a la derecha: riego por aspersión en campo de cultivo.

En el primer caso se trata de investigar como respondería el suelo ante eventos de precipitación, sin embargo el espectro disdrométrico de lluvia simulada dista bastante del de la lluvia real, sobretudo en cuanto a los pulsos de intensidad y las variaciones en los tamaños de gota asociados durante el evento. Las calibraciones, son necesarias y para ello se utilizan en muchos casos disdrómetros (Iserloh, *et al.*, 2013). En el segundo caso, se estudia la distribución de los tamaños de gota, su velocidad, su forma y su ángulo y fuerza de impacto (Bautista-Capetillo, *et al.*, 2014), incluyendo en los objetivos el desarrollo y mejora de sistemas de riego.

El otro gran ámbito de estudio es el de la teledetección de la precipitación. En este se incluyen los estudios tanto de radar como los relacionados la precipitación estimada por satélite y los algoritmos relacionados.

En el ámbito de la precipitación radar, las principales aplicaciones están relacionadas con los estudios de riesgos hidrológicos, en especial avenidas e inundaciones, eventos extremos de precipitación y ciclones, entre otras muchas.

Un ejemplo a citar en España, es el [Centro de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia \(CRAHI\)](#) asociado a la Universidad Politècnica de Catalunya. Cuentan con 4 radares distribuidos por el territorio Catalán y su objetivo es la aplicación de la información radar en hidrología. Sus principales líneas de investigación se centran en:

- El desarrollo de algoritmos y modelos de los procesos que controlan el ciclo del agua superficial.
- El desarrollo de modelos de previsión meteorológica e hidrológica capaces de convertir previsiones de lluvia en previsiones de caudal.
- El desarrollo de técnicas para medir y cuantificar la lluvia, el caudal y otras variables hidrometeorológicas.
- El desarrollo de aplicaciones hidrológicas del radar meteorológico.

Ofrecen también un curso de postgrado sobre el radar meteorológico y sus aplicaciones en hidrología.

Los últimos años han sido tremendamente prolíficos en cuanto a las investigaciones asociadas al espectro disdrométrico de la precipitación y en especial a la tele-detección de la misma. En 1997, la agencia americana NASA, y la japonesa JAXA pusieron en marcha la Mission de Medición de la lluvia tropical (TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission), con el objetivo de investigar la precipitación global entre los 35°N y los 35°S y generar productos que pudieran ser utilizados con fines científicos. La misión puso en órbita un satélite que incluía los siguientes instrumentos: radar meteorológico (PR), generador de imágenes por microondas del (TMI), Escáner del Visible y del Infrarrojo (VIRS), Sistema de Energía Radiante de la Tierra y de las Nubes (CERES), y Sensor de Imágenes de Relámpagos (LIS). A partir de estos sensores generaron una serie de [productos](#), entre los que destaca: la precipitación global corregida cada 3H 0.25° x 0.25° (3B42). Los sensores del satélite se apagaron el 8 de abril de 2015 y éste entró en la Tierra el 15 de Junio de 2015. La misión TRMM finalizó tras 17 años para poner en marcha una nueva [Global Precipitation Measurement Mission \(GPM\)](#). GPM está constituida por una red internacional de satélites que tiene por objetivo el estudio de la lluvia y la nieve a escala global. El satélite fundamental, lanzado el 27 de febrero de 2014, cuenta con un sistema avanzado de radiómetro y radar, para medir la precipitación desde el espacio y servir como referencia estándar capaz de unificar las diferentes medidas de la constelación de satélites que incluye la misión. Las posibles aplicaciones se engloban en una mejor comprensión del ciclo de agua y energía, y la mejora en las previsiones y proyecciones meteorológicas con el fin de prevenir desastres climáticos y en general aportar información climática de calidad que beneficie a la sociedad.

Las mejoras realizadas en los instrumentos a bordo del satélite principal que compone la GPM, así como en los algoritmos para la obtención y depuración de los datos, han sido posibles gracias a varias campañas de validación en tierra. Algunas de ellas son: [LPVEX](#) (2010, Finlandia), [MC3E](#) (2011, Oklahoma, US), [GPCEX](#) (2012, Canadá) e [IFLOODS](#) (2013, Iowa). Las dos últimas campañas ([IPHEX](#), 2014, Carolina del Norte, y [OLYMPEX](#), 2015, en el estado de Washington, US) realizadas por la NASA y universidades e institutos asociados forman parte de la validación de la nueva misión, GPM.

Un ejemplo de las campañas de validación se aprecia en la figura 4. La campaña de validación IFLOODS tenía por objetivo mejorar la predicción de avenidas e inundaciones tras la que sufrió Iowa City en 2008. El periodo de observación intensiva duró desde el 1 de mayo al 15 de junio de 2013. Durante ese tiempo se tomaron medidas con varios sensores, tanto proporcionados por la NASA como otros diseñados por el centro de inundaciones de Iowa (Iowa Flood Center). Estas medidas incluían dos tipos de radar y un transecto de disdrometros (con 2 tipos de disdrometros), capaces de validar los hidrometeoros que el radar iba captando.

La campaña fue muy afortunada con la precipitación. Se produjeron avenidas, consecuencia de lluvias intensas, cuya subida de caudal estaba monitorizada a tiempo real por sensores instalados en los principales ríos. Hubo también eventos de preci-

pitación sólida, nieve y granizo, así como lluvias procedentes de distintos tipos de situaciones atmosféricas.

Fig. 4: Emplazamiento de los sensores para la campaña de validación de TRMM, IFLOODS en el estado de Iowa, US. Se marca el transecto de disdrómetro-pluviómetros. Fuente: IFLOODS NASA portal <https://pmm.nasa.gov/IFloods>

Los resultados obtenidos en estas campañas, que entre otras cosas, giran en torno al espectro disdrométrico de la precipitación, aportan un volumen de datos fundamental para mejorar la detección, comprensión y modelización de los distintos eventos de precipitación y sobre como afectan la forma de vida de las distintas sociedades.

Fig. 5: Relación entre la velocidad de las gotas en función de su tamaño para eventos de baja intensidad (izquierda) y de alta intensidad (derecha). Fuente: elaboración propia, (Angulo-Martínez et al., 2016).

A pesar de todo ello, resulta necesario seguir investigando. A pesar de ser la importancia que tiene el objeto de estudio presentado y su transversalidad, unos campos están más desarrollados que otros y no todos los disdrómetros ofrecen medidas sufi-

cientemente precisas. El efecto del viento y el propio error e incertidumbre asociado al sensor puede impedir en ocasiones llegar a conclusiones claras sobre lo que se observa. A modo de ejemplo se incluye la figura 5, que muestra como la relación entre los tamaños de gota y su velocidad de caída, depende de la intensidad del evento y muestra evidencias de procesos meteorológicos de coalescencia y rotura a lo largo de la columna de lluvia.

3. CONCLUSIÓN

La presente comunicación ha tratado de explicar brevemente en qué consiste el espectro disdrométrico de la precipitación, su interés científico y como se han ido desarrollando sensores con el fin de ofrecer una buena determinación del mismo. En esta comunicación se ha tratado de incluir los ámbitos científicos relacionados con el objeto de estudio, y cuáles han sido los principales desarrollos e hitos en los mismos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha contado con financiación del proyecto DISDROPEC: CGL2011-24185. El trabajo de M. Angulo-Martínez ha sido posible gracias a un contrato postdoctoral del programa Juan de la Cierva del Ministerio Español de Economía y Competitividad. Esta autora quiere agradecer la oportunidad de haber podido participar en las campañas de validación de la NASA IFLOODs y IPHEX.

REFERENCIAS

- Angulo-Martínez, M., Beguería, S., Kysely, J., 2016. Use of disdrometer data to evaluate the relationship of rainfall kinetic energy and intensity (KE-I). *Science of the Total Environment*, 568, 83-94.
- Bautista-Capetillo, C., Robles, O., Salinas, H., Playán, E. 2014. A particle tracking velocimetry technique for drop characterization in agricultural sprinklers, *Irrigation Science*, 32(6), 437-447.
- Blanchard, D.C. 1953. Raindrop size-distribution in hawaiian rains. *Journal of Meteorology*, 10(6), 457-473.
- Bentley, W.A. 1904. Studies of raindrops and raindrop phenomena, *Monthly Weather Review*, 32, 450-456.
- Hauser, D., Amayenc, P., Nutten, B., Waldteufel, P., 1984. A new optical instrument for simultaneous measurement of raindrop diameter and fall speed distributions. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1, 256-269.
- Iserloh, T., Ries, J.B., Arnáez, J., Boix-Fayos, C., Butzen, V., Cerdà, A., Echeverría, M.T., Fernández-Gálvez, J., Fister, W., Geißler, C., Gómez, J.A., Gómez-Macpherson, H., Kuhn, N.J., Lázaro, R., León, F.J., Martínez-Mena, M., Martínez-Murillo, J.F., Marzen, M., Mingorance M.D., Ortigosa, L., Peters, P., Regüés, D., Ruiz-Sinoga, J.D., Scholten, T., Seeger, M., Solé-Benet, A., Wengel, R., Wirtz, S. 2013. European small portable rainfall simulators: A comparison of rainfall characteristics. *Catena*, 110, 100-112.
- Joss, J y Waldvogel, A. 1967. Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied geophysics*, 68(1), 240-246.

- Kruger, A., Krajewski, W.F. 2002. Two Dimensional Video-Disdrometer: a description. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, 600-617.
- Laws, J.O., Parsons, D.A. 1943. The relation of raindrop size to intensity. *American Geophysical Union Transactions*, 26, 452-460
- Lowe, E.J. 1892. Raindrops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 18 (84), 242-245.
- Mutchler, C.K., Hansen, L.M. 1970. Splash of a waterdrop at terminal velocity. *Transactions of American Geophysical Union*, 31, 836-842.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). USDA Agricultural Handbook No. 703. USDA, Washington, DC (384 pp).
- Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., Rosewell, C.J. 2002. Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, 261: 1-23.

Websites:

Centro de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (CRAHI)

<http://crahi.upc.edu/>

Global Precipitation Measurement Mission (GPM)

<https://pmm.nasa.gov/GPM>

Global Precipitation Measurement Mission – Ground Validation

<https://pmm.nasa.gov/science/ground-validation>

MONITORIZACIÓN DE LA INTENSIDAD DE PRECIPITACIÓN EN MONTAÑA MEDIANTE DISDRÓMETRO ÓPTICO

Marta ANGULO-MARTÍNEZ¹, Roberto SERRANO NOTIVOLI^{1,2},
José Luis Collado³, Javier ALASTRUÉ³, Samuel BUISÁN³, Santiago BEGUERÍA¹

¹ Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC), Zaragoza.

² Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA), Universidad de Zaragoza.

³ Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Zaragoza.

marta.angulo@eead.csic.es, rserrano@eead.csic.es, jcolladoa@aemet.es, jalastruet@aemet.es,
sbuisans@aemet.es, santiago.begueria@csic.es

RESUMEN

Los disdrómetros ópticos son aparatos capaces de caracterizar la distribución de frecuencias del tamaño y velocidad de los hidrometeoros, abriendo nuevas posibilidades en el estudio de la precipitación. Se presentan las primeras mediciones disdrométricas tomadas por OTT Parsivel de la precipitación en el Pirineo Central, a 1.800 msnm. La instalación cuenta con dos disdrómetros ubicados a 3 metros sobre el suelo, separados entre sí 2 m. y en orientaciones N-S y E-O. La estructura se ubica en un área experimental de monitorización hidro-meteorológica situada en la estación de esquí Aramon-Formigal y enmarcada en el proyecto internacional SPICE (Solid Precipitation InterComparison Experiment). Las mediciones de los disdrómetros se han comparado con las registradas por un pluviómetro de pesada ubicado a 20 metros de distancia y calibrado según el Patrón Internacional de Medida (doble vallado de madera + pluviómetro de pesada). El presente trabajo evalúa las medidas de intensidad y volumen acumulado de precipitación obtenidas con los disdrómetros en comparación con las del pluviómetro de referencia, con el fin de determinar el efecto del viento en eventos de diferentes intensidades y tipos de meteoro (nieve y lluvia).

Palabras clave: disdrómetro; pluviómetro; precipitación; viento; proyecto SPICE.

ABSTRACT

Optical disdrometers are meteorological devices designed for characterizing the size and velocity characteristics of hydrometeors. This information opens new possibilities for precipitation research. In this article we present initial OTT Parsivel disdrometric records taken in the Pyrenees, at 1800 m.a.s.l. The monitoring site includes two disdrometers, installed 3m over the ground. The disdrometers are 2 m apart from each other covering all cardinal points (N-S, E-W). The monitoring site, placed at the ski station Aramon-Formigal, is included in an experimental hydrometeorological monitoring area installed for the international project SPICE (Solid Precipitation InterComparison Experiment). Disdrometer measurements have been compared with pluvio measurements taken 20 m. apart and calibrated according to the International

Measurement design (double-fenced wood enclosure + weighing rain gauge). Here we evaluate different disdrometer measurements in comparison with the pluviometer ones, in order to evaluate the effect of wind during events of different intensities and type of meteor (snow and rain).

Key words: disdrometer; pluviometer; precipitation; wind; SPICE project.

1. INTRODUCCIÓN

Los disdrómetros ofrecen información sobre la distribución de tamaños y velocidades, la forma, y la energía cinética de las partículas correspondientes a los distintos hidrometeoros, tales como gotas de lluvia, copos de nieve, granizo, etc. Esta información tan completa sobre la precipitación es muy importante y transversal para varios campos científicos así como para aplicaciones comerciales e industriales. Algunos ejemplos incluyen: la teledetección de la precipitación, la meteorología y climatología, los modelos climáticos, modelos numéricos y de incertidumbre aplicados al radar meteorológico y/o la detección de la precipitación por satélite, así como aplicaciones dentro del ámbito agronómico y de erosión y conservación del suelo.

La medición precisa de la precipitación es, sin duda, un objetivo compartido por varios campos científicos, debido a que de ello depende una buena determinación y evaluación del balance hídrico de los diferentes sistemas, así como de las posibilidades de abastecimiento. Por ello, las técnicas instrumentales avanzan al servicio de mejorar la medición de esta variable tan importante. En el caso de los disdrómetros, su diseño conceptual responde a varios objetivos científicos. En primer lugar se trata de responder a la curiosidad científica acerca de cómo se distribuyen los tamaños de las gotas dependiendo del tipo de lluvia. En este sentido, Lowe (1892) publicó un trabajo seminal, seguido por otros más centrados en el potencial erosivo de la precipitación (Ellison, 1945) o en la relación entre hidrometeoros y las observaciones del radar meteorológico (Marshall *et al.*, 1947). Ambos objetivos científicos fueron de la mano, confluyendo en las primeras publicaciones sobre la distribución de los tamaños de gota en relación con la intensidad de la precipitación (Laws and Parsons, 1943). En el ámbito de la erosión del suelo resulta necesario determinar la capacidad de la precipitación para desagregar y movilizar partículas de suelo, a través de la energía cinética de las gotas. En este aspecto se unen los campos meteorológico, climatológico, edafológico, agronómico y ambiental.

A partir del desarrollo de la teledetección de la precipitación, en primer lugar por la aplicación del radar con fines meteorológicos y más tarde a partir de estimación de la precipitación por satélite, se hizo necesario determinar la relación existente entre la intensidad de la precipitación en superficie (R) y la reflectividad de la señal del radar (Z) debida a los hidrometeoros suspendidos en la atmósfera. En este sentido interesa también el carácter discreto de la precipitación, en especial la forma, tamaño y velocidad de los meteoros. Mientras que el radar es una medida indirecta, los disdrómetros proporcionan una medida directa de la distribución del tamaño y velocidad de los meteoros, a partir de la cual se puede clasificar el tipo de meteorito y derivar cantidades integradas como la intensidad de la precipitación. Con este objetivo se han desarrollado los modernos disdrómetros, especialmente los de tipo óptico, haciéndolos además relativamente accesibles como sistemas de medición meteorológica estandarizados.

Los disdrómetros no están exentos de errores asociados a su medición, siendo el viento uno de los principales factores que influyen en la precisión de la medición (Nespor *et al.*, 2000). La influencia del viento es también conocida en otros dispositivos como los pluviómetros de balancín o de pesada, resultando generalmente en una subestimación de la precipitación, en especial en eventos de nieve (Tapiador *et al.*, 2012; New *et al.*; 2000). Existe, pues, gran incertidumbre y sesgo en la medición de la precipitación, particularmente en forma de nieve, que debe ser cuantificada adecuadamente con el fin de evitar que afecte a la determinación del balance hídrico, al análisis de cambio climático, la calibración de algoritmos de teledetección, etc. En este sentido, la Organización Meteorológica Mundial puso en marcha una serie de experimentos de inter-comparación a nivel internacional, en especial para la precipitación sólida, entre los que destaca el [proyecto SPICE](#) (Goodison *et al.*, 1988; 1992). Se establece así un método de medición de referencia consistente en un pluviómetro de pesada colocado dentro un doble vallado de madera que lo aísla del efecto del viento (Golubev, 1985; Golubev *et al.*, 1989). Existen en la actualidad unas 25 estaciones de este tipo en 13 países.

La Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) se unió a este proyecto durante el invierno 2013-2014 a través del Departamento de Infraestructura, el Servicio de Observación y Sistemas Básicos de la Delegación Territorial de Aragón y con la ayuda del personal de la estación de esquí de Aramón-Formigal, instalándose una estación experimental de inter-comparación de sistemas de medida en la zona de Formigal-Sarrios. En el invierno 2014-2015 la estación ya contaba con el patrón internacional de medida de referencia (DFAR), junto con la estructura de doble vallado (Fig. 1). Actualmente la instalación cuenta con varios sensores de diversos fabricantes con el fin de cuantificar el error de medición asociado a varios parámetros, entre ellos el viento y la temperatura. Recientemente, el grupo de Erosión y Evaluación de Suelo y Agua de la Estación Experimental de Aula Dei (EEAD-CSIC) ha instalado dos disdrómetros OTT Parsivel (Fig. 1).

Este trabajo presenta las mediciones obtenidas con los disdrómetros OTT Parsivel durante 4 eventos de precipitación recogidos durante el mes de marzo de 2016, en comparación con la medida de referencia (DFAR).

Fig. 1: Instalación de los disdrómetros OTT Parsivel en la estación de esquí de ARAMON-Formigal, con el doble vallado del patrón internacional de medida de la precipitación al fondo.

2. MÉTODOS

Se utilizaron datos de 4 eventos de precipitación ocurridos en marzo de 2016, muestreados con una frecuencia minutal. Como valores de referencia se utilizaron los datos registrados mediante un pluviómetro totalizador de pesada (OTT Pluvio²) ubicado en el interior del doble vallado (patrón internacional de referencia DFAR). Este pluviómetro reduce las fuentes de error como la saturación en momentos de elevada intensidad de precipitación y tiene mejor capacidad para cuantificar la precipitación sólida (nieve). Se utilizaron asimismo los datos de dos disdrómetros OTT Parsivel orientados en direcciones E-O (P1) y N-S (P2) con el fin de evaluar el efecto de la intensidad y la dirección del viento en la precisión de la medida. Estos disdrómetros están dotados de dos cabezales, uno de los cuales es un emisor láser infrarrojo y el otro un receptor que mide la atenuación producida en el haz lumínico por las partículas que lo atraviesan (Löffler-Mang y Joss, 2000). A partir de esta información deriva el tamaño, velocidad y tipología de los metoros, basándose en la relación diámetro-velocidad de Gunn y Kinzer (1949). De estas medidas se derivan a su vez otras como la intensidad de la precipitación, el volumen de agua por volumen de aire, la visibilidad o la reflectividad de radar, entre otras. La velocidad y dirección del viento se registraron a una altura de 10 m mediante una anemo-veleta.

Se evaluó la influencia cuantitativa del viento, tanto en dirección como velocidad, a través de gráficos de dirección e intensidad para cada fase del evento. Se realizó un análisis descriptivo seleccionando un total de cuatro eventos acaecidos durante el mes de marzo de 2016, correspondiendo tres de ellos a precipitación en forma de nieve y uno a lluvia. En el último caso registraron datos ambos disdrómetros, mientras que en los restantes solo uno de ellos (P1) fue operativo. La selección de los eventos, así como su inicio y final, se determinó a partir de los datos del pluviómetro. Finalmente, se utilizó un modelo de regresión lineal para determinar el efecto del viento (dirección y velocidad) en la medición de la intensidad de la precipitación. La variable dirección de viento, se ha expresado con el valor absoluto de la función del seno aplicada al ángulo de la dirección del viento. Los valores -1 y 1 corresponden a la dirección W-E del disdrómetro.

3. RESULTADOS

Los eventos de precipitación analizados y su tipología, caracterizada por el disdrómetro, se muestran en la Tabla 1:

Evento	Inicio	Fin	Tipo
1	02/03/2016 7:00	03/03/2016 19:30	Nieve
2	05/03/2016 1:00	06/03/2016 6:00	Nieve
3	09/03/2016 8:00	10/03/2016 13:00	Nieve
4	26/03/2016 22:30	27/03/2016 05:30	Lluvia

Tabla 1: Eventos de precipitación analizados.

Las figuras 2 y 3 muestran las series temporales de intensidad de precipitación y la precipitación acumulada durante los eventos 1 (precipitación en forma de nieve) y 4 (precipitación líquida). Los eventos se dividieron en fases en función de puntos de ruptura en la correspondencia o diferencia de la medición, así como en función de cambios en la velocidad del viento.

Fig. 2: Series temporales de intensidad de precipitación y precipitación acumulada, junto con las rosas de los vientos que muestran la dinámica del mismo durante el evento 1 (nieve).

Fig. 3: Como la Figura 2, para el evento 4 (lluvia).

En los cuatro eventos se constató una subestimación de la intensidad y volumen total de la precipitación por parte del disdrómetro, proporcional a la intensidad del viento (Figura 2). La influencia de la dirección del viento se comprueba en el evento 4 (Figura 3), en el que el disdrómetro con orientación N-S (P2), más perpendicular a la dirección del viento SO-NE, registra más precipitación que el orientado E-O (P1).

Con el fin de cuantificar la influencia del viento en la medida de intensidad de la precipitación y proporcionar unos coeficientes que permitan una corrección se ajustó un modelo lineal entre los datos minutales de precipitación recogida con ambos sensores (N=2130) introduciendo en el modelo el tipo de precipitación (lluvia o nieve). La variable respuesta es el pluviómetro de referencia (Pluvio, mm h⁻¹) y las variables independientes descriptivas son la precipitación, en forma de lluvia o nieve, registrada por el disdrómetro (P1, mm h⁻¹), la velocidad del viento (WVEL, m s⁻¹), y la dirección del viento (WDIR) expresada con el valor absoluto a partir de una función seno en la que los valores -1 y 1 coinciden con W-E, que es la dirección del disdrómetro. Esta transformación de la variable, recogida en grados, equivale a expresar la dirección del viento en relación con la orientación del sensor, cuando el viento es paralelo = 1 y vale 0 cuando es perpendicular. Asimismo, como variable independiente, se introdujo también la interacción entre la velocidad y la dirección del viento. El modelo tiene un coeficiente de determinación $R^2 = 0.70$, una significación global de $p\text{-value} = 0.001$, siendo todas las variables significativas. El error medio es $\varepsilon \sim N(0, \sigma = 0.01711)$. Al haber introducido el tipo de precipitación resulta en 2 modelos que tienen la siguiente forma:

$$\text{Pluvio_nieve} = 0.4616829 * P1 + 0.0036459 * WVEL + 0.0206645 * WDIR - 0.0046527 * (WVEL * WDIR) + \varepsilon$$

$$\text{Pluvio_lluvia} = 0.7799376 * P1 + 0.0036459 * WVEL + 0.0206645 * WDIR - 0.0046527 * (WVEL * WDIR) + \varepsilon$$

Fig. 4: Precipitación acumulada durante los cuatro eventos de precipitación, por sensor. Las líneas muestran la evolución del pluviómetro de pesada (Pluvio, en rojo), el disdrómetro 1 (P1_disdro, en azul) y la serie corregida a partir de los coeficientes del modelo lineal (P1_corrected, en verde).

La figura 4 muestra la evolución de la precipitación acumulada de la serie combinada con todos los eventos cuando ambos sensores recogieron precipitación. Durante los 2130 minutos de precipitación analizados, el pluviómetro registró un total de 54.34 mm, mientras que el disdrómetro, P1, recogió 37.80 mm. La serie corregida muestra una precipitación acumulada de 51.50 mm, muy próxima al valor del pluviómetro de referencia.

La figura muestra como el modelo sobreestima ligeramente la precipitación en forma de nieve y subestima la precipitación en forma de lluvia. Esto explica el valor de los coeficientes, más alto para lluvia que para nieve.

4. DISCUSIÓN

La medición de la intensidad y volumen de precipitación mediante disdrómetros ópticos se ve afectada de manera importante por el efecto del viento, que produce un sesgo (subestimación) muy relevante. Este sesgo es proporcional a la velocidad del viento y a su dirección en relación con la orientación del sensor. El análisis presentado en este estudio es preliminar e introductorio, debido la escasez de datos, como consecuencia de la reciente instalación de los sensores así como fallos técnicos que solo han permitido seleccionar unos pocos eventos. Este hecho limita los resultados, y será necesaria una mayor cantidad de eventos para inferir resultados más concluyentes. Aun así resulta evidente la subestimación registrada por el disdrómetro, que es de un 59% sobre el total de precipitación medida por el pluviómetro. Cuando ambos sensores registran precipitación la subestimación del disdrómetro es de un 30%. La subestimación de la precipitación por efecto del viento es conocida (Tapiador *et al.*, 2012; Nespor *et al.*, 2000), y por ese motivo resulta necesaria la utilización de protectores de viento.

En este estudio no se ha analizado cómo afecta el viento a la distribución de los tamaños de gota y por qué existe una mayor correspondencia entre sensores al inicio del evento de precipitación que según se avanza en el mismo. Las observaciones de la distribución de los tamaños de gota revelan que al comienzo de los eventos las partículas son de mayor tamaño en general (Van Dijk *et al.*, 2002), y según avanza se tiende a tamaños más pequeños. Las partículas más pequeñas se ven más afectadas por flujos de turbulencia y viento, pudiendo explicar la diferencia en los valores observados a lo largo del evento.

La distancia entre los sensores y las leves diferencias en altura influyen en las diferencias de medición, ya demostrado por Heberden (1769) y más recientemente por Ciach (2003), quien encontró diferencias en las mediciones obtenidas por 15 pluviómetros colocados en una matriz cuadrada con distancias de 8 m entre los sensores. La subestimación depende también del tipo de sensor y su calibración (New *et al.*, 2000), a lo que hay que añadir la variabilidad natural asociada a la precipitación y los flujos atmosféricos.

En cualquier caso, el esfuerzo por cuantificar y corregir las mediciones de precipitación permitirá una mejora, no solo del conocimiento de la variable, sino también de la estimación de los balances hídricos y modelos de cambio climático, entre otras muchas aplicaciones.

AGRADECIMIENTOS

Los autores del trabajo agradecen a la AEMET el habernos permitido instalar sensores en el campo de pruebas Formigal-Sarrios, los datos de referencia utilizados en este trabajo, y la ayuda prestada. También agradecemos la colaboración de la estación de esquí ARAMÓN-Formigal. Este trabajo ha contado con financiación del proyecto DISDROPEC: CGL2011-24185. El trabajo de M. Angulo-Martínez ha sido posible gracias a un contrato postdoctoral del programa Juan de la Cierva del Ministerio Español de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

- Ciach, G.J., 2003. Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20, 752–759.
- Ellison, W.D., 1945. Some effects of raindrops and surface-flow on soil erosion and infiltration. *Transactions American Geophysical Union*, 26(3), 415-429.
- Golubev, V.S. On the problem of actual precipitation measurements at the observations site, in *Proceeding of the International Workshop on the Correction f Precipitation measurements W MO/TD 104*, pp. 61-64, World Meteorol. Organ., Geneva, Switzerland1, 1985.
- Golubev, V.S., Assessment of accuracy characteristics of the reference precipitation gauge with a double-fence shelter. In, *Final Report of the Fourth Session of the International Organizing Committee for the WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison*, St.Moritz, Switzerland. WMO, Geneva. 1989.
- Goodison, B.E. and Metcalfe, J.R., The WMO solid precipitation intercomparison: Canadian assessment. In, *WMO Technical Conference on Instruments and Method of Observation*, WMO/TD, No. 462, 221-225, 1992.
- Goodison, B.E., S. Klemm and B. Sevruk, WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. *TECO-1988 WMO/TD-No. 222*, Leipzig, Germany, 255-262, 1988.
- Gunn, R., Kinzer, G. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air, *Journal of Meteorology*, 6, 243-248.
- Heberden W. 1769. Of the quantities of rain which appear to fall at different heights over the same spot of ground. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 59: 359.
- Laws, J.O., Parsons, D.A. 1943. The relation of raindrop size to intensity. *American Geophysical Union Transactions*, 26, 452-460
- Löffler-Mang, M., Joss, J. 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors., *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 7(2), 130-139.
- Lowe, E.J. 1892. Raindrops. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 18 (84), 242-245.
- Marshall, J.S., Langille, R.C., Palmer, W.M.K. 1947. Measurement of rainfall by radar. *Journal of Meteorology*, 4, 186-192.

- Nespor, V., Krajewski, W.F., Kruger, A., 2000. Wind-induced error of raindrop size distribution measurement using a two-dimensional video disdrometer. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, 17 (11), 1483–1492.
- New, M., Hulme, M., Jones, P., 2000. Representing twentieth-century space–time climate variability. Part II: development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate* 13, 2217–2238.
- SPICE project: WMO SOLID PRECIPITATION INTERCOMPARISON EXPERIMENT (2012-2015). Retrieved from <http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/intercomparisons/SPICE/SPICE.html>
- Tapiador, F.J., Turk, F.J., Petersen, W., Hou, A. Y., García-Ortega, E., Machado, L.A., Angelis, C.F., Salio, P., Kidd, C., Huffman, G.J., de Castro, M. 2012. Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. *Atmospheric Research*, 104–105, 70–97.
- Van Dijk, A.I.J.M., Bruijnzeel, L.A., Rosewell, C.J. Rainfall intensity-kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *J Hydrol* 2002; 261: 1-23.

TENDENCIAS DE LAS RACHAS MÁXIMAS DIARIAS DE VELOCIDAD DEL VIENTO EN ESPAÑA Y PORTUGAL, 1961-2014

Cesar AZORÍN MOLINA^{1,2}, José Antonio GUIJARRO³, Tim R. McVICAR⁴,
Sergio M. VICENTE SERRANO², Lorenzo MINOLA¹, Deliang CHEN¹,
Sonia JEREZ⁵, Fátima ESPÍRITO SANTO⁶

¹ Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, Gothenburg, Suecia.

² Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Zaragoza.

³ Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Delegación Territorial en Illes Balears, Palma de Mallorca.

⁴ CSIRO Land and Water, Canberra, ACT, Australia.

⁵ Departamento de Física, Universidad de Murcia.

⁶ Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Lisboa.

cazorin@ipe.csic.es, jguijarro@aemet.es, Tim.Mcvicar@csiro.au, svicen@ipe.csic.es,
lorenzo.minola@gu.se, deliang@gvc.gu.se, sonia.jerez@gmail.com, Fatima.Coelho@ipma.pt

RESUMEN

Dadas las inconsistencias en las tendencias de las rachas máximas diarias de velocidad del viento (DPWG) bajo un escenario de “stilling” (descenso de la velocidad media del viento), este estudio evalúa las tendencias de dos parámetros de las DPWG en España y Portugal durante 1961-2014: (i) la frecuencia (percentil 90); y (ii) la magnitud (velocidad máxima del viento). Las 80 series observadas de las DPWG fueron homogeneizadas a resolución diaria utilizando series de referencia obtenidas a partir del modelo MM5. A escala anual, la frecuencia media de las DPWG mayores que su percentil 90 disminuyó en -1.49 días década⁻¹ ($p < 0.05$), con marcadas diferencias estacionales: descensos en invierno (-0.73 días década⁻¹; $p < 0.05$) y ascensos en verano (+0.18 días década⁻¹; $p > 0.10$). A su vez, la tendencia en la magnitud de las DPWG a escala anual no resultó significativa (-0.005 m s⁻¹ década⁻¹; $p > 0.10$), pero sí estacionalmente: descenso en invierno (-0.168 m s⁻¹ década⁻¹; $p < 0.10$) y ascenso en verano (+0.130 m s⁻¹ década⁻¹; $p < 0.05$). Estos resultados revelan que las DPWG son menos frecuentes e intensas durante el semestre frío (noviembre-abril) y más frecuentes e intensas durante el semestre cálido (mayo-octubre).

Palabras clave: rachas máximas diarias, velocidad del viento, tendencias, España y Portugal.

ABSTRACT

Given the inconsistencies of wind gust trends under the widespread decline in near-surface wind speed (“stilling”), our study aimed to assess trends of observed daily peak wind gusts (DPWG) across Spain and Portugal for 1961-2014 by analyzing trends of: (i) the frequency (90th percentile); and (ii) the magnitude (wind speed maxima) of DPWG. Wind gust series were homogenized on a daily basis, using MM5-simulated series as reference, resulting in 80 suitable station-based datasets. The average frequency of DPWG greater than the 90th percentile declined by -1.49 days

decade⁻¹ ($p < 0.05$) annually. This showed marked seasonal differences: decreasing in winter (-0.73 days decade⁻¹; $p < 0.05$) and increasing in summer ($+0.18$ days decade⁻¹; $p > 0.10$). A negligible trend was calculated for the annual magnitude of DPWG (-0.005 m s⁻¹ decade⁻¹; $p > 0.10$), with distinct seasonality: declining in winter (-0.168 m s⁻¹ decade⁻¹; $p < 0.10$) and increasing in summer ($+0.130$ m s⁻¹ decade⁻¹; $p < 0.05$). Combined these results reveal less frequent and declining DPWG during the cold semester (November-April) and more frequent and increasing DPWG during the warm semester (May-October).

Key words: daily peak wind gusts, wind speed, trends, Spain and Portugal.

1. INTRODUCCIÓN

La mayoría de estudios climáticos sobre variabilidad del viento se han centrado en el análisis de la velocidad media (McVicar *et al.*, 2012). Estas investigaciones han detectado un descenso significativo de la velocidad media del viento, estimado del orden de -0.140 m s⁻¹ dec⁻¹ según McVicar *et al.* (2012), y preferentemente afectando a superficies continentales de latitudes medias. Roderick *et al.* (2007) acuñó a este fenómeno con el término anglosajón de “stilling”. Sin embargo, el estudio de las tendencias de las rachas máximas diarias de la velocidad del viento ha sido escasamente abordado, y sólo en los últimos años ha adquirido un mayor interés debido al posible impacto del cambio climático en la frecuencia e intensidad de los fenómenos meteorológicos extremos: es decir, los temporales de fuerte viento. Recientemente, Azorin-Molina *et al.* (2016; vid “Tabla 1”) hicieron una revisión bibliográfica detectando que en un 55% de los estudios científicos se observaba un descenso en las rachas máximas diarias de velocidad del viento, acorde con el fenómeno “stilling”; en cambio, en el 45% restante se observaba un ascenso o no se identificaba una tendencia clara de los episodios de viento extremo.

En vistas de (i) el escaso número de investigaciones que han analizado las tendencias de las rachas máximas diarias de la velocidad del viento a partir de observaciones; (ii) los resultados poco concluyentes; y (iii) el impacto socioeconómico y ambiental de este riesgo natural, es importante abordar nuevos estudios sobre tendencias y variabilidad decadal de las rachas máximas diarias de velocidad del viento (Vose *et al.*, 2014). El objetivo principal de este estudio es estimar por primera vez las tendencias de las rachas máximas diarias de la velocidad del viento en España y Portugal durante el periodo 1961-2014.

2. DATOS, HOMOGENEIZACIÓN Y ANÁLISIS DE TENDENCIAS

2.1. Rachas máximas diarias de velocidad del viento

Los datos observados de rachas máximas diarias de velocidad del viento (DPWG de aquí en adelante; en m s⁻¹) fueron suministrados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y el *Instituto Português do Mar e da Atmosfera* (IPMA). La DPWG corresponde al pico máximo sostenido de la velocidad del viento de duración mínima de 3 segundos (WMO, 1987) obtenido desde las 0000 a las 2400 UTC. La disponibilidad de estaciones que registran las DPWG es elevado (900 y 16 observatorios en España y Portugal, respectivamente), aunque la mayoría de series son cortas para el

análisis de tendencias. Por tanto, en este estudio se preseleccionaron 80 estaciones (73 España y 7 Portugal) cubriendo el periodo de estudio 1961-2014. Estas series se registraron en estaciones meteorológicas de primer orden, ubicadas en su mayoría en aeropuertos, lo que a priori asegura la calidad de las series en cuanto a inspección diaria y escasos cambios artificiales / naturales alrededor de la estación.

2.2. Homogeneización

Tomando la capacidad de los productos de modelización para reproducir el campo de viento y sus tendencias a largo plazo (Jerez *et al.*, 2013), así como los avances en homogeneización de datos de velocidad del viento presentados en Azorin-Molina *et al.* (2014), en este trabajo también utilizamos el *Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research mesoscale model MM5* (Grell *et al.*, 1994; Jerez *et al.*, 2013), para crear series de referencia y ajustar discontinuidades (*break points*). Estos puntos de ruptura en las series originales son debidos a múltiples causas, pero principalmente se asocian a la relocalización y cambio en la altura del anemómetro (Wan *et al.*, 2010). Debido a que las salidas del modelo MM5 son horarias (24 datos al día), se utilizó el valor máximo horario como representativo de las DPWG; esta estimación es correcta para ser utilizada en la homogeneización de las DPWG puesto que presenta coeficientes de correlación de Pearson de r 0.6-0.7 (46.3%) y 0.7-0.8 (36.3%) respecto a las series observadas. Para ello se tomó el valor de velocidad del viento a 10 m interpolado del punto de grid más próximo a cada estación. Por la escasez de metadatos, el proceso de homogeneización de las 80 series de velocidad del viento abarcó las siguientes fases: (i) control de calidad realizado por AEMET e IPMA (Aguilar *et al.*, 2003); (ii) reconstrucción de 10 (España) y 6 (Portugal) estaciones uniendo series en aquellos casos de relocalización o cambio por estación meteorológica automática; y (iii) homogeneización de las series utilizando CLIMATOL versión 2.2 (<http://www.climatol.eu/>), que detecta las inhomogeneidades mediante el *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT; Alexandersson, 1986). En total se ajustaron 85 discontinuidades, y el total de las 80 series originales (73 España y 7 Portugal) fueron utilizadas para el análisis de tendencias. Una descripción detallada del proceso de homogeneización de series diarias de rachas máximas de velocidad del viento se puede consultar en Azorin-Molina *et al.* (2016).

2.3. Análisis de tendencias

En este trabajo se analizan las tendencias espacio-temporales de dos parámetros de las DPWG a escala anual, estacional y mensual: (i) la frecuencia de las DPWG que superan el percentil 90 (en días década⁻¹); y (ii) la magnitud en forma de velocidad máxima del viento (en m s⁻¹ década⁻¹). Estas tendencias se han calculado para cada una de las 80 estaciones de forma independiente, y para las series regionales construidas para el conjunto de las 80 estaciones, las 73 de España y las 7 de Portugal. Para estimar el signo y cambio en la frecuencia y magnitud de las DPWG aplicamos un análisis de regresión lineal entre la serie temporal (variable independiente) y (i) la serie de días con DPWG excediendo el percentil 90, y (ii) la serie media (en m s⁻¹) de

las DPWG (variables dependientes), resultando la pendiente del modelo de regresión, el signo y cambio de las DPWG. De forma adicional, se aplicó un filtro gaussiano de 15-años para representar la variabilidad decadal. La significación estadística de las tendencias se calculó utilizando el coeficiente de correlación no paramétrico de Mann-Kendall tau-b (Kendall y Gibbons, 1990), que mide el grado en que una tendencia está aumentando o disminuyendo, aplicando previamente la función de autocorrelación (von Storch, 1995) puesto que las autocorrelaciones significativas incrementan la probabilidad de que el tau-b detecte tendencias significativas. En este trabajo se presentan las tendencias de las DPWG considerando tres umbrales de significación estadística: (i) significativas a $p < 0.05$; (ii) significativas a $p < 0.10$; y (iii) no significativas a $p < 0.10$.

Periodo	Frecuencia media DPWG > percentil 90 (días década ⁻¹)			Magnitud media DPWG (m s ⁻¹ década ⁻¹)		
	Todas	España	Portugal	Todas	España	Portugal
Anual	(-1.49)	(-1.55)	-0.79	-0.005	0.003	(-0.091)
Invierno	(-0.73)	(-0.76)	-0.40	-0.168	-0.168	-0.168
Primavera	(-0.50)	(-0.52)	-0.24	-0.015	-0.008	(-0.092)
Verano	0.18	0.20	-0.13	(0.130)	(0.148)	-0.045
Otoño	-0.39	(-0.43)	0.03	0.035	0.041	-0.040

Tabla 1: Tendencias de la frecuencia y magnitud de las DPWG para las 80 estaciones (todas), España y Portugal durante 1961-2014. En negra y paréntesis ($p < 0.05$), y en negrita ($p < 0.10$).

3. RESULTADOS

3.1. Tendencias en la frecuencia de las DPWG

La Tabla 1 resume las tendencias anuales y estacionales del número medio de días que exceden el percentil 90 de las DPWG durante 1961-2014. A escala anual, la frecuencia media de las DPWG disminuyó en -1.49 días década⁻¹ ($p < 0.05$), con marcadas diferencias estacionales: descensos significativos en invierno (-0.75 días década⁻¹), primavera (-0.50 días década⁻¹) y otoño (-0.39 días década⁻¹), y ascensos no significativos en verano ($+0.18$ días década⁻¹). La Figura 1 representa la variabilidad temporal del número medio de días que exceden el percentil 90 de las DPWG para España y Portugal, desplegando una variabilidad similar entre ambas series como demuestran los coeficientes de correlación indicados en la figura. A escala anual, esta variabilidad temporal se puede dividir en tres periodos: (i) débil ascenso desde 1961 a 1980; (ii) descenso pronunciado desde 1980 a 1998; y (iii) ligero ascenso en la ocurrencia de las DPWG desde 1998 a 2014. Las tendencias anuales y estacionales para España y Portugal también se resumen en la Tabla 1, donde se observa que la tendencia de descenso en invierno, primavera y otoño es más marcada y estadísticamente significativa en España, diferenciándose Portugal al desplegar un leve descenso en verano y ascenso en otoño, ninguno de ellos significativo.

Fig. 1: Número medio anual y estacional de días con DPWG que exceden el percentil 90 en España (línea de puntos rojos) y Portugal (línea azul) a lo largo del período 1961-2014. El filtro gaussiano de paso bajo (15-años) se dibuja en trazo discontinuo para España y continuo para Portugal.

La Figura 2 despliega la distribución espacial del signo, cambio y significación de las tendencias en la frecuencia de las DPWG que superan el percentil 90 por cada una de las 80 estaciones analizadas. Lo más destacado corresponde al claro patrón mensual observado a lo largo del año, con un cambio gradual desde el dominio de tendencias negativas de noviembre a abril, y ascensos de mayo a octubre.

3.2. Tendencias en la magnitud de las DPWG

En la Tabla 1 también se resumen las tendencias anuales y estacionales de la magnitud de las DPWG durante 1961-2014. Para la serie regional en su conjunto, la intensidad de las DPWG apenas ha descendido muy levemente sin ser significativa a escala anual ($-0.005 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$; $p > 0.10$). Estacionalmente, al igual que ocurría con la frecuencia de las DPWG que exceden el percentil 90, también se detecta un descenso en su magnitud en invierno ($-0.168 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$; $p < 0.10$) y primavera ($-0.015 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$; $p < 0.10$), pero en cambio no en otoño donde se observa un leve ascenso ($+0.035 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$; no significativo a $p < 0.10$). El ascenso observado en verano en la frecuencia de las DPWG que superan el percentil 90, también se corresponde

Fig. 2: Distribución espacial del signo, magnitud de la tendencia (en días década⁻¹) y significación estadística (triángulos rellenos en azul y rojo indican significación estadística al $p<0.05$; en azul claro y naranja al $p<0.10$; y sin relleno implica que no hay significación al $p<0.10$) de las tendencias del percentil 90 de las DPWG para las 80 estaciones durante 1961-2014.

con un aumento en su magnitud ($+0.130 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$; $p < 0.05$). La Figura 3 muestra la variabilidad temporal de la magnitud de las DPWG para España y Portugal, con idéntica variabilidad entre ambas series como indican los coeficientes de correlación, excepto en verano. En el caso de España destaca que si bien a escala anual se observa un descenso significativo en la tendencia de la frecuencia de las DPWG, no ocurre lo mismo con su magnitud que es levemente positiva ($+0.003 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$; $p > 0.10$); sí es en cambio negativa para Portugal ($-0.090 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$; $p < 0.05$). Las tendencias estacionales muestran descensos en la magnitud de las DPWG en invierno y primavera en España, y en todas las estaciones para Portugal, y ascensos en la magnitud de las DPWG en otoño y particularmente en verano en España.

Fig. 3: Media anual y estacional de las DPWG en España (línea de puntos rojos) y Portugal (línea azul) a lo largo del periodo 1961-2014. El filtro gaussiano de paso bajo (15-años) se dibuja en trazo discontinuo para España y continuo para Portugal.

Por último, la Figura 4 presenta la distribución espacio-temporal del signo, cambio y significación de las tendencias en la magnitud de las DPWG, mostrando un patrón estacional/mensual muy definido: es decir, con un dominio de tendencias negativas desde noviembre a abril, y de tendencias positivas de mayo a octubre.

Fig. 4: Distribución espacial del signo, magnitud de la tendencia (en m s⁻¹ decada⁻¹) y significación estadística (triángulos rellenos en azul y rojo indican significación estadística al p<0.05; en azul claro y naranja al p<0.10; y sin relleno implica que no hay significación al p<0.10) de las tendencias de la magnitud de las DPWG para las 80 estaciones durante 1961-2014.

4. CONCLUSIONES

Las conclusiones de este estudio sobre las tendencias de las rachas máximas diarias de velocidad del viento en España y Portugal durante 1961-2014 son las siguientes:

- (i) La frecuencia anual de las DPWG (percentil 90) descendió de forma significativa, desplegando un patrón estacional/mensual muy marcado con descensos en invierno y ascensos en verano.
- (ii) La magnitud anual de las DPWG (máxima velocidad del viento) exhibió un leve descenso no significativo, pero también presentando una marcada estacionalidad entre los descensos en invierno y ascensos en verano.
- (iii) Ambos resultados revelan que por lo general las DPWG son menos frecuentes e intensas durante el semestre frío (noviembre-abril) y más frecuentes e intensas durante el semestre cálido (mayo-octubre).

Según Azorin-Molina *et al.* (2016), estos cambios en la frecuencia y magnitud de las rachas máximas de velocidad del viento están asociados, principalmente en invierno, a la variabilidad decadal de la Oscilación del Atlántico Norte; sin embargo, se ha comprobado que la circulación atmosférica juega un papel débil en primavera, verano y otoño, lo que sugiere que otros mecanismos a escala local y mesoescalar explicarían las tendencias observadas en los últimos 50-60 años.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue liderado por C. A.-M durante la estancia de investigación realizada en el *CSIRO Land and Water* (Canberra, Australia) bajo la ayuda José Castillejo (CAS14/00314), el contrato posdoctoral JCI-2011-10263, y el proyecto CGL2014-517221-REDT (Red RECLIM) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad. D.C. ha sido financiado con los proyectos BECC, MERGE y VR. Los autores desean agradecer a la AEMET y al IPMA por la cesión de los datos de viento, y en particular a Raquel Lorente-Plazas y Juan Pedro Montávez (Departamento de Física de la Universidad de Murcia) por las series simuladas de velocidad del viento.

REFERENCIAS

- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T.C., y Wieringa, J. (2003) *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization*. World Meteorological Organization.
- Alexandersson, H. (1986) "A homogeneity test to precipitation data". *International Journal of Climatology*, 6 (6), pp. 661-675, doi: 10.1002/joc.3370060607.
- Azorin-Molina, C., Vicente-Serrano, S.M., McVicar, T.R., Jerez, S., Sanchez-Lorenzo, A., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Trigo, R. M., Lopez-Bustins, J.A., y Espírito-Santo, F. (2014). "Homogenization and assessment of observed near-surface wind speed trends over Spain and Portugal, 1961-2011." *Journal of Climate*, 27 (10), pp. 3692-3712, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00652.1>.
- Azorin-Molina, C., Guijarro, J.A., McVicar, T.R., Vicente-Serrano, S.M., Chen, D., Jerez, S., y Espírito-Santo, F. (2016). "Trends of daily peak wind gusts in Spain and Portugal, 1961-2014." *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 121 (3), pp. 1059-1078, doi: 10.1002/2015JD024485.

- Grell, G.A., Dudhia, J., y Stauffer, D.R. (1994) *A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. NCAR Tech. Note 398+STR, Natl. Cent. For Atmos. Res, Boulder, Colorado.
- Jerez, S., Trigo, R.M., Vicente-Serrano, S.M., Pozo-Vázquez, D., Lorente-Plazas, R., Lorenzo-Lacruz, J., Santos-Alamillos, F., y Montávez, J.P. (2013). “The impact of the North Atlantic Oscillation on the renewable energy resources in southwestern Europe”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(10), pp. 2204-2225, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0257.1>.
- Kendall, M.G., y Gibbons, J.D. (1990). *Rank Correlation Methods*. Oxford University Press.
- McVicar, T.R., Roderick, M.L., Donohue, R.J., Li, L.T., Van Niel, T.G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N.M., Mescherskaya, A.V., Kruger, A.C., Rehman, S., y Dinpashoh, Y. (2012). “Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation”. *Journal of Hydrology*, 416-417, pp.182-205.
- Roderick, M.L., Rotstayn, L.D., Farquhar, G.D., y Hobbins, M.T. (2007). “On the attribution of changing pan evaporation”. *Geophysical Research Letters*, 34 (17), L17403, doi:10.1029/2007GL031166.
- von Storch, H. (1995). *Misuses of statistical analysis in climate research*. En: von Storch, H., y Navarra, A. (Eds.). *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, Springer, pp. 11-26.
- Vose, R.S., *et al.* (2014). “Monitoring and understanding changes in extremes: extratropical storms, winds, and waves”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(3), pp.377-386, doi: 10.1175/BAMS-D-12-00162.1.
- Wan, H., Xiaolan, L.W., y Swail, V.R. (2010). “Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds”. *Journal of Climate*, 23 (5), pp. 1209-1225, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI3200.1>.
- WMO (1987). The measurement of gustiness at routine wind stations: A review, (A.C.M. Beljaars), Instruments and Observing Methods Report No. 31, Geneva.

EVALUACIÓN DEL IMPACTO DEL INTERVALO DE MEDIDA EN EL CÁLCULO DE LA MEDIA Y TENDENCIAS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO BAJO EL FENÓMENO DEL “STILLING”

Cesar AZORÍN MOLINA^{1,2}, Sergio M. VICENTE SERRANO², Tim R. McVICAR³, Lorenzo MINOLA¹, Deliang CHEN¹, Jesús REVUELTO⁴, Juan LÓPEZ MORENO²

¹ Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, Gothenburg, Suecia.

² Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Zaragoza.

³ CSIRO Land and Water, Canberra, ACT, Australia.

⁴ Université Grenoble Alpes, LTHE-CEN, CNRS, Grenoble, Francia.

cazorin@ipe.csic.es, svicen@ipe.csic.es, Tim.Mcvicar@csiro.au, lorenzo.minola@gu.se, deliang@gvc.gu.se, revuelto84@gmail.com, nlopez@ipe.csic.es

RESUMEN

Este estudio analiza por primera vez el impacto del intervalo de medida en la estimación de la media y las tendencias de la velocidad del viento, como posible causa del fenómeno “stilling” (descenso de la velocidad media del viento). Los dos intervalos de medida corresponden a la velocidad del viento obtenida a partir de: (i) 4-horas sinópticas (0000, 0700, 1300 y 1800 UTC; WS); y (ii) recorrido del viento en 24 horas (WR). Esta investigación se realizó en España utilizando la disponibilidad de series en paralelo de WS y WR para 1961-2011 (12 estaciones) y 1979-2008 (19 estaciones). Los resultados indican que la velocidad media del viento es estadísticamente 0.24 m s^{-1} mayor para la WS frente al WR, mostrando un ciclo estacional con mayores diferencias en julio (0.49 m s^{-1}) y menores en diciembre (-0.01 m s^{-1}); y que para el periodo 1979-2008 la WS ($-0.057 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$) presenta una tendencia más negativa en comparación al WR ($-0.011 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$), aunque muy pocas diferencias en estas tendencias entre WS y WR son estadísticamente significativas. De forma contraria, estas diferencias no son estadísticamente significativas para 1961-2011.

Palabras clave: intervalos de medida, velocidad media del viento, recorrido del viento, tendencias, “stilling”.

ABSTRACT

This study analyzes for the first time how the two most common measurement time intervals of daily mean data averaged wind speed being either: (i) 4-synoptic times (0000, 0700, 1300 and 1800 UTC; WS); or (ii) 24-hour wind run measurements (WR), can affect the estimation of wind speed averages and trends; as a potential cause of the observed land-surface stilling. This was performed across Spain for 1961-2011 (12 stations) and 1979-2008 (19 stations) where WS and WR daily wind speed observations were simultaneously recorded. Results indicate that mean wind speed is 0.24 m s^{-1} statistically greater for WS than WR measurements annually, being seasonally dependent with major differences in July (0.49 m s^{-1}) and minor in December (-0.01 m s^{-1});

that WS ($-0.057 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$) shows a more negative wind speed trend when compared to WR ($-0.011 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$) annually (and seasonally) for 1979-2008, but few trend differences are statistically significant. In contrast, differences are almost negligible for 1961-2011.

Key words: measurement time intervals, mean wind speed, wind run, long-term trends, stilling.

1. INTRODUCCIÓN

En el marco del actual fenómeno de “stilling” (Roderick *et al.*, 2007), es decir, del descenso observado en la velocidad del viento sobre superficies continentales de latitudes medias en los últimos 30-50 años (estimado en promedio en $-0.140 \text{ m s}^{-1} \text{ dec}^{-1}$; McVicar *et al.*, 2012), varias han sido las causas hipotéticas que podrían estar detrás de este fenómeno: (i) debilitamiento de la circulación atmosférica causada por la expansión de la célula de Hadley (Lu *et al.*, 2007); (ii) incremento de la rugosidad del terreno asociada a una mayor masa forestal, crecimiento urbano y otros cambios en los usos del suelo (Vautard *et al.*, 2010); (iii) problemas de instrumentación (Wan *et al.*, 2010); (iv) aumento de la estabilidad atmosférica causada por la contaminación atmosférica (Xu *et al.*, 2006); y (v) efectos astronómicos vinculados a cambios decadales en la longitud del día (Mazzarella, 2007).

Sin embargo, la causa (iii) asociada a los procedimientos de observación e instrumentación meteorológica utilizados para medir la velocidad del viento apenas ha sido abordada (Wan *et al.*, 2010) y, hasta la fecha, ninguna investigación ha cuantificado el impacto del intervalo de medida en la estimación de la velocidad media y las tendencias del viento. En este sentido, los datos diarios y mensuales de velocidad media del viento pueden ser obtenidos a partir de dos intervalos de medida, la velocidad del viento (WS de aquí en adelante) y el recorrido del viento (WR de aquí en adelante) (vid. definiciones en el apartado 2 sobre datos y metodología), dependiendo de los sistemas de observación adoptados por cada Servicio Meteorológico Nacional. De este modo, los estudios sobre tendencias y variabilidad decadal de la velocidad del viento han utilizado de forma indistinta ambos intervalos de medida (McVicar *et al.*, 2012). El objetivo de este trabajo es por tanto cuantificar por primera vez el impacto del intervalo de medida en la estimación de la media y las tendencias de la velocidad del viento como posible causa del “stilling”.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1. Velocidad (WS) y recorrido (WR) del viento

La Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) registra los datos de velocidad del viento utilizando dos intervalos de medida: (1) observaciones de velocidad media del viento en 10-minutos (WS, en m s^{-1}) a las horas sinópticas de las 0000, 0700, 1300 y 1800 UTC; y (2) observaciones del recorrido diario del viento (WR, convertidos a m s^{-1}), es decir, la distancia total recorrida por el viento en un periodo de 24 horas, de 0000 a 2400 UTC. Ambas observaciones se obtienen con distintos tipos de anemómetros (Azorin-Molina *et al.*, 2014) a 10-metros de altura, y los valores medios mensuales se calculan a partir de aquellos días con tres o más observaciones para WS,

y para aquellos meses que tienen como mínimo 26 días de observación (para ambos WS y WR); en caso contrario, ese día o mes queda excluido y etiquetado como valor perdido. La calidad de las observaciones de WS y WR en este estudio comparativo de ambos intervalos de medida se fundamenta en el hecho de que las series se registraron en estaciones meteorológicas de primer orden, ubicadas en su mayoría en aeropuertos, con inspección diaria y escasos cambios artificiales / naturales alrededor de la estación, lo que asegura la calidad de las series. En cualquier caso, en este estudio se analizan las series homogeneizadas de WS y WR. En el caso de las series de WS, este estudio parte de las series homogeneizadas por Azorin-Molina *et al.* (2014), mientras que las series de WR fueron sometidas al robusto protocolo de homogeneización que se describe a continuación.

2.2. Homogeneización

En este estudio aplicamos el protocolo de homogeneización definido por Azorin-Molina *et al.* (2014), para homogeneizar las series de WR y corregir inhomogeneidades causadas principalmente por la relocalización de la estación y cambios en la altura del anemómetro (Wan *et al.*, 2010). Para ello utilizamos series de referencia construidas a partir del modelo MM5 (*Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research mesoscale model MM5* (Grell *et al.*, 1994; Jerez *et al.*, 2013), por su capacidad de reproducir el campo de viento y sus tendencias a largo plazo. El protocolo de homogeneización consistió en tres fases: (i) control de calidad realizado previamente por AEMET (Aguilar *et al.*, 2003) para eliminar valores erróneos; (ii) reconstrucción de una única estación (Toledo) debido a relocalización o cambio por estación meteorológica automática; y (iii) aplicación del *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT; Alexandersson, 1986) para detectar inhomogeneidades utilizando el software AnClim (Stepanek, 2004). El protocolo detectó 139 discontinuidades y dos series fueron descartadas debido al elevado número de inhomogeneidades que presentaban. Por último, las lagunas fueron rellenadas con los datos de MM5. Una descripción detallada del proceso de homogeneización de series medias mensuales de velocidad del viento se puede consultar en Azorin-Molina *et al.* (2014). En resumen, en este trabajo se utilizan series simultáneas y homogeneizadas de WS y WR para 12 estaciones durante el periodo 1961-2011, y 19 estaciones para el periodo 1979-2008.

2.3. Análisis de tendencias

En primer lugar, cada una de las series así como las series regionales de WS y WR construidas para toda España fueron convertidas a series de desviaciones (anomalías) respecto a la media del período 1981-2010 (para 1961-2011) y 1979-2008 (para 1979-2008). A continuación, se aplicó un análisis de regresión lineal entre la serie temporal (variable independiente) y la serie de anomalías de WS y WR (variable dependiente) a fin de calcular el signo y magnitud (en $\text{m s}^{-1} \text{decada}^{-1}$) de la tendencia de la velocidad del viento. Además, para representar mejor la variabilidad y fluctuaciones decadales de la velocidad del viento, se aplicó un filtro gaussiano de 15-años. La significación estadística de las tendencias anuales, estacionales y mensuales se obtuvo mediante el coeficiente de correlación no paramétrico de Mann-Kendall tau-b (Kendall y Gibbons, 1990), aplicando de forma previa la función de autocorrelación (von Storch, 1995)

puesto que las autocorrelaciones significativas incrementan la probabilidad de que el tau-b detecte tendencias significativas; sin encontrar una autocorrelación más allá del lag-0 al nivel de significación $p < 0.05$. Al igual que en trabajos previos (McVicar *et al.*, 2010), tres umbrales de significación estadística han sido utilizados: (i) significativas a $p < 0.05$; (ii) significativas a $p < 0.10$; y (iii) no significativas a $p < 0.10$. Por último, la significación estadística de las diferencias entre WS y WR se evaluó a partir del test de Wilcoxon-Mann-Whitney (Siegel y Castelan, 1988); y de las diferencias en las tendencias entre WS y WR con el test propuesto por Clogg *et al.* (1995). El coeficiente de correlación de Pearson (R) y el coeficiente de determinación (R^2) se utilizaron para medir la relación entre las series de anomalías de WS y WR.

Fig. 1: Scatterplot anual y estacional de la velocidad media mensual del viento a partir de WS y WR para el conjunto de las 19 series durante 1961-2011. Ajuste perfecto (línea negra), regresión lineal (línea roja discontinua).

3. RESULTADOS

3.1 Diferencias de velocidad del viento entre WS y WR

La Figura 1 muestra que la velocidad media mensual registrada como promedio de las cuatro horas sinópticas, es decir, la WS, es mayor que la medida continuamente durante 24 horas por el WR. A escala anual (Fig. 1a), el ajuste de regresión lineal muestra una relación moderada ($R^2 = 0.71$, $p < 0.01$) entre WS y WR, resultando la velocidad del viento mayor para WS. Estacionalmente, el mejor ajuste entre ambos intervalos de medida se observa en invierno (Fig. 1b) y otoño (Fig. 1e) ambos con $R^2 = 0.77$ ($p < 0.01$), seguido de primavera (Fig. 1c; $R^2 = 0.68$, $p < 0.01$), mientras que el ajuste más bajo ocurre en verano (Fig. 1d; $R^2 = 0.54$, $p < 0.01$). La Tabla 1 resume

la velocidad media del viento (en m s^{-1}) para ambos intervalos de medida a partir de todos los datos de las 19 estaciones meteorológicas durante el periodo 1961-2011. La velocidad media del viento es 0.24 m s^{-1} superior para la WS (3.03 m s^{-1}) frente al WR (2.79 m s^{-1}), siendo esta diferencia estadísticamente significativa ($p < 0.05$) según el test de Wilcoxon-Mann-Whitney. Estacionalmente, estas diferencias son mayores en primavera (0.31 m s^{-1}) y verano (0.42 m s^{-1}), y de menor grado en otoño (0.18 m s^{-1}) e invierno (0.08 m s^{-1}); siendo todas estas diferencias estadísticamente significativas al nivel de $p < 0.05$. A escala mensual se detecta un ciclo intraanual bien definido en las diferencias de velocidad del viento calculadas entre ambos intervalos de medida, con diferencias mínimas y no estadísticamente significativas en diciembre (-0.01 m s^{-1} ; $p > 0.10$), y máximas y estadísticamente significativas en junio (0.49 m s^{-1} ; $p < 0.05$) y julio (0.45 m s^{-1} ; $p < 0.05$).

Periodo	WS	WR	Dif.	Sig.	Pares de WS vs. WR.
Anual	3.03	2.79	0.24	**	10679
Invierno	2.99	2.91	0.08	**	2670
Primavera	3.34	3.03	0.31	**	2667
Verano	3.11	2.69	0.42	**	2669
Otoño	2.70	2.52	0.18	**	2673
Enero	2.99	2.87	0.12	**	889
Febrero	3.13	3.00	0.13	**	889
Marzo	3.30	3.08	0.22	**	889
Abril	3.41	3.10	0.31	**	889
Mayo	3.31	2.92	0.39	**	889
Junio	3.23	2.74	0.49	**	889
Julio	3.16	2.71	0.45	**	890
Agosto	2.95	2.61	0.34	**	890
Septiembre	2.69	2.41	0.28	**	891
Octubre	2.70	2.52	0.18	**	891
Noviembre	2.70	2.61	0.09	**	891
Diciembre	2.84	2.85	-0.01	n.s.	892

Tabla 1: Velocidad media del viento a escala anual, estacional y mensual calculada para el conjunto de pares de datos (#10679) con registros simultáneos de WS y WR. Test de Wilcoxon-Mann-Whitney: ** ($p < 0.05$), * ($p < 0.10$), y n.s. ($p > 0.10$).

3.2. Diferencias en las tendencias de velocidad del viento entre WS y WR

La Tabla 2 presenta las tendencias anuales y estacionales de velocidad del viento calculadas a partir de WS y WR para los dos periodos de estudio. En el caso del periodo más largo (1961-2011; 12 estaciones meteorológicas), las diferencias encontradas

en las tendencias de velocidad del viento son prácticamente descartables (no significativas al nivel $p < 0.10$) entre WS y WR, con sólo un leve sesgo hacia tendencias más negativas para WS. A escala anual, la velocidad del viento descendió $0.003 \text{ m s}^{-1} \text{ decada}^{-1}$ más para WS ($-0.036 \text{ m s}^{-1} \text{ decada}^{-1}$; $p < 0.05$) que WR ($-0.033 \text{ m s}^{-1} \text{ decada}^{-1}$; $p < 0.05$). Estacionalmente, la WS registro tendencias levemente más negativas respecto a WR, excepto en invierno donde este último intervalo de medida mostró tendencias más negativas. Asimismo, la Figura 2 muestra expresamente una variabilidad temporal (filtro gaussiano) muy similar, con escasas diferencias entre WS y WR, como así demuestra el coeficiente de determinación que es estadísticamente significativo ($p < 0.01$) para todas las escalas temporales: anual (Fig. 2a; $R^2 = 0.48$), invierno (Fig. 2b; $R^2 = 0.84$), primavera (Fig. 2c; $R^2 = 0.72$), verano (Fig. 2d; $R^2 = 0.33$) y otoño (Fig. 2e; $R^2 = 0.65$).

Periodos	1961-2011			1979-2008		
	WS	WR	WS-WR	WS	WR	WS-WR
Anual	(-0.036) ± 0.020	(-0.033) ± 0.015	-0.003	(-0.057) ± 0.038	-0.011 ± 0.031	-0.046
Invierno	(-0.072) ± 0.054	(-0.078) ± 0.043	0.006	(-0.170) ± 0.130	-0.110 ± 0.107	-0.060
Primavera	(-0.057) ± 0.036	(-0.054) ± 0.024	-0.003	(-0.085) ± 0.080	-0.038 ± 0.062	-0.047
Verano	-0.013 ± 0.020	-0.007 ± 0.017	-0.006	-0.013 ± 0.044	0.031 ± 0.034	-0.044
Otoño	0.000 ± 0.034	0.008 ± 0.027	-0.008	0.018 ± 0.076	(0.058) ± 0.059	-0.040

Tabla 2: Tendencias anuales y estacionales de la velocidad del viento (en $\text{m s}^{-1} \text{ decada}^{-1}$) y errores ($\pm$) asociados con la estimación de la tendencias, promediados para WS y WR durante 1961-2011 (12 estaciones) y 1979-2008 (19 estaciones). La significación estadística de las diferencias (WS-WR) se evalúa a partir del test de Clogg *et al.* (1995): $p < 0.05$ (en negrita y paréntesis) y $p < 0.10$ (en negrita)

En contraposición a estas leves diferencias, las tendencias de la velocidad del viento son estadísticamente diferentes para el periodo 1979-2008, resultando más negativas para WS frente a WR como resume la Tabla 2. A escala anual, la velocidad del viento descendió $0.046 \text{ m s}^{-1} \text{ decada}^{-1}$ ($p < 0.10$) más para WS ($-0.057 \text{ m s}^{-1} \text{ decada}^{-1}$; $p < 0.05$) que WR ($-0.011 \text{ m s}^{-1} \text{ decada}^{-1}$; $p > 0.10$), patrón que también se observa estacionalmente. Así, la WS registro tendencias más negativas en todas las estaciones frente a las obtenidas utilizando el WR. En cuanto a la variabilidad decadal de la velocidad del viento ésta es muy similar entre ambos intervalos de medida como muestra la Figura 3, con coeficientes de determinación elevados a escala anual (Fig. 3a; $R^2 = 0.55$), invierno (Fig. 3b; $R^2 = 0.93$), primavera (Fig. 3c; $R^2 = 0.88$), y otoño (Fig. 3e; $R^2 = 0.76$), con la excepción del verano que ofrece el peor ajuste (Fig. 3d; $R^2 = 0.45$)

Figs. 2 (izquierda) y 3 (derecha): Anomalías medias anuales y estacionales de la velocidad del viento (m s^{-1}) para WS (línea azul punteada) y WR (línea roja continua) para 1961-2011 (izquierda) y 1979-2008 (derecha). El filtro gaussiano de paso bajo (15-años) se dibuja en trazo discontinuo para WS y continuo para WR.

Para concluir, la Figura 4 muestra un diagrama de caja y bigotes que resume las tendencias de la velocidad del viento calculadas a partir de los datos de WS y WR, comprobándose que a partir del intervalo de medida de WS se obtienen tendencias más negativas a escala anual, estacional (excepto en invierno para 1961-2011) y mensual (excepto abril, agosto, septiembre y diciembre de 1961-2011). Estas diferencias entre WS y WR son más marcadas para el periodo 1979-2008, de forma particular entre enero y marzo. Sin embargo, como muestra la Tabla 2 pocas de estas diferencias son estadísticamente significativas ($p < 0.10$) y los errores asociados con la estimación de las tendencias son siempre más pequeños para WR frente a WS.

4. CONCLUSIONES

En resumen, las principales conclusiones de este estudio son las siguientes:

- (1) La velocidad media del viento es estadísticamente 0.24 m s^{-1} mayor para el intervalo de media construido a partir de 4 observaciones sinópticas al día, es decir la velocidad media del viento (WS), frente a aquel obtenido a partir de registros continuos de velocidad del viento durante 24 horas, es decir el recorrido del viento (WR). Estas diferencias en la velocidad media del viento tienen un ciclo estacional, siendo mayores en julio (0.49 m s^{-1}) y menores en diciembre (-0.01 m s^{-1}).
- (2) La WS ($-0.057 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$) muestra una tendencia significativa y más marcada de descenso de la velocidad del viento que la WR ($-0.011 \text{ m s}^{-1} \text{ década}^{-1}$) a escala anual (y estacional) para el periodo 1979-2008; sin embargo, pocas de estas di-

ferencias son estadísticamente significativas, y resultan prácticamente despreciables en el caso del periodo más largo 1961-2011.

- (3) Se puede concluir que el WR obtenido a partir de registros continuos durante 24 horas es más fiable frente a la WS obtenida a partir de 4 registros sinópticos al día para la estimación de las tendencias de la velocidad del viento. Estos resultados son importantes por cuanto en la bibliografía científica se han utilizado ambos intervalos de medida sin distinción.

El impacto de utilizar uno u otro intervalo de medida a partir del cual calcular la velocidad media o las tendencias del viento puede tener directas implicaciones para muchos campos como lo son la agricultura, la hidrología, o los recursos de energía eólica, entre otros muchos.

Fig. 4: Diagrama de caja y bigotes de las tendencias de la velocidad del viento para WS y WR durante 1961-2011 y 1979-2008. En el se representa la media (línea roja), mediana (línea negra), el rango intercuartílico (cuartiles 25% y 75%; caja), los percentiles 10% y 90% (bigotes), y los valores máximos y mínimos (puntos azules)

AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue financiado por el contrato JCI-2011-10263 y los proyectos CGL2011-27574-C02-02, CGL2011-27536/HID, CGL2011-29263-C02-01 y CGL2014-517221-REDT (Red RECLIM) financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad. Los autores desean agradecer a la AEMET por la cesión de los datos de viento; a Ptr Stepanek por el uso del software AnClim; y a Raquel Lorente-Plazas y Juan Pedro Montávez (Departamento de Física de la Universidad de Murcia) por las series simuladas de velocidad del viento.

REFERENCIAS

- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T.C., y Wieringa, J. (2003) *Guidelines on Climate Metadata and Homogenization*. World Meteorological Organization.
- Alexandersson, H. (1986) "A homogeneity test to precipitation data". *International Journal of Climatology*, 6 (6), pp. 661-675, doi: 10.1002/joc.3370060607.
- Azorin-Molina, C., Vicente-Serrano, S.M., McVicar, T.R., Jerez, S., Sanchez-Lorenzo, A., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Trigo, R. M., Lopez-Bustins, J.A., y Espirito-Santo, F. (2014). "Homogenization and assessment of observed near-surface wind speed trends over Spain and Portugal, 1961-2011." *Journal of Climate*, 27 (10), pp. 3692-3712, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00652.1>.
- Clogg, C.C., Petkova, E., y Haritou, A. (1995). "Statistical methods for comparing regression coefficients between models". *American Journal of Sociology*, 100(5), pp. 1261-1293, doi: 10.1086/230638.
- Grell, G.A., Dudhia, J., y Stauffer, D.R. (1994) *A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)*. NCAR Tech. Note 398+STR, Natl. Cent. For Atmos. Res, Boulder, Colorado.
- Jerez, S., Trigo, R.M., Vicente-Serrano, S.M., Pozo-Vázquez, D., Lorente-Plazas, R., Lorenzo-Lacruz, J., Santos-Alamillos, F., y Montávez, J.P. (2013). "The impact of the North Atlantic Oscillation on the renewable energy resources in southwestern Europe". *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(10), pp. 2204-2225, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0257.1>.
- Kendall, M.G., y Gibbons, J.D. (1990). *Rank Correlation Methods*. Oxford University Press.
- Lu, J., Vecchi, G.A., y Reichler, T. (2007). "Expansion of the Hadley cell under global warming". *Geophysical Research Letters*, 34 (6), L06805, doi:10.1029/2006GL028443.
- Mazzarella, A. (2007) "The 60-year solar modulation of global air temperature: the Earth's rotation and atmospheric circulation connection". *Theoretical and Applied Climatology*, 88 (3-4), pp. 193-199, doi: 10.1007/s00704-005-0219-z.
- McVicar, T.R., Van Niel, T.G., Roderick, M.L., Li, L.T., Mo, X.G., Zimmermann, N.E., y Schmatz, D.R. (2010) "Observational evidence from two mountainous regions that near-surface wind speeds are declining more rapidly at higher elevations than lower elevations: 1960-2006". *Geophysical Research Letters*, 37 (6), L06402, doi:10.1029/2009GL042255.
- McVicar, T.R., Roderick, M.L., Donohue, R.J., Li, L.T., Van Niel, T.G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N.M., Mescherskaya, A.V., Kruger, A.C., Rehman, S., y Dinpashoh, Y. (2012). "Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation". *Journal of Hydrology*, 416-417, pp.182-205.
- Roderick, M.L., Rotstayn, L.D., Farquhar, G.D., y Hobbins, M.T. (2007). "On the attribution of changing pan evaporation". *Geophysical Research Letters*, 34 (17), L17403, doi:10.1029/2007GL031166.
- Siegel, S., y Castelan, N.J. (1988). *Nonparametric Statistics for the Behavioral Sciences*. McGraw-Hill - New York.

- Stepanek, P. (2004) "AnClim- software for time series analysis (for windows)". Department of Geography, Faculty of Natural Sciences. Masaryk University: Brno, 1.47 MB.
- Vautard, R., Cattiaux, J., Yiou, P., Thépaut, J.-N., y Ciais, P. (2010) "Northern Hemisphere atmospheric stilling partly attributed to an increase in surface roughness". *Nature Geoscience*, 3 (11), pp. 756-761.
- von Storch, H. (1995). *Misuses of statistical analysis in climate research*. En: von Storch, H., y Navarra, A. (Eds.). *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, Springer, pp. 11-26.
- Wan, H., Xiaolan, L.W., y Swail, V.R. (2010). "Homogenization and trend analysis of Canadian near-surface wind speeds". *Journal of Climate*, 23 (5), pp. 1209-1225, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI3200.1>.
- Xu, M., Chang, C.P., Fu, C., Qi, Y., Robock, A., Robinson, D., y Zhang, H. (2006). "Steady decline of East Asian Monsoon winds, 1969-2000: evidence from direct ground measurements of wind speed". *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 111 (D24), D24111, doi:10.1029/2006JD007337.

NUBOSIDAD Y RADIACIÓN SOLAR EN LA PENÍNSULA IBÉRICA ENTRE 1950 Y 2050. DE LAS EVIDENCIAS OBSERVACIONALES A LAS SIMULACIONES CLIMÁTICAS

Josep CALBÓ¹, Aarón ENRIQUEZ-ALONSO¹, Alejandro SANCHEZ-ROMERO¹,
Josep-Abel GONZÁLEZ¹, Arturo SANCHEZ-LORENZO²

¹Universitat de Girona, Departament de Física.

²Instituto Pirenaico de Ecología, Centro Superior de Investigaciones Científicas.

josep.calbo@udg.edu, aaron.enriquez@udg.edu, alejandro.sanchez@udg.edu,

jose.gonzalez@udg.edu, arturo.sanchez@ipe.csic.es

RESUMEN

En este trabajo se presenta una revisión de diversos estudios que describen la evolución de la nubosidad y la radiación solar en superficie en la Península Ibérica desde mediados del siglo XX. Estos estudios se basan mayoritariamente en las observaciones recogidas en las estaciones meteorológicas de superficie, pero para el período más reciente, se utilizan también datos de satélite y de reanálisis. Los estudios revisados muestran una buena coherencia entre ellos, destacando en las series de insolación el fenómeno del *dimming* (1955-1985 aprox.) seguido del *brightening* (1985-2010 aprox.); mientras que la nubosidad muestra un descenso continuo desde los años 1960 a la actualidad, lo que lleva a pensar en un efecto no despreciable de los aerosoles atmosféricos. Presentamos también las proyecciones futuras de la nubosidad total, a partir de los resultados de los modelos globales del CMIP5. Las proyecciones muestran un progresivo descenso de la nubosidad que debería provocar un aumento de la radiación solar durante los próximos decenios.

Palabras clave: *Dimming* y *brightening*, radiación solar en superficie, insolación, nubosidad total, proyecciones climáticas.

ABSTRACT

This paper presents a review of several published studies that describe the evolution of cloud cover and surface solar radiation in the Iberian Peninsula since the mid-twentieth century. These studies are based mainly on ground observations taken at meteorological stations, but for the most recent period satellite data and reanalysis data have also been used. The reviewed studies show good consistency between them. The phenomenon of dimming (1955-1985 approx.) followed by brightening (1985-2010 approx.) is clearly detected in sunshine duration series. In cloudiness series, we observe a continuous decline of total cloud cover from the 1960s until today, which suggests a non-negligible effect of atmospheric aerosols. We also present future projections of total cloudiness, based on results of global climate models included in CMIP5. Projections show a progressive decrease in cloudiness which should drive increased solar radiation during the coming decades.

Key words: Dimming and brightening, surface solar radiation, sunshine duration, total cloud cover, climate projections.

1. INTRODUCCIÓN

Los trabajos de investigación sobre el cambio climático, bien sean análisis de series históricas para analizar las tendencias, bien sean las proyecciones hacia el futuro, están por lo general centrados en dos variables, la temperatura y la precipitación. Sin embargo es obvio que otras variables muestran tendencias decenales, por lo que su análisis tiene también interés. El presente estudio se centra en dos de ellas: la radiación solar y la nubosidad. En realidad, ambos factores son piezas clave en el balance energético del planeta, siendo el primero el principal flujo energético, que viene modulado por el segundo. Por otra parte, la variabilidad de la radiación solar, a corto y largo plazo, también tiene interés en el sector energético, dado el aumento de instalaciones solares térmicas y fotovoltaicas en todo el mundo.

En lo que se refiere a la radiación solar, y a escala global, el cambio más relevante que se ha producido en las últimas décadas es el conocido como *global dimming* y *brightening*. Estos dos términos se refieren respectivamente a un período (entre 1960 y mediados de 1980) en el que se registró un descenso claro de la radiación solar en superficie, de forma generalizada en muchas áreas de la Tierra; y a otro período, desde los años 1980 hasta el presente, durante el cual la radiación solar ha ido aumentando en la mayor parte de las regiones estudiadas (Wild, 2009). Los cambios en la nubosidad deben haber jugado un papel importante en estas variaciones de la radiación solar en superficie, pero se encuentra que la nubosidad no ha seguido patrones de cambio tan claros ni tan extendidos por toda la Tierra. En realidad, el oscurecimiento y posterior recuperación de la radiación se manifiesta incluso si se analizan únicamente los días despejados. Ello lleva a especular que los cambios en la carga de aerosoles atmosféricos pueden ser también fundamentales para explicar los cambios en la radiación solar (Wild, 2012).

En cuanto a las proyecciones climáticas, los resultados más conocidos son los que, generados por los modelos que formaron parte del CMIP5 (el proyecto de intercomparación de modelos climáticos, en su quinta fase), indican un aumento de la temperatura media del planeta para el próximo siglo. Dependiendo del escenario (o rigurosamente, del “*representative concentration pathway*”, RCP) y del modelo, el aumento para finales del siglo XXI se encontraría entre 0,3 y 4,8°C (IPCC, 2013), aunque para mediados de siglo el rango sería más estrecho, debido a la inercia climática y al largo tiempo de residencia de los gases con efecto invernadero de origen antropogénico. En cualquier caso, menos conocidas son las proyecciones para la radiación solar o para la nubosidad, aunque ambas variables están incluidas en los modelos climáticos. Aún menos conocimiento se tiene de dichas proyecciones para áreas relativamente pequeñas como puede ser la Península Ibérica.

En el Grupo de Física Ambiental de la Universitat de Girona se está investigando desde hace unos 10 años la evolución de la nubosidad y la radiación solar (incluyendo como variable aproximativa la insolación, es decir las horas de sol registradas con un heliógrafo), en particular sobre la Península Ibérica, y utilizando como datos básicos los recogidos por los observatorios meteorológicos convencionales. En el presente

trabajo se recogen diversos resultados de esta línea de investigación, la mayoría de ellos ya publicados de forma independiente. Además, se incorporan algunos resultados más recientes, como son aquéllos obtenidos a partir de bases de datos globales, de reanálisis, o de satélites, así como una estimación de la evolución del espesor óptico de los aerosoles a partir de la insolación. Por último, se hace una incursión en la descripción de los resultados de modelos climáticos en cuanto a la nubosidad, para la Península Ibérica, se refiere.

2. DATOS Y MÉTODOS

La mayor parte de los resultados que se presentarán en el siguiente apartado provienen de trabajos ya publicados (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2007; 2009; 2012; 2013; Enriquez-Alonso *et al.*, 2015; Sanchez-Romero *et al.*, 2016). En todas estas referencias se detalla el origen de los datos utilizados. En resumen, la mayor parte de los datos han sido facilitados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) y provienen de las observaciones tomadas en las estaciones meteorológicas españolas (incluyendo a menudo alguna en las Islas Baleares pero descartando casi siempre aquéllas de las Islas Canarias). Estos datos incluyen insolación total en base diaria, nubosidad total (tres observaciones al día), y radiación solar (global sobre superficie horizontal, en base diaria). Dependiendo de la estación y de la variable, las series son más o menos largas, existiendo para insolación y nubosidad alguna serie desde segundo tercio del siglo XIX, mientras que las de radiación se inician hacia los años 1980. En algunos casos se han incluido también datos de estaciones portuguesas y/o del sur de Francia, obtenidos directamente de los servicios meteorológicos o de la base de datos europea ECA&D (*European Climate Assessment and Dataset*). En la estimación del espesor óptico de los aerosoles se han utilizado datos de la red AERONET, formada por diversos observatorios que disponen de heliofotómetros Cimel.

En uno de los trabajos se han utilizado datos provenientes de reanálisis y también datos basados en observaciones desde satélite. Concretamente, se trata de los reanálisis ERA-Interim del ECMWF, MERRA de la NASA, y CFSR del NCEP. En cuanto a los satélites, se han tomado los datos del proyecto ISCCP, que integra imágenes de satélites polares y geoestacionarios; así como de los productos CLARA y PATMOS-x, ambos basados en imágenes de los sensores AVHRR a bordo de satélites de órbita polar, pero tratados por agencias europeas y norteamericanas respectivamente. En cuanto a las simulaciones climáticas, corresponden a las salidas de los modelos que tomaron parte en el CMIP5 (el proyecto de intercomparación de modelos asociado al quinto informe del IPCC). En concreto, los resultados que se presentan a continuación corresponden a 37 de dichos modelos, que son los que proporcionaban salidas de proyecciones futuras para los escenarios RCP 4.5 y 8.5. Pueden encontrarse más detalles sobre los modelos climáticos en lo que se refiere a la nubosidad en Enriquez-Alonso (2016).

En todos los casos, e independientemente de la resolución temporal inicial, los datos se han reducido a base mensual, y luego a anual. En este proceso se han descartado datos obviamente erróneos. Los resultados en el presente trabajo se dan solo en base anual, aunque en los artículos originales a menudo existen análisis en base estacional. Puesto que el principal interés está en la descripción de la evolución de-

cenal, se ha trabajado con anomalías, en lugar de los valores “absolutos” originales. Así, se han obtenido las anomalías como la diferencia entre el valor mensual (o anual) y el correspondiente valor medio para un período de referencia (siempre que ha sido posible, este período es de 30 años, habitualmente, 1971-2000). También se han utilizado las anomalías relativas (es decir, la mencionada diferencia dividida por el mismo valor medio) o las desviaciones relativas (es decir, el cociente entre cada valor y el valor medio del período de referencia). En los resultados que se muestran en el presente estudio, las series de anomalías de todas las estaciones tratadas han sido combinadas para obtener una serie media que consideramos representativa de la Península Ibérica. Previamente, se ha comprobado la homogeneidad temporal de dichas series, básicamente mediante la aplicación de test de homogeneidad relativos (es decir que incorporan comparación con series cercanas). Cuando se indica alguna tendencia decadal, esta se refiere por lo general a la tendencia lineal inferida por el método de Mann-Kendall; las tendencias se consideran significativas a partir de un nivel de significación del 90% (es decir, $p < 0.1$).

3. RESULTADOS

3.1. Evolución pasada de la nubosidad, insolación y radiación solar

En un primer trabajo (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2007), se analizaron las series históricas de insolación para 72 estaciones peninsulares, para el período 1930-2004. La Figura 1 ha sido extraída de aquel trabajo, y resume la principal conclusión que se alcanzó: en la Península Ibérica, el período de oscurecimiento (*dimming*) se extiende entre los años 1950s y 1985, y es seguido por un período de aumento de la luminosidad solar (*brightening*) desde esa fecha y hasta al menos el principio del nuevo milenio.

Fig. 1. Serie media insolación (desviaciones relativas a la media del período 1971-2000) junto con la curva suavizada por medio de un filtro de pasa-bajo. La línea discontinua indica un número de estaciones bastante inferior para los años anteriores a 1951. Fuente: Sanchez-Lorenzo *et al.* (2007).

En un posterior trabajo (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2012), se consiguieron un total de 39 series de nubosidad en España, algunas de las cuales disponibles desde el año

1865. El análisis de la serie media (ver Figura 2) mostró que para todo el periodo analizado (1866-2010), la tendencia es positiva (+0.44% por decenio) de acuerdo con lo que se había observado mayoritariamente durante el siglo XX en varias zonas de la Tierra. Ahora bien, desde los años 1960 la nubosidad presentó un claro descenso, con una tendencia negativa de -0.80% por decenio en el periodo 1961-2010.

Fig. 2. Serie media de las anomalías de nubosidad total respecto a la media del período 1971-2000. La línea discontinua indica que antes de 1913 el número de observatorios es notablemente inferior. La línea gruesa corresponde a la curva suavizada por un filtro de pasa-bajo. Fuente: Sanchez-Lorenzo *et al.* (2012).

Para el período del *dimming/brightening* se combinaron las dos evoluciones previas, es decir las de la insolación y de la nubosidad. Para tener una buena cantidad de datos (unas 70 estaciones), se restringió el análisis al período 1961-2004. La Figura 3, tomada de Sanchez-Lorenzo *et al.* (2009) resume el resultado de esta investigación. Así, las series de nubosidad e insolación están, como era de esperar, altamente —y negativamente— correlacionadas ($|r| \sim 0.8-0.9$); pero lo más notable es el desacuerdo entre las tendencias de una y otra variable en los años 1961-1980, cuando la insolación decrece mientras que la nubosidad también decrece. Este resultado apuntaba a algún otro fenómeno (como puede ser la variación en el contenido de aerosoles atmosféricos) como causa parcial de la evolución de la insolación. De hecho, otros autores llegan a conclusiones similares cuando analizan, para otras partes del mundo, la evolución de la radiación solar tomando solo los días despejados.

Como ya se ha comentado, los datos de radiación solar en la Península Ibérica son bastante más escasos (tanto su extensión temporal como su distribución en el espacio) que los de insolación y nubosidad. En realidad, esto es cierto también a escala global: apenas había piranómetros instalados antes del primer Año Geofísico Internacional (1957-58), y no se generalizó su uso hasta los años 1980. Para España, se consiguieron 13 series de calidad con casi 30 años (1985-2012) de datos de radiación global. La serie media representada en la Figura 4 muestra perfectamente el fenómeno del *brightening*, ya que la tendencia al aumento de la radiación es clara: concretamente, para el período indicado, la tendencia lineal es significativa y alcanza los $+3.9 \text{ Wm}^{-2}$ por decenio (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2013). Entre las 13 estaciones incluidas, no había ninguna del este peninsular (Aragón, Cataluña, Valencia), pero recientemente

hemos reconstruido la serie de radiación solar para una estación situada en esta área, Girona, entre los años 1987-2014, y se ha obtenido una tendencia creciente de la radiación global bastante similar ($+2.5 \text{ W m}^{-2}$ por decenio; Calbó *et al.*, 2016).

Fig. 3. Evolución de la insolación (SunDu) y de la nubosidad total (TCC) en la Península Ibérica, para el periodo 1961-2004. Valores anuales, expresados como anomalías relativas a la media del periodo 1971-2000. El eje de la nubosidad está invertido. Fuente: Sanchez-Lorenzo *et al.* (2009).

Fig. 4. Serie media de anomalías de radiación solar global en superficie en España. Fuente: modificada y actualizada de Sanchez-Lorenzo *et al.* (2013).

Además de las observaciones originales tomadas directamente de las estaciones meteorológicas, actualmente existen otras fuentes de datos que ya permiten llevar a cabo análisis climáticos. Entre éstas destacan los reanálisis, es decir, bases de datos que integran diversas fuentes de datos (observaciones superficiales, radiosondeos, datos de satélite, y otros sistemas de teledetección), dándoles coherencia física y cobertura global mediante el uso de algún modelo meteorológico. Por otra parte, las imágenes tomadas por diversos sensores situados en satélites artificiales permiten también mejorar la cobertura espacial y la resolución temporal de las observaciones. En Enriquez-Alonso *et al.* (2015) se compararon varias de estas fuentes de datos, para

la zona mediterránea y en concreto para la nubosidad. Puesto que se trataba de una intercomparación, se utilizó el periodo 1984-2009, que es común a todas las fuentes. De ese trabajo se han extraído los valores de las celdas que cubren la Península Ibérica (entre las longitudes 8.75°W-3.75°E y las latitudes 37-43°N), que son los que se muestran en la Figura 5. Se observa de nuevo que todas las bases de datos producen resultados bastante coherentes, mostrando la disminución de la nubosidad en el periodo analizado. Destaca la gran coherencia entre los tres reanálisis, así como una tendencia negativa muy importante para el caso de CLARA.

Fig. 5. Anomalías de la nubosidad total (TCC) sobre la Península Ibérica, según datos de diversos reanálisis y proyectos basados en datos de satélites. Fuente: elaboración propia, a partir de datos utilizados en Enríquez-Alonso et al. (2015).

3.2. Evolución futura de la nubosidad, según modelos climáticos

En cuanto a la evolución futura, presentamos a continuación unos resultados relativos a la nubosidad total, sobre la Península Ibérica. En primer lugar, se han elegido los 37 modelos climáticos del CMIP5 que ofrecen tanto simulaciones “históricas” como simulaciones hacia el futuro con los escenarios “moderado” (RCP4.5) y “alto” (RCP8.5) en emisiones. Se ha calculado, y se presenta en la Figura 6, la serie media de nubosidad total de todos estos modelos (“multimodel mean”). En lo que se refiere al periodo pasado (1984-2005) la tendencia hacia la disminución de la nubosidad es bastante clara, y sigue notablemente bien lo que se encontraba en los trabajos anteriores, basados en observaciones de superficie, de satélite, o de reanálisis. Concretamente, aquí se obtiene una tendencia, significativa al 95%, de -0.37% por decenio. Es obvio que la variabilidad interanual es mucho menor, lo que es lógico dado que se está mostrando la media de varios modelos, que reduce la variabilidad que se muestran cada uno de ellos de forma independiente.

Una vez comprobado que los modelos climáticos reproducen suficientemente bien el comportamiento observado de la nubosidad (en la tesis doctoral de Enríquez-Alonso, 2016, aparecen más detalles sobre este tema), se han obtenido también los resultados de los modelos para dos escenarios futuros. También en la Figura 6 se presentan estas evoluciones futuras, hasta el año 2050. Es evidente que los mode-

los climáticos proyectan una clara disminución de la nubosidad total en la Península Ibérica. En realidad, esta disminución es muy parecida para los dos escenarios considerados: -0.35 y -0.48% por decenio. Estos valores de la tendencia indican que la nubosidad disminuiría, entre 2000 y 2050, alrededor de un 2% en términos absolutos de cobertura nubosa, lo que si consideramos una nubosidad media en la Península de cerca de un 50%, significa un descenso relativo del 4%. Aunque no se presenta en la figura, hay que comentar que si se analiza la evolución de la nubosidad proyectada por los modelos climáticos hasta finales de siglo, la diferencia entre ambos escenarios se amplía notablemente. Concretamente, la tendencia durante todo el siglo XXI es de -0.22% por decenio para el escenario RCP4.5 y de 0.55% por decenio para el RCP8.5.

Fig. 6. Anomalías de la nubosidad total (TCC) sobre la Península Ibérica, según las simulaciones climáticas de los modelos participantes en el CMIP5.

Fuente: elaboración propia, a partir de datos utilizados en Enríquez-Alonso et al. (2016).

4. CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

El fenómeno del *dimming* (1950-1980 aproximadamente) y *brightening* (1980-presente, aproximadamente) se presenta de forma evidente en la Península Ibérica. Se ha detectado en las series de insolación, y también (la parte del *brightening*) en las series de radiación global. La nubosidad total también ha presentado, durante el siglo XX y hasta principios de siglo actual, una evolución bastante marcada, con una clara tendencia a la disminución desde los años 1960. Esta tendencia se recoge en los datos de observaciones superficiales, pero también en los reanálisis y las observaciones desde satélites. Además, los modelos climáticos también reproducen dicha disminución de la nubosidad, al menos desde los años 1980.

La disminución de la nubosidad podría explicar el *brightening* en el período post-1980. Por el contrario, la disminución de la insolación durante los decenios previos no se corresponde con un aumento de nubosidad, sino que se produjo en un marco en que ésta también disminuía. Por lo tanto, hay que buscar una explicación adicional, y ésta se encuentra en la posible variación de la carga de aerosoles, con una tendencia a aumentar debido al crecimiento económico e industrial en los decenios posteriores a la Segunda Guerra Mundial, hasta que, al menos en los países occidentales, entran en acción regulaciones que limitan la emisión de contaminantes, lo que conlleva una disminución

de los aerosoles antropogénicos. Ahora bien, las observaciones directas de carga de aerosoles son escasas antes de la época de los satélites o de la generalización de instrumentos como los heliofotómetros, es decir, antes de los años 1990. Por ello el trabajo de Sanchez-Romero *et al.* (2016) abordó la estimación de la carga de aerosoles (específicamente, de su espesor óptico, AOD) a partir de datos de insolación (para días sin nubes), que se correlacionaron con medidas directas mediante instrumentos Cimel de la red AERONET. Extrapolando hacia el pasado las relaciones entre AOD e insolación obtenidas, se obtuvo una estimación de la evolución del AOD medio para España, desde el año 1960 (ver Figura 7). Así, se destaca un aumento de los aerosoles en el período de *dimming*, y una disminución para el período de *brightening*. En realidad, Mateos *et al.* (2014) mostraron que una cuarta parte del *brightening* más reciente puede deberse a la disminución de los aerosoles, siendo el resto responsabilidad de la menor nubosidad.

Fig. 7. Anomalías relativas del espesor óptico de los aerosoles (AOD) derivado a partir de la insolación, para ocho estaciones en España, incluyendo dos en las Islas Canarias.
Fuente: Sanchez-Romero *et al.* (2016).

Los modelos climáticos indican que la disminución de la nubosidad total en la Península Ibérica detectada en los últimos decenios continuará en el futuro. Tal y como muestra el trabajo de Wild *et al.* (2015) ello conllevará un aumento de la radiación solar global, que este último trabajo cuantifica en 1.15 Wm^{-2} por decenio. No obstante, hay que tener en cuenta que la nubes en la Península Ibérica a menudo se producen por efectos de mesoscala, y por lo tanto, las proyecciones con modelos climáticos globales deberían tomarse con precaución, y profundizar en el tema mediante el uso de modelos climáticos regionales, que describan bien la orografía y la interacción tierra-mar, u otras técnicas de regionalización (*downscaling*).

AGRADECIMIENTOS

El conjunto de trabajos revisados en el presente artículo se ha llevado a cabo en el marco de proyectos financiados por el Ministerio responsable de políticas de investigación. Actualmente, la investigación del grupo viene financiada por el proyecto NUBESOL (CGL2014-55976-R). El quinto autor disfruta de una beca Juan de la Cierva. Agradecemos también a todos los proveedores de datos, en particular a la Agencia Estatal de Meteorología.

REFERENCIAS

- Calbó, J., González, J.-A., Sanchez-Lorenzo, A. (2016). Building global and diffuse solar radiation series and assessing decadal trends in Girona (NE Iberian Peninsula). *Theor. Appl. Climatol.* doi: 10.1007/s00704-016-1829-3
- Enriquez-Alonso, A., Sanchez-Lorenzo, A., Calbó, J., González, J.-A., Norris, J. (2015). Cloud cover climatologies in the Mediterranean obtained from satellites, surface observations, reanalyses, and CMIP5 simulations: validation and future scenarios. *Clim Dyn.* doi: 10.1007/s00382-015-2834-4.
- Enriquez-Alonso, A. (2016). Evaluación de modelos climáticos: El comportamiento de la variable nubosidad. Tesis doctoral, Universitat de Girona.
- IPCC (2013). Summary for Policymakers. En: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 33 p.
- Mateos, D., Sanchez-Lorenzo, A., Antón, M., Cachorro, V.E., Calbó, J., Costa, M.J., Torres, B., Wild, M. (2014) Quantifying the respective roles of aerosols and clouds in the strong brightening since the early 2000s over the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res. Atmos.* 119:10,382–10,393.
- Sanchez-Lorenzo, A., M. Brunetti, J. Calbó, Martin-Vide, J. (2007). Recent spatial and temporal variability and trends of sun-shine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized data set. *J. Geophys. Res.*, 112. doi: 10.1029/2007JD008677
- Sanchez-Lorenzo, A. Calbó, J., Brunetti, M., Deser, C. (2009). Dimming/brightening over the Iberian Peninsula: Trends in sun-shine duration and cloud cover and their relations with atmospheric circulation. *J. Geophys. Res.*, 114. doi:10.1029/2008JD011394.
- Sanchez-Lorenzo, A., Calbó, J., Wild, M. (2012). Increasing cloud cover in the 20th century: review and new findings in Spain. *Clim. Past*, 8, 1199–1212.
- Sanchez-Lorenzo A., Calbó, J. Wild, M. (2013). Global and diffuse solar radiation in Spain: Building a homogeneous dataset and assessing their trends. *Glob. Planet. Change*, 100, 343–352.
- Sanchez-Romero, A., Sanchez-Lorenzo, A., González, J.-A., Calbó, J. (2016) Reconstruction of long-term aerosol optical depth series with sunshine duration records. *Geophys. Res. Lett.*, 1296–1305.
- Wild, M. (2009). Global dimming and brightening: A review. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114. doi: 10.1029/2008JD011470.
- Wild, M. (2012). Enlightening global dimming and brightening. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 27–37.
- Wild, M., Folini, D., Henschel, F., Fischer, N., Müller, B. (2015). Projections of long-term changes in solar radiation based on CMIP5 climate models and their influence on energy yields of photovoltaic systems. *Sol. Energy*, 116, 12–14.

AVANCES EN LA RECONSTRUCCIÓN PLURISECULAR DEL CLIMA EN EL NORESTE DE ESPAÑA: NUEVAS BASES DE DATOS Y RESULTADOS

José María CUADRAT^{1,2*}, Ernesto TEJEDOR^{1,2*}, Miguel Ángel SAZ^{1,2},
Roberto SERRANO-NOTIVOLI^{1,2,3}, Martín DE LUIS^{1,2}, Mariano BARRIENDOS⁴

¹*Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, Pedro
Cerbuna 12, 50009.*

²*Instituto Universitario de Ciencias Ambientales.*

jmquadrat@unizar.es, etejedor@unizar.es

RESUMEN

En el marco de los proyectos CGL2011-28255 y CGL2015-69985 se ha generado una base de datos multiproxy e instrumental con el objetivo de analizar la evolución, tendencia, variabilidad y los fenómenos extremos de las temperaturas y la precipitación en el Noreste de España a lo largo de los últimos 400 años. En esta comunicación presentamos la base de datos creada, así como los primeros resultados referentes al estudio de la variabilidad de las sequías. La información multiproxy está formada por documentos históricos procedentes de 16 archivos de las Comunidades de Aragón, la Rioja y Cataluña, y por series dendrocronológicas de 23 áreas localizadas en los Pirineos, el Sistema Ibérico y el valle del Ebro. Los datos han sido calibrados con toda la red de estaciones meteorológicas de temperatura y precipitación del Noreste de España. Con ellos se ha realizado la reconstrucción de los periodos de sequía desde el siglo XVII que permiten contextualizar el clima actual en un ámbito temporal más amplio, y ayudan a validar los escenarios climáticos futuros.

Palabras clave: Sequías, Proxy-data, Paleoclimatología, Noreste de España

ABSTRACT

In the framework of the projects CGL2011-28255 and CGL2015-69985 a multiproxy and instrumental database has been generated with the aim of analyzing the evolution, trends, variability and extreme events of temperature and precipitation in the northeast of Spain over the last 400 years. In this paper, we present a novel database that integrates multiproxy and instrumental data as well as the first results concerning the evolution of drought variability. Multiproxy data is composed of 16 historical documents located in Aragon, La Rioja and Catalonia and by 23 dendrochronological series located in the Pyrenees, the Iberian Range and the Ebro Valley. Multiproxy data is calibrated with all the network of stations of temperature and precipitation in the northeast of Spain. The database has led to develop a reconstruction of drought periods since the XVII century which serve not only to contextualize the current climate in a temporal scale, but also to validate future climate change scenarios

Key words: Droughts, Proxy-data, Paleoclimatology, Northeastern of Spain

1. INTRODUCCIÓN

El IPCC-AR5 (IPCC, 2013) subraya el más que probable incremento de la temperatura media global y aumento de la variabilidad y eventos extremos de la precipitación en el siglo XXI, ya detectado desde el tercio final del siglo XX, destacando la cuenca del Mediterráneo y la Península Ibérica como áreas particularmente sensibles a estos cambios.

Aunque se han realizado buen número de investigaciones encaminadas a conocer la evolución de las temperaturas y precipitaciones en la Península Ibérica durante el periodo instrumental (Kenaway *et al.*, 2012; Pena-Angulo *et al.*, 2015; González-Hidalgo *et al.*, 2015, entre otros), el trabajo está muy condicionado por la escasa longitud de los registros meteorológicos, lo cual limita la posibilidad de estudiar el comportamiento del clima en momentos anteriores a la masiva intervención antrópica sobre el sistema climático terrestre, por lo que no podemos conocer de forma detallada y continua cuál fue la evolución de los elementos climáticos en condiciones atmosféricas que podríamos considerar como naturales, es decir, libres de forzamientos radiativos de origen antropogénico, y por tanto la posible excepcionalidad del periodo climático actual.

La paleoclimatología es la ciencia encargada de este tipo de estudios. Las variaciones climáticas dejan huellas evidentes en multitud de procesos, bióticos y abióticos, quedando registrada en ellos una señal climática a través de la que es posible conocer, datar y cuantificar esas oscilaciones. Las fuentes a partir de las que podemos extraer estos datos son abundantes, si bien la información resultante es de muy variada calidad y resolución.

Más allá de la obvia finalidad de conocer el clima de épocas anteriores a la etapa industrial y de contextualizar la situación climática actual, los estudios paleoclimáticos nos proporcionan información sobre multitud de procesos sin los que sería difícil entender algunos de los paisajes actuales. Además, el preciso conocimiento de los climas pasados es una herramienta esencial para validar los modelos matemáticos y prever la posible evolución del clima en distintos escenarios futuros.

Una de las técnicas que mejores resultados ofrece para examinar los cambios ambientales del pasado es la dendroclimatología, que trata de reconstruir el clima a partir del crecimiento anual que en general experimentan las especies leñosas en latitudes templadas. Esta ciencia nos proporciona estimaciones de carácter cuantitativo de la temperatura y precipitación de las últimas centurias, con la única limitación que impone la longevidad de los árboles utilizados. Se puede conseguir así información climática secular de resolución temporal anual e incluso trimestral. El desarrollo metodológico puede consultarse en Cook (1990) o Fritts (1991).

También la documentación histórica nos ofrece información de primera mano sobre acontecimientos climáticos del pasado. En el caso de España, donde un periodo seco en momentos clave para el desarrollo de las cosechas podía generar notables crisis de subsistencia, la celebración de rogativas *ad petendam pluviam* o *pro-serenitate*, con una compleja estructura interna y abundante documentación conservada, constituyen un proxy data excepcional para analizar eventos climáticos de alta frecuencia entre los siglos XV al XIX.

En este estudio se presenta la base de datos generada durante el proyecto de investigación CGL2011-28255 y los primeros resultados del nuevo proyecto CGL2015-69985. Mediante el estudio combinado de fuentes documentales, proxies naturales y datos instrumentales el objetivo es analizar cuál ha sido la evolución, tendencia, variabilidad y fenómenos extremos de las temperaturas y precipitación con resolución anual en el Noreste de España a lo largo de los últimos 400 años, y a la vez identificar las posibles diferencias espaciales existentes en este amplio y variado territorio.

Los resultados de la investigación tienen dos claras finalidades: una climática, de aportación al mosaico de trabajos regionales existentes a nivel europeo sobre el clima del pasado, y otra metodológica, de aproximación al estudio integrado de datos instrumentales, documentos históricos y series dendrocronológicas.

2. ÁREA DE ESTUDIO, DATOS Y MÉTODOS

a) Información documental

El Nordeste de España tiene un clima mediterráneo, donde la sequía es un fenómeno natural y recurrente. Tanto los datos recientes como las viejas crónicas confirman siempre precipitaciones irregulares, pero sobre todo, prueban la existencia de sequías, de períodos sin lluvia que han dejado malos recuerdos por las consecuencias catastróficas que han tenido, especialmente en el campo.

Fig. 1. Área de estudio y fuentes consultadas

Estas características aparecen reflejadas con frecuencia en documentos históricos, donde son continuas las referencias a extremos térmicos, persistencia de nevadas, daños por granizo, inundaciones o, en particular, el recurso a rogativas *ad petendam pluviam* en demanda de una mejora de las condiciones atmosféricas. En España, ade-

más, la riqueza documental que se encuentra en los archivos civiles y eclesiásticos es extraordinaria. En muchos de ellos existen abundantes anotaciones de fenómenos hidrometeorológicos con excelente grado de detalle y en ocasiones sin lagunas de información a lo largo del tiempo, lo cual permite su utilización como indicador climático.

Un problema intrínseco de las referencias contenidas en los documentos históricos es la dificultad de pasar una información cualitativa, e incluso con una cierta carga de subjetividad, a otra cuantitativa. Como en todo proceso de depuración de contenidos, se produce una pérdida de matices, quedando un dato climático simplificado (Barriendos, 1994). Sin embargo, constituye una información fundamental para estudiar la evolución del clima del periodo preinstrumental.

Para incorporar la información a la base de datos se ha seguido la metodología utilizada en el proyecto Millenium ('European climate of the last millenium', 2006-2009'), en el que se establecen 3 niveles de rogativas en función de la severidad del evento. Los documentos consultados o en los que se ha colaborado en el proceso de estandarización se muestran en la Fig.1 y en la Tabla.1. En total, 16 archivos consultados de Aragón, la Rioja y Cataluña que constituyen una de las mayores bases de datos documentales sobre rogativas de la Península Ibérica. La extensión de los mismos varía entre los 120 años de datos utilizables en Lleida y los 356 años de datos de Zaragoza. Mediante los 3 niveles de rogativas se ha generado un índice de sequía, común al Nordeste peninsular, y se ha realizado un primer análisis de los periodos secos, su variabilidad y recurrencia de eventos extremos.

b) Información dendrocronológica

No es habitual encontrar árboles muy antiguos en la Península Ibérica y tampoco en el entorno del Valle del Ebro, debido a la dilatada e intensa ocupación humana del territorio, el impacto de la ganadería extensiva o la incidencia de los incendios forestales; sin embargo, todavía podemos encontrar bosques con ejemplares arbóreos lo suficientemente antiguos como para poder analizar su crecimiento radial desde el siglo XV.

Los anillos de los árboles son capaces de sintetizar en su anchura, densidad, composición isotópica o características anatómicas, la influencia de los factores ambientales sobre su desarrollo, por lo que una adecuada decodificación e interpretación de ese registro nos puede proporcionar información de carácter cuantitativo de la temperatura y precipitación de las últimas centurias, con la única limitación que impone la longevidad de los árboles utilizados.

La base de datos dendrocronológica generada se muestra en la Fig. 1 y la Tabla 2, correspondiente a 23 áreas localizadas en los Pirineos, el Sistema Ibérico y el valle del Ebro, que suman un total de 794 series de crecimiento anual de los árboles y 105.434 anillos analizados.

c) Datos instrumentales

La información se completa con una amplia base de datos instrumentales de la red de observatorios meteorológicos de AEMET, que comprende 85 series de precipitación y 65 de temperatura, a escala mensual, de longitud secular en algunos casos (la ciudad de Barcelona inicia sus observaciones en 1780, Zaragoza en 1798, Huesca

en 1861, Daroca en 1909, etc). Los datos se han sometido a un riguroso control de calidad y homogeneización siguiendo el método HOMER (método implementado en la acción COST ESO601 HOMER). El proceso supone la eliminación de valores atípicos, la detección por pares y la selección de punto de ruptura de las series, y consiste básicamente en una sucesión de ciclos: un ciclo de detección, seguido de un ciclo de corrección o de ajuste, y por último un nuevo ciclo de detección y corrección, para llegar a las series climáticas finales, que son fundamentales para realizar los procesos de calibración con las series de crecimientos de los árboles, y para un análisis fiable de la evolución del clima y de su variabilidad.

Localidad	Latitud	Longitud	Altitud	Comienzo	Final	Extensión	Lagunas
Zaragoza	41.64	-0.89	220	1589	1945	356	NO
Teruel	40.34	-1.1	915	1609	1925	316	NO
Barbastro	42.03	0.12	328	1646	1925	279	SI
Calahorra	42.3	-1.96	350	1624	1900	276	SI
Logroño	42.46	-2.45	400	1627	1857	230	SI
Tarazona	41.9	-1.72	487	1629	1899	270	SI
Huesca	42.13	-0.4	457	1557	1860	303	SI
Girona	42.04	2.93	76	1650	1899	249	NO
Barcelona	41.38	2.17	9	1650	1899	249	NO
Mataró	41.53	2.44	29	1730	1876	146	NO
Tarragona	41.11	1.24	31	1650	1874	224	NO
Tortosa	40.81	0.52	14	1650	1899	249	NO
La Seu	42.35	1.45	695	1650	1850	200	SI
Vic	41.92	2.25	487	1650	1890	240	NO
Cervera	41.67	1.27	548	1650	1850	200	NO
Lleida	41.61	0.62	178	1650	1770	120	SI

Tabla 1. Documentos históricos consultados

Localización	Latitud	Longitud	Altitud	Especie	Comienzo	Final	Extensión	nÁrb	nMuestras	nRW
Les Lloses	42.16	2.15	800	PISY	1975	2013	38	10	20	684
Cresta Majada- Moncayo	41.75	-1.80	1900	PIUN	1969	2010	41	10	20	692
San Juste	42.48	-0.10	800	PISY	1958	2012	54	5	10	484
Collado Castilla- Moncayo	41.80	-1.83	1765	PIUN	1935	2011	76	10	20	1311
San Martín de Veri	42.47	0.51	1300	PISY	1898	2012	114	10	20	1854
Bosc de Sos	42.72	0.77	1600	PISY	1861	2013	152	17	34	3490
Valdecuena	40.29	-1.41	1600	PISY	1853	2012	159	18	36	2548
Pinar de Pla	40.72	0.18	1200	PISY	1837	2012	175	16	34	2983
Penyarroya I-Valdelinares	40.39	-0.67	2000	PISY	1830	2011	181	20	38	4797

<i>Orihuela del Tremedal</i>	40.52	-1.65	1750	PISY	1828	2011	183	20	41	5255
<i>Benatanduz</i>	40.56	-0.46	1700	PISY	1821	2012	191	13	25	3255
<i>Estación Valter 2000</i>	42.42	2.26	2100	PIUN	1787	2013	226	21	41	4663
<i>Larra-Belagua</i>	42.97	-0.76	1900	PIUN	1778	2012	234	29	56	5697
<i>Bosc de Dalt</i>	42.36	1.16	1500	PISY	1746	2013	267	17	34	5237
<i>Tossa de Lles</i>	42.44	1.65	2100	PIUN	1745	2013	268	20	43	6503
<i>Picos de Urbión</i>	41.96	-2.83	1700	PISY	1733	2012	279	30	60	11328
<i>Laspaules-Espés</i>	42.42	0.55	1900	PIUN	1728	2012	284	21	40	3075
<i>Zuriza-Ansó</i>	42.85	-0.78	1400	PISY	1700	2012	312	21	42	9162
<i>Estación Javalambre</i>	40.11	-1.02	1800	PISY	1696	2012	316	19	38	6221
<i>Pinobajo-Collarada</i>	42.72	-0.51	2000	PIUN	1645	2012	367	20	41	7788
<i>Refugio Cubilar-Collarada</i>	42.69	-0.47	1600	PISY	1610	2012	402	12	26	3420
<i>Penyarroya II-Valdelinares</i>	40.39	-0.67	2000	PIUN	1607	2011	404	20	39	5751
<i>Castillo de Vinuesa</i>	42.01	-2.75	1900	PIUN	1593	2012	419	18	36	9236
							Total	397	794	105434

Tabla 2. Localización de las áreas muestreadas

3. PRIMEROS RESULTADOS

3.1. Índice de sequía del Noreste de España mediante fuentes documentales

Un primer análisis del índice de sequía generado a partir de fuentes documentales muestra la coherencia de estas fuentes en todo el Noreste de España. En la Fig. 2 se puede apreciar el alto grado de correlación ($r=0.54$) entre el índice de sequía generado en Cataluña y el generado en Aragón y La Rioja.

Del análisis temporal de este índice se comprueba que hay un escaso número de registros durante la primera mitad del siglo XVII, y que aumentan considerablemente en el siglo XVIII, sobre todo en su último cuarto, en particular las rogativas de nivel 1 y 3. En el siglo XVII es especialmente seco el periodo 1676-1685. En el siglo XVIII la existencia de momentos secos es muy evidente. Entre 1745-1756 se registran valores del índice de sequía elevados en un importante número de años; pero entre 1773 y 1798 es cuando se asiste a la mayor concentración de años secos de carácter extremo. A inicios del siglo XIX se produce un brusco descenso del número de ceremonias de rogativas que podría estar relacionado con las guerras napoleónicas y ciertos cambios políticos, introduciendo las mismas una inhomogeneidad en los registros. Hacia 1817 y 1832 hay un nuevo repunte del índice, que da paso a un acusado descenso en la frecuencia e intensidad a partir de la segunda mitad del siglo XIX.

Fig. 2. Índice de sequía generado a partir de fuentes documentales de Aragón-La Rioja y Cataluña

3.2. Reconstrucción del índice de sequía SPI en el Sistema Ibérico oriental desde 1694

Utilizando la dendrocronología como herramienta para conocer el clima del pasado, se ha logrado reconstruir el Índice Estandarizado de Sequía (publicado en Tejedor *et al.*, 2015). Para ello se ha utilizado una red dendrocronológica compuesta por 336 muestras de 169 árboles de 5 especies diferentes de *Pinus sp.* La nueva cronología muestra una elevada y temporalmente estable correlación con el índice

SPI de julio a 12 meses calculado a partir de una serie regional construida con observatorios del entorno. En la Fig. 3. se muestra la serie reconstruida de SPI desde 1694 hasta 2012. En la misma, podemos observar varios periodos secos y otros tantos periodos húmedos. Se identificaron 7 periodos secos en orden de severidad

Fig. 3. Reconstrucción del índice estandarizado de sequía de Julio con 12 meses de acumulación. En rojo, la media móvil de 11 años, y en sombreado destacan los periodos especialmente secos.

(1798-1809, 1961-1962, 1744-1755, 1871-1882, 1981-1992, 1701-1712 y 1771-1782). Asimismo, se identificaron 5 periodos especialmente húmedos (1949-1960, 1756-1766, 1971-1982, 1883-1884 y 1810-1821). La señal de la reconstrucción es especialmente estable en el conjunto del Sistema Ibérico y el Sistema Central (Fig. 4), así como para zonas del interior de la Península Ibérica situadas por encima de los 1.000 msnm. Sin embargo, la relación con otras áreas de la Península Ibérica como la cornisa cantábrica es escasa, revelando las condiciones diferentes de temperatura y precipitación de estas áreas.

Fig. 4. Correlación espacial entre la reconstrucción y el índice estandarizado de sequía en el resto de la Península Ibérica.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La sequía es un fenómeno frecuente en la cuenca mediterránea con consecuencias negativas para la sociedad, las actividades económicas y los sistemas naturales. Sin embargo, su estudio temporal está muy limitado por la brevedad de las series meteorológicas instrumentales, lo que obliga al uso de datos afines, o proxy-data, que permiten reconstruir de forma aproximada los valores de lluvia, temperatura, presión, etc., y analizar el clima en un marco plurisecular.

Con esta finalidad se ha desarrollado esta amplia base de datos climática del conjunto del Valle del Ebro y de Cataluña, que incluye las series de temperatura y precipitación más largas de la red meteorológica, la información de los archivos administrativos civiles y eclesiásticos con documentación continua y homogénea sobre eventos climáticos, y las reconstrucciones dendroclimáticas obtenidas de las especies arbóreas de mayor longevidad del Nordeste de España.

Los primeros resultados se han centrado en la investigación de las sequías, y permiten concluir que la aparición de estos episodios secos no es regular, que presentan gran variabilidad y las tendencias son muy poco definidas. Coinciden los resultados obtenidos con lo indicado por diferentes autores en el ámbito mediterráneo y europeo con información instrumental y proxy.

Respecto a la distribución espacial, sobrepasa en muchas ocasiones el ámbito de la cuenca del Ebro y alcanza amplias zonas de la Península Ibérica, pero en particular la región catalana, con la que existen momentos de clara coincidencia en la frecuencia

y duración. Uno de ellos corresponde con la denominada “Pulsación Maldá”, desde mediados del XVIII hasta principios del XIX, que se caracterizó en Cataluña por una fuerte irregularidad climática, el aumento de la variabilidad interanual y el incremento simultáneo de la frecuencia de rogativas *ad petendam pluviam*, hidrometeoros catastróficos e inundaciones. Las mismas condiciones extremas y de parecida intensidad se dieron en Aragón y La Rioja, donde hubo una rápida sucesión de fenómenos contrastados: sequedad prolongada entre 1773 y 1798; lluvias torrenciales, con inundaciones extraordinarias del río Ebro en 1787 y 1788, que dieron lugar a frecuentes rogativas *pro serenitatem*; y un nuevo repunte los años 1817 y 1832, que pueden calificarse de excepcionales.

Las características propias del régimen pluviométrico del clima mediterráneo, junto a la posibilidad de acceder a una rica y abundante documentación, aconsejan avanzar en los estudios de clima a escala secular. Es evidente que disponer de una memoria práctica sobre los fenómenos meteorológicos, al mismo tiempo que mejora su comprensión, puede permitir el desarrollo de estrategias de prevención y acciones que conduzcan a paliar sus efectos, y reducir la vulnerabilidad de la población frente a este complejo riesgo natural. Asimismo, la disponibilidad de una amplia base de datos, además de permitir el conocimiento del clima en el pasado, puede aplicarse a un mejor conocimiento de las incógnitas que se plantean para el futuro, e incluso para validar con datos empíricos los escenarios climáticos futuros.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado gracias a siguiente financiación: proyectos de investigación CGL2011-28255 y CGL2015-69985 del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España y FEDER. Programa de Grupos de Investigación Consolidados “Clima, Agua y Cambio Global” del Gobierno de Aragón y Fondos FEDER. Además, Ernesto Tejedor disfruta de una beca predoctoral de investigación concedida por el Gobierno de Aragón 2012-2016.

REFERENCIAS

- Barriendos, M. (1994). Climatología histórica de Catalunya. Aproximación a sus características generales (ss. XV-XIX). Barcelona: Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona. Tesis doctoral inédita.
- Cook, E.R., Briffa, K., Shiyatov, S., Mazepa, V. (1990). Tree-ring standardization and growth trend 13 estimation. In: Cook ER, Kairiukstis LA (eds), *Methods of dendrochronology: applications in 14 the environmental sciences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp 104–162.
- Creus, J., Beorlegui, M., Fernández, A. (1995). Reconstrucciones climáticas en Galicia durante las últimas centurias. Estudio Dendrocronológico. Ed. Presidencia Xunta de Galicia. La Coruña. 184 p, 1995.
- Crowley, T.J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289 (5477), pp. 270-277.

- El Kenawy, A., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M. (2012). Trend and variability of surface 17 air temperature in northeastern Spain (1920-2006): Linkage to atmospheric circulation. 18 *Atmospheric Research*, 106, pp. 159-180.
- Fritts, H.C., Guiot, J., Gordon, G.A., Schweingruber, F.H. (1990). Methods of calibration, 21 verification, and reconstruction. In *Methods of Dendrochronology*.
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M., de Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation 26 analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945 27 November 2005). *International Journal of Climatology*, 31 (5), pp. 715-731.
- Gonzalez-Hidalgo, J.C., Peña-Angulo, D., Brunetti, M., Cortesi, N. (2015). MOTEDAS: A new 1 monthly temperature database for mainland Spain and the trend in temperature (1951-2010). 2 *International Journal of Climatology*.
- Houghton, J.R., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. y Maskell, K., (eds) (1996). *Climatic change 1995: the science of climate change*, Cambridge, Cambridge University Press, 572p.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* 22 [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, 23 V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom 24 and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., 3 May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., Ulbrich, U., Xoplaki, E. (2006a). The Mediterranean climate: An 4 overview of the main characteristics and issues. *Developments in Earth and Environmental 5 Sciences*, 4 (C), pp. 1-26.
- Pena-Angulo, D., Cortesi, N., Brunetti, M., González-Hidalgo, J.C. (2015). Spatial variability of 7 maximum and minimum monthly temperature in Spain during 1981–2010 evaluated by 8 correlation decay distance (CDD). *Theoretical and Applied Climatology*, 122 (1-2), pp. 35-45, 9 2015.
- Tejedor, E., de Luis, M., Cuadrat, J.M., Esper, J., Saz, M.A. (2015). Tree-ring based drought reconstruction in the Iberian Range (East of Spain) since 1694. *International Journal of Biometeorology*, doi: 10.1007/s00484-015-1033-7

IMPPLICACIONES DEL RELIEVE SOBRE LA BAJA ATMÓSFERA EN UNA ZONA TROPICAL Y COSTERA EN MÉXICO

Adalberto TEJEDA-MARTÍNEZ¹, Carlo A. DOMÍNGUEZ-EUSEBIO²,
Martha PÉREZ-MÉNDEZ¹, Antonio LUNA DÍAZ-PEÓN¹

¹Grupo de Climatología Aplicada.

²Instituto de Biotecnología y Ecología Aplicada Universidad Veracruzana, Xalapa, Veracruz, México.
atejeda.martines@gmail.com, cardomingueze@gmail.com

RESUMEN

Un círculo de 200 km de radio con centro en la nucleoelectrica de Laguna Verde, México (19° 43,6'N, 96° 24'W) se puede dividir en un semicírculo sobre en el Golfo de México y otro sobre el continente. Este último se compone de dos planicies costeras con lomerío: una al sur-sudoeste y otra al norte. Hacia el poniente, el terreno es escarpado en los primeros 100 km de distancia y plano de gran altitud (más de 2000 m) los restantes 100 km. Los contrastes entre mar y continente, y entre los distintos tipos de relieve, generan comportamientos diferenciados en la atmósfera baja, que se exploran con datos de una campaña de mediciones realizada en el invierno de 2011 y otra en el verano de 2015, que constaron de sondeos con sodar, con dron y globo cautivo, así como estaciones termohigrométricas de superficie. Se mostrarán ejemplos de cómo el relieve tiene efectos diferenciados en las tendencias climáticas decadales, en el comportamiento de fenómenos meteorológicos de invierno como los frentes fríos, y en un día de verano bajo el influjo de los vientos alisios no perturbados.

Palabras clave: Efectos del relieve, tendencias decadales, frentes fríos y alisios suaves.

ABSTRACT

A circle of 200 km radius centered in nuclear power plant of Laguna Verde, Mexico (19°43.6'N, 96°24'W) can be divided in a semicircle on the Gulf of Mexico and another on the continent. The latter consists of two coastal plains with low hills: one south-southwest and other north. To the west the terrain is steep in the first 100 km away and plane at high altitude (2000 m) the remaining 100 km. The contrasts between sea and continent, and above this between different types of relief, generate different behaviors in the lower atmosphere, which are explored using data from a measurement campaign conducted in the winter of 2011 and again in the summer of 2015. Both them consisted of temperature and humidity soundings with sodar, drone, and tethersonde, and surface stations. This paper shows examples of how the relief has different effects on decadal climate trends, on the winter weather events such as cold fronts, and on a summer day under the soft trade winds.

Key words: Effects of relief, decadal trends, cold fronts and soft trade winds.

1. INTRODUCCIÓN

Los efectos de la orografía en las condiciones atmosféricas sorprendieran a los primeros europeos que llegaron a América, pues esperaban que por su mayor cercanía al Ecuador el “nuevo mundo” sería tan tórrido que imposibilitaría la vida humana, la agricultura o la ganadería tal como eran conocidas en Europa. Al ver que las condiciones orográficas atemperan el *clima*, los europeos vislumbraron la posibilidad de vivir y producir de manera similar a como lo hacían en sus lugares de origen. De modo que si bien las generalidades de los efectos del relieve sobre la atmósfera son conocidos de largo tiempo atrás, no lo son tanto para una región en particular, ni tampoco sobre las tendencias climáticas, y sobre la interacción de la baja atmósfera con los sistemas sinóticos de verano y de invierno.

La región de estudio rodea el punto donde el Eje Neovolcánico alcanza la costa del Golfo de México en donde se ubica la nucleoelectrónica de Laguna Verde ($19^{\circ} 43,6'N$, $96^{\circ} 24'W$), lugar cercano al desembarco en 1519 del conquistador Hernán Cortés. Un círculo de 200 km de radio con centro en este punto, comprende al este un semicírculo sobre el Golfo de México y otro al oeste sobre el continente. Éste último se compone de dos planicies costeras con lomerío: una al sur-sudoeste y otra al norte. Hacia el poniente, el terreno es escarpado en los primeros 100 km y plano de gran altitud (más de 2000 m) los restantes 100 km. Esta orografía particular es producto de dos cadenas montañosas que convergen en esta región. El límite entre la zona escarpada y el altiplano mexicano lo establecen dos de las más grandes montañas de México, el Pico de Orizaba (5600 m de altitud) y el Cofre de Perote (4200 m), ubicados a 100 km y 80 km, respectivamente, de la costa del Golfo de México bordeando el paralelo $19^{\circ}N$. En apenas 100 km en la horizontal se puede pasar del nivel del mar a los 5600 m de altitud: estamos ante una de las pendientes altitudinales más pronunciadas del mundo (Figura 1).

Figura 1. Región de estudio alrededor de LV (Laguna Verde). El recuadro tiene de lado 200 km. Se señalan las estaciones climatológicas utilizadas para evaluar tendencias térmicas y de precipitación. La escala de colores indica la altitud en metros.

En la planicie costera sur la superficie es fundamentalmente agrícola (caña de azúcar, piña y otros cultivos de temporal) y pastizal para ganado vacuno (alrededor del 12% de la superficie), con reductos de selva tropical que no llegan al 5% de la superficie total. En esta zona se ubican 6 áreas urbanas de más de 50 mil habitantes e incluso una con más de 700 mil (Veracruz-Boca del Río-Medellín). Las característi-

cas de la zona norte son ligeramente diferentes, la cubierta del suelo agrícola es principalmente destinada a caña de azúcar, cítricos, maíz, cultivos de temporal, y pastizal para ganado vacuno (menos del 10%), mientras que la selva tropical es menor al 3% (Alan-Ellis y Martínez-Bello, 2010). En esta zona se ubican seis áreas urbanas de más de 50 mil habitantes y la central nucleoelectrica de Laguna Verde, que proporciona el 7% de la energía eléctrica del país. En la media montaña el bosque mesófilo abarca el 11% de la cobertura de suelo, un 17% es bosque perturbado, 17% vegetación secundaria, 37% pastizales y 18% está cubierto por asentamientos humanos con ocho áreas urbanas de más de 50 mil habitantes, incluida el área metropolitana de Xalapa con cerca de 500 mil habitantes (Williams-Linera, 2012). Entre el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote se ubica un puerto de entrada al altiplano que ronda los 2,400 m de altitud. Una vez traspuesto éste, la porción del altiplano mexicano que comprende la zona de estudio está cubierta principalmente de bosque de coníferas y áreas semidesérticas, y dos áreas urbanas con más de cincuenta mil habitantes (Tejeda-Martínez *et al.*, 2004). En total, la zona de estudio alberga una población de 6,1 millones de habitantes, que es el 5,4% de la población nacional.

La climatología de la región de estudio se puede resumir en la Tabla 1. Resulta de la interacción de la orografía con fenómenos meteorológicos de latitudes bajas en el semestre centrado en el verano (vientos alisios, a veces perturbados como ondas del este y ocasionalmente como tormentas tropicales), y con otros de latitudes medias en el semestre centrado en el invierno (oleadas de aire frío); en ausencia de sistemas de circulación de escala mayor, la alternancia de las brisas marina/terral domina el ciclo diurno.

La circulación sinóptica se ve muy influenciada por la orografía; por ejemplo, en el semestre centrado en el verano los vientos alisios encuentran la pared montañosa, ascienden de manera forzada para precipitar más de 1000 mm a barlovento (1070 mm en Laguna Verde en el semestre mayo-octubre) y menos de 400 mm a sotavento.

Por su parte, las variaciones estacionales de la insolación en la parte de cara a la costa no dependen tanto de la declinación solar como de la nubosidad. El mes más soleado es mayo coincidiendo con el primer paso del Sol por el cenit de la zona (340 W/m² de irradiación solar global), 50 W/m² más que en el periodo lluvioso (junio a septiembre, cuando ocurre el segundo paso del Sol por el cenit) y 100 W/m² más que en invierno (octubre a febrero). En la costa, el resultado es un clima húmedo-tropical con la influencia oceánica, es decir, con lluvias nocturnas en un 80% de la precipitación anual (entre 9 P.M. y 9 A.M.).

La brisa del mar, en el verano sobrepuesta a los vientos alisios, adquiere una componente sur o sureste. Los vientos más intensos y frecuentes en Laguna Verde son los provocados por los *nortes* -invasiones de aire polar en el semestre centrado en el invierno-, que por la configuración del terreno adquieren una componente del oeste o del noroeste. Se presentan alrededor de cincuenta *nortes* al año. Los cuales provocan un descenso de la temperatura de entre 2 y 5°C en la costa. El Puerto de Veracruz, a 100 km al sur de Laguna Verde, cierra la entrada de embarcaciones de gran calaje en promedio 7 días al año (cuando los vientos rebasan los 105 km/h), pero los botes pesqueros no salen de la costa aproximadamente 70 días al año.

En suma, por los sistemas de circulación que la afectan en distintas épocas del año, y por la orografía variada y su cercanía al mar, la zona es un laboratorio natural para explorar el acoplamiento entre la capa atmosférica superficial, la capa de mezcla, la capa nubosa y la circulación sinóptica, mediante el uso de información ya existente, de campañas de mediciones *ex profeso* y de simulaciones computacionales con modelos de mesoescala. Para más detalles ver Tejeda *et al.* (1988), Tejeda-Martínez *et al.* (2004) y Ruiz-Barradas *et al.* (2010).

Los contrastes entre mar y continente y, sobre éste, entre los distintos tipos de relieve, generan comportamientos diferenciados en la atmósfera baja, que se explorarán con datos de una campaña de mediciones realizada en el invierno de 2011 y otra en el verano de 2015. Estas campañas constaron de sondeos con globo cautivo y con dron, radiosondeos con globos cautivos y estaciones termohigrométricas de superficie. Los resultados de esas mediciones se usarán en este trabajo para ilustrar los efectos del relieve en una invasión de aire polar en forma de “Norte” (invierno) y en una situación típica de verano de influjo de los vientos alisios.

Región	Área aprox. (miles de km ²)	Temp. máxima media (°C)	Temp.mínima media (°C)	Precipitación media (mm)
Llanura costera norte	11,0	28,6	19,5	1575
Llanura costera sur	28,5	29,5	20,3	1669
Montañosa central	11,0	23,7	12,2	1575
Altiplano	12,5	22,4	15,2	620

Tabla 1. Características climáticas anuales de la zona de estudio.

2. TENDENCIAS RECIENTES

Desde luego, el bosquejo climático presentado en los párrafos anteriores no es estático. Hay tendencias y variaciones originadas por la variabilidad climática natural y el cambio climático antropogénico inducido a escala global, además del propio debido a alteraciones regionales en el uso del suelo. Se puede obtener una visión simplificada si se estiman las tendencias lineales de algunos índices pluviométricos y térmicos. Con este propósito se analizaron datos diarios de temperaturas máxima y mínima y precipitación de dieciocho estaciones, proporcionados por la Comisión Nacional del Agua (CNA, México) para el periodo 1980-2008 (Figura 1), de las estaciones de la Figura 1 agrupadas en planicie costera sur (LV, Veracruz, Novillero y Catemaco); planicie costera norte (Tuxpan, Poza Rica, El Raudal, Martínez y Misantra); región montañosa central (Xalapa, Naolinco, Teocelo, Jalacingo, Jalcomulco y Orizaba), y altiplano (Perote, Libres y Apizaco). Dos estaciones contaron con el 100% de los datos y una con el 75%; el resto presentaron una cantidad de información intermedia entre esos valores.

Los datos fueron sometidos a las pruebas de control de calidad propuestas por el ETCCDI (Grupo de Expertos en Detección e Índices de Cambio Climático). Para el cálculo de los índices climáticos se utilizó el software RCLimDex. Los “outliers”, fueron corregidos o desechados mediante la consulta de boletines meteorológicos emitidos por el Servicio Meteorológico Nacional. Se utilizaron cinco de los 57 índices

de cambio climático propuestos por la Unidad de Investigación Climática de la Universidad de East Anglia (www.cru.uea.ac.uk) y evaluados con el software StarDex: el de precipitación máxima en tres días (Tabla 2a) y los de tendencias de noches con temperatura mínima menor a 0°C, de rango diurno de la temperatura, frecuencia de la temperatura mínima menor al percentil 10 y el de frecuencia de la temperatura máxima superior al percentil 90 (Tabla 2b). Además se agregaron dos índices relacionados con la precipitación: el índice de Gini que indica la concentración de la precipitación a lo largo del año, y que fue traspuesto de la Economía a estudios climáticos por Martín-Vide (2003), y el de la intensidad de la canícula o sequía de medio verano que se debe a Mosiño & García (1966).

Las tendencias de los índices de precipitación se señalan en la Tabla 2(a) y de los índices térmicos en la Tabla 2(b). Todas tienen un nivel de significancia de 0,05 o menor, es decir, un nivel de confianza del 95% o superior. La precipitación máxima en tres días tiende a ser más intensa en la zona montañosa y en el altiplano que en las planicies costeras, en correspondencia con las tendencias a la intensificación de la sequía de medio verano en comparación con la parte central de la montaña o con el altiplano. El índice de Gini entre más cercano a la unidad significa una mayor irregularidad o concentración de la precipitación diaria a lo largo del año, y si se aproxima a cero significa que la precipitación se distribuye de manera casi uniforme. Así pues, tendencias negativas implican que la precipitación se va haciendo más uniforme (como en el altiplano), y positivos, más concentrada en el tiempo (planicies altas y parte media de la montaña).

Las tendencias térmicas (Tabla 2a) son congruentes entre sí y con la propensión mundial al calentamiento reportada por Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) en su quinto informe de evaluación (http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_SPM_FINAL.pdf): a disminuir la frecuencia de temperaturas bajas y a aumentar la de temperaturas altas.

Región	Altitud media (m)	Tendencia de la precipitación máxima en tres días (mm/década)	Ídem índice de Gini (%/década)	Ídem índice de la canícula (%/década)
P. costera sur	93	3,7	0,002	2,1
P. costera norte	179	2,4	0,010	3,4
Montañosa central	1450	9,0	0,004	1,1
Altiplano	2411	8,9	-0,010	0,1

Tabla 2 (a). Para cada región (primera columna) se presentan la altitud media de las estaciones mostradas en la Figura 2 (segunda columna) y las tendencias para algunos índices de precipitación.

Se notan ligeras diferencias: las noches con heladas (temperatura menor a 0°C) están disminuyendo más en la parte montañosa que en el altiplano; el rango u oscilación de la temperatura diurna se está incrementando más en las partes altas que en las planicies, al igual que la frecuencia de temperaturas altas (superiores al percentil 90), y ocurre lo contrario con las temperaturas bajas (menores al percentil 10). No obstante, no es fácil establecer en qué medida las tendencias se deben al cambio climático global y en qué otra a las modificaciones del uso del suelo.

Región	Tendencia de noches con temperatura mínima menor a 0°C (noches/década)	Ídem de rango diurno de la temperatura (0°C/década)	Ídem de frecuencia de la temperatura mínima menor al percentil 10 (%/década)	Ídem de frecuencia de la temperatura máxima superior al percentil 90 (%/década)
P. costera sur	No aplica	0,50	-0,02	0,05
P. costera norte	No aplica	0,11	-0,02	0,04
Montaña	-1,20	0,63	-0,06	0,04
Altiplano	-0,74	0,62	-0,03	0,03

Tabla 2 (b). Para cada región se presentan las tendencias térmicas.

Sesenta días al año, aproximadamente, la zona es invadida por aire polar humedecido a su paso por el Golfo de México. Los efectos diferenciados entre distintas regiones se ilustrarán con las marchas diarias de la temperatura y la humedad específica y los perfiles de viento en la atmósfera baja, para los días 5 a 7 de diciembre de 2011. Se dispuso de un sodar para sondeos en la costa (Laguna Verde, LV en figura 1) y sondeos con globo cautivo en Xalapa, a 1350 m de altitud (Figuras 2, 3 y 4).

Figura 2. Marcha diaria de la temperatura (°C) en la costa (roja, LV) y a media montaña (azul, Xalapa). a) dos días antes de la llegada del frente frío (izquierda, 5/dic/2011.), b) un día antes (centro, 6/dic/2011), y c) durante el frente (derecha, 7/dic/2011).

Dos días antes de la llegada de un frente frío la temperatura es mayor en Laguna Verde por la diferencia de altitudes; al día siguiente las temperaturas máximas se empatan porque el frente es precedido de vientos cálidos del sur (fenómeno localmente conocido como *surada*), pero las noches suelen ser despejadas de modo que el escape de radiación solar es mayor en la montaña, donde además no se tiene el efecto humidificador de la brisa marina, lo que explica ese contraste térmico mayor en la montaña que en la costa. La llegada del frente frío implica tanto para la montaña como para la costa, descensos casi lineales de la temperatura (ver Figura 2). La huella de la *surada* se aprecia en las Figuras 3b y 4b, y el cambio a la llegada de la masa fría en las Figuras 3c y 4c.

3. UN DÍA ESTABLE DE VERANO

Del 28 de junio al 3 de julio del 2015 se realizaron sondeos mediante sensores acoplados y programados en una tarjeta (ordenador de placa reducida) Raspberry Pi, y elevados mediante dron. Se mostrará los sondeos costeros del 29 de junio. La circulación generada por la brisa terrenal permite el desarrollo de nubosidad frente a las costas

del Golfo de México para las primeras horas del día. Probablemente esta nubosidad se pueda explicar por la presencia de una vaguada semi-permanente sobre el suroeste y oeste del Golfo de México para estas mismas horas durante el verano (datos de reanálisis del *Global Forecast System*, GFS¹).

Figura 3. Marcha diaria de la humedad específica (g/kg) en la costa (roja) y a media montaña (azul), a) dos días antes de la llegada del frente frío (izquierda, 5/dic/2011), b) un día antes (centro, 6/dic/2011), y c) durante el frente (derecha, 7/dic/2011)

Hacia las horas de la tarde el viento cargado de humedad desde el Golfo de México ocasiona aumento de nublados sobre la sierra. La continua entrada de humedad permite que los procesos convectivos sigan ocurriendo y da lugar a condiciones de mayor humedad en la región de estudio (Figura 5). En los primeros metros de la barreira montañosa los vientos empiezan a cambiar su dirección hacia el este y lo que ayuda al retroceso de la nubosidad hacia la zona costera durante la noche.

Figura 4. Perfiles verticales del viento horizontal para Xalapa (izquierda en cada recuadro) y Laguna Verde (derecha en cada recuadro) a las 12 (azul) y 18 horas locales (rojo), a) durante dos días antes de la llegada del frente frío (5/dic/2011, arriba a la izquierda), b) un día antes (arriba a la derecha, 6/dic/2011), y c) durante el frente (abajo a la izquierda, 7/dic/2011); en Xalapa a las 18 horas no fue posible el sondeo con globo cautivo hasta 2050 m de altura por la intensidad de los vientos.

Como se observa en la Figura 6, el calentamiento diurno permite que las temperaturas superficiales se eleven durante el día. Para la tarde-noche la entrada de radiación cesa y con ello la disminución de las temperaturas (este mismo patrón se observa el resto de

¹ <https://earth.nullschool.net/#2015/06/29/0900Z/wind/surface/level/orthographic=-96.37,19.16,3000>

los días de esta campaña de mediciones). Los sitios de los sondeos con dron se presentan en la Figura 6c. Las condiciones de cielo despejado durante la madrugada ocasionaron que sobre la costa, (Figura 7, Flores Magón) se presentara una inversión térmica en los primeros 100 metros de la atmósfera. En niveles superiores se observó una atmósfera inestable. Al interior de la planicie costera (Santa Elena) la atmósfera presentó, entre 0-100 metros y 400-600 metros, condiciones de débil estabilidad. En el resto de la columna atmosférica las condiciones fueron neutrales. En el sitio CRPM, los primeros 600 metros de la atmósfera presentaron condiciones de inestabilidad. Para las 19 HL en los tres sitios se observaron condiciones de inestabilidad en los primeros 600 metros.

Figura 5. Humedad absoluta (gr/m^3) y viento (m/s) para a) 10 HL, b) 19 HL el 29 de junio de 2015.

Figura 6. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) para las a) 10 HL; b) 13 HL del 29 de junio de 2015., y c) ubicación (planicie costera norte) de los sitios donde se realizaron sondeos con dron. Entre Flores Magón y CRPM hay una distancia en línea recta de 100 km y entre Flores Magón y Santa Elena, 10 km. La curva de nivel que se muestra corresponde a la cota de 200 m.

Figura 7. Perfiles de temperatura a) 07 HL y b) 19 HL 29 de junio del 2015.

El perfil de humedad absoluta (g/m^3) para las 07 HL (Figura 8) en Flores Magón, permite observar cómo la capa de mezcla se extiende desde 50 a 300 m de altura, muy

poco profunda debido al débil calentamiento para esta hora. Para el sitio CRPM una ligera capa de mezcla se observa de 50 a 350 m. En Santa Elena no se observan cambios significativos de la humedad con la altura. A las 19 HL es muy claro cómo la capa de mezcla se extiende desde 0 a 450 m en Flores Magón. Para el resto de los sitios la humedad disminuye con la altura en toda la columna atmosférica.

Figura 8. Perfiles de humedad absoluta a) 07 HL y b) 19 HL 29 de junio del 2015.

4. COMENTARIOS FINALES

La zona de estudio, además de ser costera, tropical y montañosa, presenta uno de los gradientes altitudinales más intensos del planeta, por lo que reviste interés y complejidad. Aquí se han presentado muestras de los efectos del relieve en las tendencias decadales de índices de precipitación pluvial y de temperatura. Si bien esas tendencias son congruentes con patrones mundiales y, en particular, con trabajos previos para una región más amplia que comprende a esta zona de estudio (Torres-Alavez *et al.*, 2010; Vázquez-Aguirre *et al.*, 2008), el relieve hace la diferencia: a media montaña y en el altiplano tanto la precipitación como el incremento térmico tienden a ser más intensos. Queda la interrogante de hasta qué punto esas tendencias gruesas se deben al calentamiento global, la variabilidad climática natural o los cambios en el uso del suelo.

Ante la incursión de un frente frío, se presenta disminución de la temperatura en la costa y en la montaña de manera que se acercan entre sí las curvas de la marcha diaria de las temperaturas, y se observa un arrastre de humedad hacia la zona montañosa. Dos días anteriores al frente la dirección del viento presenta un desfase: en la costa se presenta viento del norte y en la montaña aun persiste la componente sur. Este desfase desaparece el día del frente frío, cuando en ambos sitios se prevalece viento del norte. En el verano, ante el influjo de los alisios no perturbados, los procesos convectivos responden a la orografía. Durante la campaña de mediciones del 28 de junio al 3 de julio del 2015 se pudo observar cómo la nubosidad comienza en la cima de la zona montañosa y ahí mismo parece precipitar (2 de julio) o en algunos casos se traslada a la región costera (29 y 30 de junio), lo que no se mostró aquí por falta de espacio. Es común que surja un núcleo de nubosidad durante la mañana, ya sea sobre el mar (29 de junio) o sobre la costa (28 junio y 2 julio), que va desintegrándose mientras se mueve hacia el norte.

Las situaciones de estabilidad atmosférica en la parte baja de la atmósfera costera, quedan determinadas por el calentamiento (enfriamiento) diurno (nocturno), pero se espera que en la montaña o en el altiplano el relieve y su interacción con los alisios y

brisas (marina y terral) decidirán las condiciones de convección o subsidencia, como lo documentaron Tejeda *et al.* (2004).

AGRADECIMIENTOS

Al proyecto *Interacción superficie/atmósfera en la zona montañosa central de la vertiente del Golfo de México: observaciones y modelación a alta resolución* (CONACyT CB183040). Apoyaron en la instrumentación meteorológica y manejo de datos I. R. Méndez Pérez, G. Vázquez Cruz, I. M. García Martínez, B.Y. Mendoza Aguilar, M. Cortés Aguilar, A. Álvarez Pérez, A. Baruch Vera y M. Tejeda Zacarias.

REFERENCIAS

- Alan, E. & Martínez, M. (2010). *Vegetación y uso de suelo*. Universidad Veracruzana: <http://cdigital.uv.mx/bitstream/123456789/9654/1/08VEGETACION.pdf>
- Martín-Vide, J. (2003). *El tiempo y el clima*. Barcelona: Rubes Editorial.
- Mosiño, A. & García, E. (1966). *Evaluación de la sequía intraestival de la República Mexicana*. Conferencia Regional Latinoamérica. Ciudad de México: Unión Geográfica Internacional.
- Ruiz, A. Tejeda, A. Miranda, S. & Flores, R. (2010). *Climatología en Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz*. Eds. Florescano y J. Ortiz-Escamilla (editores). Xalapa: Gobierno del Estado de Veracruz.
- Tejeda, A. Acevedo, F. & Jáuregui, E. (1989). *Atlas climático del estado de Veracruz*. Xalapa: Universidad Veracruzana.
- Tejeda, A. Méndez, I. Utrera, A. García, L. & Mendoza, V. (2004). *Circulación local y ascenso de aire en un sitio costero y tropical al pie de la montaña*. En *El clima entre el mar y la montaña*. Santander, España: Asociación Española de Climatología.
- Torres, J. Tejeda, A. Vázquez, J. Brunet, M. Hernández, A & Ruiz, A. (2010). Índices de cambio climático y análisis de variabilidad en el estado de Veracruz, México. En *Ciudad, clima y ecosistemas*. Madrid, España: Asociación Española de Climatología.
- Vázquez, J. Brunet, M. & Jones. P. (2008). *Cambios observados en los extremos climáticos de temperatura y precipitación en el estado de Veracruz, México a partir de datos diarios*. En *Cambio climático regional y sus impactos*. Tarragona, España: Asociación Española de Climatología.
- Williams, G. (2012). *El bosque de niebla del centro de Veracruz: ecología, historia y destino en tiempos de fragmentación y cambio climático*. Xalapa, México: Instituto de Ecología A.C.

DAILY MAXIMUM ANNUAL RAINFALL STATISTICAL REGIONALIZATION IN ANDALUSIA

Rafael DREUX MIRANDA FERNANDES¹, Jefferson VIEIRA JOSÉ²,
Wagner WOLFF², Marcos Vinícius FOLEGATTI²

¹*Departamento de Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola, Universidad de Sevilla.*

²*Departamento de Ingeniería de Biosistemas, Universidade de São Paulo.*

rafdrefer@alum.us, jfvieira@usp.br, wwolff@usp.br, mvfolega@usp.br

ABSTRACT

The annual maximum daily rainfall (Amdr) is an important variable to model the runoff, justifying its study. This work aimed at regionalize the Amdr for the region of Andalusia through the spatialization of parameters of the probability distribution. Daily rainfall data between the years of 2001 and 2015 from 56 meteorological stations in Andalusia were evaluated and adjusted to ten probability distributions, as also the possibility of tendencies in the data was explored. The Gumbel II distribution was the one with better results for 20 of the 56 meteorological stations. Decreasing tendencies in three meteorological stations were verified. The Amdr was estimated for the payback periods of 10, 20, 50, 100 and 1000 years, obtaining average values of 76.76, 90.75, 110.79, 127.69 and 201.23 mm, respectively. Maps with the distribution of the parameters α and β of the Gumbel II distribution for Andalusia were obtained, apart from maps with the Amdr distribution for each payback period.

Keywords: Extreme events, geostatistics, Gumbel II

RESUMEN

La precipitación diaria máxima anual (Pdma) es una variable importante para la modelaje del escurrimiento, justificando su estudio. Este trabajo objetivó regionalizar la Pdma para la región de Andalucía mediante la espacialización de parámetros de la distribución de probabilidad. Datos de precipitación diaria entre los años de 2001 a 2015 de 56 estaciones meteorológicas en Andalucía fueron evaluados y ajustados a diez distribuciones de probabilidad, bien como fue explorada la posibilidad de tendencias en las series. La distribución de Gumbel II fue la que presentó mejores ajustes para 20 de las 56 estaciones meteorológicas. Fue verificada tendencia decreciente en tres estaciones meteorológicas. La Pdma fue estimada para los períodos de retorno de 10, 20, 50, 100 e 1000 años, obteniendo valores medios de 76,76; 90,75; 110,79; 127,69 y 201,23 mm, respectivamente. Fueran obtenidos mapas de la distribución de los parámetros α y β de la distribución de Gumbel II para Andalucía, y mapas con la distribución de Pdma para cada período de retorno.

Palabras clave: Eventos extremos, geoestadística, Gumbel II

1. INTRODUCTION

The rainfall is one of the climatic factors that present higher spatiotemporal variability, justifying the study of extreme events of annual maximum daily rainfall

(Amdr) and its distribution in the space and time. The study of these extreme events is one of the main factors when dimensioning urban and rural drainage systems, contour farming and when rectifying waterways, once the Amdr is related to severe damages to the human activities, due to its potential to cause soil saturation, surface runoff and soil erosion (IPCC, 2007; Tammets & Jaagus, 2013).

Past extreme climatic events are studied to estimate the probability of future events to be equal to or greater than past ones, therefore being necessary to estimate its payback periods. Payback period is the average time needed, in years, for an event (Amdr) to be equaled or overcome, in any year (Naghetini & Pinto, 2007).

To estimate Amdr for different payback periods requires a dataset of at least 15 years without gaps, being preferable a dataset of 30 years. Due to the difficulty in obtaining data in certain regions, the geostatistics is used to allow the estimative of extreme events in not monitored areas, through the data from nearby meteorological stations.

Kriging is the generic name adapted by the geostatisticians to the family of algorithms of generalized least squares regression (Goovaerts, 1997). The kriging methods use a spatial dependency expressed in the semivariogram between nearby samples to estimate values in any position of the region, without tendency and with a minimum variance, what makes them very good estimators in the study of the spatial distribution of the rainfall (Machado *et al.*, 2010).

Many studies have used the quota as an auxiliary variable in the estimative of different main variables, with good results (Brito *et al.*, 2010; Viola *et al.*, 2010; Di Piazza *et al.*, 2011). However, the quantification of its contribution in this aspect, regarding the interpolators still needs to be better determined.

The purpose of this study is the regionalization of the annual maximum daily rainfall (Amdr) in the autonomous community of Andalusia. It also aims to research the contribution of the longitude and latitude and the covariate altitude as auxiliary in the determination of estimatives of the parameters of the chosen probability distribution, allowing the representation, through maps, of the distribution of extreme events for different payback periods.

2. MATERIAL AND METHODS

Andalusia is the second largest autonomous community of Spain in extension, with approximately 87600 km², between the longitudes of 07° 31' W and 01° 38' W, and between the latitudes of 38° 44' N and 36° 00' N. Around 31.42% of the territory has altitude between 0 and 200 m; 39.38% of the territory between 200 and 600 m of altitude; 25.94% between 600 and 1400 m of altitude and 3.27% higher than 1400 m.

According to the Köppen & Geiger (1928) climate classification, the climate Csa prevails in the region of Andalusia, characterized as temperate with hot and dry summer. Except for one area of the province of Almeria that presents a climate BWh (hot desert) and for the region of Sierra Nevada, that presents a climate Dsc (cold with dry and fresh summer).

Fig. 1: Digital Model of the Terrain (DMT) and distribution of the meteorological stations studied, in the Andalusia Autonomous Community, Spain

The used dataset is constituted by the annual maximum daily rainfall (Amdr) of 56 meteorological stations (Figure 1 and Table 1), the datasets with an extension of 15 years (from 2001 and 2015, both included).

Based on the Amdr data series, from the respective stations, the data were adjusted to ten probability distributions, as follows: (i) Lognormal, (ii) Weibull, (iii) Gamma, (iv) Cauchy, (v) Normal, (vi) Logistic, (vii) Birnbaum-Saunders, (viii) Gumbell-II, (ix) Gumbel and (x) Rayleigh generalized. To adjust the parameters of the distributions the maximum likelihood method (ML) and the Akaike Information Criterion (AIC) were used to choose the distribution that better adjusted to the data, through the least AIC value. Therefore, the distribution that presented better adjusts to the Amdr data of most of the meteorological station was chosen to represent all studied region and, thus, the parameters of the chosen distribution were obtained and the Amdr was estimated for the payback periods (T) of 10, 20, 50, 100 and 1000 years.

The geostatistic analysis was performed using the parameters of the distribution that presented better adjust to the Amdr data, aiming at regionalizing the Amdr for the studied area.

Initially, an exploratory analysis of the variables to be interpolated (parameters of the best distribution for most of the stations) was performed, aiming at confirming some presuppositions assumed by the geostatistic model, among them: (i) normality, (ii) no spatial tendentiousness, and (iii) outliers removal.

The parameters of the function of the chosen distribution were analyzed according to the approach of the geostatistics models (Diggle & Ribeiro Junior, 2007). This way,

we sought to adjust the model's parameters (Equation 1) by the maximum likelihood method.

$$Y(Xi) = \beta + S(Xi) + \varepsilon_i \quad (1)$$

In which, $Y(Xi)$ is the annual maximum daily rainfall in the i line of the matrix of X coordinates; β is the global average of a specific area; $S(Xi)$ is a Gaussian process with a function of a mathematical model with variance parameter σ^2 and reach parameter ϕ ; ε_i is the random noise normally distributed with average zero and variance τ^2 .

Different tendency models were tested, defined by linear and quadratic relations between the covariates X , Y and quota in the location of the meteorological stations.

Station	Pr.	Lat.	Long.	Q (m)	Station	Pr.	Lat.	Long.	Q (m)
1-Adra	AL	36.75	2.99	42	29-Aroche	HU	37.96	6.95	299
2-Almería	AL	36.84	2.40	22	30-El Campillo	HU	37.66	6.60	406
3-Cuevas de Almanzora	AL	37.26	1.80	20	31-El Tojalillo-G	HU	37.32	7.03	52
4-Fiñana	AL	37.16	2.84	971	32-Gibraleón	HU	37.41	7.06	169
5-Huércal-Overa	AL	37.41	1.88	317	33-La Condado	HU	37.37	6.54	192
6-La Mojonera	AL	36.79	2.70	142	34-Guzmán	HU	37.55	7.25	288
7-Tabernas	AL	37.09	2.30	435	35-Lepe	HU	37.30	7.24	74
8-Virgen F.C. Almanzora	AL	37.39	1.77	185	36-Moguer	HU	37.15	6.79	87
9-Basurta-Jerez de la Frontera	CA	36.76	6.02	60	37-Alcaudete	JA	37.58	4.08	645
10-Conil de la Frontera	CA	36.33	6.13	24	38-Chiclana de S.	JA	38.30	3.00	510
11-Jerez de la Frontera	CA	36.64	6.01	32	39-Huesa	JA	37.75	3.06	793
12-Jimena de la Frontera	CA	36.41	5.38	53	40-Linares	JA	38.06	3.65	443
13-Vejer de la Frontera	CA	36.29	5.84	24	41-Mancha Real	JA	37.92	3.60	436
14-Villamartín	CA	36.84	5.62	171	42-San José P.	JA	37.86	3.23	509
15-Adamuz	CO	38.00	4.45	90	43-Torreblasco	JA	37.99	3.69	291
16-Baena	CO	37.69	4.31	334	44-Ubeda	JA	37.94	3.30	358
17-Bélmex	CO	38.25	5.21	523	45-Estepona	MA	36.44	5.21	199
18-Córdoba	CO	37.86	4.80	117	46-Málaga	MA	36.76	4.54	68
19-El Carpio	CO	37.91	4.50	165	47-Sierra Yeguas	MA	37.14	4.84	464
20-Hornachuelos	CO	37.72	5.16	157	48-Veléz-Málaga	MA	36.80	4.13	49
21-Santaella	CO	37.52	4.89	207	49-Aznalcázar	SE	37.15	6.27	4
22-Baza	GR	37.56	2.77	814	50-Ecija	SE	37.59	5.08	125
23-Cádir	GR	36.92	3.18	950	51-La Luisiana	SE	37.53	5.23	188
24-Iznalloz	GR	37.42	3.55	935	52-La Rinconada	SE	37.46	5.92	37
25-Jerez de Marquesado	GR	37.19	3.15	1212	53-Lebrija I	SE	36.98	6.13	25
26-Loja	GR	37.17	4.14	487	54-Lora del Río	SE	37.66	5.54	68
27-Puebla Don Fradique	GR	37.88	2.38	1110	55-Osuna	SE	37.26	5.13	214
28-Almonte	HU	37.15	6.48	18	56-Sanlúcar M	SE	37.42	6.26	88

Table 1: Location of the studied meteorological stations in the autonomous community of Andalusia, Spain; Pr. – Province; Long. – Longitude; Lat. – Latitude; Q – Quota; AL – Almería, CA – Cadiz, CO – Cordoba; GR – Granada, HU – Huelva; JA – Jaen; MA – Malaga; SE – Seville.

To adjust the model's parameters the ML (maximum likelihood) method was used. Therefore, the assessment of the performance of each model, with and without spatial factor, in the interpolation of Amdr and of the parameters of the chosen distribution was performed through the AIC method.

Therefore, the best trend withdrawal method was chosen, characterized by the least value of AIC, and thus six models of covariance functions were tested, being them: (i) exponential; (ii) Gaussian; (iii) spherical; (iv) circular and; maternal with softness parameters equal to (v) 1.5 and (vi) 2.5. The evaluation of each model's performance in the estimative of the parameters of the chosen distribution was performed by the AIC.

Considering the geostatistic model's components (Equation 1), the selection of the model according to AIC followed the steps: (i) for the β_{xi} component, firstly the $S(xi)$ component was considered constant and then the best tested trend model was chosen; (ii) for the $S(xi)$ component, once modeled the β_{xi} component, it was fixed, and thus the best covariance function tested was chosen. After the choice of the model and estimative of its parameters, the ordinary kriging was used to interpolate the studied variables.

The data reading and handling to elaborate the Amdr data series (package hydroTSM – "Hidrologic Time Series Managemet"), as also the adjust of the distribution models (package fitdistrplus – "Parametric Distribution to Non-Censored or Censored Data"), the goodness of fit test (package ADGofTest), among other calculations regarding statistics, geostatistics (packages geoR, MASS, rgdal and raster), the plots (package RColorBrewer, maptools and SDMTTools) and the data series trend analysis (package Kendall) were performed in the statistical open software R Statistical 3.1.2 ® (R CORE TEAM, 2014).

3. RESULTS

The trends of the extreme events for each meteorological station were assessed by the test of Mann-Kendall (Table 2). From the 56 trend values, 36 were negative (a negative value indicates a decreasing trend of Amdr over time) and 20 were positives (increasing trend). However, when the significant values ($p\text{-value} < 0.05$) were considered, it was observed that only three stations presented significant values (emphasized in bold in Table 2), with decreasing trend (negative values). The others, that did not presented statistic significance, are explained by the natural variability of the rainfall. Therefore, world and regional climate changes that could be associated, for example, with the urban heating, did not affect significantly the rainfall records.

In Table 2 it is shown the obtained parameters for the chosen probability distribution for each station, emphasizing that both ten probability distributions were accepted according to the Anderson-Darling goodness of fit test ($p < 0.05$). The distributions that presented the best adjusts for most of the Amdr data were Gumbel II (20 stations) and Birnbaum-Saunders (14 stations) The Normal and Cauchy distributions did not presented the best fit for any of the stations. Therefore, the distribution which presented the best fit for most of the Amdr data was the Gumbel II being chosen to represent the whole region of the present study. Thus, the scale (α) and shape (β) parameters of the chosen distribution were obtained for the remaining stations. The chosen distribution was evaluated by the Anderson-Darling test ($p < 0.05$); the obtained values for this test were much lower than the critic values, being this distribution considered adequate in the 56 meteorological stations.

Ind.	Trend	Model	Parameter		Payback period (years)					Trend	Model	Parameter		Payback period (year)				
			Par1	Par2	10	20	50	100	1000			Par1	Par2	10	20	50	100	1000
1	0.14	Bisa	37.951	0.437	65.54	76.11	89.67	99.74	132.58	29	0.11	Gamma	13.924	0.247	76.25	83.15	91.38	114.52
2	-0.09	Genray	28.671	1.983	49.34	54.91	61.44	65.93	79.00	30	-0.20	Weibu	3.886	68.189	84.51	90.43	96.86	101.01
3	0.37	Genray	42.236	1.864	71.94	80.21	89.89	96.55	115.90	31	-0.38	Bisa	53.317	0.302	78.28	87.12	98.11	106.08
4	-0.25	Gumb2	29.462	2.776	66.26	85.88	120.12	154.47	354.58	32	-0.28	Gumb	12.560	51.951	129.47	166.86	215.27	371.40
5	-0.18	Lnorm	3.821	0.608	99.58	124.21	159.30	188.04	299.32	33	-0.37	Bisa	52.585	0.263	73.55	80.79	89.69	116.11
6	0.009	Gumb2	31.518	3.615	58.73	71.67	92.74	112.50	212.96	34	0.11	Bisa	55.949	0.275	79.48	87.67	97.77	105.06
7	-0.13	Gumb2	30.160	3.021	63.52	80.61	109.72	138.25	296.67	35	-0.32	Bisa	46.937	0.288	67.76	75.07	84.12	90.66
8	0.12	Gamma	4.601	0.099	75.42	86.79	100.81	110.90	142.42	36	-0.52	Bisa	53.418	0.349	83.20	94.06	107.72	117.72
9	0.12	Bisa	55.095	0.334	84.34	94.91	108.16	117.84	148.73	37	-0.03	Gamma	10.686	0.257	58.44	64.43	71.61	76.67
10	0.14	Lnorm	3.804	0.599	96.63	120.11	153.43	180.64	285.40	38	0.30	Gumb	8.766	34.453	86.30	111.10	143.20	167.26
11	0.12	Gumb2	54.729	4.328	92.05	108.70	134.81	158.41	269.94	39	0.10	Gamma	17.232	0.565	40.20	43.50	47.40	50.13
12	0.12	Gumb	17.023	57.069	145.45	186.53	239.70	279.55	411.21	40	-0.04	Bisa	34.949	0.391	57.40	65.80	76.48	84.36
13	0.31	Gumb2	49.182	3.775	89.26	108.01	138.25	166.34	306.47	41	0.10	Gamma	12.516	0.348	49.47	54.17	59.80	63.75
14	-0.05	Gumb2	46.208	4.892	73.20	84.80	102.59	118.32	189.62	42	-0.02	Gamma	9.778	0.326	42.72	47.28	52.77	56.64
15	-0.04	Genray	51.700	2.320	91.24	101.09	112.65	120.63	143.92	43	-0.09	Weibu	2.929	44.792	59.55	65.14	71.36	75.45
16	0.009	Gumb2	33.669	3.338	66.07	81.98	108.37	133.59	266.66	44	-0.01	Gumb2	32.408	4.152	55.73	66.28	82.95	98.15
17	-0.28	Logis	46.127	8.138	64.01	70.09	77.80	83.52	102.33	45	0.20	Gumb2	55.087	3.089	114.15	144.11	194.85	244.27
18	-0.15	Gumb	14.528	49.397	125.69	161.25	207.27	241.76	355.72	46	-0.21	Gumb2	42.442	2.809	94.57	122.19	170.26	218.30
19	0.09	Bisa	52.299	0.441	91.39	106.45	125.81	140.20	187.23	47	0.03	Gumb2	38.001	3.056	79.36	100.44	136.24	171.21
20	0.09	Gumb2	49.119	3.891	87.58	105.38	133.88	160.20	289.83	48	0.01	Weibu	3.277	75.699	97.64	105.80	114.78	120.64
21	-0.18	Gumb2	39.411	3.850	70.71	85.25	108.59	130.18	237.02	49	-0.40	Bisa	51.619	0.421	88.02	101.89	119.63	132.78
22	-0.78	Gumb	7.727	27.986	70.71	90.85	116.93	136.47	201.03	50	-0.18	Gumb2	37.827	3.378	73.64	91.13	120.07	147.64
23	0.05	Gumb2	40.556	5.380	61.62	70.44	83.76	95.37	146.44	51	0.13	Lnorm	3.888	0.478	90.12	107.22	130.37	148.51
24	0.16	Gumb2	38.202	3.149	78.07	98.12	131.91	164.65	342.59	52	-0.39	Gumb2	46.355	4.580	75.77	88.66	108.67	126.56
25	-0.15	Bisa	27.878	0.377	44.99	51.34	59.38	65.30	84.39	53	-0.09	Gumb2	46.031	3.856	82.51	99.44	126.62	151.75
26	0.24	Gumb2	31.403	4.338	52.75	62.28	77.20	90.68	154.34	54	0.03	Bisa	54.403	0.293	79.06	87.74	98.51	106.31
27	-0.05	Bisa	32.452	0.339	49.98	56.34	64.32	70.15	88.79	55	-0.29	Gumb2	34.881	3.888	62.22	74.88	95.16	113.88
28	-0.14	Bisa	50.235	0.446	88.35	103.08	122.02	136.12	182.24	56	-0.35	Weibu	4.815	75.699	64.73	68.37	72.27	74.76

Table 2: Parameters of the most appropriate distribution models in the determination of the probability of happening the maximum daily rainfall in the Andalusia autonomous community, Spain; Ind. – Identification of the stations; Trend – tendency values (τ); Bold – There is tendency in the data series ($p < 0.05$) by the Mann-Kendall's test; Lnorn – Lognormal; Weibu – Weibull; Gamma – Gamma; Cauchy – Cauchy; Norm – Normal; Logis – Logistic; Bisa – Birnbaum-Saunders; Gumb2 – Gumbel-II; Gumb – Gumbel; Genray – generalized Rayleigh

One of the presuppositions of geostatistics is the existence of data normality thus, the Box-Cox family test was performed for the Gumbel II parameters, obtaining values of 0.97 and 0.99. Indicating that the parameters present tendency to a normal distribution.

Twelve types of spatial trend were considered, combining algebraically the longitude, latitude and quota. Among the tested spatial trend models, those who presented greater prediction precision are emphasized in Table 3, as the estimatives of the parameters (τ^2 , σ^2 e ϕ).

The circular model considers the trends of latitude with the covariate quota and can be used to estimate β . For the variable α it was not necessary to include the covariance function $S(xi)$, it was adjusted only with the spatial trend of latitude. Representing the best model that explains the spatial variability of the Gumbel II parameters.

The semivariogram range parameter indicates the maximum distance where the sampling points are correlated between them, in other words, the points located in an area which radius is the range parameter are more similar between them than between the ones that are separated by greater distances. The range of 68.63 km for the β parameter shows that all the nearby stations inside this radius can be used in the estimative of values in smaller distances (Table 3).

Variables $Y(xi)$	Parameters of the spatial trend $\beta(x)$	AIC test		Covari- ance function	Parameters					
					Spatial trend β_n			Covariance $S(xi)$		Err.
		W/ $S(xi)$	W/o $S(xi)$		β_0	β_1	β_2	σ^2	ϕ	
Scale (α)	$\beta(x) = \beta_0 + \beta_1 x$	355.9	362.6	Circular	54.702	-0.04		24.92	68.63	10
Shape (β)	$\beta(x) = \beta_0 + \beta_1 x + \beta_2 Quota$	132.8	132.3	Gauss	3.962	-2e-3	9e-4	0.343	14.56	0.2

Table 3: Evaluation of the best models with and without spatial trend and the covariance function for the scale (α) and shape (β) parameters of the Gumbel II distribution; $Y(xi)$ – observed value in the position x ; $\beta(x)$ – overall average of a specific area; $S(xi)$ – random factor spatially correlated; AIC – Akaike Information Criterion; τ^2 – error; σ^2 – variance; ϕ – reach; β_n – spatial trend component

Figure 2: Maps of the scale (α) and shape (β) parameters of the Gumbel II distribution in the Andalusia autonomous community, Spain (2001-2015)

To estimate the Gumbel II parameters not sampled in locations maps of spatial distributions were generated (Figure 2), obtained by the interpolation by kriging method, from the parameters of the models fitted to the semivariograms (Table 3).

From the parameters of the Gumbel II distribution (Table 3) and from the maps of Figure 2, maps for each payback period were obtained (Figure 3).

Figure 3: Maps of annual maximum daily rainfall, associated to the payback periods of 10 (a), 20 (b), 50 (c), 100 (d) and 1000 (e) years in the Andalusia autonomous community, Spain

4. DISCUSSION

Regarding the probability distributions that presented higher number of best fits for the meteorological stations, Almeida *et al.* (2014) obtained similar results, when studying the distribution of extreme events of daily rainfall in the state of São Paulo,

Brazil. These authors verified that the Gumbel II distribution well represented the rainfall conditions of the region. The Gumbel II distribution is the one that is more frequently used in literature. José *et al.* (2014) obtained spatial distribution for the parameters of Gumbel II distributions associated to Amdr in the southeast region of Brazil.

Concerning the models of a trend, as discussed by Diggle & Ribeiro Junior (2007), it should ideally have a physical natural interpretation. Thus the choice of a simple model that explains most of the spatial variability would be ideal. More complex models are generally more difficult to interpret.

Observing Figure 3, it is possible to verify a trend of elevation of the rainfall in the region of the Guadalquivir Valley (Northeast-Northwest) and in the Mediterranean and Atlantic coasts, comprehending the quotas from 0 to 150 meters. The higher values are in the Mediterranean coast, the Cadiz coastline (Southeast) and the Almeria coastline (Southeast). This trend can be explained by the orographic effect, caused by the orientation of the Sierra de Roda in the Cadiz region and of the Cordillera Penibética in Almeria.

According to Muñoz-Díaz & Rodrigo (2004) this orographic region is influenced by the Atlantic and Mediterranean frontal systems, with a significant gradient of rainfall in the North-South direction.

5. CONCLUSION

The results revealed that the Amdr, associated to its respective payback periods and to the parameters of the Gumbel II distribution, present spatial tendency, from which Amdr maps were generated for the Andalusia autonomous community, Spain.

REFERENCES

- Almeida, B. M.; José, J. V.; Duarte, S. N.; Frizzzone, J. A.; Arraes, F. D.; Perbone, A. (2014). Análise de tendência temporal da precipitação diária máxima no Estado de São Paulo. *Water Resources and Irrigation Management*, 3(1), 1-12.
- Brito, L. F.; Marques Junior, J.; Pereira, G.T.; Las Scala Junior, N. (2010). Spatial variability of soil CO₂ emission in different topographic positions. *Bragantia*, 69, 19-27. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0006-87052010000500004>
- Di Piazza, A.; Lo Conti, F.; Loto, L. V.; Viola, F.; La Loggia, G. (2011). Comparative analysis of different techniques for spatial interpolation of rainfall data to create a serially complete monthly time series of precipitation for Sicily, Italy. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(3), 396-408. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2011.01.005>
- Diggle, P. J.; Ribeiro Jr., P. J. (2007). *Model-Based geostatistics*. New York: Springer.
- Goovaerts, P. (1997). *Geostatistics for natural resources evaluation*. New York: Oxford University.
- IPCC, 2007. The physical science basis. Contribution of working group I to the forth assignment report of the Intergovernmental Panel On Climate Change, [Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M.;

- Miller, H. L. (eds.)). Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press.
- José, J. V.; Almeida, B. M.; Perboni, A.; Fernandes, R. D. M.; Duarte, S. N.; Marques, P. A. A. (2014). Variabilidade espacial de precipitação diária máxima anual em diferente tempo de retorno no Estado de São Paulo, Brasil. *Irriga*, 1(1) SPEC. EDITION, 151–158. doi: <http://dx.doi.org/10.15809/irriga.2014v1n1p151>
- Köppen, W.; Geiger, R. (1928). *Klimate der Erde*. Gotha: Verlag Justus Perthes. Wall-map 150cmx200cm.
- Machado, R. L.; Ceddia, M. B.; Carvalho, D. F. de; Cruz, E. S.; Francelino, M. R. (2010). Spatial variability of maximum annual daily rain under different return periods at the Rio de Janeiro State, Brazil. *Bragantia*, 69, 77–84. doi: <http://dx.doi.org/10.1590/S0006-87052010000500009>
- Muñoz-Díaz, D.; Rodrigo, F. S. Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912 – 2000) using cluster and principal component analysis: comparison. *Annales Geophysicae*, 22(5), p. 1435–1448, 2004. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/angeo-22-1435-2004>
- Naghetini, M.; Pinto, E. J. (2007). *A hidrologia estatística*, Belo Horizonte: CPRM.
- R Development Core Team (2013). *R: The R Project for Statistical Computing*. Vienna: R Development Core Team.
- Tammets, T; Jaagus, J. (2013). Climatology of precipitation extremes in Estonia using the method of moving precipitation totals. *Theoretical and Applied Climatology*, 111(3), 623–639. doi: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-012-0691-1>
- Viola, M. R.; Mello, C. R. de; Pinto, D. B. F.; Mello, J. M. de; Ávila, L. F. (2010). Métodos de interpolação espacial para o mapeamento da precipitação pluvial. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 14(9), 970–978. doi: <https://dx.doi.org/10.1590/S1415-43662010000900009>

VARIABILIDAD ESTACIONAL DE LOS CAUDALES EN ECUADOR EN EL PERIODO 1964-2014

C. QUISHPE-VÁZQUEZ, M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA,
S.R. GÁMIZ-FORTIS, Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA

Applied Physics Department, University of Granada, Granada, Spain.

cesarqv@correo.ugr.es

RESUMEN

El objetivo principal de este estudio es analizar las tendencias en el caudal de los ríos de Ecuador. Para este fin, se han utilizado los datos de caudal de la red de estaciones hidrológicas, proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología de Ecuador (IHNAMI), distribuidas en el territorio ecuatoriano y situadas estratégicamente en las cuencas de los principales ríos. Se seleccionó un número de 26 estaciones con disponibilidad de datos diarios sin discontinuidad durante el período de 51 años (1964-2014). Mediante el test de Man-Kendall y pendiente de Sen, se han evaluado las tendencias del caudal a escala mensual. Por último, se analiza la relación entre la variabilidad del caudal y el ENSO, fuente principal de variabilidad climática en la región.

Palabras clave: Ecuador, caudal, tendencias, variabilidad estacional.

ABSTRACT

The main objective of this study is to analyze trends in the streamflow of the rivers of Ecuador. For this end, we use the streamflow data from the network of hydrological stations, provided by the Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología de Ecuador (IHNAMI), distributed over the Ecuadorian territory and strategically located in the watersheds of its main rivers. A number of 26 stations with a continuous period of daily data during 51 years period (1964-2014) was selected. Trends of the streamflow rates have been evaluated at monthly time scales using Man-Kendall test and Sens slope. Finally, we analyze the relationship between the streamflow variability and the ENSO, which is the major climate variability source in the region.

Key words: Ecuador, streamflow, trends, seasonal variability.

1. INTRODUCCIÓN

La comprensión de la dinámica de caudales constituye uno de los temas más importantes en Hidrología y en cuestiones relativas al estudio de los recursos hídricos, ya que es un asunto de relevancia para la correcta gestión de estos. La dinámica de caudales se rige por diversos mecanismos físicos que actúan sobre una amplia gama de escalas temporales y espaciales. Por ejemplo, el caudal no sólo depende de la distribución de la precipitación en el tiempo y en el espacio, sino también del tipo y estado de la cuenca, que a su vez depende de las condiciones climáticas, el estado de la vegetación, etc. Además, casi todos los mecanismos que intervienen en

el proceso de generación de escorrentía superficial presentan algún grado de no linealidad. Todos estos factores hacen que la modelización de caudales sea compleja. Sin embargo, en la última década, ha habido una considerable mejora en la capacidad de describir y modelar sistemas complejos como puede ser una cuenca fluvial. Los resultados de estos estudios son alentadores, ya que se consiguen razonablemente buenas predicciones de variables hidrológicas, en particular, del caudal (Jayawardena and Gurung, 1994; Lisi and Villi, 2001).

El caudal de un río puede ser una variable útil para conocer la disponibilidad de agua dulce. Además, puede ser utilizado como un factor para evaluar posibles cambios en el clima, que se han producido en los últimos años en una determinada zona. Así, en el presente estudio se analizan las tendencias de los caudales en los ríos de Ecuador, explorando la posibilidad de utilizar este indicador como una variable de predicción del clima a escala mensual y estacional, así como buscando una relación entre los eventos ENSO y las precipitaciones en la región.

1.1. Zona de estudio

Los Andes tropicales es, hidrológicamente, una de las más diversas regiones del mundo. La convergencia de varios sistemas climáticos, combinada con la topografía empinada, da lugar a gradientes de hidroclimáticos muy marcados. La precipitación supera fácilmente los 5000 mm en las laderas de la cuenca del Amazonas y en la región del Chocó de Colombia, mientras que muchas regiones en el valle interandino tienen un clima semiárido o árido (Vuille *et al.*, 2000; Buytaert *et al.*, 2006). Del mismo modo, los gradientes de tipos de suelo y la vegetación son impulsados por los gradientes de temperatura y precipitación, así como la variabilidad geológica, la actividad volcánica y la interferencia humana (Buytaert *et al.*, 2006). Estos gradientes dan lugar a una rica variedad de sistemas hidrológicos con un comportamiento muy diferente.

Debido a la presencia de la cordillera de los Andes y a la influencia del mar, el Ecuador continental se halla climatológicamente fragmentado en diversos sectores. Además, a causa de su ubicación ecuatorial, cada zona climática presenta solo dos estaciones definidas: la húmeda y la seca. Para el presente estudio se ha definido la estación húmeda como aquella que va desde enero a junio, y la estación seca desde julio hasta diciembre. Debido a sus emplazamientos próximos a la línea ecuatorial, no ocurren verdaderos inviernos y veranos.

El Ecuador es un país rico en recursos hídricos. Según el Consejo Nacional de Recursos Hídricos (<http://cice.org.ec/cnrh/cnrh.htm>), existe a nivel nacional una escorrentía media total de 432.000 hm³/año, con una escorrentía específica de 1600 mm/año, muy superior a la media mundial que es del orden de 300 mm/año. Esta escorrentía corre por las 79 cuencas hidrográficas y las 137 subcuencas que hay en el país, que están organizadas para fines de planificación en 31 sistemas hídricos. El total de estas cuencas está distribuido en dos vertientes que nacen en la Sierra Ecuatoriana y que se distribuyen hacia ambos lados de la misma. Hacia el lado occidental, la vertiente del Pacífico distribuye 72 cuencas, y hacia oriente, la vertiente del Amazonas posee 7 cuencas que ocupan 131.726 km² del territorio nacional.

2. DATOS

A partir de la base de datos de caudales diarios proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología de Ecuador (INAMHI), se llevó a cabo un control de calidad, identificándose 26 estaciones que presentaban mayor información continua desde el año 1964 a 2014. La Figura 1 muestra la ubicación de las 26 series de caudal usadas en este estudio, que se localizan sobre 25 ríos diferentes de Ecuador. Los registros son principalmente flujos naturales.

Fig. 1: Mapa de ubicación de las estaciones de caudal en Ecuador.
Fuente: Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología.

A partir de los datos de caudal diario se obtuvo el promedio mensual para cada estación. Las razones para considerar los datos mensuales de caudales son los siguientes: (1) la evaluación de la cantidad disponible de agua en una cuenca y, por lo tanto, su gestión para un suministro eficiente, se hace generalmente durante períodos de tiempo más largos, como meses y años, en lugar de hacerlo a escala diaria; y (2) las series mensuales y anuales de caudales están más relacionadas con el clima a largo plazo en comparación con las series diarias y, por lo tanto, la dinámica de flujo fluvial a estas escalas puede ser utilizada para establecer conexiones entre el clima y el caudal.

Por medio del software Amelia II (Honaker *et al.*, 2011), que trabaja con la imputación múltiple a partir del algoritmo EM (expectation maximization), método interactivo que busca la estimación por medio de modelos estadísticos y que está diseñado específicamente para el relleno de datos de series temporales, se han rellenado los huecos de los datos en base mensual, como se muestra en la Tabla 1.

La Figura 2 presenta el ciclo anual del caudal para cuatro estaciones seleccionadas. A lo largo del año, se han detectado dos tipos distintos de distribuciones anuales de caudal. Así, existen ríos como el Quevedo y el Toachi Pilaton, que durante el primer semestre del año (de enero a junio) presentan valores altos del caudal y en el siguiente semestre (de julio a diciembre) valores más bajos, asociados a los caudales

de las estaciones húmeda y seca, respectivamente. Este es el comportamiento más común en las estaciones analizadas. Por otro lado, ríos como el Cebadas y el Juntuyacu muestran una distribución del caudal más homogénea durante todo el año, excepto para los meses de junio, julio y agosto que viene a ser el trimestre con valores más altos de caudal.

Estación	Lat.	Long.	huecos (%)	caudal (m ³ /s)	caudal-min (m ³ /s)	caudal-max (m ³ /s)	Cuenca	Zona
Jatunyacu	-1,09	-77,91	24	295,06	31,21	1432,98	Napo	Amazonia
Paute*	-2,76	-78,74	25	54,35	0,23	193,66	Santiago	Austro
Tomebamba	-2,9	-78,97	20	17,84	0,18	82,71	Santiago	Austro
Upano*	-2,64	-78,2	31	341,4	3,82	852,29	Santiago	Austro
Toachi,Pampas	-0,43	-78,95	13	21,13	0,34	82,25	Esmeraldas	Centro
Toachi,Pilaton	-0,32	-78,95	18	44,25	0,62	166,45	Esmeraldas	Centro
Cebadas*	-1,89	-78,64	6	20,98	0,96	116,9	Pastaza	Centro
Cutuchi	-1,07	-78,6	8	10,79	0,13	40,9	Pastaza	Centro
Patate*	-1,24	-78,53	35	27,08	0,37	85,32	Pastaza	Centro
Cañar	-2,54	-79,55	24	57,67	0,65	317,55	Cañar	Litoral
Quevedo	-1,02	-79,46	9	208,44	0,04	1109,28	Guayas	Litoral
Daule	-1,7	-80,00	3	291,01	0	1910,76	Guayas	Litoral
Zapotal	-1,39	-79,44	8	144,49	0,57	766,38	Guayas	Litoral
Chimbo	-1,67	-79,01	16	6,02	0,15	41,09	Guayas	Litoral
Guallabamba	0,24	-78,75	24	135,16	1,56	715,99	Esmeraldas	Norte
Mira	0,87	-78,45	31	146,57	26,04	405,93	Mira	Norte
Blanco	0,25	-78,3	17	0,83	0	15,5	Mira	Norte
Apaqui,Chota*	0,44	-77,94	21	9,19	0,02	46,85	Mira	Norte
Carrizal	-0,85	-80,16	23	14,7	0,01	350,77	Chone	Pacifico
Esmeraldas	0,51	-79,38	23	883,33	4,38	2887,34	Esmeraldas	Pacifico
Arenilla	-3,56	-80,06	15	7,51	0,17	67,15	Arenilla	Sur
Uchima	-4,23	-79,20	25	2,63	0,11	10,66	Chira	Sur
Alamor	-4,26	-80,20	6	7,54	0	95,54	Chira	Sur
Jubones	-3,32	-79,6	8	47,37	2,7	235,62	Jubones	Sur
Puyango	-3,83	-79,93	12	26,18	1,1	166,42	Puyango	Sur
Zamora*	-4,06	-78,95	33	81,41	1,63	311,11	Santiago	Sur

Tabla1: Características de las 26 estaciones hidrológicas seleccionadas para el estudio. Las estaciones que muestran mayor valor en los meses de junio, julio y agosto están marcadas con ().*

Fig. 2: Ciclo anual del caudal para cuatro estaciones seleccionadas.

3. METODOLOGÍA

Existen muchos métodos paramétricos y no paramétricos para la detección de tendencias aplicados a los registros hidrológicos (Kundzewicz y Robson, 2004). En general, muchos hidrólogos prefieren los métodos no paramétricos, evitando la necesidad de conocer la función de distribución de los registros hidrológicos disponibles. Por ello, en este estudio, se ha optado por el uso de métodos no paramétricos. Se ha utilizado la prueba de Mann-Kendall (Kendall, 1975) para la detección de tendencias significativas, y el método de la pendiente de Sen (Sen, 1968) para estimar la magnitud de las tendencias.

El test de Mann-Kendall (Kendall, 1975) es un test no paramétrico que evalúa el comportamiento monótono de una serie de datos. Al ser no paramétrico puede ser aplicado sin tener en cuenta la distribución estadística de los datos. Además permite detectar tendencias no necesariamente lineales. En este trabajo, se consideran tendencias muy significativas aquellas que lo sean al nivel de confianza del 95% ($p < 0.05$), y significativas aquellas que lo sean al 90% ($p < 0.1$).

Por otro lado, como indicador de la magnitud de las tendencias se ha usado el valor obtenido de la pendiente de Sen. El método de Sen es un método no paramétrico robusto que cuantifica la tendencia como cambio por unidad de tiempo en una serie y tiene ciertas ventajas como el hecho de permitir valores faltantes o que la muestra no se debe ajustar a una distribución en particular. Para hacer comparables los resultados

de las tendencias entre las distintas localidades analizadas, estas tendencias se expresan en porcentaje respecto al valor medio del índice.

Adicionalmente se ha usado el coeficiente de correlación de Spearman (Kendall, 1975) para analizar la relación entre diversos índices asociados al fenómeno ENSO y los caudales estacionales.

4. RESULTADOS

4.1. Variabilidad espacial de las tendencias del caudal

Se analizan a continuación las tendencias obtenidas para cada uno de los meses de las estaciones seleccionadas (Tabla 1). La Figura 3 muestra los resultados para los meses correspondientes al primer semestre del año (estación húmeda), mientras que la Figura 4 muestra los valores de tendencias calculados para los meses correspondientes al segundo semestre del año (estación seca).

Fig. 3: Tendencias mensuales del caudal (%) para los meses correspondientes a la estación húmeda del año. Triángulos hacia arriba o abajo indican tendencias positivas o negativas, respectivamente; rellenos de negro indican tendencias significativas al nivel de confianza del 95%, con un triángulo menor dentro, al nivel del 90%, y sin rellenar no significativas al nivel del 90%. El tamaño del triángulo también indica si la tendencia relativa es alta (mayor que 0.5%/año, para tamaño grande), mediana (entre 0.16% y 0.5%/año para tamaño mediano), y baja (menor o igual que 0.16%/año).

De manera general, en la Figura 3 se observan tendencias con un nivel de significación menor del 90% en la mayor parte del área de estudio, salvo algunas excepciones. Enero muestra tendencias negativas del caudal principalmente en la zona centro, austro y la Amazonia. Las estaciones de Juntuyacu, Guayabamba y Uchima son las que muestran valores significativos al 95%. El mes de febrero parece ser un mes de transición, experimentando tendencias de signo contrario en la mayoría de las

regiones pero con valores no significativos. En marzo los cambios que se manifestaron en febrero se mantienen pero más significativos. También en la zona del litoral se observa un incremento de la tendencia más significativa. Los meses de abril y mayo muestran un comportamiento muy similar, manteniendo en su mayoría las mismas tendencias observadas en marzo. En junio empiezan a notarse cambios de tendencia principalmente en la zona central y mientras la zona litoral, norte y sur mantienen una tendencia similar a los meses pasados.

La Figura 4 muestra los resultados para los valores de tendencias del caudal calculados para los meses correspondientes al segundo semestre del año. Aparecen cambios significativos en el comportamiento de las tendencias comparado con el primer semestre del año. Llama la atención que los meses de junio (Fig. 3) y julio (Fig. 4) mantienen cierta homogeneidad con ligeros cambios de tendencia.

Fig. 4: Como en la Fig. 3 para los meses correspondientes a la estación seca del año.

Podría establecer el mes de julio como un periodo de transición que da lugar a tendencias significativas más claras durante agosto. Los meses de agosto a diciembre son los que muestran mayor cantidad de estaciones con tendencias significativas al 95%, especialmente octubre, que muestra en la mayoría de los casos tendencias negativas, generalizadas en las regiones del norte, litoral y austro. En noviembre se mantienen en su mayoría los signos de tendencias presentados en octubre, aunque baja la significación, y en diciembre se empiezan a observar ligeros cambios en el comportamiento de las tendencias, principalmente en la zona norte.

4.2. Correlación entre tendencia de caudal y ENSO

En este apartado se analiza la relación del caudal y tres índices representativos del fenómeno de El Niño para distintos trimestres (estaciones) del año, a partir del

análisis de la correlación de Spearman. Se ha seguido una agrupación por meses igual que la usada por Córdoba-Machado *et al.* (2015) al analizar la relación entre la precipitación en Colombia y los índices del El Niño 3.4 y El Niño Modoki. Además de estos dos índices, se analiza también El Niño 1+2, ya que este índice se calcula a partir de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el área del Pacífico contigua a las costas de Ecuador, y porque algunos autores han mostrado la influencia de este índice en la sequía en Ecuador (Vicente-Serrano *et al.*, 2016).

La Figura 5 muestra los valores de la correlación de Spearman en cada trimestre del año entre el caudal y el índice asociado a El Niño Modoki. Se observa que el caudal de las estaciones ubicadas en la parte más occidental del país, incluyendo la zona andina más occidental, se correlaciona negativamente con El Niño Modoki principalmente en los dos primeros trimestres del año con una significancia en su mayoría del 95%. Los valores más marcados de esta correlaciones ($r < -0.5$) se encuentran en la zona más septentrional, sobre los Andes y en algunas estaciones del sur para la estación de DEF. Estas correlaciones negativas disminuyen parcialmente para el trimestre JJA, siendo significativas al nivel de confianza del 95% en la zona centro y en la zona costera de la región sur. Para la estación SON, de nuevo las correlaciones son negativas, pero con niveles de significación menores, de tal forma que se encuentran valores significativos por encima del 90% para estaciones ubicadas sobre los Andes.

Fig. 5: Correlación entre el caudal estacional y el índice del Niño Modoki para los cuatro trimestres considerados. El significado de los símbolos es como en la Fig. 3., siendo el tamaño del triángulo indicativo del valor de R (mayor que 0.5 en valor absoluto para tamaño grande, y medio entre 0.27 y 0.5).

La Figura 6 muestra los valores de correlación de Spearman para los caudales trimestrales y los índices estacionales de El Niño 1+2. En general, las correlaciones son menos uniformes en signo y menos significativas. Así, para la zona litoral y sur hay una prevalencia de las correlaciones positivas, significativas al 95% sobre todo en MAM, y en menor medida en JJA. Por otro lado, la mitad norte de los Andes presenta una prevalencia de correlaciones negativas, significativas por encima del 90% para DEF. Sólo la estación más al norte sobre los Andes mantiene correlaciones negativas significativas (al 95%) en las estaciones MAM y JJA.

Por último, la Figura 7 muestra las correlaciones entre el caudal trimestral o estacional y el índice coetáneo asociado a EL Niño 3.4. Como en el caso anterior, las correlaciones son positivas en el área litoral, aunque no significativas. Para el resto del país predominan las correlaciones negativas, significativas al nivel de confianza del 95% para la mitad norte de los Andes en los tres primeros trimestres considerados.

Más al sur, algunas estaciones también muestran correlaciones significativas, al menos al 90%, en estas tres estaciones del año. Para SON, las correlaciones son positivas en la zona litoral y Pacífico, pero no significativas, y negativas en el resto del país, pero sólo significativas en dos estaciones sobre los Andes.

Fig. 6: Como la Figura 5 para el índice Niño 1+2.

Fig. 7: Como la Figura 5 para el índice Niño 3.4.

Así pues, pueden observarse diferencias claras en el comportamiento del caudal respecto a los diversos índices del fenómeno ENSO considerado. En general, las relaciones encontradas son más significativas para la estación del DEF (cuando el fenómeno ENSO suele alcanzar su etapa madura), debilitándose a lo largo del año, del tal forma que durante SON la posible relación del caudal con el ENSO es muy débil.

5. CONCLUSIONES

El presente trabajo analiza las tendencias de los caudales mensuales de los ríos de Ecuador en el periodo 1964-2014, con el fin de evidenciar cambios significativos del mismo durante las estaciones húmedas y secas del año. Además se evalúa la relación existente entre diversos índices asociados al fenómeno ENSO y el caudal en base estacional siguiendo la agrupación estacional de otros trabajos para regiones vecinas (Córdoba-Machado *et al.*, 2015)

Los principales resultados extraídos de este estudio son los siguientes:

- El ciclo anual del caudal permite establecer dos tipos de comportamiento. La mayoría de las estaciones consideradas presentan un primer semestre que abarca los meses de enero a junio (estación húmeda) y un segundo semestre que abarca de julio a diciembre (estación seca). Un conjunto más reducido de estaciones

muestra un ciclo anual menos marcado, con valores máximos del mismo de julio a septiembre.

- Este comportamiento del caudal a lo largo del año está relacionado con la ubicación geográfica de las estaciones. Las zonas centro, sur, austro y Amazonia presentan el ciclo más homogéneo, mientras las estaciones que se encuentran más cercanas a la costa, es decir, la zona litoral sur o Pacífico muestran un comportamiento diferenciado para las estaciones húmedas y secas.
- En el primer semestre, en la mayoría de las zonas de estudio, las tendencias son predominantemente negativas y no significativas. Sin embargo, en el segundo semestre del año existen cambios significativos que muestran tendencias negativas del caudal, significativas al nivel de confianza del 95%, en una gran parte del país. Sólo algunas estaciones situadas en la zona litoral y Pacífico del país muestran tendencias crecientes significativas durante estos meses del año.
- Para todos los índices ENSO analizados, es durante los meses de DEF cuando se presenta un mayor número de estaciones con correlaciones significativas, seguido del trimestre MAM. Por tanto el impacto de ENSO parece ser mayor durante la época húmeda en Ecuador.
- En general, el índice del ENSO que presenta un mayor número de estaciones con correlaciones significativas (negativas) es El Niño Modoki y en menor número El Niño 3+4. Sólo para el índice El Niño 1+2 se encuentran correlaciones significativas positivas en estaciones de las regiones litoral y Pacífico para la estación de MAM y en menor medida para JJA.
- Estos resultados son acordes con las relaciones encontradas entre los índices Niño3.4 y Niño 1+2 y los patrones de sequía (Vicente-Serrano *et al.*, 2016).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía-España) and CGL2013-48539-R (MINECO-España, FEDER).

REFERENCIAS

- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B.D., Wyseure, G. (2006) Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology* 329: 413-421
- Córdoba-Machado, S., Palomino-Lemus, R., Gámiz-Fortis, S., Castro-Díez, Y., Esteban-Parra, M.J. (2015) Assessing the impact of El Niño Modoki on seasonal precipitation in Colombia. *Global and Planetary Change* 124:241-261.
- Honaker, J., G. King, G. and Blackwell, M. (2011). Amelia II: A Program for Missing Data, *Journal of Statistical Software* 45, <http://www.jstatsoft.org/v45/i07/>
- Jayawardena, A.W. and Lai, F. (1994). Analysis and prediction of chaos in rainfall and stream flow time series. *Journal of Hydrology* 153(1-4):23-52.
- Kendall, M.G. (1975). Rank Correlation Methods. Charles Griffin Book, London.

- Kundzewicz, Z. W., Robson, A. J. (2004) Change detection in river flow records-review of methodology. *Hydrological Science Journal*, 49(1), 7–19.
- Sen, P.K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Associations* 63 (324), 1379-1389.
- Vicente-Serrano, S.M., Aguilar, E., Martínez, R., Martín-Hernández, N., Azorin-Molina, C., Sanchez-Lorenzo, A., El Kenawy, A., Tomás-Burguera, M., Moran-Tejeda, E., López-Moreno, J.I., Revuelto, J., Beguería, S., Nieto, J.J., Drumond, A., Gimeno, L., Nieto, R. (2016). The complex influence of ENSO on droughts in Ecuador. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-016-3082-y.
- Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig, F. (2000). Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperatures anomalies. *Journal of Climate* 13, 2520-2535.

COUPLING STUDY OF THE VARIABLE INFILTRATION CAPACITY (VIC) MODEL WITH WEATHER RESEARCH AND FORECASTING (WRF) MODEL TO SIMULATE THE STREAMFLOW IN THE GUADALQUIVIR BASIN

M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA, S. de FRANCISCIS, S.R. GÁMIZ-FORTIS,
Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA

Applied Physics Department, University of Granada.

mgvaldecasas@ugr.es

ABSTRACT

Variable Infiltration Capacity (VIC) model is a large-scale hydrologic model. Land surface is modeled as a grid of large and uniform cells with sub-grid heterogeneity (e.g. land cover), while water influx is local, only depending from the interaction between grid cell and local atmosphere environment. Water streamflow is obtained separately from the land surface simulation, using the Routing Model. The goal of this work consists into set an optimal hydrological and climate model to study the evolution of the streamflow of Guadalquivir Basin, with different future land use, land cover and climate scenarios, implemented with the regional Weather Research and Forecasting (WRF) model. In this work we present some results concerning the calibration of the most relevant parameters of VIC model, comparing the streamflow simulations obtained from the observational climate data SPAIN02 and WRF outputs databases, with the use of observational reservoirs and gauging stations daily streamflow time series, obtained from CEDEX database, in the time period 1988-1997.

Key words: Hydrological model, Guadalquivir streamflow, WRF model, VIC model.

RESUMEN

El modelo *Variable Infiltration Capacity* (VIC) es un modelo hidrológico de gran escala. La superficie terrestre es modelada considerando una gran rejilla de celdas uniformes que presentan heterogeneidad a escala de sub-rejilla (esto es, cubierta superficial), mientras que el flujo de agua es local, únicamente dependiente de la interacción entre celdas y el medio ambiente local. El caudal de agua se obtiene separadamente a partir de la simulación de la superficie terrestre usando el denominado modelo *Routing*. El objetivo de este trabajo consiste en calibrar un modelo hidrológico y climático de forma óptima con el fin de estudiar la evolución del caudal en la Cuenca del Guadalquivir, con diferentes posibles usos del suelo futuros, cobertura superficial y escenarios climáticos, implementado con el modelo regional *Weather Research and Forecasting* (WRF). En este trabajo se presentan resultados relativos a la calibración de los parámetros más relevantes del modelo VIC, comparando las simulaciones de caudal obtenidas por el mismo a partir de los datos climáticos observacionales de

SPAIN02 y de las salidas del modelo WRF, con los datos de caudal diario observacionales del CEDEX, para el periodo 1988-1997.

Palabras clave: Modelo hidrológico, caudal del Guadalquivir, modelo WRF, modelo VIC.

1. INTRODUCTION

Water plays a determinant role in the behavior of climate systems, because of the dependence of human activities on hydric resources. Studies of the alterations in hydrological cycles under the effect of climate change are very relevant in order to understand the anthropic effect on the climate and to evaluate their impacts at regional scale, involving many aspects of human welfare, from agricultural productivity to energy use, flood control, urban and industrial water supply and fisheries, flora and fauna management.

Water resources in the Iberian Peninsula, and particularly in Andalusia, have a considerable interest because of the large annual variability of temperature and precipitation in this region (Serrano *et al.*, 1999), with marked periods of drought. Moreover, there is an over-exploitation of water resources due to an increase in demand for water for agriculture, industry and tourism (Garrido and Gómez-Ramos, 2000). In fact, it has been shown that under a scenario of global warming, southern and western Europe could experience a decrease in agriculture yields of about 25% (PESETA project, 2009).

Streamflow variability plays an important role in the development and management of water resources in most regions of the world. In the last IPCC report it was stated that the entire Mediterranean region (including the Iberian sector) is currently presenting a broadly consistent decline in precipitation and flow rates (IPCC, 2013). The hydrological system acts as a spatial and temporal integrator of primary climate variables such as precipitation, temperature and evapotranspiration on a specific region, so the seasonal and annual streamflow variability in many basins is controlled by large-scale changes in atmospheric circulation patterns (Gámiz-Fortis *et al.*, 2008). The relationship between these climatic regimes and hydrological response has different degrees of complexity depending on the physical characteristics of the basin, integrating the climate forcings mentioned before. Additionally, the streamflow comes from naturally filtered precipitation, making it less prone to spatial and temporal noise effect (Gámiz-Fortis *et al.*, 2008). This justifies that studies about hydrological impacts of climate change should consider mainly the analysis of secondary variables such as river flows (Boé *et al.*, 2007).

The ultimate goal of our research line consists in the estimation of the projected Guadalquivir Basin streamflow by applying a hydrologic model that employs the input variables obtained from the climate change outputs projected by a regional model under different climate change scenarios.

For this purpose, we adopt the VIC hydrological model (<http://vic.readthedocs.io/en/vic.4.2.c/>), which is able to provide water and energy balances (Liang *et al.*, 1994).

2. METHODS

VIC model is a large-scale hydrologic model, where land surface is modeled as a grid of large and uniform cells with sub-grid heterogeneity, e.g. land cover.

The variability of land cover is represented by a classification of the grid cells according to types of vegetation or bare soil, and the soil layer is divided into three levels. Saturation excess resulting from runoff currents is parameterized through the variable infiltration curve provided by the Xinanjiang model (Wood *et al.*, 1992).

Grid cells have here a spatial resolution of 10km, with daily input/output temporal resolutions. The minimum meteorological forcing input data required by the model are daily precipitation and daily maximum and minimum temperatures. Other variables that can be further supplied to the model input are surface albedo, long-wave and shortwave radiation, specific humidity, zonal and meridional wind components, and/or atmospheric pressure. When these input variables are not provided, the model uses different calculation algorithms from the minimum variables required. Evapotranspiration is calculated using a modification of the Penman-Monteith equation (Shuttleworth, 1993) which allows the net radiation and other heat fluxes vary throughout the day.

The great computational performance of VIC model is due to the local water/energy influxes, i.e. they only depend from the interaction between soil and vegetation in the single grid cell and local atmosphere environment. In this way, each cell is an isolated system, whose dynamic is independent to the rest of the system. The main outputs of VIC, water runoff and baseflow, are used as the inputs for a spatial network based model, the Routing model (Lohmann *et al.*, 1998). In such a model the daily grid cell runoff/base flow are routed to the edges of grid cell, through the river network (defined by using the slopes in the elevation map), and finally reaching the observation point. The resulted hydrographs of routed daily flows can be then compared to the historical observational data.

2.1. Implementation of VIC model: input database

In order to run VIC, several sets of input data are necessary:

Soil Parameter File, composed by cell ID numbers, latitude/longitude, soil texture and other characteristics. We made use of the ISRIC-World Soil Information database (<http://soilgrids1km.isric.org>) to extract information on soil composition, i.e. bulk density, sand percent and clay percent. From these 3 quantities in union with the USGS digital elevation map (<https://lta.cr.usgs.gov/HYDRO1K>) and the average annual precipitation (calculated from SPAIN02 database, <http://www.meteo.unican.es/en/datasets/spain02>) we originated all the necessary variables to build the soil parameter file, e.g. field capacity, saturated hydrological conductivity, and wilting point. We chose to edit the soil file with 3 layers, initially set with width [0,-0.15 m], [-0.15,-0.6 m], and [-0.6, -2.0 m].

Vegetation Library File, which describes the available land cover types, and *Vegetation Parameter File*, which describes the land cover types and their properties, fractional areas, rooting depths, and seasonal leaf area index (LAIs) of the various land cover tiles within each grid cell. Vegetation library file is built from the re-gridding

of the NASA LDAS (Land Data Assimilation System) database (ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/GLDASVegetation_GLDAS1.php), while the parameter file is the same used in NOAA Land Surface Model, downloadable from University Corporation for Atmospheric Research (UCAR)-National Center for Atmospheric Research (NCAR) (www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php).

Meteorological Forcing Files. VIC takes daily time series of meteorological variables as inputs: precipitation, air temperature, wind speed, atmospheric pressure and density, vapor pressure (or vapor pressure deficit or relative humidity or specific humidity), incoming shortwave (solar) radiation, and incoming longwave (or thermal) radiation. However, VIC can estimate some of these quantities internally, so that the user need not supply all of them. The minimum set of variables that VIC requires are: daily total precipitation, and daily maximum and minimum temperatures.

2.2. VIC calibration algorithm and routine

VIC model has more than 20 parameters to be specified. Usually the calibration process consists in adjusting six of them (Nijssen *et al.*, 1997):

a) b_{inf} - [> 0 to ~ 0.4]. This parameter defines the shape of the Variable Infiltration Capacity curve. It describes the amount of available infiltration capacity as a function of relative saturated grid cell area. A higher value of b_{inf} gives lower infiltration and yields higher surface runoff. The infiltration parameter controls the transformation of rain (or snowmelt) in infiltration and direct runoff.

b) Soil Depth layers 2 and 3, D2 and D3 - [typically from 0.1 to 1.5 meters]. Soil depth affects many model variables. In general, for runoff considerations, thicker soil depths slow down (baseflow dominated) seasonal peak flows and increase the loss due to evapotranspiration. The depth of the topsoil (D1) is usually specified a priori.

c) Baseflow parameters: baseflow (D_{smax}) fraction of the maximum speed of the baseflow (D_s), and fraction of the maximum moisture content of soil in the third layer (W_s). These three parameters determine how quickly the water stored in the third layer of soil is evacuated as a baseflow (Liang *et al.*, 1994). D_{smax} is calculated from the slope of elevation map.

c.1) D_s - [> 0 to 1]. This is the fraction of D_{smax} where non-linear (rapidly increasing) baseflow begins. With a higher value of D_s , the baseflow will be higher at lower water content in lowest soil layer.

c.2) W_s - [> 0 to 1]. This is the fraction of the maximum soil moisture (of the lowest soil layer) where non-linear baseflow occurs. This is analogous to D_s . A higher value of W_s will raise the water content required for rapidly increasing, non-linear baseflow, which will tend to delay runoff peaks.

The model is calibrated similar to that described in Hurkmans *et al.* (2008). The parameters b_{inf} , D2, D3, D_s and W_s are calibrated using the SCE-UA algorithm shuffled complex evolution method developed at the University of Arizona (Duan *et al.*, 1994), with Nash-Sutcliffe efficiency as objective function (Hurkmans *et al.* 2009). This calibration is carried out for different areas or subareas separately, taking into account topographical, lithological and climatological criteria. Thus, a priori, in the

Guadalquivir Basin we distinguish between two sub-basins in high Guadalquivir River, two sub-basins corresponding to middle Guadalquivir and Genil sub-basins, one more in the low Guadalquivir, and the last one including the river mouth, see Figure 1.

Figure 1: (up) Location of Guadalquivir Basin in the Iberian Peninsula. (bottom) Headwater reservoirs included in the CEDEX database. Colors corresponds to the reservoirs located in the different sub-basins: I-clear green and II-orange in the high Guadalquivir; III-yellow in the middle Guadalquivir; IV-violet for the Genil and V-dark green in the low Guadalquivir and river mouth.

3. VIC CALIBRATION STEP

Because the calibration process is computationally very demanding, the model was calibrated in a relatively short period: 1988-1997. The minimum set of forcing meteorological input used (daily total precipitation, daily maximum and minimum temperature) has been obtained from SPAIN02 database. In this time period, the SCE-UA algorithm compares the Routing model output streamflows with the daily time series of the observational headwater reservoir stations obtained from the Development Center for Hydrographic Studies (CEDEX, <http://ceh-flumen64.cedex.es/anuarioaforos/default.asp>, Figure 1), by means of the opposite Nash-Sutcliffe efficiency objective function:

$$E = \frac{\sum_{i=1}^N (\varrho_{run,i} - \varrho_{obs,i})^2}{\sum_{i=1}^N (\varrho_{obs,i} - \langle \varrho_{obs} \rangle)^2} - 1$$

where $Q_{run,i}$ and $Q_{obs,i}$ are the temporal datasets of simulated and observed streamflow at time i . Nash–Sutcliffe efficiency can range from -1 to ∞ . An efficiency of -1 corresponds to a perfect match of modeled discharge to the observed data. An efficiency of 0 indicates that the model predictions are as accurate as the mean of the observed data; whereas an efficiency more than zero ($E > 0$) occurs when the observed mean is a better predictor than the model or, in other words, when the residual variance (described by the numerator in the expression above), is larger than the data variance (described by the denominator). Essentially, the closer the model efficiency is to -1, the more accurate the model is. The efficiency coefficient is sensitive to extreme values and might yield sub-optimal results when the dataset contains large outliers in it (Nash and Sutcliffe, 1970).

In Table 1 we compare the Nash-Sutcliffe objective function in the case of VIC with calibrated (b_inf, D2, D3, Ds, Ws) in 6 sub-basins sets [E(B)] and with the suggested initial parameters set (b_inf, D2, D3, Ds, Ws) = (0.2, 0.45, 1.4, 0.001, 0.9) [E(O)], by the original VIC manual. Optimized VIC improves the adjust to observational data. In fact, the number of reservoir stations that improve their objective function, i.e. where $E(B) < E(O)$, or such that $E(B)$ deviates from $E(O)$ less than 0.1, are 26/31 (83%). In addition, the number of reservoir stations with $E(B) < 0.07$ (Hurkmans *et al.*, 2009) are 19/31 (61%).

#Station	Initial set (O)	Opt. set (B)	E(O)-E(B)	#Station	Initial set (O)	Opt. set (B)	E(O)-E(B)
Sub-basin 1				Sub-basin 4			
5001	0,110	0,113	-0,003	5020	-0,366	-0,471	0,104
5029	0,049	0,059	-0,010	5021	-0,185	-0,377	0,192
5045	-0,575	-0,574	-0,001	5038	-0,038	-0,392	0,355
5060	-0,483	-0,397	-0,086	5048	0,573	0,394	0,179
Sub-basin 2				5050	-0,078	-0,032	-0,047
5018	-0,431	-0,479	0,048	Sub-basin 5			
5044	-0,424	-0,430	0,006	5011	-0,009	-0,139	0,130
5052	-0,011	0,029	-0,040	5014	-0,034	-0,201	0,167
Sub-basin 3				5016	-0,066	-0,348	0,282
5005	0,009	0,030	-0,021	5022	-0,079	-0,276	0,197
5006	-0,159	-0,035	-0,123	5055	-0,439	-0,567	0,128
5012	-0,048	0,004	-0,052	5056	4,914	45,677	-40,763
5017	-0,058	0,007	-0,065	5061	-0,081	-0,373	0,292
5037	-0,100	-0,251	-0,075	5058	-0,323	-0,690	0,367
5039	-0,538	-0,366	-0,172				
5046	6,998	-0,072	7,070				
5047	-0,453	-0,190	-0,263				
5049	-0,502	-0,345	-0,157				
5052	-0,011	-0,004	-0,007				
5062	-0,102	-0,394	0,293				

Table 1: Nash-Sutcliffe objective function for VIC calibrated parameters, $E(B)$, and with the initial set, $E(O)$.

In Figure 2 some typical examples of streamflow outputs obtained from calibrated VIC compared with observational data are shown. As it can be seen, streamflows are accurately reproduced, although the very extreme high values tend to be subestimated by the model.

4. ROBUSTNESS ANALYSIS FOR WRF VARIABLES

Once we obtained the calibration of VIC, we test the robustness of the model and/or the goodness of Weather Research and Forecasting (WRF) model, by replacing or adding in the previously optimized VIC new meteorological input variables obtained by WRF model. We run the configurations with just one WRF variable (wind intensity and direction, shortwave radiation, specific humidity, atmospheric pressure) added to the SPAIN02 (precipitation, Tmax, Tmin) set (SPAIN02+X), and finally with adding all the new aforementioned WRF variables (SPAIN02+ALL).

Figure 2: Some examples of streamflow outputs obtained from calibrated VIC (green) compared with observational data (violet).

Our analysis is focused on the evaluation, for each reservoir stations, of temporally “local” and “global” statistical observables, i.e. the Nash-Sutcliffe efficiency (E), the Relative Volume Error (RVE), the relative Root Mean Square Error ($RMSE_{rel}$), defined as:

$$RVE = \frac{\langle Q_{run} \rangle - \langle Q_{obs} \rangle}{\langle Q_{obs} \rangle} \quad RMSE_{rel} = \frac{\sqrt{\sum (Q_{run,i} - Q_{obs,i})^2 / N}}{\langle Q_{obs} \rangle}$$

For SPAIN02+WIND, RAD and HUM configurations the values of E , RVE and $RMSE_{rel}$ observables are improved, with respect to SPAIN02 case, in a number of reservoir stations from 19/30 (63%) to 22/30 (73%). In addition for all the statistical observables, there is a fixed set of 8 reservoir stations that worsen their value, all corresponding to the best ones calibrated.

Concerning atmospheric pressure, it seems to have a poor role in streamflows dynamic. For this case, E , RVE and $RMSE_{rel}$ values show (positive or negative) variations just in 6/30 (20%) of reservoir stations.

Analysis of the relative variation of observables f ,

$$Var(f, X) = \frac{f(SPAIN02) - f(SPAIN02 + X)}{f(SPAIN02)}$$

indicates that in all configurations there are a precise amount of the WRF meteorological variables concerning their strength of influence in the streamflow profiles, so that:

$$\begin{aligned} Var(E, ALL) &> Var(E, WIND) > Var(E, RAD) > Var(E, HUM) \\ Var(RVE, ALL) &> Var(RVE, WIND) > Var(RVE, RAD) > Var(RVE, HUM) \\ Var(RMSE_{rel}, ALL) &> Var(RMSE_{rel}, WIND) > Var(RMSE_{rel}, RAD) > Var(RMSE_{rel}, HUM) \end{aligned}$$

as it is shown in Table 2 for two chosen stations, with negative and positive variations, respectively.

#Station	Meteorological Input (SPAIN02+X)	$Var(E, X)$ (%)	$Var(RVE, X)$ (%)	$Var(RMSE_{rel}, X)$ (%)
#5020	SPAIN02+ALL	-2,523	-5,906	-0,801
	SPAIN02+WIND	-0,969	-2,926	-0,364
	SPAIN02+RAD	-0,457	-2,064	-0,186
	SPAIN02+HUM	-0,188	-0,947	-0,081
	SPAIN02+PRE	0,000	0,000	0,000
#5017	SPAIN02+ALL	4,627	0,042	0,016
	SPAIN02+WIND	1,931	0,013	0,007
	SPAIN02+RAD	1,096	0,008	0,004
	SPAIN02+HUM	0,223	0,001	0,001
	SPAIN02+PRE	0,000	0,000	0,000

Table 2: Relative variations in Nash-Sutcliffe efficiency (E), Relative Volume Error (RVE), and Relative Root Mean Square Error ($RMSE_{rel}$), between the simulated streamflows using different meteorological input variables (X) added to SPAIN02.

We attempt to explain the origin of such variation with the introduction of new WRF variables in the following way: original SPAIN02 output in general overestimates the null or almost null streamflow periods, while it underestimates the streamflow

peaks; each WRF variable increases the streamflow output with different strength, and with an accumulative effect, i.e. SPAIN02+*ALL* has always a greater effect than a single WRF variable, so that the positive or negative percentage of variation depends on the predomination of low activity period or peaks in the observational series. Figure 3 shows some samples of this behavior for two of the best calibrated stations.

Figure 3: Example of the streamflow change in VIC model with the introduction of WRF variables for the reservoir stations #5020 and #5058

5. CONCLUSION

This work about Guadalquivir Basin streamflow shows that calibration of hydrological VIC model with the use of CEDEX historical observational reservoir data seems to be good enough compared with other studies about the VIC calibration for other basins (Hurkmans *et al.*, 2009). Moreover, it is important to consider the long observational period used, 1988-1997, and the joint optimization of several reservoirs datasets for each one of sub-basins, differently from several past works (Hurkmans *et al.*, 2008, 2009). Analysis of outputs with the addition of some WRF variables demonstrates the important role played by wind direction and speed as well as short-wave radiation. Thus, in future works will be relevant to include these variables in the calibration process, as far as possible extracted from robust observational data.

Recent works (Hurkmans *et al.*, 2009, 2010) have shown the greatest ability of this model to properly reproduce both the average and extreme streamflows compared to other models, and also its adequate use in climate impact assessment. VIC is less sensitive to parameter settings than the simpler water balance models (Hurkmans *et al.*, 2008). This is an important advantage, since it is questionable whether the parameters of certain conceptual models under current climatic conditions will be valid throughout the XXI century under a changing climate. So, VIC could be a valuable tool to study the climate change impacts on water resources.

ACKNOWLEDGEMENTS

The analysis was carried out in the ALHAMBRA computer infrastructure (<https://alhambra.ugr.es>) at the University of Granada. This work has been financed by the projects P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía-Spain) and CGL2013-48539-R (MINECO-Spain, FEDER).

REFERENCES

- Boé, J., Terray, L., Habets, F. and Martin, E. (2007). Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27, 1643-1655.
- Ciscar, J.C., Iglesias, A., Feyen, L., Goodess, C.M., Szabó, L., Christensen, O.B., Nicholls, R., Amelung, B., Watkiss, P., Bosello, F., Dankers, R., Garrote, L., Hunt, A., Horrocks, L., Moneo, M., Moreno, A., Pye, S., Quiroga, S., van Regemorter, D., Richards, J., Roson, R., Soria, A. (2009). Climate change impacts in Europe. Final report of the PESETA research project.
- Duan, Q., Sorooshian, S., and Gupta, V.K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models, *Journal of Hydrology*, 158 (3), 265-284.
- Garrido, A. and Gómez-Ramos, A. (2000). Socio-economic aspects of droughts. In *Drought and Drought Mitigation in Europe. Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Vogt, J.V., Somma, F. (eds.), Kluwer Academic Publishers, 14, 197-207.
- Gámiz-Fortis SR, Pozo-Vazquez D, Trigo RM and Castro-Diez Y. (2008). Quantifying the predictability of winter river flow in Iberia. Part I: Interannual predictability. *Journal of Climate*, 21, 2484–2502.
- Hurkmans, R.T., de Moel, H., Aerts, J.C., and Troch, P.A. (2008). Water balance versus land surface model in the simulation of Rhine river discharges. *Water Resources Research*, 44, W01418.
- Hurkmans, R.T., Terink, W., Uijlenhoet, R., Moors, E.J., Troch, P.A., and Verburg, P.H. (2009). Effects of land use changes on streamflow generation in the Rhine basin. *Water Resources Research* 45, W06405.
- Hurkmans, R.T0, Terink, W., Uijlenhoet, R., Torfs, P., Jacobs, D., and Troch, P.A. (2010). Changes in streamflow dynamics in the Rhine basin under three high-resolution regional climate scenarios, *Journal of Climate*, 23, 679-799.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex V., Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 1535 pp.
- Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F., and Burges, S.J. (1994). A Simple hydrologically Based Model of Land Surface Water and Energy Fluxes for GSMs. *Journal of Geophysical Research*, 99(D7), 14.415-14.428.
- Lohmann D, Raschke E, Nijssen B, Lettenmaier D P. (1998). Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrological Science Journal*, 43(1), 131-141.
- Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10 (3), 282–290.

- Nijssen, B., Lettenmaier, D.P., Liang, X., Wetzel, S.W., and Wood, E.F. (1997). Streamflow simulation for continental-scale river basins. *Water Resources Research*, 33, 711-724.
- Shuttleworth WJ. (1993). Evaporation. *Handbook of Hydrology*, D.R. Maidment (Ed.), McGraw Hill, 4.2–4.18.
- Wood EF, Lettenmaier DP and Zartarian VG. (1992). A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 97 (D3), 2717–2728.

ANÁLISIS DE LA ISLA DE CALOR DE SUPERFICIE EN LA CIUDAD DE UBATUBA, BRASIL

Washington PAULO GOMES¹, Margarete Cristiane de Costa TRINDADE AMORIM¹

¹UNESP, Presidente Prudente, Brasil.

wpg_ubatuba@hotmail.com, mccta@fct.unesp.br

RESUMEN

De la comparación entre la temperatura urbana, rural y los alrededores, se puede detectar la generación de las islas de calor. La ciudad no es un todo homogéneo y tiene especificaciones intra-urbanas, particularmente, en relación con las diferencias en las características del uso y ocupación del suelo en el interior de la ciudad. El uso de técnicas de teledetección ha sido una herramienta muy importante para elaboración de los diagnósticos de las islas de calor de superficie. El estudio tuvo como objetivo analizar las diferencias de temperaturas de la superficie intra-urbanas y rurales, en los episodios de verano y de invierno, en la ciudad de Ubatuba, situada en la costa norte de São Paulo, Brasil. Para la verificación de la temperatura de la superficie, fueron utilizados dos imágenes del satélite Landsat-8 del canal infrarrojo térmico (banda 10), con resolución espacial de 30 metros, capturados en los días: 19 de enero (verano) y 28 de junio (invierno) 2015. Los resultados mostraron que la zona del centro de la ciudad presentó temperaturas de la superficie extremadamente altas, siendo que las zonas edificadas respondieron más significativamente a los efectos de la radiación solar en el episodio de verano, llegando a presentar 11°C de diferencia entre las áreas conservadas de la sierra del mar y el centro de la ciudad.

Palabras clave: Isla de calor de Superficie, Sensoramiento remoto, Temperatura, Ubatuba, Brasil.

ABSTRACT

From the comparison between urban temperature and the surrounding rural, it's possible to detect the heat islands generation. The city is not a homogeneous whole and has intra-urban specificities, particularly, in relation to differences in the characteristics of the use and occupation of land into the city. The use of remote sensing techniques has been a very important tool for making diagnoses of surface heat islands. The study aimed to analyze the differences between intra-urban and rural surface temperatures, in summer and winter episodes, in Ubatuba town, located on the northern coast of São Paulo, Brasil. To the verification of surface temperature, were used two images of Landsat-8 satellite of thermal infrared channel (band 10) with a spatial resolution of 30 meters, captured in days: January 19 (summer) and 28 June (winter) 2015. The results showed that the central region of the city had temperatures of extremely high surfaces, and the built-up areas responded more significantly to the effects of solar radiation in the summer episode, even presenting 11°C of difference between the preserved areas of sea saw and the center of city.

Key words: Surface heat island; Remote sensing; Temperature; Ubatuba; Brazil.

1. INTRODUCCIÓN

Las zonas costeras fueron los primeros espacios ocupadas por ciudades en el Brasil y los problemas en relación la intensa ocupación de la tierra por el proceso de urbanización aún no se han resuelto. Este proceso se llevó a cabo a un ritmo acelerado, dando como resultado en una tendencia a la concentración espacial, fortaleciendo el crecimiento de las ciudades (Farias Filho, 2011; Serpa, 2007).

En las ciudades son comunes las prácticas como la impermeabilización de las superficie, el uso de materiales de construcción inadecuados, la eliminación de la cubierta vegetal original, la canalización cerrada de ríos y la emisión de contaminantes a la atmósfera. Estos cambios, asociados con las características naturales de los ambientes tropicales, proporcionan la generación de islas de calor y son registradas situaciones inadecuadas de confort y bienestar (Amorim, 2010).

De la comparación entre la temperatura urbana, rural y los alrededores, se puede detectar la generación de las islas de calor. La ciudad no es un todo homogéneo y tiene especificidades intra-urbanas, particularmente, en relación con las diferencias en las características del uso y ocupación del suelo en el interior de la ciudad.

Varios tipos de materiales de construcción absorben y retienen más radiación solar que los materiales naturales en áreas rurales o menos urbanas, favoreciendo la generación de islas de calor en zonas densamente construidas.

El uso de técnicas de teledetección ha sido una herramienta muy importante para elaboración de los diagnósticos de las islas de calor de superficie.

Tales técnicas pueden ser considerados como un gran avance en el campo de la cartografía y por lo tanto aparece como un progreso en el campo de los procedimientos metodológicos en los estudios sobre el clima urbano.

Partiendo de estas premisas, es cada vez más evidente, en los últimos años, la importancia del trabajo utilizando las técnicas de teledetección, mediante el uso de sensores infrarrojo térmico de imágenes de satélite para el diagnóstico de las islas de calor de superficie.

De esta forma, es posible obtener el mayor grado de detalle en una vista espacial de las temperaturas de la superficie y puede relacionarse con la ausencia o no de zonas verdes. Por lo tanto, es posible identificar las áreas más calientes y se correlacionan con el uso y ocupación del suelo en una determinada región y sus alrededores.

La expansión territorial urbana se caracteriza por un aumento de las áreas pavimentadas que generan inercia térmica y la producción de calor. Las islas de calor no sólo causan incomodidad térmica en ambientes tropicales, pero también son responsables por el aumento de la demanda de energía y ambientes urbanos insalubres que afectan a la salud humana (Amorim, 2009).

Es conocido que la ciudad genera un clima propio (clima urbano), como resultado de la interferencia de todos los factores que se procesan en la superficie urbana y actúan para cambiar el clima en escala local, especialmente, en el punto de vista térmico, con la formación de islas de calor (Amorim, 2005; Monteiro, 1976; Oke, 1987).

Tales islas tienen efectos adversos y afectan las personas de diferentes maneras, en muchas ocasiones, por la intensificación de la incomodidad térmica que ya se producen de forma natural en las ciudades ubicadas en la zona intertropical.

Personas sometidas a esta situación durante largos períodos de tiempo, especialmente, aquellos que son parte de los grupos de riesgo (ancianos, niños, mujeres embarazadas, cardiacos, asmáticos, etc.), pueden tener problemas desde los más simples a los más graves, tales como, irritabilidad, desconcentración, deshidratación, calambres, desmayos, agotamiento por calor y hasta la muerte (Gartland, 2010).

Las islas de calor urbanas se pueden diferenciar en tres tipos:

1 – Isla de calor de superficie diagnosticada por teledetección; 2 – la isla de calor atmosférica inferior (urban canopy layer), entre el nivel del suelo y el nivel medio de los tejados; 3 – isla de calor urbana atmósfera superior (urban boundary layer).

La característica más significativa de la isla de calor es su intensidad, entendida como la diferencia entre el máximo de la temperatura urbano y el mínimo de la temperatura de rural (Oke, 1987).

García (1996), clasifica las diferencias térmicas en islas de calor de baja magnitud cuando las diferencias entre los puntos más calientes y más fríos varían de 0°C a 2°C, media magnitud en el intervalo de 2°C a 4°C, fuerte magnitud cuando el intervalo es de 4°C a 6°C y muy fuerte cuando superior de 6°C.

Las islas de calor surgen, a través de la diferencia entre el balance de energía urbana y rural, además, las diferencias intra-urbanas existentes. La isla de calor se puede definir como una anomalía térmica positiva, siendo posible, obtener su dimensión horizontal, vertical y temporal. Su amplitud y intensidad están relacionadas con el proceso de urbanización, la morfología urbana, tamaño de la ciudad, la densidad y las características de uso y ocupación del suelo, y también relacionados con factores naturales, como, la dinámica atmosférica y la situación sinóptica, el relieve, la presencia de superficies con vegetación y agua y la circulación de los vientos (Ugeda Junior, 2011).

El estudio tuvo como objetivo analizar las diferencias de las temperaturas de la superficie intra-urbanas y rurales, en los episodios de verano y de invierno, en la ciudad de Ubatuba, situada en la costa norte de São Paulo, Brasil.

La ciudad de Ubatuba (Figura 1) se encuentra en la costa norte del estado São Paulo, en la latitud del Trópico de Capricornio. Cuenta con un área continental de 723 km² (IBGE Censo 2010) y se encuentra en una zona de transición climática entre los sistemas atmosféricos intra y extratropicales, con un mayor rendimiento de los sistemas tropicales y grande actividad frontal.

El área está ubicada entre la parte superior de la Sierra del Mar y la línea de costa, tiene una franja costera relativamente estrecha que van desde 8 a 16 km de ancho y 92 km de extensión.

Según Cruz (1990), este tramo de la costa norte aparece muy irregular, compuesto por gran cantidad de hebras alargadas, en su mayoría empinadas, con fuertes diferencias de altura entre la parte superior y el fondo de los valles y la presencia de escarpes festoneados, en muchos casos, que termina directamente en el océano.

Fig. 1. Localización de la ciudad de Ubatuba, São Paulo, Brasil

2. MÉTODOS

Con la evolución de las técnicas y la facilidad de acceso a las imágenes orbitales, la teledetección se ha convertido en una importante herramienta para el seguimiento de los procesos ambientales y se ha utilizado con gran frecuencia en estudios climatológicos que contribuya a hacer diagnósticos de las islas de calor superficie, la identificación de los niveles de vegetación y permitir la toma de decisiones para la conservación del medio ambiente (Ramos, 2010).

De acuerdo con (Jensen, 2009), la teledetección es el registro de la información de una determinada región, sin contacto, a través de instrumentos, tales como, los dispositivos ubicados en plataformas como aviones o satélites, y el análisis de la información adquirida a través del procesamiento digital de la imagen o visual. El objeto reflejado es registrada por el sensor de medición de la radiación electromagnética, como la luz solar reflejada desde la superficie de cualquier objeto.

Los sensores remotos son dispositivos capaces de registrar la radiación electromagnética, expresados en términos de longitud de onda. El espectro electromagnético se divide en regiones o bandas espectrales, así, cada objetivo de la superficie de la tierra que emite o refleja la radiación tiene un comportamiento diferente de onda en el espectro electromagnético.

La verificación de la temperatura de la superficie y el diagnóstico de la isla de calor urbana se han realizado mediante técnicas de teledetección. Las imágenes del satélite Landsat-8 canal infrarrojo térmico (banda 10), con una resolución espacial de 30 metros, fueron adquiridos de forma gratuita a través de la página web de la organización "United States Geological Survey" (USGS), y se corresponden con el punto de la órbita 218/76.

Los procedimientos para el mapeo de la temperatura de la superficie, se realizaron en el *software* IDRISI versión Taiga. Utilizaron las constantes de calibración del sensor del satélite para la conversión de números digitales en energía radiante, representados en tonos de gris.

La conversión del nivel de gris para la información de radiancia se llevó a cabo después de la creación de un proyecto para importar la imagen del canal térmico (banda 10) en el Idrisi por la aplicación de la fórmula (Tabla 1):

$$L_{\lambda} = M_L Q_{cal} + A_L \tag{1}$$

L_{λ}	Radiancia espectral en el techo de la atmosfera (Watts/(m ² * srad * μm))
M_L	El factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE_MULT_BAND_x, donde x es el o número de la banda)
Q_{cal}	Producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel (DN)
A_L	El factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de la banda)

Tabla 1: Los elementos de la fórmula de conversión a radiancia.
Fuente: United States Geological Survey

En seguida, la energía radiante puede ser convertida a temperatura en grados Kelvin, usando la constante térmica suministrada en el archivo de metadatos, por medio de la siguiente fórmula (Tabla 2):

$$T = \frac{K2}{\ln\left(\frac{K1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \tag{2}$$

T	Temperatura de brillo aparente en el satélite en grados kelvin
K2	Constante de conversión 2
K1	Constante de conversión 1
L	Reflectancia en el techo de la atmosfera (Watts/(m ² * srad * μm))

Tabla 2: Los elementos de la fórmula de conversión a Kelvin.
Fuente: United States Geological Survey

Después de estos procedimientos, aplicar la fórmula para convertir la temperatura Kelvin en grados Celsius, restando los valores de temperatura de cada píxel de la imagen por 273,15, por medio de la siguiente fórmula (Tabla 3):

$$^{\circ}\text{C} = \text{ImgK} - 273,15$$

(3)

$^{\circ}\text{C}$	Temperatura de la imagen en grados Celsius
ImgK	Temperatura de la imagen en Kelvin

Tabla 3: Los elementos de la fórmula de conversión a grados Celsius.
Fuente: United States Geological Survey

Para este estudio fueron seleccionados las cartas de la temperatura de la superficie que representan el verano y el invierno, ya que estas son las estaciones del año en que la incidencia de la radiación solar más directa y así, resultan en diferentes respuestas de la superficie. Por lo tanto, utilizaron imágenes de satélite captadas en los días 19 de enero y 28 de junio de 2015.

3. RESULTADOS

Las imágenes de satélite permitieron la visualización del diseño de las temperaturas intra-urbano, que resulta de la distribución de las fuentes de calor que contribuyen a la generación de islas de calor de superficie.

El uso del sensor infrarrojo térmico es una técnica importante para proporcionar la temperatura cualitativa de la ciudad, lo que puede contribuir en gran medida a la perspectiva de la planificación urbana, en la medida en que se definen los patrones de la distribución de la temperatura superficial de acuerdo con el uso y ocupación de tierra (Amorim, 2011).

Fig. 2. Carta de temperatura de la superficie de la ciudad de Ubatuba-SP preparada a partir de la imagen infrarrojo térmico (banda 10) del sensor TIRS do Landsat-8 de 19/01/2015

El análisis de imágenes de satélite de la zona urbana de Ubatuba y sus alrededores, en referencia al episodio del verano (Figura 2), capturado en el día 19 de enero de 2015, puede verse que las temperaturas de los objetivos se presentan muy alto, llegando a 37°C.

De este modo, la ciudad respondió de manera más significativa a los efectos de la radiación solar en el estación de verano presentando 13°C diferencia entre las áreas conservadas de la sierra del mar y el centro de la ciudad, y también en relación con los barrios periféricos de bajo poder adquisitivo, que varían en términos absolutos de temperatura entre 24°C y 35°C.

Como puede verse en la Figura 2, en el residencial de alto poder adquisitivo situado frente a la playa, las temperaturas se mantuvieron alrededor de 28°C y 29°C, principalmente, debido la calidad de los materiales de construcción y la fuerte presencia de la vegetación arboracia.

En la imagen de satélite se refiere al episodio de invierno (Figura 3), capturado el día 28 de junio de 2015, las temperaturas absolutas de los objetos fueron más suave en toda la ciudad, sin embargo, también puede notar diferencias de hasta 11°C del centro de la ciudad en comparación con otras zonas.

De este modo, en relación los análisis de las temperaturas de las zonas intra-urbano, se dio cuenta de que es claramente la influencia y la importancia de la vegetación para el aumento o no de la temperatura de la superficie. En las zonas más cerca de la Sierra del Mar, las temperaturas presentan forma más leve que en las zonas densamente urbanizadas.

Fig. 3. Carta de temperatura de la superficie de la ciudad de Ubatuba-SP preparada a partir de la imagen infrarrojo térmico (banda 10) del sensor TIRS do Landsat-8 de 28/06/2015

Así mismo con diferencias absolutas bastante significativas entre los dos episodios (verano e invierno), se encontró que las áreas con temperaturas superficiales más altas se repitieron en ambos casos, siendo posible identificar grandes islas de calor urbana de superficie por toda la ciudad, especialmente en zona central, densamente urbanizadas.

4. DISCUSIÓN

El uso de técnicas de teledetección es importante para los estudios en el campo de la climatología urbana. A través de la información generada por estas técnicas fue posible verificar las diferencias en las temperaturas de los objetos en el ambiente urbano y la caracterización de las islas de calor de superficie en la ciudad de Ubatuba-SP.

Como se puede ver la ciudad no es un todo homogéneo y tiene especificidades intra-urbanas, particularmente, en relación con las diferencias de las características del uso y ocupación de la tierra. Las áreas con existencia significativa de vegetación arborécea contribuyen a la disminución de las temperaturas, mientras que las zonas con mayor densidad de residencias y especialmente aquellos con la presencia de materiales de construcción inadecuados contribuyen al sobrecalentamiento de los edificios y la formación de islas de calor de superficie.

Se observó que algunos locales de la ciudad presentaran altas temperaturas y pueden afectar negativamente el confort de la población. En este sentido, medidas deben ser tomadas para que situaciones de altas temperaturas sean amenizadas, especialmente en el período de verano, ya que las temperaturas elevadas llegan a los 37°C.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo n. 2015/04784-1, por el financiamiento de las actividades de investigación.

REFERENCIAS

- Amorim, M.C.C.T. (2005). Intensidade e Forma da Ilha de Calor Urbana em Presidente Prudente/SP. Geosul (UFSC), Florianópolis, volumen 20 (39), 65-82. Recuperado de <https://periodicos.ufsc.br/index.php/geosul/article/view/13307/12269>.
- Amorim, M. C. C. T. (2010). Climatologia e gestão do espaço urbano. Mercator, Fortaleza, volumen 9, 71-90. Recuperado de <http://www.mercator.ufc.br/index.php/mercator/article/view/534/299>.
- Amorim, M. C. C. T.; Sant'anna Neto, J. L.; Dubreuil, V. (2009). Estrutura térmica identificada por transectos móveis e canal termal do Landsat 7 em cidade tropical. Revista de Geografia Norte Grande, volumen 43, 65-80. Recuperado de <http://www.scielo.cl/pdf/rgeong/n43/art04.pdf>.
- AMORIM, M. C. C. T., MONTEIRO, A. (2011). As temperaturas intraurbanas: exemplos do Brasil e de Portugal. Confins (Paris), volumen 13, 1-18. Recuperado de <https://confins.revues.org/7284?lang=pt>

- Cruz, O. (1990). Contribuição Geomorfológica ao estudo de escarpas da serra do mar. Revista Instituto Geológico, São Paulo volumen 8 (1), 09-20. Recuperado de <http://ppegeo.igc.usp.br/pdf/rig/v8-11n1/v8-11n1a02.pdf>.
- FARIAS FILHO, J. A. (2011). Litoralização Metropolitana. Uma avaliação das políticas urbana e ambiental no litoral metropolitano cearense. In: XIV Encontro Nacional da ANPUR, 2011, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro: ANPUR, 2011. v. 1. p. 01-20. Recuperado de <http://unuhoopedagem.com.br/revista/rbeur/index.php/anais/article/view/2657/2597>
- García, F. F. (1996). Manual de climatologia aplicada: clima, medio ambiente y planificación. Madrid: Editorial síntesis.
- Gartland, L. (2010). Ilhas de Calor: como mitigar zonas de calor em áreas urbanas. São Paulo: Oficina de textos.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Censo Demográfico 2010. Recuperado de <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>.
- JENSEN, John R. (2009). Sensoriamento Remoto do ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres. São José dos Campos: Parênteses.
- MONTEIRO, C. A. de F. O clima e a organização do espaço de São Paulo: problemas e perspectivas. São Paulo: IGEOG/USP, 1976. (Série Teses e Monografias, nº 28).
- Oke T. R. (1987). Boundary Layer Climates. Routledge.
- RAMOS, R. R. D. et, al. Aplicação do índice da vegetação por diferença normalizada (NDVI) na avaliação de áreas degradadas e potenciais para unidades de conservação. In: III Simpósio Brasileiro de Ciências Geodésicas e Tecnologias da Geoinformação, Recife - PE, p. 01-06, 2010. Recuperado de https://www.ufpe.br/cgtg/SIMGEOIII/IIISIMGEO_CD/artigos/FotoeSR/SR_e_PDI/A_157.pdf
- SERPA, A. (2007). Periferização e metropolização no Brasil e na Bahia: O exemplo de Salvador. GeoTextos, volumen 3, (1 e 2), 31-46. Recuperado de <http://www.portalseer.ufba.br/index.php/geotextos/article/view/3044/2147>
- Ugeda Júnior, J. C. (2011). Clima urbano e planejamento na cidade de Jales-SP. Dissertação de Doutorado. Presidente Prudente: Universidade Estadual Paulista.
- United States Geological Survey (USGS). Science for a changing world. Recuperado de http://landsat.usgs.gov/Landsat8_Using_Product.php

COMPARACIÓN DE MÉTODOS DE HOMOGENEIZACIÓN DE SERIES: PRIMEROS RESULTADOS DEL PROYECTO MULTITEST

José Antonio GUIJARRO¹, Peter DOMONKOS², José Antonio LÓPEZ¹,
Enric AGUILAR², Manola BRUNET²

¹Agencia Estatal de Meteorología.

²Center for Climate Change. Universitat Rovira i Virgili.

jguijarrop@aemet.es, dpeterfree@gmail.com, jlopezd@aemet.es, Enric.Aguilar@urv.cat,
manola.brunet@urv.cat

RESUMEN

El estudio de la variabilidad climática, tanto de sus valores medios como de los extremos, requiere disponer de series de calidad, libres de influencias no climáticas debidas a cambios en las condiciones de observación. Para corregir las series eliminando estas alteraciones espúrias y reteniendo únicamente la variabilidad climática se emplean diversos métodos de homogeneización, algunos de los cuales se han implementado en paquetes de software para facilitar su uso por parte de la comunidad climatológica. Si bien existe bastante literatura científica sobre la bondad de los diversos métodos existentes, incluyendo los resultados de la pasada Acción COST ES0601, la evolución y perfeccionamiento de las aproximaciones existentes, así como la aparición de otras nuevas, evidencian la necesidad de continuar realizando pruebas comparativas de la bondad de sus resultados. El proyecto MULTITEST tiene como objetivo aplicar los principales métodos de homogeneización automáticos existentes a conjuntos de datos mensuales de prueba, tanto de temperatura como de precipitación, con características que simulan redes de observación de diferentes zonas climáticas. En esta comunicación se describe el procedimiento seguido para incluir inhomogeneidades aleatorias en las series y aplicar los paquetes de homogeneización a las mismas, mostrando los resultados obtenidos hasta ahora.

Palabras clave: comparación, metodologías, homogeneización de series climáticas.

ABSTRACT

The study of climate variability, both their means and extreme values, requires the use of high quality observational series, free from non-climatic influences due to changes in the conditions of observation. Several methods of homogenization are used to correct the series eliminating these spurious changes and leave only the climate, some of which have been implemented in software packages to facilitate its use by the climatological community. While there is enough scientific literature about the goodness of the various methods, including the results of last COST Action ES0601, evolution and improvement of existing approaches and the emergence of new ones points at the need to continue making comparative tests of the goodness of their results. The MULTITEST project aims at applying the main current automatic methods of homogenization to monthly test data sets of both temperature and precipitation,

with features that simulate observation networks of different climate zones. The procedures followed to include random inhomogeneities in the series and to apply homogenization packages to them are described in this communication, showing the results obtained so far.

Key words: comparison, methodologies, homogenization of climatic series.

1. INTRODUCCIÓN

Las series observacionales de datos meteorológicos son de gran interés para estudiar la variabilidad climática, pero al estar afectadas por alteraciones en las condiciones de observación (cambios de instrumentación, traslados, etc) o del entorno de los observatorios (Aguilar *et al.*, 2003), es preciso corregirlas para aumentar la fiabilidad de las conclusiones derivadas de su estudio.

Las principales metodologías propuestas para ello fueron comparadas en un extenso trabajo desarrollado en el marco de la Acción COST ES0601 “HOME” (Venezuela *et al.*, 2012), pero se hacía necesario un nuevo ejercicio de intercomparación de metodologías por al menos tres motivos:

- 1) Muchos métodos han cambiado desde entonces al haber introducido mejoras.
- 2) El elevado número de redes problema en “HOME” hizo que muchos participantes proporcionaran resultados parciales, con lo que la base de comparación no fue homogénea.
- 3) Las bases de datos utilizadas en “HOME” simulaban el clima de Centroeuroa, restringiendo así la representatividad de los resultados de cara a una aplicación de los métodos de homogeneización a otras partes del globo.

El proyecto MULTITEST pretende actualizar los resultados de “HOME” realizando una comparación de los resultados obtenidos al aplicar los principales métodos existentes a gran cantidad de conjuntos de series mensuales de temperatura y precipitación. No obstante, dada la imposibilidad práctica de repetir un trabajo con tantos participantes como en “HOME”, esta comparación tiene necesariamente que restringirse a métodos ya implementados en forma de programas de ordenador que puedan ser aplicados de forma automática. Esta limitación creemos que se compensa con creces por el hecho de poder efectuar las comparaciones sobre un mismo conjunto de un gran número de series problema, y por otra parte ese automatismo resulta necesario en climatología operativa, donde se debería proceder a la homogeneización de las bases de datos climatológicos al menos una vez al año, al verse continuamente actualizadas con la adquisición de nuevos datos.

2. METODOLOGÍA

La metodología general aplicada para comparar los resultados de los distintos métodos sigue el esquema de un trabajo anterior (Guijarro, 2011) en el que, partiendo de unas redes maestras de 100 series homogéneas de 60 años de longitud (720 datos mensuales cada una), se seleccionan aleatoriamente muestras de 10 de ellas, de las que a las primeras 5 o a todas ellas, según los casos, se les aplican diversos tipos de inhomogeneidad.

Estas muestras inhomogeneizadas son presentadas como problema a resolver por los distintos métodos de homogeneización ensayados, y los resultados de éstos se comparan con la muestra homogénea original, calculando para cada serie problema el error cuadrático medio y las diferencias entre sus tendencias, valores medios y desviaciones típicas, estadísticos usados para evaluar en términos comparativos la bondad de cada método.

2.1. Redes termométricas de datos de prueba

En el antecedente de este trabajo (Guijarro, 2011) se generaron tres redes maestras basadas en las temperaturas máximas medias mensuales de la zona central de la cuenca del Duero. Tras definir un dominio espacial con 100 localizaciones distribuidas al azar, se obtuvo una primera serie aleatoria con los citados valores medios mensuales, y la serie más próxima se generó añadiendo ruido blanco a la anterior. Este proceso se repitió hasta completar las 100 series, con distinto nivel de ruido para cada una de las tres redes (y por tanto con diferentes niveles de correlación cruzada), añadiendo después variabilidad en el ciclo anual y una tendencia de $2\text{ }^{\circ}\text{C/siglo}$ (para más detalles, véase Guijarro, 2012).

2.2. Redes pluviométricas de datos de prueba

Las series de precipitación presentan una complejidad mucho mayor que las de temperatura, puesto que a una mayor variabilidad espacial añade una distribución de probabilidades sesgada, alejada de la normal y acotada inferiormente por el valor cero, que además puede aparecer frecuentemente en climas secos.

Para contemplar la aplicabilidad de los métodos a diferentes partes del globo se construyeron redes maestras sintéticas de precipitaciones mensuales simulando tres tipos de clima diferente: oceánico (Cfb según la clasificación de Köppen), mediterráneo (Csa) y monzónico (Am) (López *et al.*, 2016). En la Figura 1 se pueden ver los regímenes pluviométricos medios de estas tres redes.

2.3. Ejecución de las pruebas

La ejecución automatizada de las pruebas se implementó en un programa de R (R Development Core Team, 2013) que va seleccionando aleatoriamente las muestras, les aplica las inhomogeneidades y, para cada método ensayado, graba las series problema en archivos con el formato requerido para cada uno de ellos, arranca el correspondiente programa, lee los resultados entregados, y los compara con las series originales para calcular sus errores.

Se han diseñado hasta ahora cinco tipos de inhomogeneidades, de los que los tres primeros son condiciones experimentales para discriminar la respuesta de los distintos métodos a situaciones ideales, mientras que los dos últimos se corresponden más a lo que cabe esperar en condiciones reales:

- a) Dos saltos de $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ en diferentes posiciones fijas en las tres primeras series, y un salto de la misma magnitud en posición aleatoria en las series cuarta y quinta. Las demás series no se alteran.
- b) Como en a), pero con una fuerte estacionalidad en los fragmentos inhomogéneos.

- c) Las cinco primeras series se alteran con combinaciones de “plataformas” (saltos de corta duración) y tendencias locales, también de 2 °C de magnitud.
- d) Todas las series pueden sufrir saltos en número, magnitud y posición aleatorios, con una frecuencia de 5 saltos por siglo.
- e) Como en d), pero con estacionalidad de magnitud aleatoria.

En las tres primeras configuraciones se dejan los últimos 10 años inalterados para que los métodos puedan homogeneizar las series hacia atrás con suficiente robustez, pero en las dos últimas este periodo se reduce a un mínimo de 5 años.

Para cada una de estas configuraciones y cada red maestra, se realizaron 100 pruebas con cada método, inicializando el generador de números aleatorios con la misma semilla para garantizar que los métodos se prueban sobre las mismas series y con las mismas alteraciones. Se obtienen así un mínimo de 500 series homogeneizadas con cada método, red y configuración ensayados.

Los métodos de homogeneización que se han probado son los siguientes (etiquetados para su identificación en las figuras donde se mostrarán los resultados):

- 1) Climatol 3.0, correcciones constantes (cl1) y variables (Cl1). En el caso de las precipitaciones, cl1 usa una normalización por proporciones respecto a sus medias, mientras que Cl1 aplica una transformación logarítmica antes de estandarizar los valores.
- 2) ACMANT 3.0 en sus versiones para temperaturas (con estacionalidad de correcciones sinusoidal, A3s, o irregular, A3i), y para precipitaciones (A3p).
- 3) MASH 3.03 (MSH).
- 4) RHTest 4.0 con serie de referencia (Rhr) o sin ella (homogeneidad absoluta, Rha; RHR y RHA cuando además se aplica un ajuste por cuantiles). Con este método el usuario ha de proporcionar la serie de referencia, y aquí se le suministró la serie homogénea más próxima a cada serie problema en las configuraciones 1 a 3, y el promedio de las primeras diez series en las configuraciones 4 y 5.
- 5) USHCN 52d (US1).
- 6) HOMER 2.6 con distintas secuencias de detección/corrección (Hom para temperaturas, y Hor, HoA, HoB para precipitaciones).

Para más información sobre estos métodos ver <http://www.climatol.eu/TT-HOM>.

Las pruebas se realizaron en un ordenador con Linux (lubuntu 14.04), y para aplicar los métodos compilados para Windows se recurrió a la utilidad *wine*, mientras que para ejecutar HOMER de modo automático hubo que recurrir a *expect*.

3. RESULTADOS

Debido a limitaciones de espacio únicamente se mostrarán los errores típicos y de tendencia de las configuraciones con inhomogeneidades más realistas (d, e), en las que todas las series pueden verse afectadas por un número variable de saltos en la media de magnitud aleatoria. Estos resultados aparecen resumidos en las figuras 2 a 4, que contienen diagramas de caja (conteniendo un mínimo de 500 datos cada una) de los errores típicos (RMSE) de las series homogeneizadas, así como de las diferencias entre sus tendencias y las de las series originales. Cada método está identificado por el acrónimo indicado anteriormente en la lista de métodos, pudiéndose comparar entre

sí y con la primera caja (Inh), que muestra los errores de las series problema (inhomogéneas). Para facilitar la comparación visual se ha elegido un eje de ordenadas de dimensiones fijas, aunque deja fuera los errores más anómalos.

Fig. 1: Regímenes pluviométricos de las tres redes maestras de precipitación.

Las figuras 2 y 3 muestran los errores típicos de las series termométricas homogeneizadas y sus errores de tendencia respectivamente. Aunque se realizaron otras pruebas con configuraciones experimentales de inhomogeneidades, aquí se presentan únicamente los resultados de las pruebas más realistas, en las que las inhomogeneidades se pueden dar en todas las series, con una frecuencia media de 5 saltos por siglo.

4. DISCUSIÓN

Las pruebas efectuadas con las series termométricas muestran (Figura 2, fila superior) que cuando las correlaciones entre ellas son buenas (como fue el caso en las redes de la Acción COST “HOME”) todos los métodos ensayados, incluso los de homogeneidad absoluta (aunque son los peores con diferencia), proporcionan homogeneizaciones con menores errores que las series problema. Cuando las inhomogeneidades son constantes a lo largo del año (Figura 2, TA20r) los menores errores, sin distinción significativa entre ellos (las cajas se yuxtaponen), corresponden a Climatol (con corrección variable!), ACMANT y USHCN, seguidos de MASH, HOMER y RHTest. Por otra parte, la existencia de estacionalidad en las inhomogeneidades, cosa frecuente en el mundo real (Brunet *et al.*, 2011), discrimina más los resultados, dejando únicamente a ACMANT y Climatol en el grupo de los mejores, seguidos por HOMER y RHTest relativo con ajuste de cuantiles, cuando las correlaciones son altas. En caso contrario ACMANT va seguido de RHTest relativo (pero sin ajuste de cuantiles), MASH y los demás métodos.

Cuando las series tienen peores correlaciones (Figura 2, fila inferior) todos los resultados empeoran, incluso los de homogeneidad absoluta (porque estas series también son más ruidosas), que es mejor evitar. El ajuste de cuantiles de RHR también empeora los resultados, pero los demás métodos ofrecen pequeñas diferencias entre ellos. El orden medio de bondad en todas las pruebas ha sido: A3s, A3i, C11, MSH,

Rhr, US1, Hom, c11 y, ya a mucha distancia, RHR. También cabe señalar que la mayoría de métodos mejoran la homogeneidad de las series problema.

Fig. 2: Errores típicos de los métodos de homogeneización en redes termométricas. En la fila superior las correlaciones son mucho mejores que en la fila inferior. En la columna izquierda las inhomogeneidades son constantes a lo largo del año, mientras que en la derecha presentan variaciones estacionales.

En cuanto a las tendencias de las series homogeneizadas (Figura 3), todos los métodos (excepto los de homogeneidad absoluta cuando las correlaciones son bajas) disminuyen la dispersión de tendencias de las series problema. Con buenas correlaciones (fila superior) ACMANT, USHCN y MASH son los que reducen más esa dispersión, mientras que con correlaciones peores (fila inferior) las diferencias entre los métodos son menos acusadas. Es importante notar que el sesgo de las tendencias es nulo o despreciable, con excepción del de las series resultantes de HOMER, y que la existencia de estacionalidad en las inhomogeneidades (columna derecha) no cambia apreciablemente los resultados.

Fig. 3: Errores de los métodos de homogeneización en las tendencias de redes termométricas. En la fila superior las correlaciones son mucho mejores que en la fila inferior. En la columna izquierda las inhomogeneidades son constantes a lo largo del año, mientras que en la derecha presentan variaciones estacionales.

Como era de esperar, las series de precipitación han resultado más difíciles de homogeneizar (Figura 4). De hecho, USHCN ni siquiera se diseñó para ser usado con precipitaciones, pero, con objeto de incluirlo junto con los demás métodos, en este caso se procedió a aplicar una transformación logarítmica a los datos, del mismo modo que requiere RHTest explícitamente y usan otros programas internamente.

Con clima oceánico (Peirr) los menores errores típicos (RMSE) corresponden a ACMANT, Climatol con normalización por proporciones (pues la transformación logarítmica empeora mucho sus resultados) y HOMER. Estos mismos métodos siguen siendo los mejores con las series mediterráneas (PMcar) aunque la mejora respecto a las series inhomogéneas es ahora mucho menor. Y por último, con las series de clima monzónico ACMANT, HOMER y MASH, seguidos a corta distancia por Climatol

Fig. 4: Errores típicos (izda.) y de tendencia (dcha.) en las redes de precipitación de clima oceánico (arriba), mediterráneo (centro) y monzónico (abajo).

y RHTest, son los que proporcionan los mejores resultados, aunque la corrección de las inhomogeneidades resulta poco más que testimonial. Son destacables los malos resultados que proporciona el ajuste de cuantiles de RHTest, sobre todo en las series mediterráneas y monzónicas. Así pues, el orden medio de bondad en estas pruebas con precipitaciones ha sido: A3p, HoA, cl1, MSH, Hor, HoB, RHr, US1, Cl1 y RHR (dejando aparte las versiones absolutas de RHTest).

En cuanto a las tendencias (columna derecha de la Figura 4), la mayoría de métodos siguen reduciendo la dispersión de valores de las series problema, con escasos sesgos en general, excepto los de RHTest en clima oceánico, HOMER en clima mediterráneo, y Climatol y USHCN en clima monzónico, que curiosamente presentan ese comportamiento particular en unos climas concretos y no en otros.

Finalmente cabe comentar que a algunos desarrolladores no les agrada que se realicen estas pruebas comparativas, alegando que mediante la automatización no se realiza una aplicación óptima de sus métodos. Pero esto puede aplicarse a todos ellos (excepto, quizá, a ACMANT, cuyas configuraciones son fijas), y esta creemos que es la única manera de poder comparar los resultados de los distintos métodos de modo homogéneo y estadísticamente robusto. Además, a los desarrolladores se les ofrece la posibilidad de mejorar los algoritmos que arrancan y configuran los parámetros de sus programas y, al finalizar el proyecto, tanto los resultados de las pruebas como los programas utilizados para las mismas serán accesibles públicamente en una página web, confiriendo el máximo de transparencia y reproducibilidad al proceso.

5. CONCLUSIONES

Este proyecto ha permitido probar los principales métodos de homogeneización actualmente disponibles sobre conjuntos de datos mensuales de temperatura y precipitación con características muy variadas, y sus resultados, junto con las tablas comparativas de características disponibles en <http://www.climatol.eu/tt-hom/>, serán de gran ayuda como guía para escoger las herramientas más adecuadas en cada caso.

En el conjunto de las pruebas presentadas aquí, ACMANT ha sido el que ha presentado los menores errores típicos, seguido por Climatol, MASH, RHTest, USHCN y HOMER en temperaturas, y por HOMER, Climatol, MASH, RHTest y USHCN en precipitaciones.

En próximos trabajos está previsto estudiar la influencia de una mayor longitud en las series, la existencia de datos ausentes y la presencia de variaciones estacionales en las inhomogeneidades de las series de precipitación.

AGRADECIMIENTOS

El proyecto MULTITEST está financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2014-52901-P). Enric Aguilar y Manola Brunet agradecen el apoyo del proyecto europeo titulado: Uncertainties in Ensembles of Regional Reanalyses (UERRA, FP7-SPACE-2013-1, No. de referencia: 607193).

REFERENCIAS

- Aguilar, E., I. Auer, M. Brunet, T. C. Peterson, J. Wieringa (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization. WCDMP-No. 53, WMO-TD No. 1186. World Meteorological Organization, Geneva.
- Brunet M., J. Asin, J. Sigró, M. Bañón, F. García, E. Aguilar, J. Palenzuela, T. Peterson, P. Jones (2011). The minimization of the screen bias from ancient Western Mediterranean air temperature records: an exploratory statistical analysis. *Int. J. Climatol.*, 31, pp. 1879-1895.
- Guijarro, J. A. (2011). Influence of network density on homogenization performance. Seventh Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases jointly organized with the Meeting of COST ES0601 (HOME) Action MC Meeting, Budapest, 24-27/October, WCDMP-No. 78, pp. 11-18.
- Guijarro, J. A. (2012). Después de COST/ES0601: Comparación automática de métodos de homogeneización de series. 8º congreso de la Asociación Española de Climatología, ISBN 978-84-695-4331-3, pp. 381-390.
- López, J. A., J. A. Guijarro, E. Aguilar, P. Domonkos y M. Brunet (2016). Una propuesta metodológica para la generación de redes de precipitación simuladas a partir de redes de precipitación observadas en el marco del proyecto MULTITEST. En este mismo volumen.
- R Development Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.
- Venema, V., O. Mestre, E. Aguilar, I. Auer, J. Guijarro, P. Domonkos, G. Vertacnik, T. Szentimrey, P. Stepanek, P. Zahradnicek, J. Viarre, G. Müller-Westermeier, M. Lakatos, C. Williams, M. Menne, R. Lindau, D. Rasol, E. Rustemeier, K. Kolokythas, T. Marinova, L. Andresen, F. Acquaotta, S. Fratianni, S. Cheval, M. Klancar, M. Brunetti, C. Gruber, M. Prohom-Duran, T. Likso, P. Esteban, T. Brandsma (2012). Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. *Climate of the Past*, 8, 89-115.

ISLAS DE CALOR Y CONFORT TÉRMICO EN ZARAGOZA DURANTE LA OLA DE CALOR DE JULIO DE 2015

Ernesto TEJEDOR^{1,2}, José M. CUADRAT^{1,2}, Miguel A. SAZ^{1,2}, Roberto SERRANO-NOTIVOLI^{1,2,3}, Nieves LÓPEZ⁴, Mariano ALADRÉN⁴

¹*Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.*

²*Instituto Universitario de Ciencias Ambientales de Aragón. Universidad de Zaragoza.*

³*Estación Experimental de Aula Dei. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.*

⁴*Agencia de Medio Ambiente y Sostenibilidad. Ayuntamiento de Zaragoza.*

etejedor@unizar.es

RESUMEN

En este trabajo se analiza la isla de calor y la isla de sequedad del verano del año 2015 a partir de la red de sensores de temperatura y humedad existentes en la ciudad y su entorno inmediato. Asimismo, se evalúa la incidencia de la ciudad sobre las temperaturas y la humedad durante la intensa ola de calor del mes de julio, y se caracteriza el régimen de confort a partir del índice de confort térmico THI, de Thom.

Palabras clave, Isla de Calor, Ola de Calor, Índice termohigrométrico de confort (THI), Clima Urbano, Zaragoza.

ABSTRACT

This paper analyzes both the heat island and the island of dryness of the summer of 2015 from the network of temperature and humidity sensors existing in the city and its surroundings. Furthermore, we evaluate the incidence of the city within the temperatures and humidity during the intense July heat wave. Finally, we characterized the thermal comfort index from the thermal comfort index THI, Thom.

Key words, Urban Heat Island, Heatwave, Thermohygrometric index (THI), Urban Climate, Zaragoza.

1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES

Los procesos de urbanización generan cambios sustanciales en la cubierta vegetal y los usos del suelo, así como interferencias en los flujos de energía entre la atmósfera y las distintas superficies, alterando las características del clima local. Los efectos más conocidos son las denominadas isla de calor urbana (UHI, Urban Heat Island) (Oke, 1995; Arnfield, 2003) e isla de sequedad (UDI, Urban Dry Island) (Lee, 1991; Jáuregui y Tejeda, 1997; Robaa, 2013, Cuadrat *et al*, 2015), que se manifiestan en una clara anomalía termohigrométrica entre el interior de las ciudades y su periferia. Su intensidad y características está relacionada con el tamaño y población de la ciudad (Hogan y Ferrick, 1988), y por lo general, es mayor en verano que en invierno (Morris *et al.*, 2001). Son muy evidentes durante la noche (Jauregui, 1997), llegando a desaparecer durante el día (Steinecke, 1999).

Desde el punto de vista del confort térmico la presencia de islas de calor e islas de sequedad en las ciudades puede tener efectos importantes sobre la calidad de vida de sus habitantes e incluso repercusiones sobre la salud humana, como estrés térmico o mayor exposición a los contaminantes, siendo conocido el incremento registrado en la mortalidad cuando se superan los 36 °C (Díaz *et al.*, 2015).

La configuración e intensidad de UHIs y UDIs están determinadas por factores geográficos y estructurales. Por ejemplo, los parques aparecen como zonas relativamente frías y con mayor humedad relativa en comparación con las áreas construidas de su entorno; de hecho, la cubierta vegetal afecta de modo evidente la distribución de las temperaturas y la humedad e interviene directamente en las condiciones de confort. E igualmente relevante es la acción del relieve, la geometría urbana o el tamaño y población de la ciudad. Sin embargo, sus características no son estables, y la variabilidad espacial y temporal puede ser muy acusada, estando relacionados estos cambios con la dinámica atmosférica regional y local.

Desde esta perspectiva, el conocimiento y monitorización del clima urbano tiene un enorme interés, tanto por su valor aplicado para la calidad ambiental de las ciudades, como por ser ejemplo de modificación climática no intencionada.

La ciudad de Zaragoza, situada en el cuadrante nororiental de España en la confluencia de los ríos Gállego y Huerva, tiene una topografía sin grandes contrastes, una textura urbana variada y un clima mediterráneo con una marcada influencia continental (Cuadrat *et al.*, 2007), con escasas precipitaciones (326 mm) y un acusado contraste entre el frío invierno (6,2 °C es la temperatura media de enero) en el que son frecuentes las situaciones de inversión térmica que favorecen la presencia de UHIs y UDIs, y un verano cálido y continuado (24,3 °C de media en julio) en el que no es inhabitual la presencia de advecciones meridanas de aire cálido, que combinadas con situaciones posteriores de estabilidad atmosférica pueden generar olas de calor persistente durante varios días.

En la primera década de la presente centuria se realizaron estudios de las islas de calor y sequedad de Zaragoza en los que se caracterizó espacialmente su configuración, se cuantificó la diferencia entre las áreas más cálidas de la ciudad y la periferia en determinadas situaciones atmosféricas (próxima a los 6° C en algunos momentos), se comprobó la relación entre la localización de las islas de calor y sequedad con el flujo de vientos en superficie y se analizó su variabilidad espacial (Cuadrat, 2004; Cuadrat *et al.*, 2003, 2005, 2015; López-Martín, 2011; Saz *et al.*, 2003; Vicente *et al.*, 2003, 2005).

Las mediciones se hacían por medio de transectos urbanos, normalmente unas tres horas después de la puesta de sol y con registro en 216 puntos, que ofrecían una imagen termohigrométrica fija de la ciudad en ese momento. Esta metodología de toma de datos no permite una monitorización continua de la evolución de UHI y UDI y por tanto su puesta en relación con otros factores, como la evolución de los contaminantes, la intensidad del tráfico, picos de mortalidad o la variación de ambos fenómenos en relación con los cambios en las situaciones atmosféricas.

Además, tras la celebración en Zaragoza de la Exposición Internacional de 2008 la estructura urbana de la ciudad ha cambiado significativamente, abandonando en parte la trama compacta que la caracterizaba, aumentando los espacios verdes en el interior y la periferia y cerrándose las circunvalaciones viales, lo que junto a la

reciente instalación del tranvía han reducido la circulación de vehículos en el anillo central de la ciudad.

Para analizar las consecuencias de estos cambios, en el año 2015, en colaboración con la Agencia de Medio Ambiente y Sostenibilidad del Ayuntamiento de Zaragoza, se instalaron sensores de temperatura y humedad en diferentes puntos de la ciudad y su entorno que permiten profundizar en el conocimiento de las condiciones climáticas urbanas y sus patrones actuales. En este trabajo se presentan los primeros avances del análisis más preciso de la isla de calor y la isla de sequedad estivales, sus modificaciones durante la ola de calor de julio de 2015 y su impacto sobre el grado de confort de la población durante este periodo cálido extremo, en el que el observatorio de Zaragoza registró la temperatura máxima absoluta desde que existen datos instrumentales.

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1. Base de datos

Los datos utilizados en este trabajo se han obtenido de la red de sensores termohigrométricos instalados en el año 2015 en el interior de la ciudad y su entorno. Los aparatos son del tipo HOBOPro v2 (fig 1A), con sensor de temperatura y humedad, y un data-logger para el almacenamiento de la información. Su rango de funcionamiento en las temperaturas es de los -40°C a los 70°C , con una precisión de $0,21^{\circ}\text{C}$ y una resolución de $0,02$ grados. Para la humedad relativa del aire el rango operacional del sensor es de 0-100% y su precisión del 2,5%. Para protegerlos de la radiación solar directa y del efecto de la lluvia, los sensores se montaron dentro de un soporte tipo M-RSA (fig 1B).

Fig. 1. Sensores tipo HOBO utilizados y elemento de protección frente a la radiación solar directa.

En la actualidad (Junio de 2016) la red está formada por 21 sensores, aunque para la realización de este trabajo se han utilizado 15 sensores (fig 2), ubicados en lugares representativos de distintos ambientes dentro de la ciudad y su periferia inmediata, y convenientemente alejados de posibles fuentes de calor o de superficies que pudieran irradiar calor hacia el sensor, en especial durante la noche.

Fig. 2. Mapa de ubicación de los sensores.

2.2. Análisis preliminar y depuración de los datos

Una vez descargados los datos asistidos por el software Onset HOBOWare vs 3.7, estos fueron sometidos a un riguroso control de calidad, desarrollado en lenguaje R en el que se ha evaluado la presencia de lagunas de información, datos aberrantes o inhomogeneidades. Una vez depurados los registros, se analizaron utilizando el package stats de R-Studio para calcular valores estadístico-descriptivos de las series.

2.3. Cálculo del índice de confort

Para cuantificar las sensaciones de confort y establecer escalas que permitan determinar las respuestas de la población ante unas condiciones climáticas específicas se ha utilizado el índice THI (Thom, 1959). Este índice indica la temperatura que con aire en calma provocaría en una persona en reposo la misma sensación que la temperatura y humedad reales. Se ha utilizado en numerosos trabajos para evaluar las diferencias entre espacios rurales y urbanos (Jauregui y Tejada, 1997; Fernández, 2002) y es sencillo de calcular a partir de la ecuación:

$$THI = t - (0.55 - 0.0055H) * (t - 14.5)$$

Siendo t la temperatura del aire, en °C y H la humedad relativa, en %

2.4. Cartografía

Para la representación cartográfica de los datos se ha utilizado ArcGIS 10.2. En el proceso de interpolación se aplicaron cuatro métodos, inverso a la distancia, funciones radiales, kriging simple y kriging ordinario. El proceso se ha desarrollado utilizando el asistente geoestadístico de ArcGIS 10.2. La validación y selección de la mejor cartografía viene de la mano del cálculo del RMSE mediante un proceso de validación cruzada. La cartografía finalmente elegida como más representativa para cada variable nos la dará el valor más bajo obtenido para el RMSE.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Configuración espacial de la UHI y la UDI

La isla de calor es un fenómeno esencialmente nocturno, cuando el calor almacenado por el asfalto y edificios en el interior de la ciudad es remitido a la atmósfera limitando su enfriamiento. Por el contrario, durante el día las diferencias campo-ciudad se reducen y la isla puede llegar a desaparecer e incluso provocar una verdadera isla de frescor. Un ritmo muy similar es el que sigue la humedad relativa del aire y la isla de sequedad. Aunque su presencia se observa a lo largo de todo el año, para su análisis se ha considerado exclusivamente el periodo estival, desde junio a septiembre, por su mayor impacto sobre el estrés térmico y para conocer su intensidad durante los días de olas de calor.

El ciclo diario muestra el momento máximo de las islas de calor y sequedad entre las 3 y 4 horas de la madrugada (hora local) y disminuye progresivamente hasta media tarde. En el caso de las temperaturas, a las 7:00 h la UHI se observa todavía con claridad en torno a dos puntos centrales, el barrio de Delicias y el eje que va del entorno del Paseo de Independencia-Plaza Aragón hasta la Plaza Santa Marta. Son zonas de edificación compacta, que ya en el estudio de 2002 mostraban un ambiente más cálido. Las áreas más frescas se sitúan en la periferia de la ciudad, como el Barrio rural de San Gregorio y Movera, así como en las zonas urbanas ajardinadas del Parque Grande y Parque del Agua, donde la vegetación y la mayor superficie arbolada amortiguan el efecto de las temperaturas máximas (fig 3).

En el caso de la UDI los valores con menor humedad se encuentran en el centro de la ciudad, siendo el entorno de los observatorios de Delicias, Casa de la Mujer y Medio Ambiente los que presentan una humedad más baja respecto a la media. Asimismo, los valores más altos los encontramos al norte del río Ebro, destacando el Parque del Agua con un 6% de media por encima del promedio.

Fig. 3. Isla de Calor de Zaragoza (valores promedio de Temperatura y Humedad relativa a las 7:00h entre junio y septiembre de 2015)

3.2. La ola de calor de julio de 2015

En el ámbito regional del Valle del Ebro en el que se ubica la ciudad de Zaragoza, en verano, y principalmente en los meses de julio y agosto, es común que las temperaturas diarias igualen o superen los 30 °C. Pero además, en situaciones atmosféricas de tipo anticiclónico o con régimen de vientos del Sur, a veces de origen sahariano, el aire cálido se estanca en el fondo de la cubeta del Valle, y en ausencia de movimientos horizontales en los niveles bajos de la atmósfera, aquéllas se elevan de modo progresivo hasta alcanzar registros de 38 a 40 °C en las máximas y de 20 a 22 °C en las mínimas, que pueden prolongarse durante varios días.

Uno de estos periodos cálidos excepcionales se produjo a finales del mes de junio y primeros de julio de 2015. Durante varios días en todos los puntos de observación instalados en la ciudad se superaron los 35 °C, y las condiciones de confort según el índice THI alcanzaron niveles considerados como “muy cálidos” e incluso “bochornosos”. La ola de calor llegó a su máximo el día 7 de julio. En esta jornada, en el observatorio meteorológico de AEMET, situado en el Aeropuerto, se registró la temperatura máxima histórica desde que existen observaciones instrumentales: 44,5 °C; y en prácticamente todos los sensores las temperaturas se aproximaron o superaron los 44 °C, entre las 16 y las 18 horas (fig. 4).

La cartografía de la temperatura y la humedad en diferentes momentos del día muestra de nuevo la presencia de las islas de calor y sequedad, pero sobre todo indica que durante las olas de calor el calentamiento urbano es aún más evidente. En todo momento el interior urbano es más cálido y se mantiene más seco, mientras la periferia se conserva más fresca y húmeda, en particular el espacio arbolado y próximo al río del Parque del Agua, cuya temperatura siempre fue entre 1-2 °C más baja (fig. 5).

Fig. 4. Evolución de las temperaturas horarias en los distintos observatorios el día 7 de julio 2015.

Fig. 5. UHI y UDI en Zaragoza a las 7h, 17h y 24 h del día 7 de julio 2015

A medianoche toda la ciudad rozaba e incluso rebasaba los 30 °C; en consecuencia, el grado de confort era globalmente de cálido, y en varias zonas llegaba a muy cálido y también bochornoso (fig. 6).

Para evaluar la incidencia de la ciudad durante la ola de calor hemos comparado la intensidad de la isla de calor en el conjunto de los días estivales y en aquellos días en los que la temperatura máxima supera los 36,5 °C. Para ello se ha representado el

ciclo diario de la isla de calor propia de los días de verano (obtenida comparando los valores térmicos horarios del conjunto de los sensores ubicados en el interior de la ciudad con los de la periferia) y el correspondiente sólo a los días en los que la temperatura en el exterior de la urbe ha alcanzado los 36,5 °C (umbral a partir del cual entra en vigor un sistema de alerta por ola de calor).

Fig. 6. Índice de confort THI de Thom, a las 24 h del día 7 de julio 2015

Fig. 7. Ciclo diario de la isla de calor media y durante los días cálidos

Los resultados (fig. 7) muestran que la intensidad de la isla de calor aumenta sensiblemente durante los días cálidos, particularmente en el caso de las temperaturas mínimas, y algo menos en las máximas. El ciclo diario muestra la existencia de una débil isla de calor a mediodía, aumenta su desarrollo a partir de las 17 h y se mantiene con valores altos por la noche hasta las 6 h de la madrugada, momento en el cual las zonas rurales comienzan a recibir radiación solar y el ascenso de la temperatura en ellas es más rápido que en la ciudad. Los días de ola de calor la evolución de la isla

es bastante similar, pero su intensidad es mayor durante las horas nocturnas: prácticamente durante toda la noche y hasta bien entrada la mañana la isla de calor de los días cálidos es muy superior a la isla promedio.

4. CONCLUSIONES

El rasgo más característico del verano en Zaragoza es el calor, de tal modo que las temperaturas máximas alcanzan los 30 °C buena parte de los meses estivales y existe un número de días relativamente alto en los que se superan los 35 °C, lo cual tiene una incidencia directa sobre el confort de la población.

Pero además, estas condiciones se agravan en el interior de la ciudad, donde las temperaturas son más altas que las de su entorno rural inmediato por el efecto conocido como isla de calor.

La base de datos disponible permite comprobar como las zonas de mayor densidad de edificación registran temperaturas por encima de la media general casi todo el día. Así ocurre en el centro de la ciudad, el barrio de las Delicias y el entorno Plaza Aragón hasta la Plaza de Santa Marta. En sentido opuesto, las zonas ajardinadas, las de densidad urbana baja y los barrios rurales de la periferia presentan valores inferiores a la media general. El dibujo es muy similar al que ofrece el patrón de distribución de la humedad relativa, por su fuerte correspondencia con las temperaturas, con la presencia de una clara isla de sequedad en el centro urbano que contrasta con las condiciones más húmedas del entorno rural.

El fenómeno se produce fundamentalmente de noche, mientras que durante el día las diferencias campo-ciudad se ven bastante atenuadas. Durante los días de calor extremo, en el transcurso de olas de calor, la UHI nocturna incrementa su intensidad

Estas condiciones tienen un notable impacto sobre el confort térmico, de modo que en los meses estivales, y en particular en las olas de calor, el interior urbano presenta condiciones calificadas como cálidas, y que llegan a ser muy cálidas o bochornosas en las zonas más significativas de localización de la isla de calor.

En resumen, en los periodos cálidos la ciudad de Zaragoza agudiza de forma considerable el calor y la sequedad en relación a las zonas no urbanas. En sentido opuesto, las superficies ajardinadas y con formaciones arbóreas de cierta entidad, como el Parque del Agua o Parque Grande José Antonio Labordeta, actúan de forma significativa como moderadores del estrés térmico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a los proyectos 909.338/2014 *Patrones temporales y espaciales de la temperatura urbana de Zaragoza*, y 943.674/2013 *Clima y masas forestales del término municipal de Zaragoza en el contexto del cambio global*, financiados por la *Agencia de Medio Ambiente y Sostenibilidad del Ayuntamiento de Zaragoza*. Ha contado también con la ayuda del Gobierno de Aragón y Fondo Social Europeo al grupo de investigación “Clima, agua y cambio global” de la Universidad de Zaragoza.

REFERENCIAS

- Arnfield, A.J. (2003). Two decades of urban climate research, a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology* 23, 1-26.
- Cuadrat, J.M., Saz, M.A. y Vicente-Serrano, S. (2003). Surface wind direction influence on spatial patterns of urban heat island in Zaragoza (Spain). *Geophysical Research Abstracts*, 5, 02592. European Geophysical Society
- Cuadrat, J.M. (2004). Patrones temporales de la isla de calor urbana de Zaragoza. En, Faus, M.C. (Coord.). *Aportaciones geográficas en homenaje al profesor Higuera*. Universidad de Zaragoza. Zaragoza, 63-70.
- Cuadrat, J.M.; Vicente, S. y Saz, M.A. (2005). Los efectos de la urbanización en el clima de Zaragoza (España), la isla de calor y sus factores condicionantes. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 40, 311-327
- Cuadrat, J.M., Saz, M.A., Vicente, S.M. (2007). *Atlas Climático de Aragón*. 222 pp.
- Cuadrat, J.M., Vicente-Serrano, S., Saz, M.A. (2015). Influence of different factors on relative air humidity in Zaragoza, Spain. *Frontiers in Earth Science*, 3 (10).
- Díaz, J., Carmona, R., Mirón, I.J., Ortiz, C., Linares, C. (2015). Comparison of the effects of extreme temperatures on daily mortality in Madrid (Spain), by age group: The need for a cold wave prevention plan. *Environmental Research*. 143, 186-191.
- Fernández, F. (2002). El clima urbano de Madrid y su influencia sobre el confort térmico. *Boletín de la Real Sociedad Geográfica*, CXXXVIII, 169-185.
- Hogan, A.W., Ferrick, M.G. (1988). Observations in nonurban heat islands. *Journal of Applied Meteorology* 37, 232-236.
- Jauregui, E. (1997). Heat island development in Mexico City. *Atmospheric Environment* 31, 3821-3831
- Jauregui, E. Tejada, A. (1997). Urban-rural humidity contrast in Mexico City.
- Lee, D. (1991). Urban-rural humidity differences in London. *International Journal of Climatology*, 11, pp. 577-582
- López Martín, F. (2011). *Clima urbano y ciudad. El caso de Zaragoza*. Colegio de Geógrafos. Zaragoza, 118 pp
- Morris, C.J., Simmonds, I., Plummer, N. (2001). Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city. *Journal of Applied Meteorology* 40, 169-182
- Oke, T.R. (1995). The heat island of the urban boundary layer, characteristics, causes and effects. In *Wind Climate in Cities*. Cermak, J.E. *et al.* (eds.). Kluwer-Academic Publ. Norwell Ma.
- Robaa, S.M. (2013). Some aspects of the urban climates of Greater Cairo Region, Egypt. *International Journal of Climatology*, 33, 3206-3216.
- Saz, M.A., Vicente, S. y Cuadrat, J.M. (2003). Spatial patterns estimation of urban heat island of Zaragoza (Spain) using GIS. *Fifth International Conference on Urban Climate*. Lodz (Poland), pp 409-412.

- Steinecke, K. (1999). Urban climatological studies in the Reykjavík subarctic environment, Iceland. *Atmospheric Environment* 33, 4157-4162
- Thom, E. C. (1959). The discomfort index, *Weatherwise* 12(2), 57–60.
- Vicente, S., Cuadrat, J.M. y Saz, M.A. (2005). Spatial patterns of urban heat island in Zaragoza (Spain). *Climate Research* 30, 61-69.
- Vicente, S., Cuadrat, J.M. y Saz, M.A. 2003. Topography and vegetation cover influence on urban heat island of Zaragoza (Spain). Fifth International Conference on Urban Climate. Lodz (Poland).

AUTOMATIZACIÓN DE LA HOMOGENEIZACIÓN DE SERIES CLIMÁTICAS: NUEVAS FUNCIONES DEL PAQUETE CLIMATOL 3.0

José Antonio GUIJARRO

Agencia Estatal de Meteorología.

jguijarrop@aemet.es

RESUMEN

La homogeneización de las series climáticas, para eliminar las perturbaciones que frecuentemente contienen por cambios en las condiciones de observación, resulta obligatoria para aumentar la fiabilidad de los estudios de variabilidad climática derivados de su análisis. Pero esta es una tarea muy laboriosa si no se realiza con la ayuda de paquetes de software que liberen al investigador de la repetitiva manipulación y comparación de largas series de datos. El paquete *Climatol*, programado en *R*, es una de las herramientas disponibles para facilitar estas tareas, y en su nueva versión 3.0, a la función de homogeneización automática *homogen* ya disponible en la anterior versión 2.2, añade nuevas funcionalidades para facilitar tanto el proceso de la homogeneización como la explotación de las series homogeneizadas. En esta comunicación se detalla la aplicabilidad de estas funciones y se presentan ejemplos sobre su uso.

Palabras clave: software, homogeneización de series climáticas, *Climatol*.

ABSTRACT

Homogenization of climatic series to eliminate disturbances often contained in them due to changes in the conditions of observation is a mandatory process to increase the reliability of studies of climate variability derived from their analysis. But this is a very laborious task if not done with the help of software packages that relieve the researcher from repetitive processing and comparison of long series of data. The *Climatol* package, programmed in *R*, is one of the available tools that facilitate these tasks, and in its new version 3.0, to the automatic homogenization function *homogen* already available in the previous version 2.2, new features are added to facilitate both the homogenization process as the exploitation of the homogenized series. In this communication the applicability of these functions is detailed, with examples of their use.

Key words: comparison, methodologies, homogenization of climatic series.

1. INTRODUCCIÓN

Como es sabido, cambios de emplazamiento de los observatorios meteorológicos (aunque sean pequeños), cambios en la instrumentación o en los abrigos destinados a proteger los sensores de la radiación solar, o incluso cambios en el entorno (usos del suelo, nuevas construcciones, etc) introducen en las series climatológicas alteraciones que no cabe achacar a cambios en el clima. Por tanto es necesario proceder a eliminar

estas alteraciones antes de caracterizar la variabilidad climática a partir de esas series, proceso denominado *homogeneización*.

Hay una extensa literatura científica dedicada a los distintos métodos que pueden usarse para ese fin, como recopilan Peterson *et al.* (1998) y Aguilar *et al.* (2003). En cualquier caso, la homogeneización de series se convierte en un procedimiento laborioso y tedioso cuando su número supera una o dos docenas, por lo que resulta muy conveniente usar algunas de las implementaciones existentes en forma de paquetes de software públicamente disponibles, cuya lista, junto con unas tablas comparativas que resumen sus características, se pueden encontrar en la página web <http://www.climatol.eu/tt-hom/>

Uno de ellos, desarrollado por este autor en lenguaje R (R Development Core Team, 2013), es el paquete Climatol (Guijarro, 2016), cuya anterior versión (2.2) ya contaba con la función *homogen* para automatizar la homogeneización de un conjunto de series limitado únicamente por la capacidad del ordenador, así como con la función *dahstat* para obtener diversos estadísticos (medias, tendencias, percentiles, etc) de las series mensuales homogeneizadas.

La nueva versión 3.0 añade nuevas funcionalidades, que se detallan en los siguientes apartados, finalizando con algunos ejemplos de aplicación.

2. NUEVAS FUNCIONALIDADES

2.1. db2dat

Una parte importante del tiempo necesario para realizar una aplicación de Climatol u otros paquetes de homogeneización a un caso real hay que dedicarlo a preparar los datos de entrada en el formato requerido por el programa a utilizar. La función *db2dat* viene a facilitar este proceso, pues puede acceder a bases de datos a través de un controlador ODBC, y generar los ficheros de entrada para Climatol, *.dat y *.est

2.2. dd2m y m2dd

Una de las estrategias más seguidas para la homogeneización de datos diarios es la de ajustarlos mediante las correcciones calculadas mediante una homogeneización a nivel mensual. Para ello hay que empezar con agregar los datos diarios para formar las series mensuales, lo que se lleva a cabo fácilmente mediante la función *dd2m*.

A continuación se pasaría a homogeneizar las series mensuales, y posteriormente los datos diarios se ajustarían por interpolación de las correcciones mensuales mediante la segunda función, *m2dd*.

2.3. homogen

Esta función ya existía en la versión anterior, pero se han añadido nuevos parámetros, como poder especificar independientemente los umbrales superior e inferior de rechazo de datos anómalos, así como los valores máximo y mínimo admisibles (100 en humedad relativa, 0 en muchas variables, etc). Hay que tener en cuenta que algunos parámetros de esta función han sufrido cambios de nombre para que resulten más fáciles de recordar, como los antiguos umbrales SNHT para cortar las

series en las fases 1 (por ventanas solapadas) y 2 (sobre las series completas), que antes se llamaban *tVt* y *snhtt*, y ahora pasan a denominarse *snht1* y *snht2* respectivamente.

Además, cuando la distribución de frecuencias de la variable a homogeneizar es muy sesgada, a las transformaciones raíz que se ofrecían antes se añade también la transformación logarítmica $\log(x+1)$.

2.4. homogspllit

Cuando el número de series a tratar es muy elevado (varios miles), puede suceder que lleguemos a superar las capacidades de memoria de nuestro ordenador, o bien el tiempo de proceso se alargará durante muchos días. Esto se puede solventar mediante esta nueva función, que subdivide el dominio espacial a tratar en áreas rectangulares solapadas, de modo que el número de series se reduzca a unos cientos al tiempo que el solapamiento actúe como zona tampón para minimizar el riesgo de que aparezcan fronteras espurias en las divisorias de cada área.

2.5. dahstat

Esta función de postproceso añade a las funcionalidades anteriores el cómputo de tendencias por regresión lineal con el tiempo (OLS) y sus p-valores, así como la posibilidad de extraer todas las series homogeneizadas a ficheros CSV individuales.

2.6. dahgrid

Esta es otra función de postproceso pensada para generar datos homogeneizados y normalizados interpolados sobre una rejilla definida por el usuario, que se graban en un fichero con formato NetCDF. La normalización es la que se haya elegido al realizar la homogeneización mediante el parámetro *std*, que puede adoptar los valores 1 (restar a cada término de cada serie su valor medio), 2 (dividir por su valor medio) o 3 (restar su valor medio y dividir por su desviación típica, que es la opción por defecto).

El fichero generado contiene también las interpolaciones de los valores medios (y de las desviaciones típicas si *std*=3), de modo que pasar de capas de valores normalizados a valores absolutos es inmediato. No obstante, si se desea generar mapas de calidad a partir de este fichero, lo más conveniente es suministrar rejillas de alta resolución de las medias (y desviaciones típicas en su caso) obtenidas con algún método geoestadístico que incluya el efecto de factores externos como la orografía, puesto que la interpolación que realiza esta función no puede tener en cuenta esos factores.

3. EJEMPLO DE APLICACIÓN

Este ejemplo se va a basar en un supuesto práctico en el que vamos a partir de un conjunto de series de datos diarios observados, para homogeneizarlos y obtener distintos índices y mapas.

3.1. Datos de partida

Supongamos que queremos hacer un estudio de las características de la precipitación diaria de una determinada zona, y nuestros datos están en una base de datos

accesible mediante el protocolo ODBC. Para preparar los datos de entrada mediante la función *db2dat* necesitaremos saber tanto el nombre de la base de datos como los de las tablas y campos en los que están almacenados los datos diarios de precipitación y sus fechas correspondientes, así como los de las coordenadas, códigos y nombres de las estaciones pluviométricas, que también vamos a necesitar. Estos nombres podrían ser:

- *mcheng*: Nombre de la base de datos (con usuario *USER* y clave *PASS*).
- *Precipitation*: Nombre de la tabla que almacena las precipitaciones diarias.
- *Date*: Nombre del campo que contiene las fechas.
- *Value*: Nombre del campo que contiene las precipitaciones diarias.
- *Stations*: Nombre de la tabla que almacena los datos de las estaciones.
- *Code*: Nombre del campo con los códigos de las estaciones. (Supondremos que este campo también está en la tabla de las precipitaciones).
- *Name*: Nombre del campo con los nombres de las estaciones.
- *Latitude*: Nombre del campo con las latitudes (en grados, con decimales).
- *Longitude*: Nombre del campo con las longitudes (en grados, con decimales).
- *Elevation*: Nombre del campo con las altitudes (en metros).

Conociendo estos datos, elegimos *Prec* como nombre de nuestra variable a estudiar, y el periodo 2001-2010, y procedemos del siguiente modo (*minny*=1 es para rechazar series con menos de 1 año de datos, *dformat* especifica el formato de las fechas, y todo lo que sigue a # son comentarios):

```
R #arrancamos R (versión 3 o mayor)
library(RODBC)
library(climatology) #o bien, "source('depurdat.R')
ch <- odbcConnect("mcheng",uid="USER",pwd="PASS")
db2dat('Prec',2001,2010,minny=1,ch,dformat='%Y-%m-%d',
'Precipitation','Code','Date','Value','Stations',
'Code','Name','Longitude','Latitude','Elevation')
odbcClose(ch) #cerrar la conexión con la base de datos
```

Esto generaría los ficheros *Prec-d_2001-2010.est* y *Prec-d_2001-2010.dat* conteniendo el primero las coordenadas, códigos y nombres de las estaciones, y el segundo los datos diarios de precipitación de los diez años en la primera de las estaciones, seguidos por los demás, estación por estación. En los días en los que no se disponga de datos figurará NA (Not Available), que es el código de ausencia de dato estándar en R.

3.2. Homogeneización de los datos diarios.

Con los ficheros obtenidos en el paso anterior ya podríamos proceder a su homogeneización, pero dada la elevada variabilidad de los datos diarios, conviene hacer una homogeneización exploratoria (especificando *expl*=TRUE) para ajustar los umbrales de detección. En la siguiente orden, *nm*=0 indica que son datos diarios, *std*=2 que se hará una normalización por proporciones, e *ini*='2001-01-01' indica la fecha inicial (únicamente a efectos de rotular el eje temporal en los gráficos):

```
homogen('Prec',2001,2010,nm=0,std=2,expl=TRUE,
ini='2001-01-01')
```

La salida gráfica de este proceso la encontramos en el documento `Prec-d_2001-2010.pdf`, donde podemos ver (Figura 1) que podemos mantener el valor por defecto de `snht1=25` para el umbral de corrección de los saltos en las series, y adoptar un umbral de rechazo de datos anómalos de 25 desviaciones típicas. Por tanto ahora ejecutaremos:

```
homogen('Prec', 2001, 2010, nm=0, std=2, dz.max=25,
        ini='2001-01-01')
```

Fig. 1: Valores SNHT de las series (izquierda) y anomalías de los datos (derecha).

Este proceso ha corregido 4 saltos en la media, y ha rechazado un dato anómalo. Pero, dada la baja relación señal/ruido de las series diarias, sobre todo de precipitación y en clima mediterráneo, la detección de saltos es mucho más difícil en ellas que en series mensuales, de modo que en el siguiente apartado vamos a seguir el procedimiento recomendado, consistente en realizar una homogeneización a escala mensual y luego ajustar los datos diarios mediante interpolación de las correcciones mensuales.

3.3. Homogeneización a nivel mensual y ajuste diario

Lo primero que tenemos que hacer es agregar los datos diarios en valores mensuales, para lo que usaremos la función `dd2m` (`valm=1` indica que deben acumularse los datos de cada mes, `hom=FALSE` que no queremos agregar datos previamente homogeneizados, y `namax=15` hará que el dato mensual se considere ausente si faltan más de 15 datos diarios):

```
dd2m('Prec', 2001, 2010, valm=1, hom=FALSE, namax=15)
```

Obtenemos así el fichero de precipitaciones mensuales `Prec-m_2001-2010.dat` y su correspondiente de estaciones `Prec-m_2001-2010.est` (que será una copia del diario), de modo que ya podemos proceder a efectuar la homogeneización mensual. Una primera pasada exploratoria con:

```
homogen('Prec-m', 2001, 2010, std=2, gp=4, expl=TRUE)
```

nos permite ajustar los umbrales de la homogeneización, que efectuamos con:

```
homogen('Prec-m', 2001, 2010, std=2, dz.max=7, snht1=10, gp=4)
```

que corrige 3 saltos en la media y no elimina ningún dato anómalo.

Para ajustar los datos diarios por interpolación de las correcciones mensuales usaremos la función *m2dd*:

```
m2dd('Prec', 2001, 2010)
```

Los datos diarios ajustados se han grabado en *Prec_AJ-d_2001-2010.dat*, pero contienen las mismas lagunas de datos de las series originales. Para rellenar esas lagunas, aplicaremos de nuevo la función de homogeneización (especificando ahora *snht1=0*), con lo que habremos finalizado el proceso de ajuste:

```
homogen('Prec_AJ', 2001, 2010, nm=0, std=2, snht1=0)
```

La función *homogen* devuelve los resultados en archivos binarios de R, con extensión *'rda'*, que serán leídos por las funciones *dahstat* y *dahgrid* para generar los productos deseados (y también pueden ser cargados en memoria por el usuario mediante la función *load*).

3.4. Obtención de productos con *dahstat*

Esta función permite obtener rápidamente tablas mensuales de distintos estadísticos a partir de las series homogeneizadas. Ejemplos a partir de las series mensuales:

```
dahstat('Prec-m', 2001, 2010) #medias mensuales
dahstat('Prec-m', 2001, 2010, stat='std') #desv. Típicas
dahstat('Prec-m', 2001, 2010, stat='q', prob='.2') #quintil 1
dahstat('Prec-m', 2001, 2010, stat='tnd') #tendencias
```

Esta última orden genera dos ficheros: el *Prec-m_2001-2010_tnd.csv* que contiene las tendencias (calculadas por regresión lineal con el tiempo), y otro con los correspondientes p-valores (*Prec-m_2001-2010_pval.csv*).

También pueden generarse ficheros conteniendo las series homogeneizadas:

```
dahstat('Prec-m', 2001, 2010, stat='series')
```

Se obtendrán así dos ficheros CSV por cada serie reconstruida a partir de cada fragmento homogéneo, uno con los datos homogeneizados, y otro indicando si cada dato es el observado originalmente (0), ha sido rellenado (1), o se ha corregido (2).

Por defecto estos productos se generan para todas las series reconstruidas, pero se pueden especificar los códigos de las estaciones que nos interesen, o seleccionarlas de acuerdo a diferentes criterios (funcionamiento al final del periodo estudiado, fragmento más largo, SNHT superior a un umbral, etc).

Cuando se aplica a datos diarios, esta función solo genera un valor por serie, pero en futuras versiones se procurará que también produzca tablas mensuales.

3.5. Series homogeneizadas interpoladas en una rejilla

Muchas bases de datos climato lógicas suministran la información en forma de rejilla, lo que implica una estructura espacio-temporal regular que facilita el estudio de la variabilidad climática. La función *dahgrid* se ha programado para poder obtener automáticamente datos en rejilla homogeneizados, procedentes del fichero *.rda que genera la función *homogen* vista anteriormente.

Para ello el usuario debe definir previamente la rejilla espacial sobre la que desee que se haga la interpolación, como por ejemplo:

```
rejilla=expand.grid(x=seq(1,2,.02),y=seq(41,41.6,.02))
```

(Si el área contiene zonas marítimas o de países vecinos para los que no se dispone de datos, puede ser conveniente eliminar de la rejilla los puntos correspondientes).

Y ahora ya se pueden interpolar los datos homogeneizados sobre la rejilla definida, para cada paso de tiempo, con:

```
dahgrid('Prec-m',2001,2010,grid=rejilla)
```

quedando grabados en el fichero *Prec-m_2001-2010.nc* en formato NetCDF.

3.6. Homogeneización de miles de series mediante áreas solapadas

Si el número de series excede la capacidad del ordenador, o alarga el tiempo de proceso demasiado (muchos días), se puede utilizar la función *homogsplit* para realizar la homogeneización dividiendo el dominio espacial en áreas rectangulares. Estas áreas han de solaparse en sus fronteras, para que se puedan utilizar series próximas de las áreas vecinas, pues de lo contrario aparecerían discontinuidades al analizar los resultados globalmente.

Como ejemplo vamos a suponer que queremos analizar varios miles de series de temperatura media de la Península Ibérica, que hemos recopilado en el fichero de datos *Tm_1951-2015.dat* (y *Tm_1951-2015.est* sería su correspondiente fichero de estaciones). Entonces podríamos realizar la homogeneización subdividiendo la península por el meridiano -3,5° y los paralelos 38,5° y 41°, con un solapamiento de 0,6° en longitud y 0,4° en latitud, mediante la orden:

```
homogsplit('Tm',1951,2015,xc=3.5,yc=c(38.5,41),
xo=.6,yo=.4)
```

Se realizarían así 6 procesos independientes de homogeneización (una para cada subárea), cuyos gráficos aparecerían también en sendos documentos en PDF, pero los datos homogeneizados quedarían finalmente agrupados en un solo fichero llamado *Tm_1951-2015.rda*

4. CONCLUSIONES

Climatol permite automatizar de una manera cómoda todo el proceso de un estudio climatológico, desde la recopilación de datos de observación hasta la obtención de productos a partir de las series homogeneizadas y con control de calidad.

Como el trabajo mediante órdenes en una terminal de texto puede resultar un poco árido para el usuario, en el futuro se tratará de implementar una interfaz gráfica que facilite su uso.

REFERENCIAS

- Aguilar, E., I. Auer, M. Brunet, T. C. Peterson, J. Wieringa (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization. WCDMP-No. 53, WMO-TD No. 1186. World Meteorological Organization, Geneva.
- Guijarro, J. A. (2016). R contributed package ‘Climatol’, available at the web site <http://www.climatol.eu/index.html>
- Peterson, T., D. Easterling, T. Karl, P. Groisman, N. Nicholls, N. Plummer, S. Torok, I. Auer, R. Böhm, D. Gullett, L. Vincent, R. Heino, H. Tuomenvirta, O. Mestre, T. Szentimrey, J. Salinger, E. Førland, I. Hanssen-Bauer, H. Alexandersson, P. Jones, D. Parker (1998). Homogeneity Adjustments of ‘In Situ’ Atmospheric Climate Data: A Review. *Int. J. Climatol.*, 18, pp. 1493-1518.
- R Development Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.

CAMBIO DE PATRONES DE CIRCULACIÓN DE VERANO Y OTOÑO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE LAS DOS RECIENTES FASES DE LA ATLANTIC MULTIDECADAL OSCILLATION

Alejandro LOMAS GONZÁLEZ¹, Ricardo TORRIJO MURCIANO¹

¹*Agencia Estatal de Meteorología.*
alomasg@aemet.es, rtorrijom@aemet.es

RESUMEN

Entre los años 1960 a 2015 la temperatura media de verano experimentó en la Península ibérica una subida superior a 1°C, superior a la que cabe esperar por el calentamiento global, por lo que cabe indagar en el aporte propio de la variabilidad climática que puede inducir cambios de patrón de circulación. De la misma forma, la precipitación otoñal en los observatorios del oeste peninsular ha registrado un aumento. También se puede asociar a un cambio de patrón que pudiera guardar relación con el de verano.

La hipótesis de trabajo principal es que el debilitamiento del anticiclón de Azores conduce no solo a un aumento de las temperaturas de verano, sino también a un adelanto del mismo que se manifiesta en un ascenso de las temperaturas de junio. Cambios similares se aprecian en la siguiente estación, el otoño. Se investiga esa relación en tres fases: análisis de la temperatura de verano y de la precipitación de otoño de los últimos 55 años de varios observatorios españoles, posterior estudio sobre los cambios de circulación atmosférica asociada con los cambios significativos y por último la posible conexión con la AMO y la actividad solar.

Palabras clave: AMO, actividad solar, temperatura verano, precipitación otoño, cambios circulación general atmosférica.

ABSTRACT

Between 1960 and 2015, the summer average temperature increased more than the amount expected due to global warming (1°C). The role of climate variability, with its associated changes in global circulation, should be taken into account to explain this fact. The observed rise of the autumn precipitation in western Iberian Peninsula can also be associated with similar changes to those observed in summer.

The main hypothesis is that the weakening of Azores high can lead, not only to an increase in summer temperature, but also to a sooner summer entering, that can be observed in the rise of June temperatures. Similar changes in global circulation are also observed in autumn. The research will be made in three steps: analysis of summer temperature and autumn precipitation during the last 55 years in different Spanish observatories, analysis of changes in circulation patterns that can be associated with significant changes and, finally, its possible connexion with AMO and solar activity.

Keywords: AMO, solar activity, summer temperature, autumn precipitation, changes in global atmospheric circulation .

1. INTRODUCCIÓN

En el contexto de preocupación por el aumento de la temperatura planetaria registrado durante el último siglo, debido posiblemente a un incremento de la concentración en la atmosfera de gases invernadero y/o a la mera variabilidad climática, cabe preguntarse que parte en ese aumento tiene cada uno de esos dos factores. Según la propia definición del Panel Intergubernamental para el cambio climático: “Cada una de las últimas tres décadas ha sido sucesivamente más cálidas en la superficie de la Tierra que cualquiera de las precedentes desde 1850. En el Hemisferio Norte, 1983-2012 fue probablemente el período de 30 años más cálido de los últimos 1400 años” (IPCC, 2013).

La intención de hacer éste trabajo se apoya en:

- En la Península Ibérica “Al igual que sucede con la temperatura global, dentro de la tendencia general a la alza destaca un breve periodo (1950-1972) en el cual las temperaturas anuales no aumentaron o incluso disminuyeron ligeramente, aunque no de forma significativa. De las dos fases más cálidas observadas en el siglo XX (1901-1949 y 1973-2005), es en la más reciente cuando se han producido las tasas de calentamiento más elevadas”. En este período “se han llegando a alcanzar tasas de 0.5°C/década (...) que casi triplican el ritmo de aumento de la temperatura media global. Estacionalmente, a lo largo del siglo XX, todas las estaciones han contribuido al incremento anual, con tasas de cambio similares. En la reciente fase de calentamiento, sin embargo, las estaciones que más han contribuido han sido la primavera y el verano” (CLIVAR, 2010).
- Entre 1971-2000 y 1981-2010 la temperatura se incrementó 0,46°C en España, más del doble que la observada entre los dos periodos de referencia anteriores, 1961-1990 y 1971-2000, que fue de 0,22°C. Esto es más visible aún en los veranos tanto en lo que respecta al aumento de la temperatura como en su adelanto, con junios más cálidos (Lomas *et al.*, 2014).
- Por otro lado la evolución hacia temperaturas más altas no es continua, sino que se perciben dos anomalías, una fría en los setenta y otro cálida al principio del siglo XXI.
- Además se observan en la evolución de las temperaturas de verano dos periodos bien diferenciados (1960-1990/1991-2015) con poca tendencia dentro de ellos, un grado más cálido el segundo. Sugieren dos estados o patrones climáticos diferentes y se aproximan a la secuencia negativa-positiva de la Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) cuya influencia en el clima europeo es destacable (véase por ejemplo Sutton *et al.*, 2012.). Teniendo en cuenta los dos puntos anteriores se buscan explicaciones a través de cambios de la circulación general atmosférica que justifiquen al menos parte de ese aumento extra y posibles relaciones con la AMO.
- Los patrones más sencillos de la circulación en verano facilitan el análisis.
- Se investigará la posible continuidad o discontinuidad de dichos cambios en la circulación de otoño que pudieran dar lugar a cambios de patrón de la precipitación. Estudios realizados parecen indicar cambios en dicho patrón de precipitación en la Península (De Castro *et al.*, 2005), así como una tendencia al cambio de su distribución estacional.

2. MÉTODO

El trabajo que se ha desarrollado se ha elaborado en tres fases:

- 1.- Un análisis de los datos de temperatura de verano y precipitación de otoño de Observatorios de AEMET de Burgos, La Coruña, Navacerrada, Retiro, Sevilla-Morón, Valencia, Valladolid y Zaragoza desde 1960 hasta 2015. Se ha elegido ese período por disponer de datos suficientemente buenos y comparables al reanálisis de NCEP, cuyos datos llegan hasta los años 50 (Kalnay *et al.*, 1996). Para hacer el análisis se centrará sobre 2 períodos bien diferenciados: 1964-89 y 1990-2015 en los que se observan diferencias importantes y además se corresponden con fases opuestas de la AMO. El puro análisis de los datos se hace en paralelo con los dos patrones de comportamiento dinámico de la atmósfera. Sin ese estudio paralelo carecería de sentido dicho análisis.
- 2.- También para esos dos períodos citados se parte del reanálisis del NCEP para estudiar las variaciones de la circulación general atmosférica asociadas y que podrían explicar, al menos parte, los cambios. Se utilizan los niveles de superficie, 850, 500 y 300 hPa.
- 3.- Partiendo de las conclusiones de los puntos 1 y 2 se intenta relacionar y explicar esos cambios de temperatura con el contexto del cambio climático, variabilidad interna del sistema climático (AMO) y variaciones en la actividad solar.. También se investiga la evolución de las precipitaciones de otoño en los anteriores observatorios. En la zona oeste peninsular se perciben dos períodos “anómalos”: años de predominio de otoños secos (en torno a los setenta y principio de los ochenta del siglo pasado) y otra de predominio de otoños húmedos (al principio del siglo XXI). Parecen indicar dos períodos con estados o patrones climáticos diferentes y se ha utilizado también el reanálisis del NECP, para estudiar las variaciones de la circulación y poder inferir las causas y también las concomitancias con la circulación de verano

3. RESULTADOS

3.1. Patrones sinópticos característicos de los verano de la Península

La presencia del Anticiclón centrado en torno a las islas Azores, que se extiende más o menos en forma de cuña sobre el norte de la Península, y la de la baja debilitada en las cercanías de Islandia es la situación más característica del verano. La cuña anticiclónica suele avanzar y retroceder sobre la Península, desalojando o permitiendo el desarrollo de la baja y dorsal térmica del norte de África y del sur de España. El juego de todos estos sistemas de presión hace que el verano de la Península sea más o menos caluroso. Cuanto más influencia hay de la componente norte, más fresco será el verano y si esa influencia no es importante se forma una gran masa cálida sobre la Península. Estos patrones son generalizados para todos los “julios” y “agostos”, por lo que en éste trabajo, por esta y alguna razón más, se considerarán en momentos aparte del mes de junio, mes en el que es habitual el mantenimiento de una circulación atmosférica primaveral, aunque debilitada por lo general.

Por otro lado las síntesis del IPCC ya determinan que se detecta un debilitamiento del anticiclón de Azores en los últimos 30 años. Además cabe esperar, con un aumento de temperatura natural o antropogénico, el ascenso en latitud de los sistemas de presión subtropicales.

3.2. Temperaturas de verano en observatorios en los dos períodos

Se han elegido estaciones representativas de distintas zonas de la península. Dado que se pretende buscar cambios en la circulación atmosférica no es necesario extrapolar geográficamente para hacer un estudio de la zona completa, sino observar los patrones de temperatura que se van a inferir de distintas situaciones sinópticas.

El patrón que se observa para el observatorio de Burgos (Fig 1) es similar al de los otros observatorios pero con matices mucho más puros. Se pueden resumir en las siguientes características:

- Por otro lado la evolución hacia temperaturas más altas no es continua, sino que se perciben dos anomalías, una fría en los setenta
- Tendencia claramente ascendente en los 54 años con dos períodos, 1964-1989 y 1990-2015 sin tendencias o con poca tendencia para cada uno.
- Esos dos períodos parecen obedecer a patrones de tiempo diferente, uno más fresco y otro claramente más cálido
- Dos anomalías, una fría en torno a los años setenta y otra cálida al principio del siglo XXI.
- Esa anomalía cálida es mucho más clara en los junios de la primera década del siglo XXI, donde los “junios” son casi tan cálidos como los “julios” y “agostos”, aunque parece desvanecerse éstos últimos años esa circunstancia.

Fig. 1: Temperaturas de junio y verano para el observatorio de Burgos. Fuente: Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET

Temperaturas medias de verano en los dos períodos en décimas de °C			
Estación	1964/1989	1990/2015	Diferencia
Burgos	172	188	16
Retiro	229	247	18
Navacerrada	144	160	16
Valencia	234	252	18
Zaragoza	230	247	17
Sevilla/Morón	246	261	15

Tabla 1: Temperaturas medias (décimas de °C) de verano en dos períodos para varios observatorios. Fuente: Banco Nacional de Datos de AEMET.

En el cuadro anterior (Tabla 1), las diferencias alcanzan o superan 1.5°C entre los periodos 1964/1989 y 1990/2015, tanto en conjunto como consideradas mes a mes, destacando junio y agosto como los que contribuyen más a la subida. En la comparación entre la década más cálida, 2000-2009, y la más fría, 1970-1979, los valores se acercan o alcanzan los 4°C de diferencia.

Las diferencias básicas se pueden justificar por una de las siguientes causas o por ambas a la vez:

- El aumento de la concentración de los gases llamados de invernadero, aunque sería insuficiente explicación dado que el ritmo de subida es bastante mayor.
- Un cambio en las configuraciones sinópticas que afecten a la península de forma que favorezcan en la misma una subida de temperaturas.

En caso de que ambas circunstancias actuaran a la vez sería imposible determinar cuánto peso dar a cada una, aunque se podría hacer una valoración subjetiva.

3.3. Razones sinópticas que favorecen junios más fríos o más cálidos

Una vez evaluadas y cuantificadas las variaciones de temperatura de los meses de verano, se procederá a la siguiente etapa del trabajo en el que, a través del reanálisis del NCEP, se buscarán configuraciones sinópticas que expliquen ya definitivamente esos cambios de temperatura entre los periodos 1964-1989 y 1990-2015. Para ello se utilizarán básicamente los niveles de superficie, 850, 500 y 300 hPa.

La configuración favorecedora de temperaturas más bajas en verano implica una circulación en capas bajas con más frecuencia de componente norte. Esto se produce con un reforzamiento del anticiclón de Azores que además sube en latitud, mientras que las presiones sobre Europa en los periodos de veranos más fríos son algo más bajas (Fig. 2)

Fig 2: Diferencias de presión en superficie (izda) y de geopotencial en 500 hPa (dcha) entre los dos periodos considerados 1964/1989 y 1990/2015. Fuente: Reanálisis tomado de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, de su página web en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

Estos cambios en la circulación se reflejan en la circulación y en los cambios de temperatura. El resultado es una clara subida de temperaturas en la Península con centro en el sureste asociado a unas condiciones de forzamiento que generan una masa de aire cálido sobre la Península que no es aliviada con entradas de componente norte.

La última aproximación es observar lo que ocurre con la posición de los máximos en 300 hPa y los cambios en los flujos viendo las diferencias entre los dos períodos (Fig. 3). En una visión regional se aprecian tres circunstancias:

- Disminución de la circulación del oeste en el entorno atlántico de Islandia durante el segundo período.
- Correspondiente aumento en la latitud de las Islas británicas que afecta a la Península con circulación más zonal en el segundo período.
- Disminución de la intensidad del chorro subtropical

Fig 3: Diferencias de vector viento en 300 hPa (izda) y en superficie (dcha) entre los dos períodos considerados 1964/1989 y 1990/2015. Fuente: Reanálisis tomado de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, de su página web en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

En resumen se puede ver una disminución en latitud de las corrientes del oeste, es decir mayor zonalidad en latitudes cercanas a nuestra Península, aunque muy debilitada por ser verano, a la vez que disminuye a la altura de Islandia. También en el entorno de nuestra Península se observa un cambio a situaciones con menos componente norte favoreciendo la instalación y persistencia de una masa de aire cálido.

3.4. Cambio de circulación en otoño que continúan la de verano

Se expondrán sólo las conclusiones del trabajo presentado en el último congreso de la Asociación Meteorológica Española en Teruel el pasado mes de marzo (Lomas *et al.*, 2016):

- Hay un aumento de la precipitación en otoño en el oeste de la Península durante los últimos 25 años con respecto a los anteriores 25 años.
- Ese aumento es más significativo cuanto más al oeste sugiriendo un cambio de circulación favorecedora para el flujo de componente oeste.
- El aumento de la precipitación correlaciona con la fase de AMO positiva.
- Los cambios de circulación encajan con el cambio detectado de intensidad de la corriente en chorro. A la par que se produce un debilitamiento de la circulación del chorro en su latitud habitual, se produce el aumento correspondiente en las latitudes peninsulares.
- Todo encaja con cambios de la circulación que favorecen en los últimos años el descenso en latitud de la circulación tanto en verano como en otoño.

3.5. Relaciones entre AMO y las temperaturas de verano en España

El observado patrón de variación multidecadal de la temperatura superficial del Atlántico Norte, es conocido como AMO (del inglés Atlantic Multidecadal Oscillation). Los registros instrumentales muestran como “en relación a la temperatura media del resto de océanos del mundo, la temperatura del Atlántico norte ha fluctuado entre fases anormalmente cálidas y frías, cada una de ellas de varias décadas de duración. Los registros paleoclimáticos muestran además que variaciones similares pueden llevarse muy atrás en el tiempo” (Sutton *et al.*, 2012).

En estos momentos y desde principio de los años noventa, cuando comenzó tras 30 años de fase fría, se está en la fase cálida de la AMO. En la tabla 2 se ha calculado el índice de correlación de la temperatura de verano con la AMO y en la figura 4 se observa la relación de ese índice con la temperatura de verano de Burgos.

Correlación temperatura de verano de varios observatorios peninsulares-AMO					
Burgos	La Coruña	Sevilla	Valladolid	Retiro	Navacerrada
0,62	0,67	0,67	0,52	0,60	0,59

Tabla 2: Índices de correlación entre la temperatura media de verano de varios observatorios peninsulares y la AMO. Fuente: Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET y Reanálisis tomado de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, de su página web en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

Fig 4: Representación de los valores medios normalizados anuales del índice AMO y las temperaturas de verano del observatorio de Burgos. Fuente: Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET y Reanálisis tomado de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, de su página web en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

3.6. Relaciones entre el AMO y la intensidad de los vientos alisios en 10-20°N

También se ha encontrado, con datos desde 1960, una interesante correlación de la AMO con la intensidad de los vientos alisios, dando a entender una completa interacción entre todos los actores de la circulación del Atlántico norte (Fig. 5). El aumento de la intensidad de los alisios en las fases frías es coherente, por el principio de la conservación del momento, con una disminución de la circulación del oeste en latitudes más altas, tal y como se observa.

Fig 5: Representación de los valores medios normalizados anuales del índice AMO y la intensidad de la componente zonal de los vientos alisios en el Atlántico. Fuente Reanálisis tomado de NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, de su página web en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

4. DISCUSIÓN

Se han planteado cambios en los patrones de circulación relativos a cambios en la actividad solar. Por ejemplo Wooling, *et al.*, en 2010, encontraron una clara correlación con situaciones atmosféricas de bloqueo anticiclónico en latitudes medias altas que provocan inviernos fríos en Europa y la oscilación NAO que genera inviernos templados. (Wooling *et al.*, 2010)

Se explora la hipótesis solar para explicar los cambios de circulación y/o la variación de las temperaturas de la superficie del mar (AMO). Varios autores han relacionado recientemente la actividad solar con las variaciones de la circulación atmosférica. Sara Ineson (Ineson *et al.*, 2011), propone que la baja actividad solar puede contribuir a los fríos inviernos en Europa occidental y América del Norte. El mecanismo meteorológico lo plantean los autores de la siguiente manera: en años de baja radiación UV, aire más frío se forma en la estratosfera tropical, a más de 50 km de altitud. Como los mecanismos atmosféricos son un juego de equilibrios, esto se compensa con un mayor flujo del Este sobre las latitudes medias, trayendo aire más frío a ciertas zonas como es el norte de Europa.

El experimento SORCE parece haber revelado que las diferencias en radiación UV durante el ciclo solar es mayor de lo esperado. Las medidas por satélite con el Spectral Irradiance Monitor (SIM) muestran que la variabilidad en el ultravioleta sobre la parte descendente del ciclo solar 23 puede ser considerablemente más grande que lo indicado por anteriores estimaciones (Haigh *et al.*, 2010).

Es de particular importancia la radiación solar en el ultravioleta extremo (UVE), la cual alcanza su punto de mayor intensidad durante los años cercanos al máximo solar. Dentro de la relativamente estrecha banda de las longitudes de onda del UVE, la producción solar varía no por un minúsculo 0,1%, sino por enormes factores de 10 o más. Esto puede afectar considerablemente la química y la estructura térmica de la atmósfera superior.

Varios investigadores discutieron formas en las cuales los cambios en la atmósfera superior pueden influir sobre la superficie de la Tierra (Jackman *et al.*, 2016). Isaac

Held, de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (National Oceanic and Atmospheric Administration o NOAA, por su acrónimo en idioma inglés), exploró esta observación con más detalle (Held, 2012). Él describió cómo es que la pérdida de ozono en la estratósfera podría alterar la dinámica de la atmósfera en las capas inferiores, ya que el enfriamiento de la estratósfera polar asociado con la pérdida de ozono incrementa el gradiente horizontal de temperatura cerca de la tropopausa, alterando el flujo de momento angular en los vórtices de latitudes intermedias. El momento angular es importante ya que el equilibrio del momento angular en la troposfera controla los vientos superficiales que se mueven hacia el Oeste.

Partiendo del hecho de que las variaciones de radiación ultravioleta asociadas al ciclo solar genera cambios allí donde se forma el ozono estratosférico, en la estratósfera tropical. Cuando hay poca actividad solar y se forma poco ozono allí se produce un enfriamiento que empuja la tropopausa hacia arriba acelerando la convección y activando la célula de Hadley. El resultado es un anticiclón subtropical mas potente que asciende en latitud, y que a su vez acelera los alisios. Dado que se ha de conservar el momento angular esta aceleración de los alisios introduce a su vez nuevos cambios en la circulación acelerando el chorro subtropical y la circulación polar. El resultado de ese cambio de patrón de la circulación, y debido básicamente a forzamientos dinámicos, consiste en un aumento muy significativo de la temperatura de verano cuando hay forzamiento solar y lo contrario. La descripción de los cambios de circulación de los últimos 50 años que se ha estudiado previamente puede estar relacionada con cambios en la actividad solar.

Basándose en el conocimiento de los cambios de actividad solar, se han calculado predicciones para posibles futuras emisiones solares. Se ha sugerido una cierta posibilidad de retorno a condiciones de mínimo de Maunder en los próximos 40 años (Ineson *et al.*, 2015) por lo que puede convertirse en un experimento en tiempo real.

REFERENCIAS

- CLIVAR-ESPAÑA Red temática. Clima en España: pasado, presente y futuro. Informe de evaluación del Cambio Climático Regional. p. 28 y 40. Enero de 2010.
- De Castro, M., Martín-Vide, J., Alonso, S. (2015). El Clima de España: pasado, presente y escenarios del clima para el siglo XXI. En: J.M. Moreno (Ed.), Evaluación Preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático. Ministerio de Medio Ambiente. pp. 1-64. 2005. pp. 18 y 23.
- Held, I. M. (2012). Issues in Climate Science Underlying Sun/Climate Research. National Research Council. Committee on the Effects of Solar Variability on Earth's Climate. Space Studies Board. Division on Engineering and Physical Sciences. The effects of solar variability on earth's climate A workshop report. THE NATIONAL ACADEMIES PRESS. Washington, D.C., p. 21.
- Ineson, S., Maycock, A., Gray, L., Scaife, A., Dunstone, N., Harder, J., Knight, J., Lockwood, M., Manners, J., Wood, R. Regional climate impacts of a possible future grand solar minimum. Nature communications, 6, Art. Number 7535, p. 1. Junio 2015. Disponible en: <http://www.nature.com/naturecommunications>

- Ineson, S., Scaife, A., Knight, J. Manners, J., Dunstone, N., Gray, L., and Haigh, J. Solar forcing of winter climate variability in the northern hemisphere, *Nature Geoscience*. Octubre 2011.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013. The Physical Science Bases*. TS.2, p. 37.
- Jackman, C.H. (2016). Atmospheric changes caused by galactic cosmic rays over the period 1960-2010, *Atmos. Chem. Phys.*, **16**, 5853-5866.
- Kalnay *et al* (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470.
- Lean, J. (2000). Evolution of the Sun's Spectral Irradiance since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 2425-2428.
- Lomas González, A., Torrijo Murciano, R., "Análisis de la precipitación de otoño en varios observatorios durante las últimas décadas y su relación con cambios en la circulación atmosférica". XXXIV Jornadas del AME, Teruel. Marzo de 2016.
- Lomas González, A., Torrijo Murciano, R., "Estudio sobre la evolución de la temperatura en verano en varios observatorios españoles y su relación con cambios en la circulación general atmosférica". XXXIII. Jornadas del AME, Oviedo, p. 3. Abril de 2014.
- Sutton, R. and Dong, B. (2012). Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, **5**, pp. 788-792. ISSN 1752-0908. p. 788. Disponible en: <http://centaur.reading.ac.uk/30109/>.
- Woollings, T., M. Lockwood, G. Masato, C. Bell, and L. Gray (2010). Enhanced signature of solar variability in Eurasian winter climate. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L20805. Disponible en: <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2010GL044601/full>

VARIABILIDAD INTRAANUAL DE LA OSCILACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (WEMOI) Y OCURRENCIA DE EPISODIOS TORRENCIALES EN CATALUÑA

Joan Albert LÓPEZ-BUSTINS¹, Javier MARTÍN-VIDE¹, Marc PROHOM²
y María José CORDOBILLA¹

¹Grup de Climatologia, Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona.

²Departament de Climatologia, Servei Meteorològic de Catalunya.

jlopezbustins@ub.edu, jmartinvide@ub.edu, mprohom@meteo.cat, mj.cordobilla@ub.edu

RESUMEN

Varios estudios anteriores han demostrado que el índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMOi) tiene una correlación estadísticamente significativa con los totales pluviométricos de la vertiente oriental de la Península Ibérica. En este trabajo se presenta un calendario del WeMOi a partir de los valores medios obtenidos por periodos de diez días, y se relaciona con la ocurrencia de episodios torrenciales en las provincias costeras de Cataluña (Girona, Barcelona y Tarragona). A lo largo de los 64 años del período de estudio 1950-2013, se han detectado 375 días (5,9 por año) con precipitación torrencial (≥ 100 mm en 24 h) y 36 episodios de torrencialidad extrema (≥ 200 mm en 24 h) (0,6 por año). Se ha obtenido una buena correspondencia entre los valores intraanuales del WeMOi y la frecuencia de episodios. Los valores más negativos del WeMOi tienen lugar en otoño, concretamente, durante la segunda década de octubre (del 11 al 20 de octubre). En esa década se registra la máxima frecuencia de episodios de 100 y 200 mm en 24 h en el área de estudio. En el análisis también se consideran dos subperíodos de estudio de 32 años (1950-1981 y 1982-2013) para detectar variaciones tanto en el calendario del WeMOi como en la frecuencia de episodios torrenciales. El segundo subperíodo muestra en la mayoría de décadas valores del WeMOi más negativos que el primer subperíodo, especialmente, a finales de otoño y principios de invierno. En correspondencia con ello se observa un aumento de la frecuencia de episodios torrenciales en el segundo subperíodo (222 días) respecto al primero (153 días).

Palabras clave: Cataluña, Precipitación Torrencial, Variabilidad Intraanual, WeMO.

ABSTRACT

Several previous studies have demonstrated that the Western Mediterranean Oscillation index (WeMOi) has a statistically significant correlation with total rainfall amount over eastern Iberia. In the present paper, we present a WeMOi calendar using mean daily values derived from 10-day periods, relating it to the occurrence of heavy rainfall episodes over the coastal provinces of Catalonia (Girona, Barcelona and Tarragona). During the 1950-2013 study period, i.e. 64 years, 375 days (5.9 per year) were found to present heavy rainfall (≥ 100 mm in 24 h) and 36 days to present extremely heavy rainfall (≥ 200 mm in 24 h) (0.6 per year). We found a good match

between the intra-annual WeMOi values and the occurrence of heavy rainfall. The most negative WeMOi values are observed in autumn, especially during the second decade of October (from 11th to 20th). In this decade, the rainfall episodes of 100 and 200 mm in 24 h over the study area accumulate the highest frequency. The study analysis also considers two subperiods of 32 years (1950-1981 and 1982-2013) in order to detect variations both in the WeMOi calendar and in the frequency of heavy rainfall episodes. In most decades, the second subperiod exhibits lower WeMOi values than the first subperiod, particularly at the end of autumn and the start of winter. Accordingly, we observed an increase in the frequency of heavy rainfall episodes during the second subperiod (222 days) compared with the first subperiod (153 days).

Key words: Catalonia, Heavy Rainfall, Intra-annual Variability, WeMO.

1. INTRODUCCIÓN

El clima mediterráneo se distingue del resto de climas mundiales por la ocurrencia de un período de lluvias escasas o nulas durante la estación cálida (Kottek *et al.*, 2006). El conjunto de la cuenca mediterránea presenta un máximo pluviométrico en invierno y un mínimo en verano. No obstante, en algunos sectores de la cuenca el régimen de precipitaciones es algo distinto. Es el caso de la fachada oriental de la Península Ibérica, donde los meses más lluviosos son los próximos a los equinoccios (De Luis *et al.*, 2010). Incluso, en el litoral y prelitoral mediterráneo de la Península el otoño es apreciablemente más lluvioso que la primavera (Martín-Vide y Olcina-Cantos, 2001). Los episodios de lluvias intensas y torrenciales suelen acontecer en estas franjas litoral y prelitoral durante los meses otoñales, lo que incrementa sus totales mensuales.

Martín-Vide y López-Bustins (2006) definieron un índice de teleconexión centrado en la cuenca occidental del Mediterráneo, cuyo primer ensayo se presentó en el III Congreso de la Asociación Española de Climatología (AEC) (Martín-Vide, 2002), que explica el comportamiento pluviométrico de la fachada mediterránea de la Península Ibérica: el índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (*Western Mediterranean Oscillation index*, WeMOi). Esta región oriental de la Península se halla a sotavento de los flujos del Atlántico y presenta una débil influencia de la Oscilación del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation*, NAO), el patrón de variabilidad de baja frecuencia que rige el tiempo meteorológico en invierno sobre la mayor parte de la Europa Occidental (Hurrell, 1995).

En el presente estudio se relaciona la variabilidad intraanual del WeMOi con la ocurrencia de episodios torrenciales (≥ 100 mm en 24 h) y de torrencialidad extrema (≥ 200 mm en 24 h) a lo largo del año. El estudio del comportamiento de estos fenómenos extremos es de suma importancia en una región como la cuenca del Mediterráneo, donde sus orillas están densamente pobladas; además, es uno de los *hot-spots* del actual cambio climático (IPCC, 2013). El acotamiento del período de lluvias torrenciales puede ser una aportación valiosa de cara a la planificación y prevención del riesgo en las regiones litorales del Mediterráneo.

2. ÁREA DE ESTUDIO, DATOS Y METODOLOGÍA

El área de estudio son las provincias litorales de Cataluña: Girona, Barcelona y Tarragona (Fig. 1). Estas tres provincias se corresponden aproximadamente con la superficie conjunta de las cuencas internas de Cataluña y las tierras del bajo Ebro, y son susceptibles de acumular las mayores precipitaciones del territorio catalán en situaciones de ciclogénesis mediterránea. A partir de distintas fuentes de datos diarios de precipitación (Agencia Estatal de Meteorología, Servicio Meteorológico de Cataluña y Agencia Catalana del Agua, entre otras) se ha elaborado una base de datos de episodios torrenciales (≥ 100 mm en 24 h) y torrenciales extremos (≥ 200 mm en 24 h) para el período de estudio 1950-2013 (64 años). Se partió inicialmente de 917 registros con ≥ 100 mm en 24 h y, tras eliminar episodios dudosos y duplicidad de datos (un mismo observatorio y fecha con dato de precipitación distinto según la fuente), se seleccionaron 862 casos. Se catalogaron todas esas fechas donde en algún observatorio se acumularon ≥ 100 mm, anotándose el lugar y la cuantía máxima. Se obtuvieron 375 fechas en 153 observatorios distintos (Fig. 1). Más del 50% de los lugares de registro máximo se localizan en la provincia de Girona, sobre todo, en la Sierra Transversal y el Pirineo Oriental. La selección de episodios de ≥ 200 mm en 24 h fue algo más laboriosa, porque se contrastaron fechas y cantidades con otras fuentes y trabajos (Gázquez y Llasat, 2004). Se obtuvieron 36 fechas con un mínimo de 200 mm (Tabla 1), con la mayor acumulación de máximos nuevamente en la provincia de Girona (21 casos), seguido de las de Barcelona y Tarragona, con 9 y 6 casos, respectivamente.

Fig. 1: Localización de los 153 observatorios (círculos) que han registrado al menos una vez la cuantía máxima de un episodio de ≥ 100 mm en 24 horas a lo largo del período de estudio 1950-2013 en las tres provincias costeras de Cataluña.

Fecha	Cantidad	Lugar	Provincia
12/10/1986	430,0	Cadaqués	Girona
07/11/1982	423,0	La Molina	Girona
10/10/1994	397,0	Cornudella de Montsant	Tarragona
18/10/1977	385,0	Vilanova de Sau	Barcelona
07/11/1983	367,0	Rubí	Barcelona
20/09/1971	308,0	Esparreguera	Barcelona
20/09/1972	307,0	Sant Carles de la Ràpita	Tarragona
23/10/2000	297,8	Horta de Sant Joan	Tarragona
03/10/1987	291,0	Castelló d'Empúries	Girona
13/10/2005	254,4	Castell d'Aro	Girona
16/02/1982	251,2	Amer	Girona
25/09/1962	250,0	Martorelles	Barcelona
06/01/1977	250,0	Port de la Selva	Girona
26/10/1979	250,0	Calella de Palafrugell	Girona
12/11/1988	247,3	Castellfollit de la Roca	Girona
02/09/1959	246,5	Cadaqués	Girona
12/11/1999	233,5	Castellfollit de la Roca	Girona
10/06/2000	233,0	Rajadell	Barcelona
21/12/2007	232,9	Parc Natural dels Ports	Tarragona
06/10/1959	230,1	Tossa de Mar	Girona
02/10/1951	230,0	Cornellà de Llobregat	Barcelona
21/09/1959	230,0	Gualba de Dalt	Barcelona
11/10/1970	230,0	Blanes	Girona
04/09/1972	227,0	Sant Feliu de Buixalleu	Girona
26/09/1992	226,4	Amposta	Tarragona
04/04/1969	226,0	Rupit	Barcelona
11/10/1962	223,0	Sils	Girona
19/10/1994	220,0	El Port de Llança	Girona
17/09/2010	216,8	l'Ametlla de Mar	Tarragona
05/03/2013	214,2	Viladrau	Girona
11/10/1990	213,0	Portbou	Girona
31/08/1975	208,5	Santa Agnès de Solius	Girona
13/09/2006	202,9	Castelló d'Empúries	Girona
03/11/2011	202,9	Òdena	Barcelona
18/05/1977	200,0	Roses	Girona
28/10/1989	200,0	Port de la Selva	Girona

Tabla 1: Catalogación de los 36 episodios de ≥ 200 mm en 24 h, ordenados de mayor a menor según su valor de precipitación registrado, acontecidos en algún lugar de las tres provincias litorales de Cataluña durante el período 1950-2013.

Para el estudio de la variabilidad intraanual de los episodios torrenciales se opta por la construcción de calendarios pluviométricos (Soler y Martín-Vide, 2002). Se cuantifica el número de casos que se acumulan en un determinado espacio temporal del calendario. Este intervalo temporal puede ser de un mes, 15 días, 10 días o menos. En este trabajo se considera el intervalo de 10 días, el cual se corresponde aproximadamente con el período máximo de predicción baroclínica. Se suman las frecuencias de los episodios de ≥ 100 mm y ≥ 200 mm por períodos de diez días, que constituyen 36 décadas a lo largo del año, de todo el período de estudio 1950-2013. Estos calendarios pluviométricos permiten delimitar con más precisión que la escala mensual el período de lluvias torrenciales. Asimismo, se contemplan dos subperíodos de 32 años (1950-1981 y 1982-2013) para evaluar posibles desplazamientos temporales en

el calendario de lluvias torrenciales en las provincias litorales de Cataluña. También se realizan los mismos calendarios para el WeMOi a partir de los valores diarios del índice promediados por períodos de diez días. Finalmente, se solapan los calendarios del WeMOi y de los episodios de precipitación torrencial con el fin de hallar coincidencias en la evolución temporal intraanual de ambos fenómenos.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Calendario de los episodios de ≥ 100 mm en 24 h

Se identificaron 375 fechas con una precipitación ≥ 100 mm en 24 h en el período de análisis de 64 años, lo que da un promedio anual en el conjunto de las tres provincias catalanas litorales de 5,9 casos. El número absoluto de episodios torrenciales se mantiene en 15 o más para períodos de diez días desde la primera década de septiembre hasta la segunda década de noviembre, dándose la moda en la segunda década de octubre y una moda secundaria en la segunda década de noviembre (Fig. 2). En las décadas del resto del año el número absoluto de episodios queda por debajo de 15, a excepción de la primera década de diciembre.

Fig. 2: Calendario por períodos de diez días de los episodios torrenciales (≥ 100 mm en 24 h) acontecidos en las provincias litorales catalanas (eje de ordenadas derecho) y de los valores diarios del WeMOi (eje de ordenadas izquierdo) durante el período de estudio 1950-2013.

Los valores decadales del WeMOi son muy positivos al inicio del año y van disminuyendo gradualmente con el transcurso de los meses, con algún repunte a finales de marzo, hasta adentrarse en valores totalmente negativos a finales de julio y principios de agosto. Los valores continúan disminuyendo a finales de verano hasta llegar a un valor mínimo en la segunda década de octubre. Seguidamente, la recuperación es relativamente rápida situándose en valores positivos a mediados de noviembre, y alcanzando valores similares a los de enero en la última década del año. Esta evolución intraanual del WeMOi no muestra desestacionalización debido al proceso de estandarización diaria del índice en que se ha considerado la media y la desviación típica de

todos los días del año comprendidos en el período de referencia (desde el 1 de enero de 1981 hasta el 31 de diciembre de 2010) (López-Bustins *et al.*, 2014).

Existe una buena correspondencia entre la ocurrencia de los episodios torrenciales y los valores intraanuales del WeMOi (Fig. 2). Es especialmente coincidente la máxima frecuencia absoluta de episodios torrenciales (33) (1 episodio cada 2 años) con el valor mínimo del WeMOi (-0,32) del 11 al 20 de octubre. La ocurrencia de este mayor número de episodios en octubre explica que este mes sea el mes más húmedo en la mayoría de observatorios del litoral catalán y de otras regiones orientales de la Península Ibérica. La mayor frecuencia de fases extremas negativas de la WeMO durante octubre, configuradas por la presencia de altas presiones en Centroeuropa y bajas presiones en el Golfo de Cádiz, favorece la circulación de vientos de levante sobre la Península. Esta circulación mediterránea es el ingrediente principal para favorecer la ocurrencia de episodios torrenciales en el este peninsular (Martín-Vide, 2005). El número de episodios torrenciales presenta un aumento cuadrático en los rangos de valores negativos del WeMOi. El ajuste polinómico de segundo grado es estadísticamente significativo con $r^2 = 0,3801$ (Fig. 3, izquierda).

Fig. 3: (Izquierda) Ajuste polinómico de segundo grado del número de episodios torrenciales (≥ 100 mm en 24 h) acontecidos en cada década del calendario durante el periodo 1950-2013 y sus correspondientes valores del WeMOi. (Derecha) Ídem que la Fig.3 izquierda, pero para los episodios de torrencialidad extrema (≥ 200 mm en 24 h).

El período intraanual de fase negativa de la WeMO, y propicio a la ocurrencia de lluvias intensas, podría acotarse según los valores del WeMOi por debajo del umbral -0,1, es decir, los meses de agosto, septiembre y octubre (Fig. 2). Es evidente que hay un cierto desajuste entre la frecuencia de episodios torrenciales y los valores del WeMOi en el mes de noviembre. No obstante, si se observan los calendarios por subperíodos (Fig. 4), puede comprobarse que los casos acumulados en las décadas de noviembre, sobre todo del 11 al 20 de noviembre, pertenecen al segundo subperíodo de estudio 1982-2013. En el segundo subperíodo los valores del WeMOi se han tornado especialmente negativos durante la segunda década de noviembre, hecho que podría explicar la acumulación de episodios torrenciales en esos diez días. Se aprecia en los calendarios una disminución generalizada de los valores del WeMOi en todas las décadas del año, que explicaría el mayor número de episodios acontecidos durante el segundo subperíodo 1982-2013 (222) respecto al primero 1950-1981 (153), es decir, un incremento neto de 69 casos entre ambos subperíodos. Un estudio reciente de Lana *et al.* (2016) muestra una pendiente claramente negativa en

la serie mensual del WeMOi durante la segunda mitad del siglo XX, que podría estar vinculada a un aumento de la presión atmosférica en superficie a lo largo de las últimas décadas del pasado siglo sobre la Llanura Padana (Maugeri *et al.*, 2004). Este incremento de la torrencialidad también se detectó en un estudio de la Comunidad Valenciana para el período 1959-2000, donde observó un aumento de los episodios asociados a frentes de retroceso (Millán *et al.*, 2005). López-Bustins (2007) analizó los datos del registro más largo de temperatura del mar que se dispone de la costa catalana (desde 1969 en el pueblo gerundense de l'Estartit), y detectó los mayores aumentos entre los subperíodos de 1973-1977 y 1998-2002 durante las décadas de noviembre, especialmente, del 11 al 20 de noviembre (Fig. 5). La combinación en el mes de noviembre de un mar Mediterráneo más cálido frente a la costa catalana, circulación del este en superficie por los valores negativos del WeMOi y presencia de aire polar en altura por las fechas del año, conlleva condiciones muy favorables para la ocurrencia de un mayor número de episodios torrenciales en dicho mes. El calentamiento de las aguas del Mediterráneo también podría haber favorecido un mayor ascenso del aire (menor presión atmosférica en superficie) y contribuir a la disminución de los valores del WeMOi (Perry, 1994; Romeu-Codina y López-Bustins, 2006). El recorrido de los flujos de aire sobre un mar Mediterráneo más cálido también puede conllevar un mayor transporte de energía y vapor de agua e incrementar la torrencialidad de los episodios (Estrela *et al.*, 2008). Se podría intuir un alargamiento del período de lluvias torrenciales hacia el otoño tardío y principios de invierno. Es así que en el segundo subperíodo se registran 34 y 24 episodios en noviembre y diciembre, mientras que en el primer subperíodo estos episodios fueron de 15 y 16, respectivamente. El mes de agosto también se halla en los valores intraanuales del WeMOi 1950-2013 por debajo del umbral -0,1, pero no registra un número destacable de episodios torrenciales. A pesar de las tormentas fuertes que a menudo se producen en este mes, la predominante estabilidad atmosférica en verano reduce la posibilidad de episodios torrenciales de gran cantidad en la región.

Fig. 4: Ídem que Fig. 2, pero distinguiendo los subperíodos de estudio 1950-1981 y 1982-2013.

Fig. 5: Representación intraanual de las variaciones de temperatura del agua del mar a 80 metros de profundidad (eje de ordenadas) en l'Estartit (Girona) entre los subperíodos 1973-1977 y 1998-2002 por periodos de diez días (eje de abscisas). Los valores positivos indican una temperatura más elevada en el subperíodo más reciente. Fuente: López-Bustins (2007).

3.2. Calendario de los episodios de ≥ 200 mm en 24 h

Se identificaron 36 episodios con una precipitación de ≥ 200 mm en 24 h. El período de retorno de los episodios de ≥ 200 mm en 24 h en el conjunto de las tres provincias catalanas litorales es de 1,8 años (0,6 casos por año). Esta torrencialidad extrema es menos frecuente que en las provincias vecinas de la Comunidad Valenciana, donde acontecen 1,4 episodios por año (López-Bustins, 2004). Se ha acumulado más de un episodio en las décadas que se suceden desde principios de septiembre hasta mediados de noviembre (Fig. 6). En estas ocho décadas se acumulan 28 episodios (el 78% del total de casos); los 8 episodios restantes se hallan repartidos entre las otras décadas del año. Las frecuencias de estos episodios de torrencialidad extrema muestran una distribución intraanual similar a la de los episodios de ≥ 100 mm en 24 h, coincidiendo el máximo en la segunda década de octubre, con 7 episodios (prácticamente el 20% del total de casos). Este calendario es más nítido que el de los episodios torrenciales (Fig. 2) y permite acotar bien el período de lluvias extremadamente torrenciales desde el 1 de septiembre hasta el 20 de noviembre. La función cuadrática de los episodios de ≥ 200 mm en 24 h en relación con los valores del WeMOi decadales muestra una significancia estadística mayor ($r^2 = 0,6370$) (Fig. 3, derecha) que con los episodios de ≥ 100 mm en 24 h (Fig. 3, izquierda).

En la distinción por subperíodos de la Fig. 6, se observa que los 5 episodios acontecidos en noviembre pertenecen al segundo subperíodo, donde el WeMOi se ha vuelto mucho más negativo. A pesar de que la máxima frecuencia de episodios ex-

tremadamente torrenciales tiene lugar del 11 al 20 de octubre en ambos subperíodos, es perceptible un cierto desplazamiento del período de estas lluvias extremas hacia el otoño tardío durante el segundo subperíodo. Durante el primer subperíodo 1950-1981 los episodios se concentraron desde finales de agosto hasta finales de octubre, mientras que en el segundo subperíodo, 1982-2013, lo hicieron desde mediados de septiembre hasta mediados de noviembre.

Fig. 6: Ídem que Fig. 2, pero para episodios de torrencialidad extrema (≥ 200 mm en 24 h).

Fig. 7: Ídem que Fig. 4, pero para episodios de torrencialidad extrema (≥ 200 mm en 24 h).

4. CONCLUSIONES

El uso de calendarios de períodos de diez días ha resultado ser una herramienta útil para establecer relaciones entre la ocurrencia de lluvias torrenciales y las fases negativas de la WeMO. En las regiones litoral y prelitoral de Cataluña, los episodios torrenciales (≥ 100 mm en 24 h) tienen una frecuencia de ocurrencia de unos 6 casos por año, y en torno a 1 caso cada 2 años en cuanto a los episodios de torrencialidad extrema (≥ 200 mm en 24 h).

Los calendarios pluviométricos para todo el período de estudio 1950-2013 han permitido acotar un período de lluvias torrenciales (con un mínimo de acumulación de 15 casos por década) y torrenciales extremas (con un mínimo de acumulación de 2 casos por década) desde la primera década de septiembre hasta la segunda década de noviembre. La máxima frecuencia de estas precipitaciones torrenciales y torrenciales extremas acontece durante la segunda década de octubre, del 11 al 20 de octubre, con 33 (1 episodio cada 2 años) y 7 casos (1 episodio cada 9 años), respectivamente.

Los valores del WeMOi más negativos para todo el período de estudio 1950-2013 tienen lugar desde la primera década de septiembre (WeMOi -0,17) hasta la última década de octubre (WeMOi -0,21), dándose el mínimo durante la segunda década de octubre (WeMOi -0,32). Hay una evidente coincidencia entre la fase más negativa del año de la WeMO y la ocurrencia de episodios torrenciales en las provincias litorales de Cataluña, dándose el mínimo valor del WeMOi y el número máximo de episodios en la misma década, del 11 al 20 de octubre.

En la comparación de los calendarios de cada subperíodo de estudio, 1950-1981 y 1982-2013, se ha detectado una disminución de los valores del WeMOi a lo largo del año en el subperíodo más reciente. Del mismo modo, los episodios torrenciales y extremadamente torrenciales han aumentado en 69 y 4 casos, respectivamente. Se han reducido especialmente los valores del WeMOi durante la segunda década de noviembre (WeMOi 0,35 para 1950-1981 y WeMOi -0,12 para 1982-2013), en la cual han aumentado muy notablemente el número de episodios torrenciales (3 casos para 1950-1981 y 22 casos para 1982-2013). Este hecho podría estar señalando un posible desplazamiento de este tipo de precipitaciones hacia el otoño tardío.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto WEMOTOR (CSO2014-55799-C2-1-R, 2015-2017) del Ministerio de Economía y Competitividad, y por el *Grup de Climatologia* de la Universitat de Barcelona (UB) (2014 SGR 300, Generalitat de Catalunya). Algunos autores son miembros del *Institut de Recerca de l'Aigua* de la UB.

REFERENCIAS

- De Luis, M., Brunetti, M., Gonzalez-Hidalgo, J.C., Longares, L.A., Martin-Vide, J. (2010). Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946-2005. *Global and Planetary Change*, 74, 27-33.
- Estrela, M.J., Pastor, F., Miró, J., Valiente, J.A. (2008). Precipitaciones torrenciales en la Comunidad Valenciana: La temperatura superficial del agua del mar y áreas de recarga. Primeros resultados. En M.J. Estrela Navarro (Ed.), *Riesgos climáticos*

- y cambio global en el mediterráneo español ¿hacia un clima de extremos? (pp. 121-140). Valencia: Colección Interciencias.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 259-263. Retrieved from http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/pdf/Paper_2006.pdf
- Lana, X., Burgueño, A., Martínez, M.D., Serra, C. (2016). Complexity and predictability of the monthly Western Mediterranean Oscillation index. *International Journal of Climatology*, 36, 2435-2450.
- López-Bustins, J.A. (2004). Anàlisi dels episodis extrems de precipitació ≥ 200 mm/ 24 h al País Valencià en el període 1951-2000. Ajustament a l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO). Trabajo de Máster, Universitat de Barcelona.
- López-Bustins, J.A. (2007). The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Catalan Countries. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- López-Bustins, J.A., Martín-Vide, J., Barriendos, M. (2014). Actualización de los valores del índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMOi): 1821-2013. En S. Fernández-Montes, F.S. Rodrigo (Eds.), *Cambio Climático y Cambio Global* (pp. 283-294). Almería: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC).
- Martín-Vide, J. (2002). Ensayo sobre la Oscilación del Mediterráneo Occidental y su influencia en la pluviometría del este de España. En J.A. Guijarro, M. Grimalt, M. Laita, S. Alonso (Eds.), *El Agua y el Clima/ L'Aigua i el Clima* (pp. 35-42), Palma: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC).
- Martín-Vide, J. (2005). *Los mapas del tiempo*. Mataró: Davinci Continental.
- Martín-Vide, J., Olcina-Cantos, J. (2001). *Climas y Tiempos en España*. Madrid: Alianza Editorial.
- Martín-Vide, J., López-Bustins, J.A. (2006). The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26, 1455-1475.
- Maugeri, M., Brunetti, M., Monti, F., Nanni, T. 2004. Sea-level pressure variability in the Po plain (1765-2000) from homogenized daily secular records. *International Journal of Climatology*, 24, 437-455.
- Millán, M., Estrela, M.J., Miró, J.J. (2005). Rainfall Components: Variability and Spatial Distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region). *Journal of Climate* 18, 2682-2705.
- Romeu-Codina, E., López-Bustins, J.A. (2006). Aproximación a la posible existencia de la señal de los ciclos solares 18 y 19 en la pluviometría de la Península Ibérica. *Geographica*, 49, 19-36.
- Perry, C.A. (1994). Solar-irradiance variations and regional precipitation fluctuations in the western USA. *International Journal of Climatology*, 14, 969-983.

Soler, X., Martín-Vide, J. (2002). Los calendarios climáticos. Una propuesta metodológica. En J.A. Guijarro, M. Grimalt, M. Laita, S. Alonso (Eds.), *El Agua y el Clima/ L'Aigua i el Clima* (pp. 577-586), Palma: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC).

UNA PROPUESTA METODOLÓGICA PARA LA GENERACIÓN DE REDES DE PRECIPITACIÓN SIMULADAS A PARTIR DE REDES DE PRECIPITACIÓN OBSERVADAS EN EL MARCO DEL PROYECTO MULTITEST

José A. LÓPEZ¹, José A. GUIJARRO¹, Enric AGUILAR²,
Peter DOMONKOS² y Manuela BRUNET²

¹*Agencia Estatal de Meteorología.*

²*Universitat Rovira y Virgili.*

jlopezd@aemet.es, jguijarrop@aemet.es, Enric.Aguilar@urv.cat,
dpeterfree@gmail.com, manola.brunet@urv.cat

RESUMEN

Una de las principales novedades que aportará el proyecto MULTITEST consiste en la comparación sistemática de procedimientos automáticos de homogenización aplicados a redes de series de precipitación representativas de climas muy diferentes, algo que no se había hecho hasta ahora. Para la generación de series de temperatura con inhomogeneidades prescritas se han desarrollado una cantidad importante de metodologías en los proyectos previos de intercomparación de procedimientos de homogeneización, como en la pasada Acción COST ES0601. Pero con la precipitación surgen complicaciones evidentes: la distribución (salvo en determinados climas y/o épocas del año) no es normal, sino que tiene habitualmente un sesgo positivo que puede llegar a ser muy pronunciado en climas secos; en estos climas es frecuente la presencia de numerosos ceros de precipitación mensual lo que requiere un tratamiento especial. La ausencia de normalidad complica además la deseable replicación en la red simulada de la estructura de covarianza espacial de los datos observados.

En este trabajo presentamos una nueva metodología que consigue, en principio, por una parte reproducir en la red de puntos simulados las características univariantes de las series que cabría esperar a partir de la climatología observada, y por otra conservar la estructura de dependencia espacial. Se muestran y analizan resultados de tres redes simuladas de clima mediterráneo, atlántico y monzónico.

Palabras clave: simulación de precipitaciones, técnica geoestadística

ABSTRACT

One of the main innovations that MULTITEST introduces is that it will allow the systematic comparison of automatic homogenization procedures over networks representative of very disparate climates, something undone up to now. For temperature series generation with inhomogeneities added several methods have been developed under the past COST Action ES0601. But with precipitation there appear a number of complications: non-normality of the underlying distribution (except for some climates and/or year times) but instead it has a positive bias that can be quite great in dry climates; in these last climates it is also fairly common that one encounters

null values which requires a special treatment. The absence of normality also disturbs the desirable replication of the spatial covariance structure of the observations.

In this work a novel methodology is presented that achieves in principle both the reproduction on simulated points of the univariate characteristics according to the observed climatology and to conserve the spatial structure of dependence. Results of three simulated networks with Mediterranean, Atlantic and monsoon climates are presented and discussed.

Key words: precipitation simulations, geostatistical technique

1. INTRODUCCIÓN

Para conseguir simular series que repliquen razonablemente la estructura de correlación espacial presente en las observaciones de partida una posibilidad consiste en utilizar las técnicas de krigeado en su vertiente de simulación de series. El krigeado se usa generalmente como técnica de interpolación espacial que permite más flexibilidad que los modelos de regresión lineal basados en el correlograma, ya que el variograma se define también para campos espaciales sin covarianza bien definida. Aplicando una simulación basada en el krigeado se puede replicar la estructura de dependencia obtenida por ajuste de modelos de variograma a las observaciones.

2. METODOLOGÍA

La técnica presentada aquí se puede dividir en varias fases:

2.1. Ajuste del modelo de estructura espacial

En este paso se estima la estructura de correlación espacial de cada mes por medio del variograma (Wackernagel, 1998. Como las series de precipitación pueden tener sesgos muy apreciables, conviene como primer paso gaussianizar la serie, o sea, transformar cada serie en una serie de valores distribuidos de normalmente y que tengan la misma ordenación por magnitud. A continuación debemos estimar un variograma medio entre los variogramas correspondientes a cada año de datos. Esta estimación de variogramas promedio o “pooled” se efectuó con el paquete “gstat” de R (Pebesma, 2010a). Como en las series puede haber valores nulos, por ejemplo en climas de tipo mediterráneo, en estos casos la serie gaussianizada no está unívocamente determinada, porque a los ceros se les puedan asignar varios rangos. Por eso para series con varios ceros se hizo un conjunto de asignaciones aleatorias de rangos a los ceros (permutando aleatoriamente el conjunto de rangos más pequeños que corresponden a los ceros) y tras hallar el variograma “pooled” para cada asignación se promediaron estos.

Una vez hallados para cada mes los variogramas empíricos se procede con la función de gstat correspondiente al ajuste de los parámetros de un variograma teórico. Es preciso adaptarse a un modelo teórico aceptable de variograma, pues solo así se garantiza que la matriz de variogramas para localizaciones arbitrarias es semidefinida positiva, como teóricamente lo tiene que ser. Para las simulaciones de este trabajo se usó el modelo esférico. Se hizo la hipótesis habitual de estacionariedad e isotropía en este paso, lo que simplifica considerablemente el proceso.

2.2. Selección de lugares aleatorios para la localización de observatorios simulados

Una ventaja importante de este método de generar series simuladas es que permite simular los emplazamientos de observatorios ficticios de forma arbitraria, pues con el modelo de variograma ajustado a los datos y conocidas las distancias entre observatorios así como entre puntos simulados se determina su matriz de valores del variograma. Para la selección de puntos aleatorios en el área de las observaciones se inscribió el área en un rectángulo y se simularon puntos aleatorios en el interior del rectángulo, desechándose los que cayeran fuera del área. Para este paso se usó una función del paquete de R “sp” (Pebesma, 2010b) que permite averiguar si un punto de coordenadas arbitrarias está o no en el interior de un polígono dado.

2.3. Generación de valores gaussianizados en los puntos de simulación

Con los valores gaussianizados de las observaciones y su variograma, “gstat” permite realizar simulaciones gaussianizadas en puntos arbitrarios. Se seleccionó aleatoriamente un número de años de observación igual al número de años simulados deseado, en este caso 60, y para cada año se generaron por meses los valores gaussianizados simulados. Para transformar esos valores gaussianizados a precipitación es preciso estimar la forma de la distribución de la precipitación en cada punto simulado.

2.4. Estimación de parámetros en puntos simulados

Se han estimado en cada punto los parámetros: probabilidad de precipitación nula, y los parámetros de forma y de escala de la distribución gamma. Para los parámetros de la gamma, puesto que deben ser necesariamente positivos, se ha usado una simulación logarítmica de los parámetros, partiendo de los logaritmos de los parámetros en los puntos de observación. A continuación se aplicó simulación con krigeado como antes en la generación de valores gaussianizados de precipitación, y por último se deshizo la transformación logarítmica con una exponencial.

Para la probabilidad de precipitación nula se optó por una interpolación a los puntos simulados con ponderación por inverso de distancia que asegura automáticamente que valores en $[0, 1]$ se transformen en valores en el mismo rango.

2.5. Generación de valores de precipitación simulados

Como en cada punto de simulación hemos estimado los valores gaussianizados y los parámetros de la distribución el paso a valores finales de acuerdo a la distribución es inmediato en el caso de ausencia de valores nulos: basta pasar de valores gaussianizados a probabilidades acumuladas, y por último a cuantiles de la gamma correspondientes. Pero cuando hay valores nulos hay que ser cuidadosos para que al imponer una frecuencia de ceros de acuerdo a la probabilidad estimada para el punto a los valores de la gamma más pequeños, esto no distorsione la media final. Por ello se añadió un re-escalamiento de los valores no nulos para compensar este defecto. En realidad se aplicó un procedimiento más complejo para asegurar también que los valores finales no nulos se distribuyan de acuerdo a una gamma.

2.6. Efecto de la altitud en la precipitación

Para simular en los puntos de simulación el efecto topográfico en la precipitación, suponiendo que se asigna una altitud al punto (esto requiere disponer de una topografía del área), se ha supuesto que la altitud influye en la probabilidad de nulos y en el parámetro de escala de la distribución, no así en el parámetro de forma, lo que equivale básicamente a aplicar un factor multiplicativo. Para el parámetro de forma beta se ha hecho una regresión logarítmica de la beta de las observaciones con la altitud, se ha transformado beta a altitud 0 con esa regresión, y se ha estimado esta beta reducida en los puntos de simulación como arriba. Por último se deshizo la transformación según las altitudes de la simulación.

Para la probabilidad de nulos se siguió un procedimiento paralelo salvo que la regresión no fue logarítmica.

2.7. Efecto de las coordenadas geográficas

Cuando no hay valores nulos de precipitación se puede tener en cuenta el efecto de la longitud y latitud en los valores simulados aplicando un factor multiplicativo a las series observadas que las reduzca a una longitud/latitud estándar (se puede incluir también el efecto de la altitud, reduciendo a altitud cero). Para ello se hace una regresión logarítmica con las variables geográficas, se reducen los logaritmos a coordenadas estándar, se aplica la exponencial para estimar las precipitaciones reducidas y se simulan valores en los puntos deseados como se describe arriba. Al final se vuelve a usar la regresión logarítmica del comienzo para particularizar a las coordenadas geográficas del punto.

3. ANÁLISIS DE LAS SIMULACIONES

Se analizan las simulaciones realizadas correspondientes a los climas mediterráneo, monzónico y atlántico.

3.1. Clima mediterráneo

Para el tipo de clima mediterráneo se utilizó como base una red de observatorios en Mallorca compuesta por 107 observatorios con datos mensuales del periodo 1951-2015.

3.1.a. Distribución mensual de precipitación

En la fig. 1 se han dibujado los diagramas de cajas para todos los observatorios de la red por meses en abscisas, las medianas en la izquierda y los rangos intercuartílicos a la derecha. Claramente visible es el patrón de otoños lluviosos, seguidos por el invierno, con un verano muy seco. Los rangos intercuartílicos muestran una evolución inter-mensual muy similar a las medianas, aunque con una atenuación de la variación entre meses.

En la fig. 2 se reflejan diagramas de cajas de los valores de los parámetros de forma γ y escala β de la pdf gamma ajustada por el método de los momentos y la probabilidad de valores nulos por meses. Como cabría esperar, en los meses más secos los sesgos de la distribución mensual son mayores, como se aprecia por el menor valor del parámetro de forma γ (para la pdf gamma el sesgo varía con el inverso de la raíz

de γ). Como β es el cociente entre la media y γ (en el método de los momentos) de lo anterior se deduce que como se puede apreciar el parámetro de escala es más estable que las medias entre meses de la fig. 1.

Fig. 1: Medianas (izq) y rango intercuartílico (der) por meses en los observatorios de la red de Mallorca

Una vez descrita la distribución mensual de las observaciones pasamos a la comparación con las simulaciones. En la fig. 3 se representan, para cada mes, los valores medios para todos los observatorios/puntos de simulación respectivamente de las medianas y rangos intercuartílicos.

Fig. 2: Parámetros de la pdf gamma de la precipitación mensual, de izquierda a derecha: de forma de la gamma, de escala de la gamma y probabilidad de valores nulos.

Fig. 3: Valores medios para todos los puntos de las medianas (líneas continuas) y rangos IQ (líneas de trazos) de observaciones (azul) y simulaciones (rojo) por meses para Mallorca.

Teniendo en cuenta que los puntos de simulación no coinciden con los de observación lógicamente la concordancia entre observaciones y simulaciones en cuanto a distribución medias mensuales podemos decir que es satisfactoria.

Fig. 4: Topografía de Mallorca (izq.) e Irlanda (der.).

3.1.b. Distribución espacial

La fig. 4 contiene un mapa de la topografía de Mallorca con una rejilla de aproximadamente 5 x 5 km en proyección cilíndrica que es la misma que se ha usado para los mapas de precipitación de Mallorca de este apartado. Para los mapas de precipitación anual, enero y julio de las observaciones y de las simulaciones de la fig. 5 se ha aplicado un krigeado universal con variables auxiliares las coordenadas x e y correspondientes a longitud y latitud. Los rasgos principales de la distribución espacial son similares en observaciones y simulaciones, con la peculiaridad de que en las alturas más altas de la sierra de la Tramontana al NO las simulaciones muestran un aumento con la altitud más acusado. Esto es congruente con el hecho de que en la simulación se ha incluido el efecto topográfico, junto con la escasez de observatorios en las zonas más altas. Parecidas consideraciones se aplican a un mes relativamente lluvioso como enero. Pero el acuerdo entre la distribución de las observaciones y las simulaciones es mucho peor en un mes muy seco como julio (nótese el cambio de escala entre los dos mapas de julio, última fila de la fig.5). El cambio de escala permite apreciar una correlación similar con los parámetros geográficos, pero las diferencias de valores son muy claras, con mayor precipitación en las simulaciones.

En la tabla 1 se resumen estadísticos con las diferencias entre los campos krigeados planteados en la fig. 5. Las diferencias cuadráticas como porcentaje respecto a la media del campo de observaciones de la última fila muestran que para el total anual medio son de un 30%, lo cual puede considerarse aceptable, teniendo en cuenta que ya el hecho de que los puntos de simulación no coinciden con los observatorios introduce en cualquier caso un valor mínimo para este estadístico. Enero está en la línea de los totales, pero en julio vemos que el campo simulado es el doble en promedio que el observado, aunque la primera fila muestra que en términos absolutos la diferencia es pequeña, y el valor medio del campo observado es tan solo 7.4 mm.

Fig. 5: De arriba abajo precipitaciones medias anual, en enero y en julio de las observaciones (columna derecha) y de las simulaciones (derecha.) en Mallorca.

	AÑO	ENERO	JULIO
RaízDifCuaMed (mm)	184.5	23.0	14.8
RDCM/media(%)	30.3	38.0	199.5

Tabla 1: Diferencias entre los valores krigeados de precipitación en las observaciones y las simulaciones para Mallorca. Valores cuadráticos medios y % respecto a observaciones.

3.1.c. Correlación espacial

Para comparar la estructura espacial de las correlaciones de las observaciones y simulaciones se ha escogido el correlograma (correlación en función de distancia) para las diferencias de precipitaciones estandarizadas entre meses sucesivos. La fig. 6 muestra una buena coherencia entre observaciones y simulaciones.

Fig. 6: Correlogramas de las diferencias estandarizadas entre meses sucesivos para las observaciones (azul) y las simulaciones (rojo); línea continua valores medios por cajas 7 km y a trazos valores de diferencias entre percentiles 10 y 90 en esas cajas en Mallorca. Eje X distancias en km.

3.2. Clima atlántico

Para el tipo de clima atlántico se utilizaron los datos de una red de red de observatorios de Irlanda formada por 172 observatorios con 70 años de observaciones mensuales en 1941-2010. La ausencia de ceros permitió aplicar el procedimiento descrito en 2.7, idóneo en este caso dada la extensión importante del área y por tanto la previsible dependencia con coordenadas geográficas.

3.2.a. Distribución mensual de precipitación

Los diagramas de cajas de la fig. 7 muestran el ritmo suave de cambios entre meses sucesivos de las medianas y rangos intercuartílicos de los observatorios irlandeses, con mayor pluviometría en invierno y mínima en verano. Las dispersiones se mueven de forma parecida, pero algo atenuada, a los totales mensuales.

Los parámetros γ y β de las pdf gamma ajustadas por el método de los momentos de la fig. 8 muestran una esperable disminución del parámetro de forma con la reducción de la precipitación (sesgo mayor); también está claro por comparación con la fig. 2 que los valores de γ para Irlanda son más altos que para el clima mediterráneo (por tanto mejor aproximación a la distribución normal).

La comparación sumaria de los estadísticos de las distribuciones mensuales de precipitación contenida en la fig. 10 muestra a las claras el excelente acuerdo entre observaciones y simulaciones en este aspecto.

Fig. 7: Medianas (izq) y rango intercuartílico (der) por meses en los observatorios de la red de Irlanda

Fig. 8: Parámetros de la pdf gamma de la precipitación mensual, de forma (der) y de escala (izq).

Fig. 9: Valores medios para todos los puntos de las medianas (líneas continuas) y rangos IQ (líneas de trazos) de observaciones (azul) y simulaciones (rojo) por meses para Irlanda.

3.2.b. Distribución espacial

Para los mapas de Irlanda de este apartado se ha empleado una rejilla de aproximadamente 10×10 km en proyección cilíndrica. El mapa de la fig. 4 con la topografía de Irlanda muestra el relieve suave de la isla con casi un 95% de las tierras emergidas por debajo de la cota de 300 m.

Los mapas de la distribución de medias anuales de la fig. 10 manifiestan una muy buena concordancia entre las observaciones y las simulaciones, que se traslada a los meses individuales, incluso los más secos (última fila de la fig. 10 correspondiente a julio).

Fig. 10: De arriba abajo precipitaciones medias anuales, en enero y en julio de las observaciones (columna derecha) y de las simulaciones (derecha) en Irlanda.

	AÑO	ENERO	JULIO
RaizDifCuaMed (mm)	114.8	16.5	7.4
RDCM/media(%)	9.3	12.6	8.4

Tabla 2: Diferencias entre los valores krigeados de precipitación en las observaciones y las simulaciones para Irlanda. Valores cuadráticos medios y % respecto a observaciones.

Los estadísticos sumarios de la tabla 2 corroboran la capacidad de las simulaciones para capturar los rasgos de la distribución espacial de precipitación en Irlanda, incluso a escala mensual (comparar con tabla 1 para Mallorca). Los errores en porcentaje respecto de los valores medios oscilan alrededor del 10%.

3.2.c. Correlación espacial

De forma a priori quizá un tanto sorprendente, los correlogramas de la fig. 11 muestran una concordancia entre las observaciones y las simulaciones claramente inferior a lo encontrado en Mallorca (ver fig. 6): en concreto las correlaciones no decrecen con la distancia en las simulaciones en forma análoga a las observaciones. Una posible vía de explicación podría estibar en la mayor dispersión de los valores del correlograma de las observaciones (línea azul a trazos de la fig. 11) en comparación con Mallorca, que además crece de forma marcada con la distancia.

Fig. 11: Correlogramas entre diferencias mensuales sucesivas en Irlanda (der.) y la India (izq.) (clave como en la fig. 6)

Se han efectuado también simulaciones para una zona de la India de clima monzónico a partir de datos en rejilla sin topografía provenientes del grid global de precipitación del GPCC (Rudolf *et al*, 2005). En la fig. 11 derecha se han reflejado los correlogramas que muestran que para esa área de clima monzónico la estructura de correlación espacial sí que se replica en las simulaciones.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se ha presentado un método novedoso para la generación de datos simulados de precipitación mensual en puntos aleatorios a partir de una red de observaciones que

es capaz de imitar de forma aceptable las distribuciones mensuales de estadísticos de centralidad y dispersión incluyendo el efecto topográfico. El método se basa en la técnica geoestadística del krigeado que posibilita replicar también la estructura de correlación espacial.

La técnica de simulación de precipitación en redes de puntos aleatorios es razonablemente satisfactoria bajo todos los aspectos analizados para el área de clima mediterráneo (*a priori* la más complicada). Para un área de clima monzónico a partir de datos en rejilla y sin topografía, con resultados no mostrados también se consigue replicar satisfactoriamente tanto las propiedades de distribución univariante mensuales como la distribución espacial y la estructura de dependencia espacial.

En la zona de clima atlántico replica muy bien las propiedades de distribución por meses y la distribución espacial de valores medios mensuales, lo que es congruente con la mayor normalidad y suavidad de variación inter-mensual de precipitaciones del clima atlántico. En cambio la estructura espacial en este último caso, de forma un tanto sorprendente, no se consigue replicar satisfactoriamente. La razón para esto requiere posteriores investigaciones por el equipo para intentar introducir mejoras que lo resuelvan.

AGRADECIMIENTOS

El proyecto MULTITEST está financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (CGL2014-52901-P).

Damos gracias al servicio nacional de meteorología de Irlanda (Met Éireann) por facilitarnos las series de precipitación observadas. Enric Aguilar y Manola Brunet agradecen el apoyo del proyecto europeo titulado: Uncertainties in Ensembles of Regional Reanalyses (UERRA. FP7-SPACE-2013-1, No. de referencia: 607193).

REFERENCIAS

- Pebesma, E.J. (2010a). The meuse data set: a tutorial for the gstat R package (en <https://cran.r-project.org/web/packages/gstat/vignettes/gstat.pdf>)
- Pebesma, E.J. (2010b). Package sp (en <https://cran.r-project.org/web/packages/sp/sp.pdf>)
- Rudolf, B., Schneider U. (2005): Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. Proceedings of the 2nd Workshop of the International Precipitation Working Group IPWG, Monterey, October 2004, 231-247.
- Wackernagel, H. (1998). Multivariate Geostatistics, an introduction with applications Springer, Berlin.

ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA ESTACIONAL DE LA PRECIPITACIÓN Y SUS CAMBIOS POR TREINTENAS EN LOS ÚLTIMOS 150 AÑOS

José A. LÓPEZ¹

¹AEMET.

jlopezd@aemet.es

RESUMEN

En los últimos años varios estudios climatológicos han puesto de manifiesto variaciones de la estructura estacional de la precipitación (distribución entre las estaciones del año) en los últimos 50 años aproximadamente. El más importante es un desplazamiento del máximo otoñal típico del clima mediterráneo hacia el centro y suroeste de la Península, lo que sería coherente con el calentamiento global antropogénico.

En esta trabajo se analiza el conjunto de series largas (160 años) de precipitación compiladas y homogeneizadas en AEMET al objeto de extrapolar a ese amplio periodo el estudio de estos cambios de estructura estacional. Además de la descripción se aborda un estudio de la significación estadística de los cambios con técnicas de bootstrap.

Se muestra que a lo largo de las tres treintenas últimas, el desplazamiento entre las dos últimas treintenas de invierno a otoño en el centro y suroeste estuvo precedido por un cambio inverso, esto es, de máximo invernal a otoñal, entre las dos primeras treintenas. Destaca también un descenso importante de la contribución primaveral entre la primera y segunda treintenas de los 150 años estudiados en la región centro y norte.

Palabras clave: precipitación estacional, tendencias en cambios

ABSTRACT

In the last years several climatological studies have highlighted changes in the seasonal precipitation structure (their distribution) over the last 50 years or so. The main one is the displacement of the autumnal maximum, typical of the Mediterranean climate, towards the center and SW of the Peninsula, which would accord with anthropogenic climate change.

In this work a dataset comprising 66 precipitation series extended over 160 years compiled and homogenized at AEMET is analyzed aiming at carrying over this extended time frame the study of these seasonal changes. In addition to their description an analysis of their statistical significance is included.

It is shown that over the last three 30-year periods the shift from fall to winter was preceded by an opposite shift from winter to fall between the two 30-year periods. An outstanding feature is an important fall in the spring part between the two first 30-year periods of the 150 year span.

Key words: seasonal precipitation, trends in changes

1. INTRODUCCIÓN

A nadie se le oculta la importancia de la pluviometría en un país, como España, con una parte importante del territorio próxima al estrés hídrico, es evidente desde muchos puntos de vista. Probablemente la variable climatológica que más se estudia es la precipitación total anual, por ser la más indicativa de la disponibilidad del recurso hídrico. Pero también tiene un gran interés la distribución de la precipitación a lo largo del año. Pensemos, por ejemplo, en los cultivos de secano y el gran impacto en la cosecha final que puede tener una misma cantidad total de precipitación en el año agrícola repartida entre las cuatro estaciones del año de forma diferente.

En este trabajo la atención se dirige precisamente a cambios en la distribución estacional de precipitaciones que no dependen de la cantidad total de lluvia en el año. Una simplificación importante, en orden a facilitar la visualización y análisis de los resultados, ha consistido en prescindir del verano, es decir, considerar el régimen estacional en un año dado determinado por los valores relativos de precipitación en el otoño, invierno y primavera. Esta simplificación está plenamente justificada para una gran parte del territorio pues la precipitación veraniega es muy pequeña con relación al total anual. Además se ha trabajado exclusivamente con los porcentajes relativos de las tres estaciones: como se explica en el trabajo en detalle, es posible representar un conjunto de tres porcentajes por un punto en el plano, de forma que los tres porcentajes reciban un tratamiento simétrico. Además el paso a porcentajes garantiza una mayor robustez que los totales respectivos frente a posibles rupturas de la homogeneidad de las series. Se ha considerado el año hidrológico de tal forma que el otoño empieza convencionalmente en septiembre.

2. DATOS

Los datos utilizados en este estudio provienen de las 66 series largas de precipitación mensual que se formaron y homogeneizaron en AEMET utilizando el programa CLIMATOL desarrollado por J.A. Guijarro. Estas series se extienden a los años 1851-2010, pero aquí se usan los últimos 150 años, 1861-2010.

3. METODOLOGÍA

3.1. El diagrama triangular

Matemáticamente los regímenes de precipitación normalizados vienen descritos por tres porcentajes (o , i , p) de otoño, invierno y primavera respectivamente, pero basta para determinarlos con dos números por la condición de suma constante 100 de los porcentajes, de forma que se pueden representar en el plano.

Si representamos en un par de ejes cartesianos los dos números (o , i) el inconveniente es que las líneas de p constantes ($p = 100 - (o+i)$) están inclinadas 45° respecto a la horizontal, y por tanto no hay simetría geométrica para los tres porcentajes. El diagrama triangular que se utiliza en este trabajo visualiza la terna (o , i , p) de forma geoméricamente simétrica, lo que facilita la interpretación. Supongamos que asignamos al punto de igualdad de porcentajes (33.3, 33.3, 33.3) el origen del plano O.

Para representar cualquier otro punto (o, i, p) consideremos la diferencia $dif = (o-33.3, i-33.3, p-33.3)$ que vale $(0, 0, 0)$ para el punto O. Es fácil ver que la suma de las tres componentes de dif es siempre igual a 0 y que podemos representarlo en el plano de la siguiente forma: trazamos desde O tres vectores base de longitud $100 - 33.3 = 66.7$ separados ángulos de 120° (de forma que son simétricos respecto a O). Se puede probar que para cada punto del plano la suma de sus tres proyecciones (con signo) sobre estos vectores base es nula dada la simetría respecto a O. Podemos por tanto representar a dif por el punto P tal que su proyección sobre cada uno de los tres vectores es igual respectivamente a cada componente de dif .

Fig.1: Explicación del diagrama triangular (ver texto)

Esto se aclara con un ejemplo numérico. En el diagrama (fig. 1) se representan los tres vectores básicos asociados a las tres estaciones. Cada marca sobre los vectores representa 10% de porcentaje. Para ver los porcentajes de un punto cualquiera como P hay que primeramente hallar las componentes de su vector dif , esto es, las proyecciones ortogonales sobre cada vector estacional, marcadas respectivamente con P1, P2 y P3 en el gráfico. En este caso valen $(-31, -9.7, 40.0)$, y por tanto para hallar los porcentajes finales para P sumamos el valor correspondiente al origen O $(33.3, 33.3, 33.3)$ y obtenemos finalmente $(2.1, 24.6, 73.3)$. De este procedimiento se deduce que en el diagrama triangular los extremos de los vectores básicos representan los puntos de porcentaje 100 para cada una de las estaciones, y que a lo largo de los lados del triángulo cuyos vértices son esos extremos se alinean los puntos con porcentaje nulo en alguna estación, en concreto aquella cuyo vector es perpendicular al lado. Así, como P está próximo al lado del triángulo exterior perpendicular a otoño tiene muy poco porcentaje esa estación, mientras que la relativa proximidad al extremo Pri indica porcentaje alto en primavera.

3.2. Significación estadística de los cambios de régimen pluviométrico normalizado

Para analizar la significación estadística de los cambios en los totales de precipitación medios de cada estación del año entre dos periodos sucesivos de 30 años se ha aplicado una técnica de “bootstrap” (López Díaz, 2015). El problema se plantea de la siguiente forma: en cada uno de las dos treintenas tenemos un vector de 3 componen-

tes con los totales estacionales, que se normalizan en forma de porcentajes de forma que sumen 100. Para juzgar si el segundo vector, correspondiente a la segunda treintena, supone un cambio significativo estadísticamente respecto al primero, es necesario estimar la distribución del primer vector de porcentajes bajo las condiciones climáticas de la primera treintena. Una forma de aproximar estas condiciones climáticas sin introducir hipótesis *ad hoc* consiste en utilizar muestras aleatorias de esos 30 años que simulen muestras provenientes de ese tipo de régimen pluviométrico. Además se precisa de una “métrica” que mida en escala ordinal la diferencia entre dos de esos vectores de porcentajes y los ordene según su distancia a uno determinado (esto es necesario para calcular un p-valor) En concreto se han seguido los siguientes pasos:

- A. La métrica elegida para valorar la desemejanza entre dos vectores de totales estacionales normalizados es la euclídea (raíz de suma de cuadrados del vector diferencia)
- B. Se forman los vectores de totales estacionales observados normalizados en las dos treintenas a comparar y se calcula su distancia euclídea
- C. Se generan muestras por bootstrap de vectores normalizados para la primera treintena (como proviniendo del mismo régimen). Para ello se muestrean aleatoriamente los años por bloques de longitud media 5 años por la técnica de bootstrap geométrico (para asegurar estacionariedad)
- D. Para cada vector aleatorio generado se halla la distancia al vector observado con la métrica de A.
- E. Con la población de distancias (10.000) generadas se valora la significación estadística de la distancia observada hallando la probabilidad de tener una distancia mayor.

4. DESCRIPCIÓN DE RÉGIMEN MEDIO Y CAMBIOS ENTRE TREINTENAS

Se ha dividido el estudio abordado de los cambios de los regímenes estacionales de precipitación (sin verano) en dos periodos de forma en parte convencional. El primero abarca los últimos 90 años, 1921-2010, en los cuales puede aceptarse que la densidad de observatorios es suficiente para conseguir una descripción fiable, mientras que el segundo incluiría también los anteriores 60 años, 1861-2010, en que la fiabilidad de los resultados obtenidos disminuye. Se comienza analizando para el periodo completo el régimen estacional medio.

4.1. Régimen estacional medio en 1861-2010

En la fig. 2 se presentan para 28 observatorios los diagramas triangulares con los valores medios de los porcentajes de precipitación medios en oto-inv-prim. En cada diagrama los ejes corresponden a 10% y el origen representa el punto de simetría de porcentajes. Como se delinea en la figura se distinguen con claridad dos grandes zonas según la distribución estacional: la mediterránea costera con predominio otoñal y la atlántica con predominio invernal. Se distingue también una zona mediterránea interior con predominio simétrico primavera-otoñal. Por último hay una cuña invertida desde el centro de la Península con apertura hacia el norte sin dominancia estacional clara.

Fig. 2: Diagramas triangulares de % de precipitación en las tres estaciones del año oto-inv-prim. El origen de cada diagrama es el punto de igualdad de % y la escala de los ejes = 10%.

4.2. Cambios en 1921-2010

Los porcentajes de los totales estacionales de las tres treintenas sucesivas que cubren este periodo de 90 años se han representado mediante diagramas triangulares en el mapa de la fig. 3 ((López Díaz, 2016). En cada diagrama la línea roja une los puntos correspondientes a las dos primeras treintenas (1921-1950, 1951-1980), y la línea azul une los puntos entre las dos últimas treintenas (1951-1980, 1981-2010). Los vectores básicos miden en estos diagramas 4%, lo que da idea de que los cambios de porcentajes medios entre treintenas son pequeños, del orden del 4%. El origen de cada diagrama representa los porcentajes estacionales medios para todo el periodo de 90 años para cada observatorio, al objeto de que el diagrama de cada observatorio ocupe un espacio reducido.

En el mapa observamos en los observatorios de la vertiente atlántica un patrón de V tendida aproximadamente en horizontal y con el vértice a la derecha, con el tramo rojo en la parte superior de la V. Esto indica, de acuerdo a la interpretación de 3.1, que entre las dos primeras treintenas hay un aumento marcado de la precipitación invernal y un descenso de la precipitación primaveral, mientras que el cambio entre las dos últimas treintenas implica un aumento acentuado de la lluvia otoñal y otro descenso de la primaveral. Cuando cruzamos una línea norte-sur imaginaria entre Bilbao y Almería, que correspondería al paso a la vertiente mediterránea, el cambio en los diagramas es muy claro. En primer lugar la forma de los mismos es más variable, y la magnitud de los cambios en general inferior a la vertiente atlántica. En la cuenca del Ebro vemos patrones de cambio similares a los de la vertiente atlántica en la misma latitud. En cambio en las estaciones costeras mediterráneas y las Baleares los cambios son de escasa magnitud.

Fig.3: Mapa con los diagramas triangulares para los porcentajes medios estacionales en las tres treintenas de 1921-2010

La magnitud de los cambios es máxima en el cuadrante SO y mínima a lo largo de la costa mediterránea.

4.3. Cambios en 1861-2010

En cada diagrama triangular de la fig. 4 los 5 puntos de cada treintena están unidos por rectas negras, salvo la roja que une las dos primeras treintenas, y la verde une las dos últimas treintenas. Como en la fig.2 la escala de los ejes del diagrama es 4% el origen es el punto medio. Se ha añadido un punto azul en cada diagrama que representa esos porcentajes estacionales medios a lo largo de todo el periodo de 150 años, con escala de los ejes 10% referidos al punto de simetría de porcentajes.

Quizá el rasgo más llamativo que se aprecia en estos diagramas es que el patrón en zigzag oto-inv-oto de los últimos 90 años en la vertiente atlántica descrito en 3.2, que en los diagramas corresponde al segmento verde y el adyacente, no es el único patrón importante en términos de amplitud y prevalencia espacial. En el periodo 1861-1920 (segmento rojo y adyacente) se aprecia una clara disminución del porcentaje primaveral en la vertiente atlántica y parte de la cuenca del Ebro, de magnitud comparable a la del patón en zigzag consecutivo.

En el cuadrante SO puede distinguirse un patrón regular a lo largo de todo el periodo, de forma particularmente nítida en San Fernando (Cádiz). Cabe descomponerlo en dos componentes:

1) una componente oscilatoria, de mayor amplitud, consistente en un patrón en zigzag otoño-invierno otoño, con una amplitud total que en San Fernando alcanza aproximadamente un 8%, y con un periodo temporal de aproximadamente toda la longitud de la serie, unos 150 años. Por tanto en estos observatorios vemos que el patrón en zigzag de los últimos 90 años se prolonga hacia atrás hasta extenderse a los 150 años.

Fig. 4: Diagramas triangulares para los % oto-inv-prim medios de los 5 treintenios en 1861-2010.

2) una segunda componente definida por un descenso a ritmo prácticamente constante del porcentaje primaveral que así mismo cubre todo el periodo, con un ritmo aproximado de 6%/100 años.

Los cambios en la vertiente mediterránea, en su franja costera, son significativamente menores en magnitud, y en varios casos como Baleares o Tarragona, muestran un curioso patrón en ciclo cerrado a lo largo de estos 150 años.

4.4. Síntesis de los cambios estacionales en los últimos 150 años.

En la fig. 5 se han dibujado los 4 diagramas triangulares correspondientes a las evoluciones estacionales promedio por treintenas promediados para cada grupo semejante de observatorios según régimen estacional medio descritos en el apartado 3.1 (fig. 2). A cada grupo se le ha asignado el nombre abreviado de un observatorio característico representante del grupo: ZAR para el grupo mediterráneo interior, MAD para grupo centro y norte, BAR para el grupo mediterráneo costero y SFER para el grupo atlántico.

En la fig. 5 todos los puntos del diagrama tienen el mismo origen de coordenadas que es el punto de simetría de porcentajes. Las marcas de los ejes corresponden a 2%. De esta forma podemos apreciar fácilmente tanto los rasgos de la evolución inter-treintena dentro de cada grupo (segmentos) como la situación del grupo respecto a los demás en términos de su régimen estacional promedio (que determina el origen de su diagrama).

Se aprecia claramente que la magnitud de las variaciones inter-treintenas, dadas por el tamaño de los segmentos, es por orden decreciente SFER, MAD, ZAR y BAR, y por tanto aumenta en sentido NE-SO. Vemos la separación clara entre los centros de los grupos comparado con los cambios inter-treintenas dentro de cada grupo (lo que confirma la buena composición de los grupos), aunque los grupos centro-norte MAD y atlántico SFER están bastante próximos.

Fig. 5: Diagramas triangulares para la evolución por treintenas de los cuatro grupos de observatorios según su régimen estacional medio

5. SIGNIFICACIÓN ESTADÍSTICA DE LOS CAMBIOS

5.1. Periodo 1921-2010: distribución espacial

Fig. 6: Cambios significativos en los porcentajes de precipitación estacionales entre las treintenas 1921-1950/ 1951-1980 (izq) y 1951-1980/1981-2010 (der). El tamaño de las estrellas rojas indica el p-valor; 0.01, 0.05, 0.10 respectivamente decreciendo en tamaño. Puntos verdes: observatorios sin cambio significativo.

Para los últimos 90 años analizados en este trabajo se ha aplicado la metodología esbozada en 3.2 con objeto de comparar los grados de significación estadística para los cambios entre las dos primeras treintenas del periodo con los cambios entre las dos últimas. Como se vio en 4.2 en el centro y oeste de la Península esos cambios forman el patrón en V tendida hacia la izquierda de la fig. 3, es decir, oscilación otoño $\rightarrow$ invierno $\rightarrow$ otoño.

En la fig. 6 se aprecia que los cambios significativos entre las treintenas 1921-1950/ 1951-1980 (izq.) y 1951-1980/1981-2010 (der.) muestran una distribución es-

pacial bastante similar. Se concentran fundamentalmente hacia el SO de una diagonal entre Asturias y Murcia.

Es claro que las zonas con cambios significativos se solapan en los dos mapas de la fig. 6, lo que es indicativo de que es la treintena central común a ambos, 1951-1980, la que tiene en estos 90 años un carácter atípico, de modo que tanto el cambio de la primera treintena a esta central, como de la central a la última, son altamente significativos.

5.2. Análisis sumario para el periodo 1861-2010

Para tratar de confirmar de forma objetiva esta conjetura se ha procedido a aplicar la técnica de este apartado a todas las 10 parejas de treintenas formadas por las 5 treintenas que cubren el periodo 1861-2010. Con estos resultados se puede definir un índice de cambios para cada treintena T del siguiente modo: se suman todos los observatorios con cambio significativo al 5%/1% para todas las parejas de treintenas en que interviene la treintena T (4 en total, la 2 por ejemplo interviene en los pares 1-2, 2-3, 2-4 y 2-5). Este número se normaliza dividiéndolo por su máximo teórico, igual a 4×66 observatorios.

Treintena		1861-1990	1891-1920	1921-1950	1951-1980	1981-2010
Índice Camb.	1%	56.1%	36.4%	32.2%	45.1%	34.1%
	5%	71.2%	52.7%	46.6%	61.7%	48.1%

Tabla 1: Índice relativo de cambios respecto a otras treintenas para cada treintena, a los niveles de significación 1% y 5%.

En la tabla 1 se reflejan los valores de este índice relativo de cambios al 1% y al 5%; como se puede observar, efectivamente en los últimos 90 años la treintena 1951-1980 destaca con claridad sobre las otras dos adyacentes temporalmente. Pero puede verse que, en realidad, sería la primera treintena 1861-1990 la más separada del resto, incluso con un porcentaje medio de cambios con relación a las otras cuatro de más del 50% al nivel de significación 1%. El sentido dominante de los cambios que marcaron esa treintena se infiere de la fig. 4 (o más sintéticamente de la fig.5), es decir, en las zonas vertiente atlántica y centro hubo una disminución acusada del porcentaje estacional primaveral (segmentos rojos de esas figuras). Naturalmente es necesario tomar estos resultados con cautela por la fiabilidad que podamos atribuir a los datos sobre una red de 66 observatorios en ese lejano periodo.

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se describen los cambios en los regímenes de precipitación estacional (sin verano) en España peninsular sobre la base de periodos de 30 años consecutivos a lo largo de los últimos 150 años, 1861-2010. El aspecto descriptivo se ha basado en gran medida en un diagrama triangular que permite visualizar de forma sintética los cambios. Se muestran también los resultados de un análisis de significación estadística de los cambios de régimen estacional de precipitación entre treintenas.

Estos análisis concuerdan con estudios previos (González-Hidalgo, 2009 y 2013, Martín de Luis, 2010) que han puesto de manifiesto que ha existido en los últimos 60 años aproximadamente un marcado desplazamiento de la contribución invernal a la otoñal en la vertiente atlántica y zona centro.

La más dilatada escala temporal que aporta este trabajo permite poner esta importante oscilación en perspectiva. En concreto queda patente que esa importante basculación invierno → otoño vino precedida en aproximadamente las mismas áreas por otra de sentido opuesto otoño → invierno. De esto cabe concluir que de las tres últimas treintenas ha sido la intermedia 1951-1980 la de carácter climático en este aspecto más disonante.

Extendiéndose a todas las cinco treintenas de este estudio resulta que la más disonante de todas, en términos de una medida objetiva de disparidad, fue en realidad la primera 1861-1990. Su carácter atípico consistió en un marcado descenso primaveral en áreas similares a las afectadas por la oscilación otoño → invierno → otoño de los últimos 90 años. En cambio la vertiente mediterránea muestra cambios menores en conjunto sin patrones de dominancia comparable a los que afectan a la atlántica-centro.

Cabe concluir que la variabilidad de la precipitación requiere de periodos de muchos años para una caracterización satisfactoria en la Península, al menos en la vertiente atlántica.

REFERENCIAS

- González-Hidalgo, J.C. *et al.* (2009): Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second-half of the twentieth century (1951–2000) DOI: 10.1002/joc.1780 International Journal of Climatology [Volume 29, Issue 10](#), pages 1415–1429
- González-hidalgo, J.C. *et al* (2013): Las tendencias de las precipitaciones en España en el período 1945-2005 En “Fenómenos meteorológicos adversos en España”, C. García-Legaz y F. Valero eds.
- López Díaz, J.A. (2015): Changes in seasonal precipitation regimes in Spain: a statistical significance study. Presentado en “International Symposium CLIMATE-ES 2015”, Tarragona 2015.
- López Díaz, J.A. (2016): Cambios en los regímenes pluviométricos estacionales en España “Calendario Meteorológico 2016”, AEMET, ISSN-0213 3849, pags. 283-287
- Martín de Luis *et al.* (2010): Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946. *Global and Planetary Change* 74 (2010) 27-33

VARIACIONES ENTRE ISOBIOTRONS (1951-1980 y 1981-2010) EN LA ESPAÑA PENINSULAR

María Luisa LÓPEZ FERNÁNDEZ¹, Dhais PEÑA ANGULO^{2,3},
Ricardo MARCO GARCÍA¹, María Soledad LÓPEZ FERNÁNDEZ⁴,
José Carlos GÓNZALEZ-HIDALGO^{2,3}

¹Departm. de Biología Ambiental, Facult. de Ciencias, Univ. de Navarra, España.

²Instituto Universitario de Investigaciones en Ciencias Ambientales de Aragón, IUCA, Universidad de Zaragoza, España.

³Departm. de Geografía y Ordenación del Territorio, Univ. de Zaragoza, España.

⁴Instituto de Estudios Manchegos, Ciudad Real, España.

mllopez@unav.es, dpang@unizar.es, rmarco@unav.es, solpfernandez@gmail.com, jcgh@unizar.es

RESUMEN

En el presente estudio se analizan las variaciones espaciales y temporales entre Isobioclimas de la España peninsular en dos periodos climáticos normales consecutivos (1951-1980 y 1981-2010). Los criterios aplicados para caracterizar los Isobioclimas son los de la Worldwide Bioclimatic Classification System (WBCS). El estudio se llevo a cabo con las bases de datos de alta resolución espacial de temperatura y precipitación mensual, MOTEDAS y MOPREDAS respectivamente, en su versión de malla de 10x10 km. En el primer periodo normal se han encontrado 40 Isobioclimas y 36 en el segundo. Entre ambos periodos el 38,56% del territorio peninsular español cambia de Isobioclima, mientras que el 61,44% restante permanece estable. Considerando como movilidad de un Isobioclima su cambio de ubicación en el espacio geográfico, medible por la superficie que cede a otros, más la superficie que recibe de otros, todos los Isobioclimas se mueven y el total de los traslados asciende al 77,12% del territorio.

Palabras clave: Bioclimatología, España, Fitotrones naturales, Variabilidad espacial, Movilidad translacional.

ABSTRACT

In the present study spatial and temporal variations amongst Isobioclimas of mainland Spain are analyzed for two consecutive normal climatic periods (1951-1980 y 1981-2010). The criteria used for characterizing the Isobioclimates are those of the Worldwide Bioclimatic Classification System, WBCS. The study was carried out with high spatial resolution databases of monthly average temperatura and monthly rainfall, MOTEDAS and MOPREDAS, in its version of mesh 10x10 km. 40 Isobioclimas have been found in the first normal period, and 36 in the second. Between the two periods 38.56% of the Spanish mainland changes Isobioclima, and the other 61.44% remains stable. Considering as mobility of a Isobioclimait the changes of the geographical site, measurable by the surface it yields to others, plus the surface it receives from others, all Isobioclimates change places and total transfers rises to 77.12 of the territory.

Key words: Climatology, Spain, natural growth chambers, spatial variability, translational mobility.

1. INTRODUCCIÓN

El análisis bioclimático es una herramienta valiosa que utiliza datos del clima para analizar el potencial ecológico de un territorio. En general, los estudios bioclimáticos realizados con trabajo de campo se refieren a zonas de escasa extensión y periodos de tiempo no muy prolongados (véase por ejemplo Gavilán *et al.*, 1998; Ceballos *et al.*, 2004). Por ello, las investigaciones de ámbito más general se han realizado preferentemente a partir de indicadores indirectos, como los criterios bioclimáticos (Rivas-Martínez *et al.*, 2002 a y b), como por ejemplo las áreas de distribución potencial de especies o formaciones concretas (del Río y Penas 2006 a y b; Gavilán *et al.*, 2007), o las relaciones generales entre clima y vegetación (Blasi *et al.*, 1999; Bazan *et al.*, 2015).

Una de las clasificaciones bioclimáticas más reconocidas es la denominada “Worldwide Bioclimatic Classification System”, WBCS (Rivas-Martínez, 2004, 2008; Rivas-Martínez *et al.*, 1999, 2011), desarrollada a partir de la respuesta de las comunidades vegetales a las condiciones del clima, y que concuerda perfectamente con el enfoque geosintetizológico de los estudios de vegetación. Se trata de un sistema jerárquico que comprende las siguientes categorías: Macrobioclima, Variante Bioclimática, Bioclima, Termotipo y Ombrotipo, cada una de ellas definida por determinados intervalos de Parámetros climáticos e Índices Bioclimáticos. La aportación fundamental de la clasificación ha sido seleccionar y, en su caso, crear, unos parámetros climáticos y unos índices bioclimáticos que captan la distribución de los geosintaxones existente en la Naturaleza. Así, la clasificación bioclimática WBCS expresa relaciones muy ajustadas entre clima, bioclima y vegetación potencial, lo que permite realizar valoraciones ecológicas de gran interés, y entre ellas la evaluación de los cambios de las condiciones del clima y su reflejo en cambios de los condicionantes de la Biodiversidad. Cada conjunto jerarquizado de las unidades bioclimáticas representa un espacio ambiental bioclimáticamente homogéneo capaz de albergar, en posición climática, una serie de vegetación y su fauna asociada. Por estas razones, cada Iso-bioclima, en el que reinan unas condiciones precisas y conocidas de temperaturas y pluviosidades, incluyendo sus ritmos anuales, puede ser considerado como un fitotrópico natural, cuyos límites son los umbrales superior e inferior que definen cada una de sus unidades jerárquicas (López *et al.*, 2009). La evaluación bioclimática siguiendo los criterios de la WBCS cuenta con numerosos precedentes en el entorno Mediterráneo, no solo en España, donde aparte de los ya mencionados de Rivas-Martínez *et al.* (2002 a y b) se han realizado estudios globales y regionales (López Fernández *et al.*, 2003, 2008, 2009, 2015; Piñas *et al.*, 2008 a y b, 2009), sino también en Portugal (Mesquita y Sousa, 2009), Cerdeña (Canu *et al.* (2015) o Italia (Pesaresi *et al.*, 2014).

En este trabajo se presenta el análisis de la evolución de las condiciones bioclimáticas en la España peninsular mediante el estudio de la variación en el tiempo y en el espacio de los Isobioclimas entre dos periodos normales (1951-1990 y 1981-2010). El estudio se realiza a una elevada resolución espacial, empleando las bases de datos de precipitaciones y temperaturas medias mensuales denominadas MOPREDAS y

MOTEDAS (González-Hidalgo *et al.*, 2011, 2015). Los objetivos principales son conocer los eventuales cambios entre Isobioclimas producidos en las décadas recientes, así como su localización espacial.

2. MÉTODOS

2.1. Área de estudio

La Península Ibérica se reconoce como un espacio de elevada variabilidad climática, que se resume en la existencia de gradientes latitudinales y longitudinales que afectan a la distribución de temperaturas, su variabilidad espacial y sus tendencias (Martín-Vide y Gil-Olcina, 2011; Peña-Angulo *et al.*, 2015, 2016; González-Hidalgo *et al.*, 2015), en los numerosos regímenes pluviales existentes, y en la diversidad de las tendencias de la precipitaciones mensuales, estacionales y anuales (de Luis *et al.*, 2010; González-Hidalgo *et al.*, 2011). La posición latitudinal, las diferencias latitudinales y longitudinal, su complejidad orográfica y la posición entre dos masas de agua contrastadas, son los principales factores que explican esta diversidad.

2.2. “Worldwide Bioclimatic Classification System”, WBCS

La WBCS utiliza un conjunto de Parámetros climáticos y de Índices Bioclimáticos, basados en datos climáticos mensuales de temperaturas medias y de precipitaciones, correspondientes a un periodo de años estadísticamente fiable. Con los valores de estos Parámetros e Índices se pueden conocer e identificar las unidades bioclimáticas denominadas Macrobioclima, Variante Bioclimática, Bioclima, Termotipo y Ombrotipo (véase Rivas-Martínez *et al.*, 2011). En la Tabla 1 se muestran las claves generales de la clasificación.

BIOCLIMAS		TERMOTIPOS	
Mepo	Mediterráneo pluviestacional oceánico	Tme	Termomediterráneo
Mepc	Mediterráneo pluviestacional continental	Mte	Mesomediterráneo
Mexo	Mediterráneo xérico oceánico	Ste	Supramediterráneo
Teho	Templado Hiperocéánico	Tte	Termotemplado
Teoc	Templado Oceánico	Mte	Mesotemplado
Texe	Templado Xérico	Ste	Supratemplado
VARIANTES		OMBROTIPOS	
Nrm	Normal	Sar	Semiárido
Stp	Esteparia	Dry	Seco
Sbm	Submediterránea	Shu	Subhúmedo
		Hum	Húmedo
		Hhu	Hiperhúmedo

Tabla 1: Claves generales de la clasificación.

Los Isobioclimas identifican unas condiciones ambientales homogéneas y por ello son verdaderos Fitotrones naturales, ya que en su territorio la temperatura, la hu-

medad, y el fotoperiodo están controlados naturalmente. Los Isobioclimas expresan la unidad bioclimática más sintética, compleja y, al mismo tiempo, más cercana a la realidad ambiental (López *et al.*, 2009), y se nombran indicando todos sus componentes. Como el nombre de los Bioclimas incluye siempre el de su Macrobioclima, no hace falta repetir esta palabra. Ejemplo de nombres de Isobioclimas: **Mepo Nrm Mme Dry** (Mediterráneo Pluviestacional Oceánico, Normal, Mesomediterráneo, Seco), **Mepo Stp Sme Shu** (Mediterráneo Pluviestacional Oceánico, Estepario, Supramediterráneo Subhúmedo). El significado de las abreviaturas viene explicado en la Tabla 1.

2.3. Datos climáticos y análisis de la variación de Isobioclimas

Las fuentes climáticas utilizadas para la caracterización bioclimática han sido las mallas de alta resolución ($0,1^\circ \times 0,1^\circ$), de temperaturas promedio mensuales de máximas y mínimas, y de precipitaciones mensuales (periodo 1951-2010), procedentes de las bases de datos denominadas MOPREDAS y MOTEDAS elaboradas a partir de un control de calidad y reconstrucción de las fuentes documentales almacenadas en los archivos de AEMet (González-Hidalgo *et al.*, 2011, 2015). Con estos datos climáticos y los criterios de la WBCS, se identificaron los Isobioclima de cada celda de la malla en los dos periodos normales analizados (1951-1980 y 1981-2010). El contraste de ambos periodos permitió identificar en cada Isobioclima su movilidad y estabilidad. La movilidad estima el cambio en el espacio de un Isobioclima; no es un concepto areal, porque cada celda de la malla que cambia de Isobioclima cuenta dos veces, una porque el Isobioclima de partida pierde representación espacial al desaparecer, y otra porque el Isobioclima de llegada cambia su distribución al recibirlo. La estabilidad de un Isobioclima se contabiliza calculando el área que conserva la misma calificación isobioclimática de un periodo al otro, es por tanto un concepto areal.

3. RESULTADOS

3.1. Presencia, distribución y cambio de Isobioclimas (1951-1980 y 1981-2010)

En la tabla 2 se muestran, numerados del 1 al 44, los Isobioclimas identificados en los dos periodos, cuya distribución se ofrece en la figura 1.

El total de Isobioclimas en el periodo 1951-1980 es de 40, frente a 36 en el segundo, ocupando los 18 Mediterráneos 4/5 del territorio, y los 26 Templados el 1/5 restante. Esta diversidad no debe ocultar que solamente tres Isobioclimas ocupaban el 60% y 55% del territorio en los dos periodos. Los tres Isobioclimas con más extensión territorial, en el primer periodo, son: 3 Mepo Nrm Mme Dry, 7 Mepo Nrm Sme Shu y 4 Mepo Nrm Mme Shu; y en el 2º periodo, 3 Mepo Nrm Mme Dry, 7 Mepo Nrm Sme Shu y 1 Mepo Nrm Tme Dry. Son todos ellos mediterráneos y ocupan: el 1, la Submeseta Sur, Extremadura, y gran parte de Andalucía, y de la costa Este, y del Valle del Ebro; el 7, gran parte de la Submeseta Norte y Sistema Ibérico; el 4, gran parte de los sistemas montañosos de la mitad Sur peninsular, y algo en la vertiente Sur del Pirineo; y el 1, el Valle del Guadalquivir y las costas Sur y Este peninsulares.

En el cambio de periodo, 8 de los Isobioclimas presentes desaparecen, y hay 4 nuevos, inexistentes con anterioridad, si bien estos 12 Isobioclimas tienen todos una mínima representación territorial (Tabla 2).

N	Tipo	1951-1980	1981-2010	Variación	Cede	Gana	Movilidad	Estabilidad
1	Mepo Nrm Tme Dry	1,45	8,37	6,92	0,00	6,92	6,92	1,45
2	Mepo Nrm Tme Shu	0,40	1,95	1,55	0,17	1,72	1,89	0,23
3	Mepo Nrm Mme Dry	32,84	34,49	1,64	6,73	8,37	15,09	26,12
4	Mepo Nrm Mme Shu	11,85	8,06	-3,78	7,36	3,57	10,93	4,49
5	Mepo Nrm Mme Hum	0,69	1,24	0,55	0,67	1,22	1,89	0,02
6	Mepo Nrm Sme Dry	3,69	5,90	2,22	0,11	2,33	2,45	3,57
7	Mepo Nrm Sme Shu	15,97	12,46	-3,52	5,66	2,14	7,80	10,32
8	Mepo Nrm Sme Hum	4,97	2,25	-2,71	3,04	0,32	3,36	1,93
9	Mepo Nrm Sme Hhu	0,02	0,00	-0,02	0,02	0,00	0,02	0,00
10	Mepo Stp Mme Dry	4,13	2,87	-1,26	2,25	0,99	3,25	1,87
11	Mepo Stp Mme Shu	0,21	0,15	-0,06	0,21	0,15	0,36	0,00
12	Mepo Stp Sme Dry	0,61	1,32	0,71	0,38	1,09	1,47	0,23
13	Mepo Stp Sme Shu	0,88	0,38	-0,50	0,82	0,32	1,15	0,06
14	Mepc Nrm Mme Dry	0,00	0,34	0,34	0,00	0,34	0,34	0,00
15	Mepc Nrm Mme Shu	0,13	0,13	0,00	0,04	0,04	0,08	0,10
16	Mexo Nrm Tme Sar	0,61	2,62	2,01	0,00	2,01	2,01	0,61
17	Mexo Nrm Mme Sar	3,11	1,47	-1,64	1,97	0,32	2,29	1,15
18	Mexo Stp Mme Sar	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,00
19	Teho Nrm Tte Hum	0,21	0,13	-0,08	0,11	0,04	0,15	0,10
20	Teho Nrm Tte Hhu	0,00	0,21	0,21	0,00	0,21	0,21	0,00
21	Teho Nrm Mte Hum	0,21	0,04	-0,17	0,17	0,00	0,17	0,04
22	Teho Sbm Tte Hum	1,05	1,24	0,19	0,46	0,65	1,11	0,59
23	Teho Sbm Tte Hhu	0,65	0,13	-0,52	0,52	0,00	0,52	0,13
24	Teho Sbm Mte Hum	1,36	0,25	-1,11	1,11	0,00	1,11	0,25
25	Teoc Nrm Tte Hum	0,10	0,40	0,31	0,08	0,38	0,46	0,02
26	Teoc Nrm Mte Shu	0,06	0,00	-0,06	0,06	0,00	0,06	0,00
27	Teoc Nrm Mte Hum	1,36	0,94	-0,42	0,75	0,32	1,07	0,61
28	Teoc Nrm Mte Hhu	0,25	0,00	-0,25	0,25	0,00	0,25	0,00
29	Teoc Nrm Ste Shu	0,02	0,00	-0,02	0,02	0,00	0,02	0,00
30	Teoc Nrm Ste Hum	1,83	1,38	-0,46	0,53	0,08	0,61	1,30
31	Teoc Nrm Ste Hhu	0,04	0,00	-0,04	0,04	0,00	0,04	0,00
32	Teoc Stp Mte Shu	0,50	0,88	0,38	0,29	0,67	0,96	0,21
33	Teoc Stp Mte Hum	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00
34	Teoc Stp Ste Shu	0,40	0,13	-0,27	0,40	0,13	0,53	0,00
35	Teoc Sbm Tte Shu	0,31	0,13	-0,17	0,31	0,13	0,44	0,00
36	Teoc Sbm Tte Hum	0,17	1,53	1,36	0,00	1,36	1,36	0,17
37	Teoc Sbm Tte Hhu	0,04	0,10	0,06	0,04	0,10	0,13	0,00
38	Teoc Sbm Mte Shu	1,09	0,80	-0,29	0,71	0,42	1,13	0,38
39	Teoc Sbm Mte Hum	5,31	5,75	0,44	1,18	1,62	2,81	4,13
40	Teoc Sbm Mte Hhu	0,02	0,00	-0,02	0,02	0,00	0,02	0,00
41	Teoc Sbm Ste Shu	0,38	0,00	-0,38	0,38	0,00	0,38	0,00
42	Teoc Sbm Ste Hum	2,90	1,87	-1,03	1,53	0,50	2,03	1,38
43	Teoc Sbm Ste Hhu	0,17	0,00	-0,17	0,17	0,00	0,17	0,00
44	Texe Stp Mte Shu	0,00	0,04	0,04	0,00	0,04	0,04	0,00

Tabla 2: Cambios entre periodos de Isobioclimas. Datos expresados en porcentaje de superficie sobre el total.

Por último, durante el segundo periodo 17 Isobioclimas ganan extensión geográfica, 25 Isobioclimas la pierden, y 2 mantienen sus áreas. Los 3 Isobioclimas que más territorio ganan en el 2º periodo son: 1 Mepo Nrm Tme Dry, 6 Mepo Nrm Sme Dry y 16 Mexo Nrm Tme Sar; los 3 Isobioclimas que más territorio pierden en el 2º periodo son: 4 Mepo Nrm Mme Shu, 7 Mepo Nrm Sme Shu y 8 Mepo Nrm Sme Hum (Ver Tabla 2 y Figura 1).

Fig. 1: Extensión y localización de los Isobioclimas en primer (arriba) y segundo (abajo) periodos analizados. Los números se corresponden con los de la Tabla 1. Elaboración propia.

3.2. Movilidad y estabilidad de los Isobioclimas

En términos globales el 38,56% del territorio, más 1/3 del mismo, cambia su Isobioclima original. Es decir, la movilidad de los Isobioclimas ha afectado a una superficie equivalente al 77,12% del territorio (Tabla 2 y figura 2, arriba). Por su parte, la estabilidad de los Isobioclimas se ha detectado en el 61,44% del total del territorio, en donde se mantiene el mismo Isobioclima entre periodos (Tabla 2 y figura 2, abajo). Los Isobioclimas que más ganan son: 1, 6 y 16; los que más pierden: 4, 7 y 8; y los que más se mueven: 3, 4, 7, 1. A su vez, los mas estables son: 3, 7, 4 y 39.

Figura 2: Movilidad (arriba) y Estabilidad (abajo) de los Isobioclimas con el cambio de treintena. Los números se corresponden con los de la Tabla 1. Elaboración propia.

4. DISCUSIÓN

El análisis de las variaciones en el tiempo de los Isobioclimas en la España peninsular permite considerar dos aspectos diferentes, en primer lugar las variaciones de la superficie ocupada, y en segundo lugar el cambio de su distribución (movilidad).

4.1. Cambio en la superficie ocupada por los Isobioclimas

Las variaciones de la superficie ocupada por cada Isobioclima, entre las dos treintenas consideradas, es una indicación de cómo las condiciones climáticas pueden haber diferido espacialmente en el tiempo en dichas áreas. En general, los Isobioclimas que más territorio ganan en el segundo periodo, así como los que aparecen como nuevos, pertenecen a los siguientes: Bioclimas: Mepo, Mexo, Mepc y Texe; a la Variante esteparia, Stp; a los Termotipos Tme y Tte; y, finalmente, a los Ombrotipos semiárido (Sar) y seco (Dry). A su vez, los Isobioclimas que más territorio pierden, así como los que desaparecen, en el segundo periodo, pertenecen al Bioclima Teoc, a la Variante Sbm, a los Termotipos Sme y Ste; y a los Ombrotipos Shu, Hum e Hhu. Estos cambios suponen, en general, que en el segundo periodo aumenta la superficie caracterizada por los Isobioclimas con Xericidad estival, con Variante esteparia, con Termotipos cálidos y con Ombrotipos semiáridos y secos.

4.2. Cambio en la localización de los Isobioclimas: su Movilidad y su Estabilidad

Aunque la estabilidad isobioclimática del territorio es relativamente grande y el 61,44% del territorio mantiene su calificación isobioclimática entre periodos, el cambio detectado parece afectar intensamente a la distribución espacial de los Isobioclimas porque, tal como hemos definido la movilidad, si el 38,56% de píxeles cambia de Isobioclima, ello supone doble % de movilidad, ya que los Isobioclimas perdidos son reemplazados por otros. Es decir, ese cambio de calificación hay que multiplicarlo por dos al considerar la movilidad, que en nuestro caso asciende al 77,12 % del territorio. Hay que hacer notar que el movimiento de traslación motivado por el cambio de las condiciones del clima afecta, en mayor o menor medida, a todos los Isobioclimas. También es interesante constatar que, prácticamente, los Isobioclimas más extensos, nº 3, 7 y 4, son, al mismo tiempo, los que más se mueven y también los más estables (por orden los nº 3 7 4); cabe pensar que su gran extensión territorial les permite a la vez perder y ganar mucho, pero manteniendo estable gran parte de su territorio.

La movilidad se localiza, en general, en las vertientes montañosas así como en las periferias de las depresiones del Duero y Ebro y costa Mediterránea.

4.3. Síntesis final

El análisis de las variaciones en las condiciones bioclimáticas en España peninsular durante las décadas recientes permite identificar las variaciones de la superficie ocupada, así como la movilidad de los Isobioclimas, o fitotrones naturales. Todos los Isobioclimas -menos dos-, han variado su área de distribución, y en todos se han observado cambios de localización, lo que significa que las condiciones potenciales de las comunidades vegetales y animales asociadas a cada Isobioclima han variado a lo largo del periodo analizado. Aquellas áreas en donde se han detectado dichos

cambios podrían quizá ser consideradas como de interés preferente para analizar las variaciones de las condiciones del clima y sus relaciones con los sistemas naturales.

AGRADECIMIENTOS

Ministerio de Ciencia e Innovación, Gobierno de España, Proyecto DESEMON, CGL2014-52135-C3-3-R. Gobierno Regional de Aragón DGA-FSE (Grupo de Investigación Consolidado “Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales”). Dhais Peña-Angulo es becaria de doctorado del Programa FPI del Ministerio de Ciencia e Innovación. Datos climáticos originales cedidos por AEMET.

REFERENCIAS

- Bazan, G., Marino, P., Guarino, R., *et al.* (2015). Bioclimatology and vegetation series in Sicily: a geostatistical approach. *Annales Botanici Fennici*, 52, pp. 1-18.
- Blasi, C., Carranza, M.L., Filesi, L., *et al.* (1999). Relation between climate and vegetation along a Mediterranean-Temperate boundary in central Italy. *Global Ecology and Biogeography*, 8, pp. 17-27.
- Canu, S., Rosati, L., Fiori, M., *et al.* (2015). Bioclimate map of Sardinia (Italy). *Journal of Maps*, 11, pp. 711-718.
- Ceballos, A., Martínez, J., Luengo, M.A. (2004). Analysis of rainfall trends and dry periods on a pluviometric gradient representative of Mediterranean climate in the Duero Basin, Spain. *Journal of Arid Environment*, Volumen 58, pp. 214-232.
- de Luis, M., Brunetti, M., González-Hidalgo, J.C., *et al.* (2010). Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946-2005. *Global Planetary Changes*. 74, pp. 27-33.
- del Río, S. and Penas, A. (2006 a). Potential distribution of semi-deciduous forests in Castile and Leon (Spain) in relation to climatic variations. *Plant Ecology*, Volumen 185, pp. 269-282.
- del Río, S. and Penas, A. (2006 b). Potential areas of evergreen forests in Castile and Leon (Spain) according to future climate change. *Phytocoenologia*, 36, pp.45-66.
- Gavilán, R.G., Fernandez-Gonzalez, F., Blasi, C. (1998). Climatic classification and ordination of the Spanish Sistema Central: relationships with potential vegetation. *Plant Ecology*. Volumen 139, pp. 1-11.
- Gavilán, R.G., Sanchez, D., Vilches, B., *et ál.* (2007). Modeling current distribution of Spanish *Quercus pyrenaica* forests using climatic parameters. *Phytocoenologia*, Volumen 37, pp. 561-581.
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M., de Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends Dec. 1945–Nov. 2005). *Internt. Jour. of Climatology*, Vol. 31, pp.715–731.
- González-Hidalgo, J.C., Peña-Angulo, D., Brunetti, M., Cortesi, N. (2015). MOTEDAS: a new monthly temperature database for mainland Spain and the trend in temperature (1951–2010). *Internt. Jour. of Climatology*, Vol. 35, pp. 4444-4463.

- López Fernández, M. L.; Marco, R.; Piñas, S.; & López F., M.S. (2015). Mapa Isobioclimático de la España Peninsular y Balear. Documentos Aljibe on-line, vol. II, nº 4. 7 de octubre de 2015. Ciudad Real. Edita Sociedad Surcos. <http://www.naturalezaenhispania.com>.
- López Fernández, M. L.; Piñas, S.; Amézqueta Ibero, A.; Aquerreta Molina, S.; López, M.S.; Almárcegui, I.; Urdiain, M.; Royo Esnal, A. (2003). Mapa bioclimático de Navarra. Publicaciones de Biología. Universidad de Navarra, Serie Botánica. Pamplona, Volumen 15: pp 53-63.
- López Fernández, M. L., Piñas, S. y López, M. S. (2008). Macrobioclimas, Bioclimas y Variantes Bioclimáticas de la España Peninsular y Balear, y su cartografía. Publ. de Biología, Univ. de Navarra Serie Botánica, Vol. 17:pp 229-236.
- López, M. L., Piñas, S. y López, M.S. (2009). Isobioclimas de la provincia de Málaga y su Cartografía. En Biogeografía Scientia Biodiversitatis (Actas del V Congreso Español de Biogeografía. Málaga 9-12 de Septiembre (2008) Real, R & Márquez, A.N.. Editores. Málaga.
- Martín-Vide, J. y Gil Olcina, J. (2001). Tiempos y climas de España. Madrid, Alianza Editorial. Col. El libro universitario, 264 pp.
- Mesquita, S. and Sousa, A.J. (2009). Bioclimatic mapping using geostatistical approaches: application to mainland Portugal. *International Journal of Climatology*, 29, pp. 2156-2170.
- Peña-Angulo, D., Cortesi, N., Brunetti, M., González-Hidalgo, J.C. (2015). Spatial variability of maximum and minimum monthly temperature in Spain during 1981-2010, evaluated by Correlation Decay Distance (CDD). *Theoretical and Applied Climatology*, Volumen 122, pp. 35-45.
- Peña-Angulo, D., Brunetti, M., Cortesi, C., Gonzalez-Hidalgo, J.C. (2016). A new climatology of maximum and minimum temperature (1951-2010) in the Spanish mainland. *International Journal of Geographical Information Science*, (en prensa DOI 10.1080/13658816.2016.1155712).
- Pesaresi, S., Galdenzi, D., Biondi, E., & Casavecchia, S. (2014). Bioclimate of Italy: application of the worldwide bioclimatic classification system, *Journal of Maps*, DOI: 10.1080/17445647.2014.891472
- Piñas, S., López, F., M.S. y López Fernández, M.L. (2008a). Termotipos de la España Peninsular y Balear, y su cartografía. Publicaciones de Biología de la Universidad de Navarra. Serie Botánica, Volumen 17, pp 237-242.
- Piñas, S., López, F., M.S. y López Fernández, M.L. (2008b). Ombrotipos de la España Peninsular y Balear, y su cartografía. Publicaciones de Biología de la Universidad de Navarra. Serie Botánica, Volumen 17, pp 243-248.
- Piñas, S., López, M.L. & López Fernández, M.S. (2009). Andalucía: Cartografía y áreas de sus Bioclimas, Continentalidad, Termotipos y Ombrotipos. En "Biogeografía Scientia Biodiversitatis" (Actas del V Congreso Español de Biogeografía. Málaga 9-12 de septiembre 2008). Ed. Real, R. y Márquez, A.L., pp. 109-119.
- Rivas-Martínez, S. (2008). Globalbioclimatics, Internet: <http://www.globalbioclimatics.org>.
- Rivas-Martínez, S., Rivas Sáenz, S., Penas, A. (2011). Worldwide bioclimatic classification system. *Global Geobotany*, 634 pp + 4.

AW-ISOBIOCLIMAS: APLICACIÓN WEB PARA CONSULTAR LOS ISOBIOCLIMAS DE LA ESPAÑA PENINSULAR Y BALEAR

Ricardo MARCO GARCÍA¹, Miguel Antonio SARIÑENA USACH²,
María Soledad LÓPEZ FERNÁNDEZ³, María Luisa LÓPEZ FERNÁNDEZ¹

¹Universidad de Navarra, Depart. de Biología Ambiental, Facultad de Ciencias.

²Técnico informático.

³Instituto de Estudios Manchegos, CSIC, Ciudad Real.

rmarco@unav.es, richardmarco@ono.com, miguelsarinena@miguelsarinena.name,
solpfernandez@gmail.com, mllopez@unav.es

RESUMEN

Para este trabajo se ha preparado una página web, y también un archivo en formato KML, compartido en la misma página web, con la información de los Isobioclimas de la España Peninsular y Balear, publicada en 2015. Para su realización se ha utilizado HTML5, estándar de la W3C para la geolocalización, y Open Layers para generación de mapas web de código abierto. Este formato permite ser leído por múltiples aplicaciones en diferentes sistemas operativos y tanto en dispositivos fijos (ordenadores) como portátiles (móviles y tablets). Así el usuario puede consultar, "in situ", la información del Isobioclima sobre el que se encuentra en el campo. Haciendo un clic de ratón sobre la mancha de Isobioclima, se obtiene más información sobre el mismo.

Los Isobioclimas están definidos por todos los factores bioclimáticos jerarquizados de un área y se expresan con una frase que incluye Macrobioclima, Bioclima, Variante Bioclimática (si la hubiere) y Piso Bioclimático -Termotipo y Ombrotipo- y permiten reconocer las áreas de igual potencialidad biológica. Los geodatos preparados contienen la información de los 72 Isobioclimas encontrados en el territorio de la España Peninsular y Balear.

Palabras clave: Bioclimatología, dispositivos móviles, HTML5, KML, geodatos.

ABSTRACT

For this work a web page has been prepared, as well as a file in KML format, shared on the same web page, both with information on Isobioclimates of Peninsular Spain and the Balearic Islands, published in 2015. HTML5, W3C standard for geolocation, and Open Layers for generation of open source web mapping, have been used. This format can be read by multiple applications on different operating systems and in both fixed and devices (computers) and portable (mobile and tablets). So the user can consult, "in situ", information about the Isobioclimate of its present position in the field.

The Isobioclimates are defined by all hierarchized bioclimatic factors of an área, and are named with a phrase which includes Macrobioclimate, Bioclimate, Bioclimatic Variant (if any) and Bioclimatic

Belt -Thermotype and Ombrotype-. The Isobioclimates allow to recognize the areas with equal biological potentiality. The prepared geodata contain the information on the 72 Isobioclimates found in the territory of Peninsular Spain and the Balearic Islands.

Key words: Bioclimatology, mobile devices, HTML5, KML, geodata

1. INTRODUCCIÓN

Los Isobioclimas son la representación climática de la realidad viva, es decir, indican intervalos de parámetros como la temperatura, el confort hídrico, y sus oscilaciones diarias y estacionales, con significación para los seres vivos. Una de las clasificaciones bioclimáticas más reconocidas es la denominada “Worldwide Bioclimatic Classification System”, WBCS (Rivas-Martínez, 2008; Rivas-Martínez *et al.*, 1999, 2011). Con esa metodología se han realizado diversos mapas representando la realidad bioclimática. Cronológicamente, Rivas-Martínez *et al.*, 2002 a y b, publican mapas de Bioclimas y Variantes, y de Termotipos, de Portugal y España; López Fernández *et al.*, en 2003, publican el Mapa Bioclimático de Navarra; y en 2008, los “Macrobioclimas, Bioclimas y Variantes Bioclimáticas de la España Peninsular y Balear”; Piñas *et al.*, en 2008 a y b, publicaron los Termotipos y los Ombrotipos de la España Peninsular y Balear y su cartografía, y Piñas *et al.*, en 2009, “Andalucía: Cartografía y áreas de sus Bioclimas, Continentalidad, Termotipos y Ombrotipos”; López *et al.*, en 2009, los Isobioclimas de la provincia de Málaga y su Cartografía; y López *et al.*, en 2015, “Mapa Isobioclimático de la España Peninsular y Balear”. Mapas bioclimáticos se han realizado también en Portugal (Mesquita y Sousa, 2009), en Cerdeña (Canu *et al.*, 2015) y en toda Italia (Pesaresi *et al.* 2014).

En los últimos años, la tecnología informática ha llegado a todos los ámbitos de nuestras vidas y, entre ésta, los dispositivos móviles inteligentes, o smartphones, han supuesto una auténtica revolución por sus características. El uso de los dispositivos móviles, con su acceso a internet y sus sensores de localización, amplían las posibilidades para conocer más información sobre nuestra ubicación. La capacidad de comunicación, el acceso a bases de datos “on line” y la capacidad de calcular y transmitir la posición del usuario, hacen de estos dispositivos unas herramientas únicas para transmitir datos referidos a una posición espacial, geodatos. Estas capacidades le han servido al usuario para obtener más información sobre su ubicación. Además de por el geoposicionamiento, el transmitir datos, imágenes o textos de manera remota ha convertido estos dispositivos en eficientes herramientas de toma de datos de campo para investigadores o cualquier usuario del dispositivo. Así, cualquier usuario puede transmitir su posición asociada a un evento con significado biológico o científico, por ejemplo, la presencia de una especie invasora (Plantas Invasoras) o una plaga como es el caso de la aplicación (Mosquito Alert) para detectar la extensión de la plaga del mosquito tigre (*Aedes albopictus*). Así mismo se han utilizado aplicaciones para móvil para comprobar si hay relación entre los casos de migraña y los cambios de temperatura ambiental (Influence of temperature changes on migraine occurrence in

Germany, Jörg Scheidt *et al.*, 2013). Para estos usos se han empleado tanto aplicaciones para móvil, como páginas web, por ejemplo, en el caso del proyecto de Cyber Ciudadanos (Cyber Citizens project) que comenzó en 2011 desde la National Science Foundation dedicada a producir herramientas para móvil y web que ayuden a los usuarios y a los científicos, en la captura de información medioambiental con sus dispositivos informáticos. ZamiaDroid es una aplicación que facilita a los usuarios la captura de datos georreferenciados a través de formularios. Se pueden introducir datos textuales (simples o indexados a tesauros), polígonos y/o fotografías, para la definición de proyectos. A su vez, se pueden editar, representar sobre mapas, importar y exportar los datos a hojas de cálculo o bases de datos (ver <https://play.google.com/store/apps/details?id=uni.proyecto>). Así mismo, Weather and Climate es una aplicación para motivar a los estudiantes a conocer y explorar el clima y el tiempo atmosférico, permitiendo el cálculo de diversos parámetros climáticos (ver https://play.google.com/store/apps/details?id=com.werkzpublishing.sw.school.weather_climate).

En la actualidad la tecnología digital amplía las posibilidades del papel, y es posible disponer y usar la información de los mapas bioclimáticos en formato digital desde cualquier ordenador, tablet o dispositivo móvil, incluso en pleno trabajo de campo, aprovechando las capacidades de ubicación de esos dispositivos. Coordinar la información bioclimática en formato digital con las capacidades de ubicación de los dispositivos móviles, para poder conocer sobre el terreno el Isobioclima en que nos encontramos, es el objetivo de este trabajo.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

En este trabajo se ha dispuesto del archivo shapefile de los Isobioclimas de la España Peninsular y Balear, preparado por López *et al.*, 2015. El archivo se ha representado con colores y transparencia para que se pueda visualizar mejor. Además, se le ha añadido un campo con información para que salga la cartela, o pop up, al pinchar en cualquier punto del mapa.

El archivo digital se ha exportado, mediante las herramientas de exportación de ArcGis Desktop, a formato KML, (Keyhole Markup Language) compatible con su visualización en páginas web. Se han creado varias versiones, a mayor y menor resolución, para que se pueda visualizar en la web en dispositivos de distinta capacidad de procesamiento.

La página web se ha realizado con HTML5, el lenguaje utilizado para crear páginas web, y con el último estándar del Consorcio World Wide Web (W3C), que son quienes desarrollan los estándares para su uso en internet, y que permiten la geolocalización. Para el uso de mapas web se han utilizado librerías javascript openlayers. Estos formatos y lenguajes han servido para desarrollar una aplicación que se relaciona con los sensores de nuestro dispositivo móvil, smartphone o PDA (GNSS o sistema de posicionamiento global por satélite) para obtener nuestra posición en el mapa web.

Se ha utilizado un diseño responsivo, para que el tamaño de la página web se adapte al tamaño de pantalla del dispositivo utilizado. Esto permite el acceso a la web desde cualquier dispositivo, móviles o de escritorio.

Como fondo de mapa se han utilizado dos capas de información gráfica. Para obtener la topografía con las ciudades, carreteras y ríos se ha empleado el mapa libre Open Street Map (OSM) que es un proyecto colaborativo para crear [mapas libres](#) y editables. Como fondo de fotografía aérea (ortofotos) se ha utilizado el mapa de PNOA. Es un Servicio de visualización Inspire Teselado: (WMTS) de ortofotos del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Mediante el uso de ambos servicios se podrán visualizar los bioclimas sobre fondo topográfico, o sobre ortofotomapa. El uso de estos estándares evita problemas de compatibilidad y hace que la página web se pueda utilizar desde muchos tipos de dispositivos, aunque, por la cantidad de datos gráficos y de información, algunos programas o dispositivos pueden no ser compatibles.

3. RESULTADOS

Como resultados tenemos la aplicación web denominada: “AW-Isobioclimas”, disponible en: <http://www.miguelsarinena.name/isobioclima/>

Son mapas web y kml, que permiten la visualización y consulta de los Isobioclimas de la Península Ibérica y Baleares. Pinchando en esa dirección, aparece la portada de la aplicación -ver figura 1-. En esa portada hay tres botones u opciones de consulta a distintas resoluciones, según las capacidades del dispositivo desde el que nos conectemos y de si disponemos, o no, de conexión a internet:

- 1- Mapa web de Isobioclimas a resolución alta, para su consulta “on line” desde Windows o Android.
- 2- Mapa web de Isobioclimas a menor resolución, optimizado para otros dispositivos
- 3- KML para descarga con la misma información, para su uso con o sin conexión.

•

Figura 1: Portada de la aplicación web

Se ha incluido también un enlace al artículo web donde aparece el mapa y la información de Isobioclimas utilizada en esta aplicación.

La página web completa permite la visualización de los Isobioclimas -figura 2-

Figura 2: vista de la aplicación web con los Isobioclimas

desde dispositivos fijos (PC con Windows, o MAC) o portátiles con Windows o Android. Los Isobioclimas se visualizan sobre un mapa con fondo topográfico o de fotografía aérea ampliada. Se pueden consultar los datos de referencia de todas las zonas isobioclimáticas haciendo un clic de ratón sobre cada una de ellas. Al cargar la página, el navegador solicitará permiso al usuario para que éste comparta su posición -Figura 3-. Si es así se podrá comprobar el Isobioclima en la ubicación del

Figura 3: Funcionamiento de la página web de Isobioclimas: solicitud de acceso a la ubicación del usuario desde la página web de la aplicación para obtener su localización en el mapa.

usuario, opción que es muy interesante si se utiliza dispositivos móviles con sistema de geolocalización, caso en el que podemos comprobar el Isobioclima "in situ", en nuestra posición.

Además del nombre del Isobioclima, al pinchar sobre "Más información", se accede a una web con más datos con el Isobioclima, Macrobioclima, Bioclima, Variante, Termotipo y Ombrotipo.

Aunque, según la documentación de las herramientas web utilizadas, la página web obtenida debía ser de uso universal, se comprobó que algunos dispositivos tenían problemas para cargarla u obtener todas las opciones de la misma: por ello, se ofrece una página web reducida, que utiliza menos recursos, aunque a costa de reducir un poco la precisión en la definición de las manchas de Isobioclimas -figura 4-.

Figura 4: Detalle de la precisión en la página web completa (a la izquierda) y reducida.

Las opciones web permiten el uso de la página web si tenemos conexión a internet, pero nos puede resultar interesante la consulta del Isobioclima en campo, donde no siempre podemos disponer de conexión a internet. Para este caso se ha creado una versión consistente en un archivo KML, que se puede descargar y utilizar con o sin conexión a internet. Para utilizar este archivo debemos disponer de un programa o aplicación para que se pueda visualizar en nuestro dispositivo. Aplicaciones que manejan archivos KMZ son "Google Earth", o "Google Maps", entre otros, en el ordenador; "Google Earth", "Maps" y "Oruxmaps", en dispositivos con Android; y MotionX-GPS, en dispositivos Mac o IOS.

Las opciones para la visualización de elementos en la página aparecen arriba como tres rayitas horizontales -figura 5-.

Al hacer clic en las del lado izquierdo aparece una leyenda que permite activar o desactivar las diferentes capas del mapa web, la capa con la información de Isobioclimas, y las dos capas base que se pueden elegir, OSM, que es Open Street Map, un mapa topográfico con carreteras, ríos y ciudades y PNOA que es el fondo con fotografía aérea. Bajo cada una de estas capas de fondo aparece una barra horizontal con un

cursor, moviéndolo hacia la derecha se aumenta la opacidad de la capa, si se desplaza hacia la izquierda se aumenta la transparencia.

Figura 5: Funcionamiento de la página web de Isobioclimas, opciones de visualización de fondos de mapa y transparencias.

Al pinchar sobre un isobioclima se accede a la información sobre el mismo y a un enlace web que nos ofrece más información -figuras 6 y 7-.

Figura 6: Funcionamiento de la página web de Isobioclimas. Información sobre los Isobioclimas.

y los límites de ese Isobioclima, e incluso los Isobioclimas limítrofes, y los de toda España peninsular y Balear.

La conexión con la publicación digital originaria, López *et al.* 2015, permite aclarar y ampliar la información sobre cualquier Isobioclima en estudio.

Se agradecerán sugerencias por parte de los usuarios para mejorar esta página web.

A pesar de que por las herramientas web utilizadas la página web no debería dar problema para su uso en diferentes dispositivos se han detectado algunos problemas de compatibilidad con algunos dispositivos y navegadores. Algunos dispositivos I-pad, I-pad mini, o I-phone, pueden tener incompatibilidades parciales. El navegador Google Chrome, a partir de la versión 50, también puede dar problemas para aprovechar todas las características de la página web.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Profesor Rivas-Martínez, y al CIF, que nos facilitaran, en su día, la base de datos para realizar el Mapa de Isobioclimas de la España peninsular y balear, base de esta aplicación.

REFERENCIAS

Canu, S., Rosati, L., Fiori, M., *et al.* (2015). “Bioclimate map of Sardinia (Italy)”. *Journal of Maps*, 11, pp. 711-718.

HTML5 <https://www.w3.org/TR/html5/>

López Fernández, M. L.; Marco, R.; Piñas, S.; & López F., M.S. (2015). “Mapa Isobioclimático de la España Peninsular y Balear”. Documentos Aljibe “on-line”, vol. II, nº 4. 7 de octubre de 2015. Ciudad Real. Edita Sociedad Surcos. <http://www.naturalezaenhispania.com>.

López Fernández, M. L.; Piñas, S.; Amézqueta Ibero, A.; Aquerreta Molina, S.; López, M.S.; Almarcegui, I.; Urdiain, M.; Royo Esnal, A. (2003). “Mapa bioclimático de Navarra”. Publicaciones de Biología. Universidad de Navarra, Serie Botánica. Pamplona, Volumen 15: pp 53-63.

López Fernández, M. L., Piñas, S. y López, M. S. (2008). Macrobioclimas, Bioclimas y Variantes Bioclimáticas de la España Peninsular y Balear, y su cartografía. Publ. de Biología, Univ. de Navarra Serie Botánica, Vol. 17:pp 229-236.

López, M. L., Piñas, S. y López, M.S. (2009). Isobioclimas de la provincia de Málaga y su Cartografía. En “Biogeografía Scientia Biodiversitatis” (Actas del V Congreso Español de Biogeografía. Málaga 9-12 de Septiembre (2008) Real, R & Márquez, A.N.. Editores. Málaga.

Mesquita, S. and Sousa, A.J. (2009). “Bioclimatic mapping using geostatistical approaches: application to mainland Portugal”. *Internatinal Journal of Climatology*, 29, pp. 2156-2170.

MOBILE ENVIRONMENTAL CITIZEN SCIENCE AT MICHIGAN TECH: <http://citizenscience.cs.mtu.edu/> Citizen Science.

Mosquito alert: <https://play.google.com/store/apps/details?id=ceab.move-lab.tiga-trapp>.

OpenLayers v3.15, <https://www.openlayers.org>

Pesaresi, S., Galdenzi, D., Biondi, E., & Casavecchia, S. (2014). Bioclimate of Italy: application of the worldwide bioclimatic classification system, *Journal of Maps*, DOI: 10.1080/17445647.2014.891472

Piñas, S., López, F., M.S. y López Fernández, M.L. (2008a). Termotipos de la España Peninsular y Balear, y su cartografía. *Publicaciones de Biología de la Universidad de Navarra. Serie Botánica, Volumen 17*, pp 237-242.

Piñas, S., López, F., M.S. y López Fernández, M.L. (2008b). Ombrotipos de la España Peninsular y Balear, y su cartografía. *Publicaciones de Biología de la Universidad de Navarra. Serie Botánica, Volumen 17*, pp 243-248.

Piñas, S., López, M.L. & López Fernández, M.S. (2009). Andalucía: Cartografía y áreas de sus Bioclimas, Continentalidad, Termotipos y Ombrotipos. En “Biogeografía Scientia Biodiversitatis” (Actas del V Congreso Español de Biogeografía. Málaga 9-12 de septiembre 2008). Ed. Real, R. y Márquez, A.L., pp. 109-119.

Rivas-Martínez, S. (2008). Globalbioclimatics, Internet: <http://www.globalbioclimatics.org>

Rivas-Martínez, S., Penas, A., Díaz, T.E. (2002a). “Bioclimatic Map of Portugal and Spain: 1, Bioclimates (and Variants)”. *Itinera Geobotanica*, 15, pp. 14-15.

Rivas-Martínez, S., Penas, A., Díaz, T.E. (2002b). “Bioclimatic Map of Portugal and Spain: 2: - Thermoclimatic Belts”. *Itinera Geobotanica*, 15, pp. 16-17.

Rivas-Martínez, S., Rivas Sáenz, S., Penas, A. (2011). “Worldwide bioclimatic classification system”. *Global Geobotany* 634 pp + 4 Maps.

Rivas-Martínez, S., D. Sánchez-Mata & M. Costa (1999). North American Boreal and Western Temperate vegetation. *Itinera Geobot.* 12: 5-316.

Scheidt, J., Koppe, C., Rill, S., Reinel, D., Wogenstein, F. & Drescher, J. (2013). Influence of temperature changes on migraine occurrence in Germany. *Int J Biometeorol.* 57 (4): 649-54. doi: 10.1007/s00484-012-0582-2. Epub 2012 Aug 16.

Weather and Climate: https://play.google.com/store/apps/details?id=com.Werkzpublishing.sw.school.weather_climate.

ZamiaDroid <https://play.google.com/store/apps/details?id=uni.projecte>.

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓN EN EL SUR DE CATALUÑA Y SU RELACIÓN CON LA OSCILACIÓN DEL MEDITERRÁNEO OCCIDENTAL (WEMO)

Marc LEMUS CÁNOVAS¹, Joan Albert LÓPEZ-BUSTINS^{1,2}

¹Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona.

²Grup de Climatologia, Departament de Geografia, Universitat de Barcelona.
marc_lemus@hotmail.com, jlopezbustins@ub.edu

RESUMEN

El sur de Cataluña es un área caracterizada por una pluviometría de elevada irregularidad temporal, lo que conlleva diferentes riesgos naturales como inundaciones, desprendimientos, etc. El presente estudio pretende definir el comportamiento de la precipitación en esta región de Cataluña a distintas escalas temporales durante el periodo de estudio (1951-2014) mediante el uso de índices pluviométricos (CV, S_1 y CI), que permitan una mayor eficacia en la gestión del territorio así como una mejor conservación de los recursos naturales. Además, dicho estudio evalúa el grado de influencia del patrón de teleconexión de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) para distinguir aquellos periodos en que la circulación atmosférica favorece precipitaciones de carácter torrencial e irregular. Los resultados obtenidos a partir del análisis de las series de precipitación de 20 observatorios distribuidos por el área de estudio muestran una disminución de la variabilidad pluviométrica en el subperiodo más reciente (1983-2014) respecto al anterior (1951-1982) a resolución anual. Por lo que respecta al análisis estacional, las zonas con una mayor correlación negativa entre la WeMO y la precipitación son aquellas en que los índices pluviométricos representan valores más elevados. En general, la WeMO está bien sincronizada durante las estaciones de otoño e invierno con los índices pluviométricos. En cambio, en la primavera y el verano, los valores de la WeMO influyen débilmente los mencionados índices. Es, precisamente, a resolución estacional donde la WeMO aporta una mayor información; los índices expresan una tendencia al aumento de la variabilidad pluviométrica en invierno, coincidente con un incremento de la influencia de la WeMO, y una disminución de esta variabilidad en otoño, relacionada con un debilitamiento de las correlaciones de la WeMO con la precipitación de esta estación.

Palabras clave: Índices Pluviométricos, Irregularidad Temporal, Variabilidad Pluviométrica, WeMO.

ABSTRACT

Southern Catalonia is an area characterized by high temporal irregularity of rainfall, and this fact gives rise to different natural hazards such as floods, landslides, etc. The present study aims to define the behavior of precipitation in this region of Catalonia at different time scales during the study period (1951-2014) by means of precipitation indices (CV, S_1 and CI), which enable more effective land management and

better conservation of natural resources. Furthermore, our paper assesses the degree of influence of the teleconnection pattern known as the Western Mediterranean Oscillation (WeMO) in order to distinguish periods in which atmospheric circulation involves torrential and irregular rainfall. The results obtained from the analysis of precipitation series of 20 observatories distributed throughout the study area show a reduction of rainfall variability in the latest subperiod (1983-2014) in relation to the previous one (1951-1982) in annual resolution. With regard to seasonal analysis, areas exhibiting a higher negative correlation between the WeMO and precipitation are those in which the precipitation indices present high values. In general, the WeMO is well synchronized with the precipitation indices during the autumn and winter seasons; however, in both spring and summer, WeMO values have a weak influence on these indices. Precisely, WeMO seasonal resolution provides abundant information; the indices express a trend towards increasing rainfall variability in winter, coinciding with an increase in the influence of the WeMO, and a decrease in this variability in autumn, related to a weakening of the WeMO correlations with precipitation in this season.

Key words: Precipitation Indices, Temporal Irregularity, Rainfall Variability, WeMO.

1. INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos más estudiados actualmente en los trabajos sobre Climatología de la cuenca mediterránea es el que se refiere a la variabilidad pluviométrica centrada en el actual proceso de cambio climático, sobre todo, por su incierta evolución. En este sentido, el sur de Cataluña es un área con una notable frecuencia de episodios torrenciales, principalmente, debido a su situación de transición entre el clima marítimo templado de la fachada atlántica, al norte, y el clima semidesértico y subtropical, al sur, así como el papel que ejerce el Mar Mediterráneo en la dinámica atmosférica de este territorio (Martín-Vide *et al.*, 2010).

El interés por el estudio de la variabilidad pluviométrica ha ido creciendo en los últimos años, sobre todo, a partir del auge del cambio climático. Inicialmente, los estudios se centraron en determinar cómo se caracterizaba la precipitación en un periodo temporal determinado en base a unos estadísticos básicos (Albentosa, 1970). A partir de la década de los 80, empezaron a proliferar numerosos estudios (Martín-Vide, 1986; Burgueño, 1991; Burgueño, 1993) que incluyeron nuevos índices (*Precipitation Concentration Index*, PCI, e índice de disparidad consecutiva, S_1) para caracterizar la variabilidad pluviométrica a una escala mensual y anual (Oliver, 1980; Martín-Vide, 1986). Durante las dos últimas décadas, también se ha desarrollado el análisis diario de la precipitación; ejemplo de ello es la propuesta de Martín-Vide (2004) en la formulación de un índice de concentración (CI).

No meramente los índices pluviométricos han servido para caracterizar la pluviometría, también los índices de teleconexión nos permiten establecer correlaciones con las precipitaciones, indicando así, qué tipos de flujos o circulaciones favorecen la aparición de la precipitación. Asimismo, el desarrollo de un índice de teleconexión para el Mediterráneo Occidental, conocido como la Oscilación del Mediterráneo Occidental (*Western Mediterranean Oscillation*, WeMO) (Martín-Vide, 2002; Martín-Vide y López Bustins, 2006), supuso la posibilidad de determinar el comportamiento pluviométrico de la fachada oriental de la Península Ibérica. La precipitación de esta

franja mediterránea se halla débilmente influenciada por el patrón de teleconexión del Atlántico Norte (*North Atlantic Oscillation*, NAO).

De este modo, el objetivo principal de este trabajo es definir el comportamiento de la precipitación en el sur de Cataluña a distintas escalas temporales durante el periodo de estudio (1951-2014), mediante el uso de índices pluviométricos y el patrón de teleconexión WeMO.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

El área de estudio corresponde a la provincia de Tarragona, la cual comprende las tierras del sur de Cataluña. Los datos mensuales de precipitación empleados en los 20 observatorios repartidos por el área de estudio provienen de dos organismos oficiales, el SMC (*Servei Meteorològic de Catalunya*) y la AEMET (*Agencia Estatal de Meteorología*), y del Grupo del Cambio Climático de la Universidad Rovira i Virgili (C3). En el caso de los datos diarios de precipitación (16 observatorios) han sido extraídos del SMC así como del proyecto ECA&D (*European Climate Assessment & Dataset*) (Fig. 1)

Fig. 1: Red de estaciones meteorológicas empleada en el estudio por comarcas tarraconenses. Se distinguen los observatorios con datos mensuales y con datos mensuales y diarios de precipitación.

En el presente estudio se calculan tres índices pluviométricos: el coeficiente de variación (CV), el índice de disparidad consecutiva (S_1) y el índice de concentración diaria (CI). El CV evalúa la variabilidad a partir del cociente entre la desviación tipo y la media. El S_1 también calcula dicha variabilidad pero teniendo en cuenta el orden temporal de la precipitación, es decir, en cuanto más alternados estén los años lluviosos y secos más alto será su valor, y viceversa. Por último, el CI se basa en cuantificar el peso que tienen aquellos días con un mayor volumen de precipitación en el total pluviométrico anual. Para este estudio, se calculan el CV y el S_1 estacionalmente, y el CI anualmente.

Los valores del índice de la WeMO (WeMOi) se calculan a partir de la diferencia de los valores estandarizados de presión atmosférica entre los observatorios de Padua (norte de Italia) y San Fernando (suroeste de España). Los valores del WeMOi usados en este trabajo provienen del Grupo de Climatología de la Universidad de Barcelona. Para el estudio de la influencia de la WeMO, se ha empleado el coeficiente de correlación de Pearson para evaluar el grado de dependencia entre la precipitación anual y estacional de cada observatorio y los valores del WeMOi.

Los valores de estos índices pluviométricos, junto con la influencia del patrón de teleconexión de la WeMO, permiten definir el carácter pluviométrico de la región. Los resultados se presentan anualmente y por estaciones, para el periodo de estudio 1951-2014, y los subperiodos 1951-1982 y 1983-2014. La representación de la distribución espacial de los resultados se ha llevado a cabo mediante el método geostatístico de interpolación Kriging, disponible en el software ArcGIS 10.2.

3. RESULTADOS

3.1. Anual

Los valores obtenidos para el área de estudio denotan una variabilidad típicamente mediterránea con unos CV claramente por encima del 20%, umbral que simboliza el cambio entre la pluviometría mediterránea y la atlántica (Martín-Vide, 2003). Los valores más elevados del CV se encuentran en la mitad sur y en el litoral, que oscilan entre 30 y 35%. Estos coeficientes tan elevados se explican por la elevada susceptibilidad a recibir episodios de precipitaciones intensas cuando el flujo de aire marino incide en la compleja fisiografía de la mitad meridional del territorio de estudio.

Respecto a la evolución entre subperiodos del CV, la variabilidad ha disminuido considerablemente en la mitad sur, pasando de valores muy altos (entre 35 y 40 %) a una homogeneidad de valores moderados (entre 20 y 25%). En cambio, el CV apenas sufre cambio alguno en el norte, donde en ambos periodos posee valores entre 20 y 25%.

Un patrón casi idéntico al que presenta el CV es el que muestra el S_1 . De nuevo, los valores más elevados del periodo entero se distribuyen por el sur y el litoral, entre 0,35 y 0,4, que por la orientación y la orografía, es un área susceptible a registrar episodios torrenciales (López-Bustins, 2007). En cambio, a medida que vamos incrementando de latitud, la orientación de los relieves y el contorno costero varía, y el S_1 disminuye considerablemente. La variación entre subperiodos se produce bajo la misma dinámica que en el caso del CV, es decir, una disminución notable del índice en el segundo subperiodo.

El CI tiene un valor medio de 0,63 para el periodo completo en el caso del sur de Cataluña. La precipitación más concentrada cae en las áreas litorales y en el extremo

sur, con unos valores que alcanzan los 0,69 en el Observatori de l'Ebre en Tortosa (el Baix Ebre). En este observatorio, el 79% de los días del año acumulan el 25% de la precipitación. El 75% restante de la precipitación cae en tan sólo el 21% de días restantes, lo que manifiesta una elevada concentración de la precipitación en este observatorio, con los consecuentes procesos erosivos sobre el suelo (Olcina-Cantos, 2013).

En cuanto a la evolución de este índice, a partir del análisis de los dos subperiodos, podemos distinguir un aumento en la mitad noreste y extremo noroeste, y un descenso en el extremo meridional así como en la costa sur y penetrando en el interior.

Fig. 2: Clúster de mapas compuesto por los índices pluviométricos CV (coeficiente de variación), S₁ (índice de disparidad consecutiva) y CI (índice de concentración), así como las correlaciones resultantes entre la precipitación y el WeMOi en el sur de Cataluña, anualmente y para los periodos 1951-2014, y los subperiodos 1951-1982 (sp1) y 1983-2014 (sp2). La última columna representa las diferencias netas entre ambos subperiodos (sp2-sp1).

El análisis anual de las correlaciones entre la precipitación y el WeMOi señala una elevada sincronización con los índices pluviométricos. Aunque para todo el periodo entero no existe una correlación significativa del índice, en el primer subperiodo (1951-1981), hay una correlación negativa y estadísticamente significativa entre los totales anuales y el WeMOi. En el segundo subperiodo esta correlación estadísticamente significativa desaparece prácticamente, por lo que se podría deducir una disminución de la precipitación de origen mediterráneo. Este hecho es muy significativo, ya que el descenso de la correlación del WeMOi está vinculado directamente con el descenso de la variabilidad mostrado en los diversos índices, excepto el CI, el cual sufre un descenso más discreto e irregular. Aunque se trate del análisis de sólo dos subperiodos, parece que la WeMO en función del grado de correlación que establece con la precipitación, es capaz de identificar a la vez, el grado de variabilidad de la misma.

3.2. Invierno

La estación invernal posee unos valores de variabilidad moderados en cuanto al CV (entre 50 y 65%) y al S_1 (entre 0,6 y 0,9). Debe tenerse en cuenta que a resolución estacional, los valores de los índices son siempre más elevados que anualmente porque una estación comprende un periodo de tiempo más corto (3 meses) que un año (12 meses). La variabilidad parece haber aumentado durante el segundo subperiodo, ya que como muestran los resultados del CV, el aumento en puntos porcentuales es muy destacable en las comarcas interiores, cuantificando un ascenso de 30 puntos en Flix-Vinebre (la Ribera d'Ebre) o 28 puntos en Cabacés (el Priorat). En cambio, en el Delta del Ebro los valores del CV, a pesar de ser ya elevados, no incrementan prácticamente.

Respecto al índice S_1 , éste también aumenta en el segundo subperiodo pero de una manera más pausada y no en todas partes. El ascenso más considerable se produce en el interior, donde el incremento llega a ser de 0,3 puntos, por el contrario, destaca el ligero descenso del índice alrededor del Delta del Ebro.

Los coeficientes de correlación estimados entre la precipitación y el WeMOi tienden a negativizarse en toda el área de estudio durante el segundo subperiodo, con unos valores más ampliamente negativos cuanto más al oeste del área de estudio. En cambio, la variación entre subperiodos muestra que los puntos donde más se ha reforzado la correlación negativa han sido los situados al este y, decrecen gradualmente hacia el oeste.

En general, la WeMO es sensible al aumento de la variabilidad, ya que en el primer subperiodo sólo se correlaciona negativa y significativamente con la precipitación de las áreas que obtienen un mayor valor del CV. En el siguiente subperiodo, el reforzamiento de la correlación con el WeMOi está relacionado con un aumento del CV en todo el territorio. El punto donde menos aumenta la influencia de la WeMO, el Delta del Ebro, es a la vez el punto donde menos aumenta CV. El índice S_1 se presenta muy irregular en todo el territorio y es más difícil encontrar similitudes con la evolución de la correlación del WeMOi.

Fig. 3: Ídem que fig. 2, pero para la estación de invierno (enero, febrero y marzo).

3.3. Primavera

Durante esta estación hay una gradación de norte a sur del CV, con valores más moderados en el norte (45-50 %) y más elevados en el sur (65-70 %). De hecho, en Amposta (el Montsià) la primavera es la segunda estación más húmeda (122,1 mm), pero al mismo tiempo es la que posee el CV más alto (76,4%). En este sentido, podemos argumentar que el área costera del extremo sur depende fundamentalmente de situaciones ciclónicas, advectivas del este o sureste para recibir precipitaciones de forma abundante en esta época. La convección que se produce en las zonas interiores no tiene demasiada llegada en áreas litorales debido a la baja temperatura que se encuentra el mar en esta época y que inhibe el flujo vertical. El mismo patrón, prácticamente idéntico, se reproduce para el S_1 . En ambos índices hay un contraste entre el litoral sur y el litoral norte, debido al cambio de orientación del contorno litoral así como la disposición de los relieves, lo que puede explicar esta gradación de los valores de sur a norte por el litoral. La orientación de la costa sur favorece que las situaciones ciclónicas o advectivas marítimas tengan una mayor repercusión que en la costa norte (López-Bustins, 2007).

En cuanto a la WeMO, ésta tiene una mayor influencia en el tercio sur, donde la correlación es estadísticamente significativa para todo el periodo. Precisamente, los valores más altos del CV y S_1 para el periodo entero se encuentran en el área de mayor

influencia de la WeMO. Respecto a la variación entre subperiodos, en el tercio sur la correlación se mantiene estabilizada (negativización inferior a -0,1), lo que denota un área de fuerte variabilidad. En cambio, aparece en el segundo subperiodo una franja con correlaciones negativas y estadísticamente significativas en la parte oriental del área de estudio, pero que tiene poco impacto en los índices pluviométricos. Sólo se detecta un incremento del CV en la costa más oriental por una negativización de la correlación entre la precipitación y el WeMOi. La precipitación del área central no se correlaciona estadísticamente con el WeMOi durante ningún periodo de estudio.

Fig. 4: Ídem que fig. 2, pero para la estación de primavera (marzo, abril y mayo).

3.4. Verano

El CV a escala estacional tiene sus valores más elevados durante el verano al tratarse de la estación seca del año en la mayor parte de la Península Ibérica, pero marcada por el acontecimiento de algunos chubascos convectivos irregulares (Martín-Vide y Olcina-Cantos, 2001).

Los observatorios de Tivissa (la Ribera d'Ebre) y Valls (l'Alt Camp) alcanzan los valores más elevado y bajo, 73,7% y 51,9%, respectivamente, durante el periodo entero. Lo que marca la diferencia entre ambos valores es la precipitación media estival que recoge cada observatorio: 76,7 mm en el caso de Tivissa y 106,3 mm para Valls. Cuanto menor es la precipitación media, los saltos relativos que hay entre los años es mayor.

En el primer subperiodo el núcleo con valores más elevados del CV se encuentra alrededor de la costa del norte del Delta del Ebro. En cambio, para el segundo subperiodo, este núcleo de alta variabilidad se localiza más al norte y al interior, donde aumenta notablemente la variabilidad respecto al primer subperiodo. Por el contrario, esta variabilidad disminuye allí donde era más alta durante el primer subperiodo. Un aumento de la variabilidad de forma más moderada es extensible al resto del territorio, excepto en la costa más oriental donde se mantiene sin cambios.

Fig. 5: Ídem que fig. 2, pero para la estación de verano (junio, julio y agosto).

El índice S_1 tiene un comportamiento similar al CV pero con algunos matices. Por ejemplo, para el periodo completo, la máxima variabilidad es detectada en el Delta del Ebro, mientras que el CV la detecta bastante más al norte. A pesar de este matiz, la variación entre subperiodos tiene muchas similitudes. Los mapas de diferencias entre subperiodos de ambos índices muestran un aumento de la variabilidad en el interior y una disminución en el litoral.

En cuanto a la WeMO, ésta prácticamente no tiene influencia en las precipitaciones de verano, debido a la falta de gradiente bórico en esta época del año. Las precipitaciones estivales, que son escasas, se producen con situaciones sinópticas desdibujadas y con presiones cercanas a los valores normales habitualmente (López-Bustins y Azorín-Molina, 2004). Los pequeños embolsamientos de aire frío en altura, que pueden favorecer las tormentas estivales, no aparecen reflejados en la presión de superficie, elemento clave para las teleconexiones como la NAO o la WeMO.

3.5. Otoño

En otoño se registra la precipitación más elevada de las cuatro estaciones del año en todos los observatorios. El observatorio de Mas de Barberans (el Montsià) posee la precipitación media otoñal más elevada de todos los observatorios con un valor de 254 mm. En Benissanet (la Ribera d'Ebre), el otoño es la segunda estación del año, después del verano (67,5%), con un mayor CV para el periodo entero (66,2%). Este valor contrasta con la variabilidad más moderada que hay en el interior y costa septentrional del área de estudio, donde el CV en Sarral (la Conca de Barberà) y Reus (el Baix Camp) no alcanza el valor 42%. Posiblemente, la orografía y su orientación tengan algo que ver en esta irregularidad de los valores del CV, permitiendo una mayor o menor frecuencia de episodios torrenciales en esta época del año. El primer subperiodo tiene una cartografía muy similar a la de todo el periodo, pero se realzan los valores que indican una mayor variabilidad en general. Por el contrario, en el segundo subperiodo del CV se detecta una disminución muy notable del CV en toda el área de estudio, propiciando una caída de 24 puntos porcentuales del primer subperiodo al segundo en Benissanet (sp1: 76,1%; sp2: 52,3%). En las áreas donde el CV era más elevado durante el primer subperiodo es donde disminuye más en el segundo; en cambio, allí donde ya era bajo, se mantiene estable.

Fig. 6: Ídem que fig. 2, pero para la estación de otoño (septiembre, octubre y noviembre).
Respecto al S_1 , los valores de otoño son los más bajos de todas las estaciones del año, lo que indica que es el trimestre pluviométrico menos desordenado temporalmente.

El hecho de que la precipitación sea abundante en otoño favorece que los saltos relativos entre años no sean muy acentuados, evitando así que el índice se dispare (López-Bustins *et al.*, 2008). Los valores del S_1 disminuyen en el subperiodo más reciente, en el que desaparece el gradiente y quedan unos valores muy bajos en todo el territorio.

Para esta estación, el WeMOi vuelve a detectar la evolución de la variabilidad, en función del grado de correlación que obtiene con la precipitación. Los coeficientes de correlación entre el WeMOi y la precipitación en el primer subperiodo alcanzan valores muy negativos en bastantes sectores (r entre -0,6 y -0,7), mientras que en el segundo subperiodo los coeficientes de correlación aumentan más de seis décimas en diferentes observatorios y pasan a ser estadísticamente no significativos. Este hecho se corresponde con el notable descenso de los índices pluviométricos, sobre todo el CV, en el segundo subperiodo.

4. CONCLUSIÓN

El sur de Cataluña se presenta como un área de elevada irregularidad temporal en el aspecto pluviométrico. Los valores de los índices pluviométricos CV, S_1 y CI obtenidos caracterizan el área de estudio con unos valores propios del clima mediterráneo. La evolución temporal de estos índices pluviométricos ha denotado, a grandes rasgos, un descenso de la variabilidad en el periodo actual (1983-2014) respecto al anterior (1951-1982) a escala anual. En el análisis a escala estacional se ha observado un aumento de la variabilidad para las estaciones secas (verano e invierno) y una disminución para las estaciones húmedas (primavera y otoño). La WeMO ha devenido clave para caracterizar las áreas con mayor variabilidad, así, sus pulsaciones temporales en la influencia de la precipitación ha tenido una correspondencia evidente con la evolución de la variabilidad pluviométrica. En los subperiodos que se han obtenido unas mayores correlaciones entre el WeMOi y la precipitación, los índices pluviométricos han mostrado unos valores más elevados.

AGRADECIMIENTOS

Al *Servei Meteorològic de Catalunya* (SMC), a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y al Grupo del Cambio Climático de la Universitat Rovira i Virgili (C3), así como al proyecto *European Climate Assessment & Dataset*, por los datos prestados en esta investigación. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto WEMOTOR (CSO2014-55799-C2-1-R, 2015-2017) del Ministerio de Economía y Competitividad, y por el *Grup de Climatologia* de la Universitat de Barcelona (UB) (2014 SGR 300, Generalitat de Catalunya). El segundo autor es miembro del *Institut de Recerca de l'Aigua* (IdRA) de la UB.

REFERENCIAS

- Albentosa, L.M. (1970). La aplicación del método estadístico en climatología. El régimen anual de precipitaciones en Barcelona, volumen 11, 79-112.
- Burgueño, J. (1991). Caracterització bàsica de la irregularitat de les precipitacions a Catalunya. Notes de Geografia física. Universitat de Barcelona, 25-32.

- Burgueño, J. (1993). La irregularitat de les precipitacions a Espanya. Aplicacions de l'Índex de Disparitat Consecutiva. Aportaciones en homenaje al professor Luís Miguel Albentosa, 41-55.
- López-Bustins, J.A. (2007). The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Catalan Countries. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- López-Bustins, J.A., Azorín-Molina, C. (2004). Aplicación del índice diario de la Oscilación del Mediterráneo Occidental al estudio de la tipología pluviométrica en Alicante. En J.C. García Codron, C. Diego Liaño, P. Fdez. de Arróyabe Hernández, C. Garmendia Pedraja, D. Rasilla Álvarez (Eds.), *El Clima, entre el Mar y la Montaña* (pp. 333-345), Santander: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC).
- López-Bustins, J.A., Salvà-Catarineu, M., Cernocky, T. (2008). Càlcul i cartografia de la irregularitat pluviomètrica temporal a Catalunya mitjançant tècniques SIG. Segon congrés català de la Geografia, volum C, 228-237.
- Martín-Vide, J. (1986). Notes per a la definició d'un índex de «desordre» en pluviometria. Societat Catalana de Geografia, 89-96.
- Martín-Vide, J. (2002). Ensayo sobre la Oscilación del Mediterráneo Occidental y su influencia en la pluviometría del este de España. En J.A. Guijarro, M. Grimalt, M. Laita, S. Alonso (Eds.), *El Agua y el Clima/ L'Aigua i el Clima* (pp. 35-42), Palma: Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC).
- Martín-Vide, J. (2003). *El temps i el clima*. Departament de Medi Ambient. Generalitat de Catalunya. Barcelona: Rubes.
- Martín-Vide, J. (2004). Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, volumen 24, número 8, 959-971. doi:10.1002/joc.1030
- Martín-Vide, J., Olcina-Cantos, J. (2001). *Climas y Tiempos en España*. Madrid: Alianza Editorial.
- Martín-Vide, J. y López-Bustins, J.-A. (2006). The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, volumen 26, número 11, 1455-1475. doi:10.1002/joc.1388
- Olcina-Cantos, J. (2013). Riscos climàtics i canvi climàtic en el litoral mediterrani espanyol : un escenari d'incerteses. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, volumen 76, 181-203.
- Oliver, J.E. (1980). Monthly precipitation distribution: A comparative index. *Professional Geographer*, volumen 32, número 3, 300-309. doi: 10.1111/j.0033-0124.1980.00300.x

EVALUACIÓN DEL DESEMPEÑO DEL MODELO WRF SOBRE LA REGIÓN MONTAÑOSA CENTRAL DE VERACRUZ, MÉXICO, DURANTE UNA CAMPAÑA DE MEDICIONES EN EL VERANO DEL 2015

Juan Matías MÉNDEZ PÉREZ¹, Ana Karen RAMÍREZ LÓPEZ¹,
y Ana Ceres LUÉVANO DE LA CRUZ¹

¹Grupo de Climatología Aplicada de la Universidad Veracruzana. México.
jumendez@uv.mx, a.karenr190@gmail.com, anaceres25@gmail.com

RESUMEN

La región montañosa central de Veracruz, México, se caracteriza por estar influenciada por su orografía y cercanía al mar (Golfo de México), lo que permite estudiar el acoplamiento entre las diferentes capas atmosféricas y los sistemas de circulación que la afectan durante el año. Mediante mediciones en superficie y en altura, se pretende conocer mejor el transporte de humedad de la costa hacia el altiplano, además de validar las parametrizaciones de los flujos verticales de momento, energía y masa en un modelo numérico de mesoescala. Para ello, de manera simultánea a la campaña de mediciones (27 de junio - 4 de julio de 2015) en la región, se realizó un conjunto de 14 simulaciones numéricas a alta resolución espacial (1 km) y temporal (1 h) con diferentes opciones de parametrizaciones físicas del modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Esto con la finalidad de evaluar el desempeño del WRF para reproducir las condiciones atmosféricas locales registradas durante dicha campaña. El mejor desempeño del modelo se obtuvo con las configuraciones de capa límite planetaria.

Palabras clave: Veracruz, modelo WRF, capa límite planetaria, interacción superficie-atmósfera.

ABSTRACT

The central mountainous region of Veracruz, Mexico, is characterized by being influenced by its topography and proximity to the sea (Gulf of Mexico), allowing to study the link between the different atmospheric layers and circulation systems that affect it during the year. By surface and upper air measurements, it is to better understand the transport of moisture from the coast to the highlands, and to validate the settings of the vertical flows of momentum, energy and mass in a mesoscale numerical model. To do this, simultaneously with a measurement campaign (June 27 - July 4, 2015) way in the region, a set of 14 numerical simulations were performed at high spatial (1 km) and temporal (1 h) resolution with different physical parameterizations options of Weather Research and Forecasting (WRF) model. This in order to evaluate the performance of WRF to reproduce the local weather conditions during the campaign. The best performance was obtained with model configurations planetary boundary layer.

Key words: Veracruz, WRF model, planetary boundary layer, land surface-atmosphere interaction.

1. INTRODUCCIÓN

La zona montañosa central del Golfo de México se caracteriza por una combinación de cadenas montañosas que forman parte del Eje Neovolcánico, la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre del Sur, así como de planicies, llanuras, lomeríos y valles. Las elevaciones más altas corresponden al Pico de Orizaba o Citlaltépetl con 5,700 msnm y el volcán del Cofre de Perote, con una altura de 4,280 msnm. Este importante gradiente altitudinal, es uno de los más escarpados del mundo, pues va de los 5,700 m de altitud (cima del Pico de Orizaba) al nivel del mar en una distancia horizontal de 100 km (Fitzjarrald, 1984 y 1986).

Como consecuencia, la circulación sinóptica se ve influenciada por la orografía; por ejemplo en el semestre centrado en el verano los vientos alisios encuentran la pared montañosa, ascienden de manera forzada para producir precipitación de más de 1,000 mm a barlovento y menos de 400 mm a sotavento. Durante el invierno, los vientos intensos y frecuentes en la región son provocados por los llamados *nortes*-invasiones de aire polar con descensos de temperatura de entre 2 y 5°C en la costa-, mientras que en los meses de verano y otoño los ciclones tropicales son un factor presente en Veracruz, provocando una intensificación en la precipitación como resultado de su orografía (Jáuregui y Zitácuaro, 1995).

Los sistemas de circulación que afectan a la zona montañosa central del Golfo de México en distintas épocas del año, la compleja orografía que presenta, así como su cercanía al mar, convierten a esta región en un laboratorio natural para explorar el acoplamiento entre las diferentes capas atmosférica (superficial y de mezcla), la capa nubosa y la circulación sinóptica, mediante el uso de información existente y de simulaciones numéricas a través de la implementación de modelos de mesoescala.

Dentro del área de estudio destaca la zona de Laguna Verde, es el punto donde se enfoca la evaluación del modelo WRF del presente trabajo. La Central Nucleoeléctrica Laguna Verde (LV) se ubica en la costa central del Golfo de México, en el punto donde el eje Neovolcánico y la Sierra Madre Oriental llegan hasta la costa.

Para poder comprender la manera en que se relacionan las características de la capa atmosférica superficial y el comportamiento de la capa de mezcla se requiere de un conjunto de datos medidos y datos con aproximaciones numéricas en la región de estudio; sobre todo cuando dichas capas se encuentran bajo la influencia de diversos sistemas de circulación regional o sinóptica dominantes (vientos alisios, alisios perturbados, nortes o el anticiclón de las Bermudas-Azores).

El objetivo es evaluar el desempeño del modelo Weather Research and Forecasting (WRF) para simular, a alta resolución espacial (hasta 1 km) y temporal (1 h), las condiciones atmosféricas en la vertiente del Golfo de México y su interacción con la topografía compleja de la zona durante el periodo de mediciones (27 de junio – 4 de julio del 2015). Así como determinar la configuración del modelo y las parametrizaciones físicas adecuadas para el análisis de la interacción superficie/atmósfera. Con ello, se pretende evaluar sistemáticamente el desempeño y las limitaciones del mode-

lo WRF para simular los sistemas meteorológicos de mesoescala y su interacción con la topografía compleja en el área de estudio.

El enfoque de este estudio es la comparación de las condiciones atmosféricas en los niveles cercanos a la superficie del suelo y su interacción con la topografía. Debido a esto, el parámetro físico del modelo WRF de mayor interés será el relacionado a la capa límite planetaria. Dicha parametrización cuenta con diversos esquemas que resuelven particularmente la transferencia de energía turbulenta y de humedad de la superficie.

2. MÉTODOS

2.1. Descripción del modelo WRF

El modelo llamado Weather Research and Forecasting (WRF) (Skamarock *et al.* 2008) es un modelo numérico de área limitada de última generación diseñado para la investigación y la predicción numérica del tiempo meteorológico. Este modelo permite simulaciones tanto de condiciones atmosféricas reales (a través de análisis y observaciones) como idealizadas, a diferentes escalas. Dada su flexibilidad y constantes mejoras, el WRF actualmente es uno de los modelos de mayor uso en diversos centros meteorológicos y de investigación alrededor del mundo.

2.2. Descripción de los datos

En este estudio, las condiciones iniciales y de frontera del modelo WRF fueron suministrados a través de los datos del llamado Análisis Final de NCEP del Sistema de Pronóstico Global (GFS, por sus siglas en inglés) con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ y temporal de 6 horas.

Para el proceso de comparación y evaluación del desempeño del modelo WRF, se utilizaron datos horarios de temperatura a 2 m, viento (dirección y magnitud) a 10 m, y humedad relativa a 2 m, registrados en Laguna Verde ($19^\circ 43.6'N$, $96^\circ 24'W$, 14 msnm). Dicha estación formó parte de una red de 18 sitios durante la campaña de mediciones realizada entre el 27 de junio y el 4 de julio del 2015 en la región de estudio.

2.3. Diseño de las simulaciones numéricas

Las simulaciones numéricas se realizaron con el modelo WRF en su versión 3.5.1 para un dominio madre, D1, con una resolución espacial de 20 km, y dos dominios anidados, D2 y D3, con resolución espacial de 5 y 1 km, respectivamente (Fig. 1). El dominio madre está centrado en $19.70^\circ N$ y $96.00^\circ W$, con una proyección de mapa tipo Mercator, y 27 niveles en la vertical.

El modelo WRF cuenta con diferentes opciones para la parte física, este trabajo se concentra en los esquemas de parametrizaciones de cúmulus (*cu*), microfísica (*mp*), capa límite planetaria (*bl_pbl*), capa superficial (*sf_sfclay*), superficie terrestre (*sf_surface*) y arrastre en superficie (*topo_wind*). Las opciones físicas consideradas en este trabajo se enlistan en la Tabla 1.

Fig. 1: Dominio madre D1 (20 km, 38 x 40) y anidados D2 (5 km, 57 x 57) y D3 (1 km, 146 x 136) del área de estudio y topografía en m del modelo. Entre paréntesis se indica la resolución y el número de puntos de malla.

Se realizaron tres simulaciones con cambios en la parte cúmulus, tres más con modificaciones en el parámetro de microfísica, la parametrización de mayor interés fue la capa límite planetaria por lo cual se elaboraron cuatro experimentos; las opciones físicas requerían forzosamente un cambio en el parámetro de capa superficial; otro experimento se hizo para superficie terrestre y tres más para el parámetro de arrastre en superficie. Las parametrizaciones de radiación de onda corta y onda larga se utilizaron los esquemas de Dudhia y el de Transferencia Radiativa Rápida (RRTM), respectivamente, fueron siempre las mismas para todos los experimentos.

Se realizó una sola integración numérica en el tiempo desde el día 27 de junio a las 00Z (26 de junio a las 7 pm hora local) hasta el día 6 de julio a las 00Z (5 de julio a las 7 pm) del 2015, para cada una de las 14 configuraciones (Tabla 2). Se utilizó la opción de reinicio cada 24 horas hasta cubrir el periodo deseado. Las primeras 24 horas de integración se eliminaron para evitar el problema de estabilización del modelo. Las salidas numéricas del dominio de interés (D3) corresponden a valores medios en lapsos de 60 minutos.

Parametrización	Esquema
Cúmulus (<i>cu</i>)	Sin Cúmulus (<i>SC</i>) Kain-Fritsch (new Eta) (<i>KF</i>) Betts-Miller-Janjic (<i>BMJ</i>)
Microfísica (<i>mp</i>)	Lin <i>et al.</i> (<i>LIN</i>) WSM de 3 clases (<i>WSM3</i>) WSM de 6 clases (<i>WSM6</i>)
Capa límite planetaria (<i>bl_pbl</i>)	Yonsei University (<i>YSU</i>) TKE Mellor-Yamada-Janjic Eta (<i>MYJ</i>) NCEP-GFS (<i>GFS</i>) ACM2 Pleim (<i>ACM2</i>)
Capa superficial (<i>sf_sfclay</i>)	Semejanza Monin-Obukhov-MM5 (<i>MOM</i>) Semejanza Monin-Obukhov-Janjic (<i>MOJ</i>) NCEP-GFS (<i>GFS</i>)
Superficie terrestre (<i>sf_surface</i>)	Difusión termal MM5 (<i>MM5</i>) NCEP-Noah (<i>NOAH</i>)
Arrastre en superficie (<i>topo_wind</i>)	Sin arrastre en superficie (<i>SA</i>) Jiménez-Dudhia (<i>JD</i>) Mass-Ovens (<i>MO</i>)

Tabla 1: Parametrizaciones físicas y esquemas analizados del modelo WRF. Entre paréntesis se indica la nomenclatura usada en la Tabla 2.

Experimento	cu	mp	bl_pbl	sf_sfclay	sf_surface	topo_wind
E-01	KF	WSM3	YSU	MOM	MM5	JD
E-02	BMJ	WSM3	YSU	MOM	MM5	JD
E-03	KF/ BMJ	WSM3	YSU	MOM	MM5	JD
E-04	KF	WSM3/ WSM6	YSU	MOM	MM5	JD
E-05	KF	LIN	YSU	MOM	MM5	JD
E-06	KF	WSM6	YSU	MOM	MM5	JD
E-07	KF	WSM3	MYJ	MOJ	MM5	SA
E-08	KF	WSM3	ACM2	MOM	MM5	SA
E-09	KF	LIN	MYJ	MOJ	MM5	SA
E-10	KF	WSM3	GFS	GFS	MM5	SA
E-11	KF	WSM3	YSU	MOM	NOAH	JD
E-12	KF	WSM3	YSU	MOM	MM5	SA
E-13	KF/ SC	WSM3	YSU	MOM	MM5	JD
E-14	KF	WSM3	YSU	MOM	MM5	MO

Tabla 2: Experimentos realizados y sus parametrizaciones físicas.

Para el caso particular de la parametrización física de capa límite planetaria se utilizaron tres esquemas, que corresponden a los experimentos E-07 (MYJ), E-08 (ACM2) y E-09 (GFS). Cada uno de estos experimentos se tuvieron que realizar algunas configuraciones adecuadas para el buen funcionamiento (Tabla 2).

2.4. Evaluación de las simulaciones numéricas

Existen diversas metodologías para evaluar un modelo, en este caso se consideraron las recomendadas en trabajos análogos al presente (Gómez-Navarro *et al.* 2015, Singh *et al.* 2015, Reboredo *et al.* 2015). Para obtener un valor global del periodo completo, se calcularon los errores estadísticos denominados: error absoluto medio (MAE), el sesgo o error medio (BIAS), la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE), el porcentaje de error (% ERROR) y el índice de concordancia (IC) entre los datos horarios observados y estimados de las variables de temperatura, magnitud del viento y humedad relativa; mientras que para la dirección del viento se calculó el error denominado BIASD.

3. RESULTADOS

Los resultados de la comparación de las tres configuraciones de la parametrización de la capa límite planetaria son presentados a continuación utilizando los estadísticos propuestos.

Los tres esquemas produjeron resultados similares para la temperatura (Tabla 3), siendo el experimento E-08, cuya configuración utiliza el esquema ACM2 (Modelo Convectivo Asimétrico), el que tuvo un desempeño ligeramente mejor para reproducir la evolución horaria de la temperatura en la región de Laguna Verde. En cuanto a humedad relativa, el experimento E-08 tuvo un mejor desempeño comparado con los otros dos esquemas (E-07 y E-09) los cuales tienen resultados similares. Finalmente, para el caso de la magnitud y dirección del viento, nuevamente el experimento E-08 tuvo un mejor desempeño para esta variable, particularmente para la dirección del viento, cuyo error es significativamente menor.

En la figura 2, se aprecia la evolución horaria (observada y simulada) promedio durante el periodo de la campaña de mediciones en la estación de Laguna Verde. En lo que se refiere a la temperatura a 2 m, los tres experimentos tienen resultados similares. El modelo tiende a sobreestimar, en promedio 1°C, desde la medianoche hasta las primeras horas de la mañana; a partir de las 9 a.m. el modelo subestima la temperatura en alrededor de 1°C, siendo menor la diferencia hacia la medianoche. El esquema de ACM2 tiene un desempeño ligeramente mejor a los otros dos esquemas. Por otro lado, la humedad relativa es subestimada, en promedio 5%, desde la media noche hasta las primeras horas del día; después de las 9 a.m. el modelo tiende a sobreestimar la humedad relativa, disminuyendo la diferencia entre lo observado y lo simulado hacia la medianoche. De los tres experimentos, el que mejor desempeño tuvo es el que corresponde al esquema de ACM2. Finalmente, para el caso de la magnitud del viento, en los experimentos E-07 y E-09, el modelo subestimó la evolución horaria de la magnitud del viento. Mientras que el experimento E-08 tuvo un mejor desempeño, sobre todo entre las 6 a.m. y 6 p.m.

Por lo anterior, de acuerdo a esta evaluación a partir de estos estadísticos de error, el esquema ACM2 es considerado el que mejor desempeño tuvo para simular las variables de interés, como se mostró en la Tabla 3 y en la figura 2.

Parámetros meteorológicos	Errores estadísticos	Experimentos		
		E-07	E-08	E-09
Temperatura	<i>MAE (°C)</i>	1.401	1.367	1.448
	<i>RMSE (°C)</i>	1.689	1.655	1.732
	<i>BIAS (°C)</i>	-0.058	0.190	0.054
	<i>% ERROR</i>	1.249	0.075	0.757
	<i>IC</i>	0.429	0.452	0.400
Humedad Relativa	<i>MAE (%)</i>	8.442	5.880	8.173
	<i>RMSE (%)</i>	9.797	6.984	9.581
	<i>BIAS (%)</i>	3.103	1.277	2.933
	<i>% ERROR</i>	4.036	0.265	3.829
	<i>IC</i>	0.280	0.158	0.180
Magnitud del viento	<i>MAE (m/s)</i>	1.408	1.392	1.634
	<i>RMSE (m/s)</i>	1.913	1.755	2.116
	<i>BIAS (m/s)</i>	-1.070	-0.515	-1.326
	<i>% ERROR</i>	2.215	1.857	2.779
	<i>IC</i>	0.515	0.557	0.263
Dirección del viento	<i>BIASD (°)</i>	3.135	1.399	3.648

Tabla 3: Índices estadísticos de error para los tres esquemas de parametrización de capa límite planetaria (ver Tabla 2) en la zona de Laguna Verde. El mejor desempeño para cada estadístico está marcado en gris.

4. DISCUSIÓN

Un total de catorce experimentos de sensibilidad fueron realizados sobre la zona montañosa central del Golfo de México, variando los diferentes esquemas de parametrizaciones físicas de cúmulus, capa límite planetaria, microfísica, capa superficial, superficie terrestre y arrastre en superficie, durante la campaña de mediciones realizada en la zona entre el 27 de junio y el 5 de julio del 2015. Esto con la finalidad de encontrar la configuración óptima del modelo WRF para reproducir las variaciones horarias de temperatura, humedad relativa y viento (magnitud y dirección) en la zona de estudio. Este trabajo se ha enfocado en los esquemas de capa límite planetaria debido a su relevancia para simular los intercambios de flujos entre la superficie y la atmósfera.

Se ha evaluado las diferencias de variables meteorológicas de interés (temperatura, humedad relativa, magnitud y dirección del viento) comparado con observaciones siguiendo un análisis estadístico. Los resultados obtenidos de este análisis estadístico, para los tres esquemas de parametrizaciones de capa límite planetaria, muestran que no hay diferencias significativas para la temperatura, mientras que los mejores resultados se obtuvieron para la humedad relativa y la magnitud del viento, destacando por su desempeño el esquema ACM2 (Modelo Convectivo Asimétrico).

Fig. 2: Evolución horaria promedio de temperatura a 2 m (en °C), humedad relativa a 2 m (en %), y magnitud del viento (en m/s) a 10 m observada y simulada para los tres esquemas de parametrización de capa límite planetaria (ver Tabla 2) en Laguna Verde.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado y financiado por el proyecto de investigación “Interacción superficie/atmósfera en la zona montañosa central de la vertiente del Golfo de México: observaciones y modelación a alta resolución” de Ciencia Básica de SEP-CONACYT CB-2012-01;000000000183040.

REFERENCIAS

- Fitzjarrald, D. (1984). Katabatic wind in opposing flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41 (7), 1143-1158. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<1143:KWIOF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<1143:KWIOF>2.0.CO;2)
- Fitzjarrald, D. (1986). Slope winds in Veracruz. *Journal of Climate and Applied Meteorology* (25), 133-144. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1986\)025<0133:SWIV>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1986)025<0133:SWIV>2.0.CO;2)
- Gómez-Navarro, J.J., Raible, C.C., & Dierer, S. (2015). Sensitivity of the WRF model to PBL parameterisations and nesting techniques: evaluation of wind storms over complex terrain. *Geoscientific Model Development*, 8(10), 3349-3363. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/gmdd-8-5437-2015>

- Jáuregui, E. e I. Zitácuaro (1995). El impacto de los ciclones tropicales del Golfo de México, en el estado de Veracruz. *La Ciencia y el Hombre*, No. 21: 75-119. Recuperado de <http://cdigital.uv.mx/bitstream/123456789/5331/2/199521P75.pdf>
- Reboredo, B., Arasa, R., & Codina, B. (2015). Evaluating Sensitivity to Different Options and Parameterizations of a Coupled Air Quality Modelling System over Bogotá, Colombia. Part I: WRF Model Configuration. *Open Journal of Air Pollution*, 4(2), 47-64. doi: <http://dx.doi.org/10.4236/ojap.2015.42006>
- Ruiz-Barradas, A., Tejeda-Martínez, A., Miranda-Alonso, S. & Flores-Zamudio R.H. (2010). Climatología en Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz. Gobierno del estado de Veracruz. México. Recuperado de <http://cdigital.uv.mx/bitstream/123456789/9649/1/03CLIMATOLOGIA.pdf>
- Singh, J., Yeo, K., Liu, X., Hosseini, R., & Kalagnanam, J.R. (2015). Evaluation of WRF model seasonal forecasts for tropical region of Singapore. *Advances in Science and Research*, 12, 69-72. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/asr-12-69-2015>
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, D.O., Gill, D.M., Barker, W., Wang, W. & Powers, J.G. (2008). A description of the advanced research WRF Version 3. doi: <http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>

VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN EVENTOS EXTREMOS DE NIVEL DEL MAR Y OLEAJE

Melisa MENÉNDEZ GARCÍA

Instituto de Hidráulica Ambiental "IHCantabria" (Universidad de Cantabria).

menendezm@unican.es

RESUMEN

El análisis de los valores extremos asociados a temporales de oleaje y niveles del mar elevados juegan un papel relevante en los impactos marinos y costeros. Este trabajo presenta diferentes aspectos relativos al análisis estadístico de extremos para obtener información sobre la variabilidad climática en estas variables, tanto en su frecuencia de presentación como magnitud. Para ello, se han aplicado modelos estadísticos basados en la distribución generalizada de extremos (GEV) a partir de máximos mensuales permitiendo al modelo su variación en el tiempo. Los modelos se han aplicado sobre distintas fuentes de datos (mareógrafos, boyas, altimetría de satélite), teniendo en cuenta las peculiaridades de cada base de datos y comparando los resultados. Al modelar la variabilidad de los datos se analizan los ciclos estacionales en los periodos de retorno del oleaje y la influencia de patrones climáticos dominantes en las variaciones interanuales/decadales del nivel del mar. En particular la relevancia de la oscilación ártica (AO) sobre el hemisferio norte y la afección global del fenómeno del Niño.

Palabras clave: eventos extremos, temporales de oleaje, nivel del mar, variabilidad climática, modelos de extremos, no-estacionariedad.

ABSTRACT

Extreme value analysis of sea surface dynamics (waves and sea level) play an important role in marine and coastal impacts. This paper presents different aspects of the statistical analysis of extremes to provide information on their climate variability, both in frequency and magnitude. This goal is achieved by applying time-dependent statistical models based on GEV (generalized extreme value) distribution from monthly maxima values. The models were applied on different data sources (tide-gauges, buoys, satellite altimetry), taking into account the peculiarities of each database and comparing the results. By modeling the climate variability, seasonal cycles of extreme waves and interannual variability of extreme sea levels are investigated through return value periods. In particular, the relevance of the Arctic Oscillation (AO) on the northern hemisphere and the overall influence of the El Niño phenomenon.

Key words: extreme events, wave storms, sea level, climate variability, extreme value models, time-dependence.

1. INTRODUCCIÓN

Los extremos asociados al oleaje y nivel del mar juegan un papel relevante en los impactos marinos y costeros. Determinan la evolución geomorfológica costera y los ecosistemas asociados. Es por ello que la evaluación del riesgo de inundación, el diseño de obras marítimas o la gestión del territorio costero requieran de la caracterización de estos eventos extremos. En este contexto, los principales agentes de cambio de estas dinámicas marinas (ej. el aumento del nivel del mar, las tormentas) están controlados por la variabilidad del sistema climático a distintas escalas temporales, y la estimación de eventos asociados altos periodos de retorno (20 años, 100 años) puede estar condicionada por estas variaciones climáticas.

Este trabajo presenta diferentes aspectos relativos al análisis estadístico para tener en cuenta la no-estacionariedad en estas variables, tanto en su frecuencia de presentación como magnitud. Se han aplicado modelos matemáticos paramétricos dependiendo del tiempos a partir de una selección de máximos en bloques temporales. Al modelar la variabilidad de los datos se analizan los ciclos estacionales en los periodos de retorno y la influencia de patrones climáticos en las variaciones interanuales/decadales.

El análisis de extremos sobre las variables nivel del mar y oleaje requiere el conocimiento del registro de datos del que se parte. Otro aspecto a tener en cuenta es que la mayoría de las teorías estadísticas parten de la premisa de trabajar con muestras aleatorias de observaciones independientes. En muchos casos el análisis de una serie temporal no suele cumplir esta premisa y observaciones sucesivas son dependientes entre sí, por lo que es muy importante el orden temporal entre los valores de trabajo. Cuando los valores sucesivos son dependientes, como es el caso de la componente del nivel del mar debida a la marea astronómica, el análisis de la serie temporal permite predecir qué valores se van a alcanzar en el futuro a partir de observaciones en el pasado (serie determinista). Las series temporales de las variables nivel del mar y oleaje presentan la característica de que, conocidos los valores pasados de la serie, no es posible predecir con total certeza un valor futuro, es decir; son series no deterministas o aleatorias. Evidentemente aunque no sea posible predecir con total exactitud la serie temporal (o sus eventos extremos), para que tenga interés su estudio el resultado no puede ser completamente aleatorio. Existen algunas regularidades y patrones en cuanto a su comportamiento que deben estudiarse en el contexto de su marco climático, lo que hará posible su modelado. Si se encuentran patrones que caractericen los valores extremos podremos también describirlas mediante modelos basados en distribuciones de probabilidad. Así, los modelos de extremos se definen mediante el supuesto de que estamos trabajando con procesos estocásticos; es decir, la secuencia ordenada de variables aleatorias y su distribución de probabilidad asociada.

2. MÉTODOS

2.1. Aspectos a considerar a partir de los datos de partida.

Las fuentes de procedencia de las bases de datos disponibles de nivel del mar y oleaje se suelen clasificar cómo (i) observaciones (datos medidos a partir de instrumentación) y (ii) reconstrucciones históricas (hindcasts y reanalysis). A su vez, las observaciones pueden proceder de medidas in-situ (boyas para el oleaje y mareógrafos en el caso del nivel del mar) o medidas remotas (satélites). Las bases de datos procedentes de satélite con información sobre el oleaje y nivel del mar proceden de altimetría.

Los datos procedentes de reconstrucciones históricas son simulaciones generadas mediante modelado numérico. Deben por tanto llevar asociados procedimientos de validación/corrección de los valores máximos frente a medidas observadas. Por otro lado, una vez verificada su calidad, presentan información continua y equi-espaciada en el tiempo, generalmente de suficiente duración para capturar la variabilidad climática (al menos 30 años). Además, permiten el desarrollo de estudios espaciales, en función de la resolución espacial utilizada durante el modelado.

Los registros medidos in-situ suelen tener una resolución horaria regular. Por otro lado, solo proporcionan información climática sobre extremos en una ubicación específica. Su principal inconveniente es la presencia de 'huecos' en la serie, especialmente durante algunos periodos asociados a los eventos extremos de mayor intensidad por inoperatividad de los sensores en campo. Mareógrafos y boyas presentan diferentes características para el análisis extremal. Existen numerosos mareógrafos con registros históricos largos, lo que facilita su caracterización del comportamiento de los eventos extremos. No obstante, los registros procedentes de mareógrafos requieren un análisis exhaustivo de calidad de datos, ya que sus series temporales suelen presentar discontinuidades, cambios de tecnologías en sus sensores y huecos de varios años, entre otros. Los registros de oleaje procedentes de boyas son más fiables en cuanto a su calidad, pero sus registros cubren periodos de tiempo mucho más cortos.

Las bases de datos procedentes de altimetría de satélite más utilizadas son generalmente conjuntos de datos multi-misión inter-calibrados. Hoy en día se dispone de más de 20 años de medidas, lo que permite obtener información sobre extremos en regiones costeras del mundo dónde no hay ninguna otra observación medida. Los datos procedentes de satélite tienen, por otro lado, el principal inconveniente de ser irregulares tanto espacialmente como temporalmente. Este hecho implica que en muchos casos los datos procedentes de satélite no miden el máximo del evento extremo. Es por ello, que su uso en el análisis de extremos es inusual y, en los pocos estudios que se ha llevado a cabo la aproximación más común consiste en combinar la información en áreas geográficas delimitadas con características climáticas similares (e.g. Alves and Young, 2003).

2.2. Implementación de la variabilidad climática en los modelos de extremos

El estudio de la influencia del cambio climático sobre los temporales de oleaje y valores extremos del nivel del mar es una de las cuestiones científicas que se están investigando en la actualidad. Para resolver esta cuestión es necesario entender la variabilidad estacional, interanual, decadal y de largo plazo sobre los eventos extremos, ya que podrían tener un comportamiento diferente a las climatologías medias.

La aproximación estadística que se plantea en este trabajo consiste en la implementación de la no-estacionariedad en los modelos estadísticos de extremos. Es decir, se asume que la probabilidad de que ocurra un evento extremo de oleaje y nivel del mar puede ser diferente en función de la estación del año, de la situación anual del patrón de circulación atmosférica asociado, o de cambios de largo plazo asociados al calentamiento global. En la figura 1a se representa la función de densidad de probabilidad de extremos estacionaria y un esquema de cómo resulta al tener en cuenta la dependencia temporal estacional (b), una tendencia de largo plazo (c) y una serie de modulaciones entre años (d). A continuación se describe la implementación de la

dependencia temporal en el modelo de extremos GEV (Generalized Extreme Value), basado en el Teorema de Fisher-Tippett (Galambos, 1987).

Fig. 1: Esquema de la función de densidad de probabilidad estacionaria (a); dependiente del tiempo a escala estacional (b); incluyendo una tendencia de largo plazo (c), y variaciones estacionales e interanuales (d).

La función de distribución GEV puede describirse mediante la expresión:

$$G(x) = \begin{cases} \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{x - \mu}{\psi} \right) \right]_+^{-1/\xi} \right\} & \xi \neq 0 \\ \exp \left\{ - \exp \left[- \left(\frac{x - \mu}{\psi} \right) \right] \right\} & \xi = 0 \end{cases}, \quad (1)$$

donde $[a]_+$ implica el $\max(a, 0)$, $-\infty < \mu < \infty$ es el parámetro de localización, $\psi > 0$ es el parámetro de escala y ξ es el parámetro de forma.

Si se considera que los parámetros de la distribución de probabilidad son funciones del tiempo: $\mu(t)$, $\psi(t)$ y $\xi(t)$. El ajuste de modelo mediante máxima verosimilitud resulta en la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} \ell(x_{MAX}; \theta | t_i) = & - \sum_{i=1}^N \left\{ \log \psi(t_i) + \left(1 + \frac{1}{\xi(t_i)} \right) \log \left[1 + \xi(t_i) \left(\frac{x_i - \mu(t_i)}{\psi(t_i)} \right) \right] \right. \\ & \left. + \left[1 + \xi(t_i) \left(\frac{x_i - \mu(t_i)}{\psi(t_i)} \right) \right]_+^{-1/\xi(t_i)} \right\} \end{aligned} \quad (2)$$

3. APLICACIONES

En este apartado se muestran algunos resultados obtenidos al aplicar los modelos de extremos no estacionarios siguiendo la aproximación descrita sobre distintas bases de datos con información sobre el oleaje y nivel del mar.

3.1. Análisis de la estacionalidad de los temporales de oleaje.

En primer lugar se muestra el comportamiento de los cuantiles asociados al periodo de retorno de 20 años para cinco ubicaciones a lo largo del litoral español (figura 4). Las bases de datos utilizadas son los registros desde 1983 hasta 2003 de las boyas RedExt de Puertos del Estado. El modelo de extremos utilizado en este caso parte de la selección de máximos mensuales y posterior análisis estadístico mediante modelado de ciclos anuales y semianuales en los parámetros de localización, escala y forma de la GEV (más detalles del modelo en Menéndez *et al.*, 2009). Los resultados obtenidos para Bilbao y Gijón presentan un ciclo anual para el parámetro de localización y escala y el valor negativo del parámetro de forma, claramente situado en la estación de invierno (de noviembre a marzo). En el caso de La Coruña, el ciclo semianual en el parámetro de escala también es significativo. La localización occidental de la boya de La Coruña causa una estación de invierno más amplia que la observada en las boyas de Gijón y Bilbao, ya que está más expuesta a las borrascas que provienen del oeste. El conjunto de datos de Cádiz es el único que presenta un ciclo anual para el parámetro de forma; con una cola de la distribución corta en la estación de verano, debido a las tormentas locales, y una cola larga en la estación de invierno (noviembre a febrero), debido a los temporales marítimos generados en un área grande. La modulación de la estacionalidad mostrada en la boya de Valencia es un patrón muy conocido a lo largo de la costa mediterránea española. Presenta dos picos de máximos de altura de ola significativa, uno resultante del fenómeno ‘gota fría’ en la estación de otoño (calentamiento del mar Mediterráneo junto con ciclones) y otro en la estación de primavera.

En segundo lugar, se presenta un análisis similar pero con cobertura espacial global a partir de la información del oleaje procedente de satélite. La base de datos utilizada cubre el periodo 1992-2010. Las medidas proceden de las misiones TOPEX, Jason1, Jason2, Envisat, GFO y ERS2 (<http://www.aviso.oceanobs.com>) y han sido calibradas mediante el método descrito en Cotton, 1998. Para lograr una buena representación espacial con suficiente datos de las trazas de los satélites, los datos se agregan en áreas geográficas dimensionadas por 3° en longitud y 2° en latitud. Posteriormente, en cada área se seleccionan los máximos mensuales testeando (i) independencia entre máximos de máximos consecutivos (Méndez *et al.* 2007) y muestras con al menos el 20% del máximo número de datos por área. A partir del modelo GEV dependiente del tiempo se ha permitido la variabilidad del ciclo estacional mediante funciones armónicas (más detalles en Izaguirre *et al.*, 2011). Con los parámetros del modelo ajustados para cada celda se ha calculado el valor asociado al periodo de retorno de 20 años durante el invierno (diciembre, enero y febrero) y verano boreal (junio, julio y agosto). Los valores mayores durante el invierno boreal se localizan en el Atlántico y Pacífico Norte, mientras que los mayores extremos de oleaje durante el invierno austral (figura 5b) se localizan en el Océano Sur, en especial entre Sudáfrica y Australia, debido principalmente al fuerte régimen de vientos en esa región. Otro

aspecto a destacar es la mayor variación estacional en los extremos en el hemisferio norte con respecto al hemisferio sur.

Fig 2. Resultados del modelado del régimen extremal estacional para las 5 boyas cuya ubicación se muestra en el mapa. Los periodos de retorno de 20 años se muestran en línea gruesa, con sus bandas de confianza al 95%. La cruces representan los máximos mensuales medidos.

Fig 3. Valor extremo de altura de ola significativa asociado a 20 años de periodo de retorno durante el invierno boreal (a, DEF) y verano (JJA, b). Figura modificada a partir de Izaguirre et al. 2011.

3.2. Análisis de la variación interanual de los extremos del nivel de mar.

A continuación se discuten y comparan los resultados más interesantes encontrados en los últimos trabajos realizados sobre el nivel del mar aplicando el modelo GEV no estacionario (más detalles del método en Menéndez et al. 2009).

Es interesante destacar, por un lado la influencia de los patrones de circulación del sistema climático conocidos sobre los valores extremos observados del nivel del mar, que se introduce en el modelo de extremos como una co-variable que varía con el tiempo en el parámetro localización de la GEV. En particular, cabe destacar la significativa influencia de los patrones teleconectivos AO (oscilación ártica, Thompson y Wallace, 1998) y el índice climático El Niño 3.4, descriptor del fenómeno del Niño.

La oscilación ártica es el patrón dominante de las variaciones interanuales sobre latitudes al norte de 20°N. Se caracteriza por el gradiente de anomalías de la presión atmosférica entre el Ártico y la región localizada sobre las latitudes entre 37-45° N. Está muy relacionada con el patrón de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). No obstante, su significancia en el modelo GEV para los extremos del nivel del mar se encuentra mejor definido para el índice AO que NAO. En la figura 4a se muestran los resultados obtenidos aplicando el modelo de extremos a partir de los datos de altimetría de las diferentes misiones Topex, Jason y OSTM (más información en PODAAC, podaac.jpl.nasa.gov) durante el periodo 1992-2012. En la figura 4b se muestran los resultados a partir de registros históricos sobre Europa de mareógrafos. Se puede apreciar cómo, a pesar de la diferencia en los datos de partida, los patrones espaciales son similares, son una relación positiva superior a 25 cm del nivel del mar en la región norte de Europa.

Fig 4. Sensibilidad del índice AO sobre los extremos del nivel del mar (cm/unidad de índice climático) a partir de información procedente de satélites (a) y de mareógrafos (b).

La influencia del fenómeno del Niño sobre el nivel del mar es ampliamente reconocida, no obstante el estudio de la distribución espacial de esta influencia sobre los

extremos del nivel del mar requiere de más estudios. En la figura 5a se muestran los resultados obtenidos en Menéndez y Woodworth (2010) a partir de un análisis sobre un conjunto de datos de registros de mareógrafos mundial. En la figura 5b se muestra el mismo resultado a partir de los datos de satélite procedentes de la NASA descritos anteriormente (agregados en áreas geográficas de 2° de longitud por 1.5° en latitud (Woodworth y Menéndez, 2015). Como se observa, los resultados obtenidos a partir de datos satelitales no solo concuerdan con las medidas de campo sino que permiten extender la información sobre la variabilidad interanual de los extremos del nivel del mar a regiones sin mediciones disponibles.

Los resultados verifican la asociación positiva entre el fenómeno del Niño y el nivel del mar extremal en cuanto a su variabilidad interanual en toda la costa oeste de América y el Pacífico tropical occidental. La propagación de la señal del Niño en el Océano Índico y en las costas nor-oeste de Australia. La relación positiva a lo largo de la costa oeste de los Estados Unidos indica una mayor probabilidad de un elevado nivel de agua durante los eventos Niño intensos. Por el contrario, el Pacífico tropical occidental y la costa de Australia muestran una sensibilidad con el signo inverso (ante eventos intensos de la Niña).

Fig 5. Sensibilidad del índice Niño3.4 sobre los extremos del nivel del mar (cm/unidad de índice climático) a partir de información procedente de mareógrafos (a) y de satélites (b).

REFERENCIAS

- Alves, J. H. G., & Young, I. R. (2003). On estimating extreme wave heights using combined Geosat, Topex/Poseidon and ERS-1 altimeter data. *Applied Ocean Research*, 25(4), 167-186.
- Cotton, P. D. (1998). A feasibility study for a global satellite buoy intercalibration experiment, Resolut. Consult. Rep. 26, Southampton Oceanogr. Cent., Southampton, U. K.
- Galambos, J. (1987). *The Asymptotic Theory of Extreme Order Statistics*, Robert E. Krieger. Malabar, Florida. 2nd ed.
- Izaguirre, C., Méndez, F. J., Menéndez, M., & Losada, I. J. (2011). Global extreme wave height variability based on satellite data. *Geophysical Research Letters*, 38(10).
- Menéndez, M., F. J. Méndez, and I. J. Losada (2009). Forecasting seasonal to interannual variability in extreme sea levels, *ICES J. Mar. Sci.*, 66(7), 1490–1496, doi:10.1093/icesjms/fsp095.
- Menéndez, M., F. J. Méndez, C. Izaguirre, A. Luceño, and I. J. Losada (2009). The influence of seasonality on estimating return values of significant wave height, *Coastal Eng.*, 56(3), 211–219.
- Menéndez, M., P. L. Woodworth (2010). Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge dataset, *J. Geophys. Res.*, 115, C10011, doi:10.1029/2009JC005997.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, No. 9, 1297-1300.
- Woodworth, P. L., Menéndez, M. (2015). Changes in the mesoscale variability and in extreme sea levels over two decades as observed by satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(1), 64-77.

TENDENCIAS DE LA TEMPERATURA MENSUAL Y DE LOS EXTREMOS DIARIOS DURANTE EL PERÍODO 1966-2015 EN EL NORTE GRANDE CHILENO

Óliver MESEGUER-RUIZ^{1,2}, Oscar CORVACHO¹, Alejandro TAPIA TOSETTI¹,
José Fabián LÓPEZ-CEPEDA¹, Pablo SARRICOLEA^{2,3}

¹ Departamento de Ciencias Históricas y Geográficas, Universidad de Tarapacá.

² Grupo de Climatología, Universidad de Barcelona.

³ Departamento de Geografía, Universidad de Chile.

omeseguer@uta.cl, ocorvacho@uta.cl, atapia@uta.cl, jlopezc@uta.cl, psarricolea@uchilefau.cl

RESUMEN

Según el V informe del Intergovernmental Panel on Climate Change, el norte de Chile es uno de los territorios que más se verán afectados por los cambios en las dinámicas atmosféricas en los próximos años. Dentro de este contexto general, un pilar capital lo constituyen las temperaturas y las modificaciones que en ella se han venido registrando. Se ha estudiado el comportamiento de las temperaturas de 4 observatorios del norte de Chile. Para detectar posibles tendencias en las series, se ha aplicado el test no paramétrico de Mann-Kendall, en primer lugar, a las temperaturas medias mensuales, y, posteriormente, a 12 índices diferentes calculados a partir de los extremos diarios de temperaturas desde 1966 hasta 2015. Si bien las medias mensuales no muestran unas tendencias claras significativas en el período estudiado, coincidiendo con los estudios que señalan la observación del Global Warming Hiatus, los otros índices de los extremos, muestran tendencias significativas (90%), que indican, principalmente, un claro aumento de las temperaturas mínimas, así como una disminución evidente del número de días anuales en los que se registran temperaturas del percentil inferior.

Palabras clave: Temperatura media, temperatura extrema, tendencia, Norte Grande, Chile

ABSTRACT

According to the AR5 from the Intergovernmental Panel on Climate Change, northern Chile is one of the most affected region by the next years-changes in the atmospheric dynamics. Within this general context, the temperature and its modifications constitute a capital pillar. The behavior of the temperatures from 4 observatories in northern Chile have been studied. To detect possible trends in the time series, the non-parametrical Mann-Kendall test has been applied to the monthly mean temperatures in a first place, and, after that, to twelve different indices calculated according to the daily extreme temperature from 1966 to 2015. While monthly means do not show a significant trend in the studied period, coinciding with studies indicating the observation of the Global Warming Hiatus, the other extremes indices show significant (90%) trends, indicating a clear increase in minimum temperatures and a clear decrease in the number of annual days with minimum temperatures in the lower percentile.

Key words: Mean temperature, extreme temperature, trend, Norte Grande, Chile

1. INTRODUCCIÓN

En la actualidad, a nivel planetario se asiste a un contexto ambiental marcado por el Cambio Climático (IPCC, 2013) que afecta a las diferentes variables atmosféricas de distintas maneras, y el marco conceptual más generalmente aceptado corresponde al calentamiento global, entendido como la tendencia al aumento de las temperaturas planetarias. El Norte Grande chileno (desde los 17° hasta los 29° S) es afectado por unas dinámicas atmosféricas concretas que otorgan a esta región una personalidad climática muy particular, con un carácter seco predominante por encima de todos. Las preocupaciones crecientes sobre los impactos del cambio climático relativos a las temperaturas hace que ésta sea una de las variables meteorológicas más investigadas, en parte debido a su influencia en los sistemas naturales y en las actividades humanas (IPCC, 2013). Numerosos estudios han demostrado que el aumento de las temperaturas puede acelerar e intensificar los ciclos climático e hidrológico, afectando la precipitación global en lo referente a su cantidad y a su intensidad, al régimen de los ríos, a la humedad del suelo y a los balances de evapotranspiración (Guan *et al.*, 2015). El aumento de los valores de temperatura media a lo largo del último siglo ha sido ampliamente demostrado por numerosos estudios en diferentes regiones del mundo, tanto en una escala espacial amplia (Klok y Tank, 2009) como a escala local (Pellicone *et al.*, 2014). En lo que refiere al Pacífico Sur, Salinger (1995) evidenció que las temperaturas máximas y mínimas diarias se han incrementado generalmente en toda el área en los últimos años del siglo pasado. Además, la ocurrencia de eventos cálidos extremos acoplados con aumentos de las temperaturas medias han ocurrido más frecuentemente en el período 1957-1996, a la vez que se ha evidenciado un descenso en el número de los eventos fríos (Plummer *et al.*, 1999).

En adición a las temperaturas medias, los investigadores también han trabajado sobre la variabilidad de los extremos de la temperatura del aire superficial durante las últimas décadas (Guan *et al.*, 2015). De hecho, la comunidad climática se muestra de acuerdo en el hecho que cualquier cambio en la frecuencia o intensidad de los fenómenos meteorológicos extremos podría tener consecuencias más serias y profundas en la agricultura, los ecosistemas y en la sociedad que aquellos producidos en los valores medios (Guan *et al.*, 2015). Katz y Brown (1992) evidenciaron que el cambio climático afecta principalmente a los valores extremos, mientras que pequeños cambios en las condiciones medias puede provocar grandes cambios en la frecuencia de los extremos (Salinger y Griffiths, 2001). A nivel global se han detectado cambios relevantes en los extremos a lo largo del siglo XX. Particularmente, mientras que se ha evidenciado una tendencia clara en la mayoría de los extremos relativos a bajas temperaturas en multitud de regiones a lo largo del mundo a finales del siglo XX, no se han detectado al mismo nivel cambios significativos relativos a las altas temperaturas (Salinger y Griffiths, 2001).

Es bien conocida la importancia de la agricultura en Chile, y ésta es sensible a las fluctuaciones de las temperaturas entre un año y el siguiente. Las altas temperaturas pueden agravar las sequías e incrementar la posibilidad de incendios. Muy altas temperaturas pueden también dañar los cultivos y reducir su rendimiento. En oposición,

las bajas temperaturas pueden provocar heladas y, dependiendo de la parte del país, fuertes tormentas de nieve; aunque las bajas temperaturas también son importantes para determinadas especies hortícolas y para el crecimiento de algunos cereales (Sallinger y Griffiths, 2001). En el caso específico del Norte Grande chileno, área desértica poblada por más de un millón de habitantes con el 95% de ellos urbanos (INE, 2010), un aumento de las temperaturas puede incidir en la disponibilidad de agua para uso doméstico, para una agricultura de oasis de gran importancia regional, y, en especial, para la industria extractiva minera localizada en la zona, principal actividad económica del país.

Sin embargo, en los últimos años se ha dado una disminución del ritmo del calentamiento cuyas causas aún están por determinar. Algunos investigadores afirman que la sensibilidad del clima podría haberse sobreestimado (Otto *et al.*, 2013), otros apuntan a la incompleta cobertura a nivel global de las observaciones de temperatura y que este aumento de las mismas no está quedando registrado en aquellas regiones donde no hay una buena red de observatorios (Cowtan y Way, 2014), o también debido a cambios en la actividad solar y en los aerosoles estratosféricos y troposféricos que hubieran provocado un estancamiento de las tendencias de temperatura en la última década (Solomon *et al.*, 2011).

Sin embargo, no existe otro lugar a nivel mundial en el que este receso en el calentamiento aparezca de forma tan evidente como a lo largo de la costa del norte de Chile (Vuille *et al.*, 2015) y en sus montañas (Bennet *et al.*, 2016), donde la temperatura aumentó significativamente durante la mayor parte del siglo XX, pero luego empezó a decaer, resultando en un enfriamiento sostenido de hasta $-0,20^{\circ}\text{C}/\text{década}$ a lo largo de los últimos 20-30 años (Falvey y Garreaud, 2009). Falvey y Garreaud (2009) atribuyeron parcialmente el enfriamiento observado a cambios en la variabilidad decadal del Pacífico y sugirieron que la intensificación proyectada del APS y la consiguiente intensificación de las corrientes de ‘upwelling’ de aguas frías por debajo de la termoclina ayudarían a enfriar la región en el futuro. Independientemente de este enfriamiento lejos de la costa, los glaciares andinos siguen retrocediendo (Rabatel *et al.*, 2013). Al mismo tiempo, la temperatura a lo largo de la costa occidental del Pacífico tropical (Perú y Ecuador) alcanzó valores máximos en la segunda mitad del siglo XX (Vuille y Bradley, 2000).

Un tema común que emerge de todos estos estudios es que parecen existir amplias diferencias entre las tendencias de las temperaturas observadas entre los trópicos y las áreas fuera de ellos y entre el calentamiento de los continentes y el enfriamiento de los océanos lejos de las costas. Sigue siendo incierto si el reciente enfriamiento anómalo afecta únicamente las latitudes medias de la costa occidental de Sudamérica o si sus efectos se extienden hasta los trópicos. Estudios más antiguos no detectan este enfriamiento (Vuille y Bradley, 2000), pero esto podría reflejar también que únicamente se trabajó aquí con datos del siglo XX, lo que no incluiría el reciente período de enfriamiento.

Los objetivos de este trabajo consistirán por lo tanto en analizar las tendencias de las temperaturas máximas y mínimas mensuales y después investigar la magnitud y la distribución espacial de los extremos de la temperatura en el Norte Grande chileno durante el período 1966-2015 utilizando 12 índices propuestos por el Expert Team on

Climate Change Detection Indices (ETCCDI) (Zhang *et al.*, 2011), así como arrojar luz sobre las características espaciotemporales de las variaciones de la temperatura en el norte de Chile.

2. MÉTODOS

Con el objetivo de detectar cambios en los extremos climáticos, es importante desarrollar una serie de índices estadísticamente robustos y que sean aplicables a la mayoría de climas mundiales. Los índices internacionalmente aceptados para las temperaturas diarias arrojan resultados que pueden ser comparados consistentemente entre diferentes países y regiones y sobrepasan las restricciones que presentan la habitual diseminación de observatorios diarios en la mayor parte de las regiones. Para poder determinar la posible existencia de tendencias temporales en las máximas y mínimas mensuales y en los índices de extremos, las series de temperaturas medias mensuales y extremas diarias se analizan, y su significación estadística vendrá determinada por el conocido test no paramétrico de Mann-Kendall (MK).

Klein Tank *et al.* (2002) definieron una serie de índices que, posteriormente, pasaron a ser conocidos como los índices ETCCDI y que se basaban en los índices propuestos previamente por la European Climate Assessment (ECA) (2002) para analizar tendencias en la segunda mitad del siglo XX. Estos índices fueron seleccionados para que pudieran albergar una amplia variedad de climas. Para este trabajo se aplicará una selección de 12 de los 29 índices del ETCCDI (Tabla 1).

Índice	Nombre	Definición	Unidad
TXx	T _{max} Max	Valor máximo mensual de la temperatura máxima diaria	°C
TNx	T _{min} Max	Valor máximo mensual de la temperatura mínima diaria	°C
TXn	T _{max} Min	Valor mínimo mensual de la temperatura máxima diaria	°C
TNn	T _{min} Min	Valor mínimo mensual de la temperatura mínima diaria	°C
TN10p	Noches frías	Conteo anual de temperaturas mínimas diarias <10° percentil	Días
TX10p	Días fríos	Conteo anual de temperaturas máximas diarias <10° percentil	Días
TN90p	Noches cálidas	Conteo anual de temperaturas mínimas diarias >90° percentil	Días
TX90p	Días cálidos	Conteo anual de temperaturas máximas diarias >90° percentil	Días
DTR	Rango diario de temperatura	Diferencia media mensual entre la temperatura máxima y mínima diaria	°C
SU25	Días de verano	Conteo anual de días con temperatura máxima > 25°C	Días
TR20	Noches tropicales	Conteo anual de días con temperatura mínima >20°C	Días
WSDI	Indicador de duración de período cálido	Conteo anual de eventos de al menos 6 días consecutivos con temperatura máxima >90° percentil	Días

Tabla 1: Índices de temperatura extrema utilizados. Fuente: Extraído y modificado de Klein Tank *et al.* (2002).

Algunos de estos índices (TXx, TNx, TXn y TNn) miden la temperatura diaria máxima o mínima a nivel mensual y/o anual. Otros índices permiten calcular cuántos días al año exceden umbrales específicos con valores fijos o que hacen referencia un período climático de base, como ya se ha comentado. Sin embargo, los índices que se basan en umbrales percentiles (TN10p, TX10p, TN90p, TX90p y WSDI) son preferibles a la hora de realizar comparaciones espaciales de los extremos. Esto se debe a que las muestras de distribución de temperatura pueden ser diferentes cuando se usan índices de conteo con umbrales fijos en áreas grandes. Por ejemplo, el calor continuado en climas de latitudes medias puede encontrar un buen indicador en el número de días con temperatura mínima superior a 20°C (SU25); por el contrario, en latitudes bajas, donde la mayor parte de las noches estivales arrojan temperaturas mínimas por encima de ese umbral, la variabilidad en el número anual de noches con temperaturas superiores a 20°C viene modulado por las condiciones en primavera y en otoño. Además, un índice, como el número de días de verano con máximas superiores a 25°C (SU25), puede indicar condiciones anormalmente cálidas en un clima templado habitual, donde la media de las máximas de verano ronda los 18°C (Zhang *et al.*, 2011).

3. RESULTADOS

3.1. Análisis de las temperaturas mensuales

Los resultados de los análisis de tendencias aplicados a las series de temperatura media mensual de los 4 observatorios (nivel de significancia del 90%) se muestran en la tabla 2 y en la figura 1. En los observatorios de Arica y Antofagasta se ha dado una tendencia al aumento de las temperaturas medias mensuales, en los primeros meses del año en ambos casos (con ritmos máximos de 0,19 y 0,21°C/década respectivamente).

En los meses tardo-invernales y primaverales para Antofagasta también se da un aumento significativo de las medias mensuales, llegando a 0,18°C/década en el mes de septiembre. En el caso de la ciudad de Iquique, las tendencias de las temperaturas medias se ha registrado a la baja, significativamente en el último trimestre anual, con valor máximo de -0,29°C/década en el mes de octubre. En el observatorio de Calama no se ha registrado ninguna tendencia significativa en las medias mensuales.

Observ.	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Arica	0,14	0,15	0,09	0,19	0,17	0,14	0,13	0,13	0,07	0,09	0,10	0,14
Iquique	-0,10	0,00	-0,17	-0,25	-0,16	-0,06	-0,11	-0,11	-0,17	-0,29	-0,20	-0,18
Calama	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	-0,09
Antofagasta	0,12	0,21	0,17	0,05	0,03	0,08	0,00	0,16	0,18	0,13	0,05	0,00

Tabla 2: Resultados del análisis de tendencias de las temperaturas medias mensuales. Los valores significativos (90%) aparecen en negrita. La tendencia aparece en °C/década.

Fuente: Elaboración propia.

Fig. 1: Distribución espacial de las tendencias de las medias mensuales para los diferentes observatorios. Fuente: Elaboración propia.

3.2. Análisis de las temperaturas extremas diarias

El análisis de las temperaturas extremas diarias en el norte de Chile revela cambios significativos (nivel de significancia del 90%), tal y como se muestra en la tabla 3 y en la figura 2.

Observatorio	TXx	TNx	TXn	TNn	TN10p	TX10p
Arica	0,04	0,29	0,00	0,47	-8,94	4,29
Iquique	0,35	0,38	-0,08	0,38	-3,33	3,14
Calama	-0,14	0,12	-0,15	0,26	-5,00	5,00
Antofagasta	0,18	0,29	0,13	0,23	-1,67	0,35
Observatorio	TN90p	TX90p	DTR	SU25	TR20	WSDI
Arica	7,67	-6,56	-0,51	-8,75	8,00	0,00
Iquique	7,68	5,00	-0,17	6,32	1,67	0,34
Calama	3,91	-3,02	-0,34	-1,51	0,00	0,00
Antofagasta	4,69	-0,26	-0,14	0,00	0,00	0,00

Tabla 3: Resultados del análisis de tendencias de los índices de temperaturas diarias extremas. Los valores significativos (90%) aparecen en negrita. La tendencia aparece en °C/década o días/década, según índice (ver tabla 1). Fuente: Elaboración propia.

Un comportamiento significativo del índice TXx únicamente se registra en Iquique, con un aumento de 0,35°C/década, mientras que el TXn solo es representativo en Calama, donde este índice presenta una tendencia de -0,15°C/década. Las temperaturas mínimas, por su parte, presentan un comportamiento mucho más al alza, ya que muestran un aumento significativo de las más elevadas en las localidades costeras y en todos los observatorios en el comportamiento de las mínimas más elevadas. En la misma línea han evolucionado los índices TN10p y TN90p, que presentan una disminución de hasta 8,94 días por década de días con temperaturas mínimas en el percentil 10% inferior, mientras que las que se encuentran el 10% superior aumentan en todos los observatorios considerados. El comportamiento de las temperaturas máximas no es tan evidente, disminuyendo incluso en dos casos.

Esto ha provocado que las diferencias entre las máximas y las mínimas diarias se hayan reducido de manera significativa en todos los casos, como muestra el índice DTR. Por otro lado, el índice SU25 muestra resultados diversos, con una disminución significativa en Arica de casi 9 días por década, un aumento de más de 6 en Iquique, una nueva disminución de 1,5 en Calama, y sin tendencia en Antofagasta. Las noches tropicales, representadas por el índice TR20, han aumentado significativamente en Arica y en Iquique, 8 y 1,67 días/década respectivamente. Más al sur, no hay cambios significativos. Las rachas de días cálidos, WSDI, únicamente aumentan en la ciudad de Iquique, y lo hacen de manera suave (0,34 días/década).

Fig. 2: Distribución espacial de las tendencias de los índices de temperaturas diarias extremas para los diferentes observatorios. Fuente: Elaboración propia.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Si bien no hay una tendencia muy clara en las medias mensuales, sí que se registra que las temperaturas han experimentado un ascenso en los observatorios de la costa, no así en el del interior, coincidiendo parcialmente con las proyecciones del AR5 (IPCC, 2013). El observatorio de Calama, en el interior, no presenta tendencias significativas en ninguna media mensual, lo que evidenciaría el Global Warming Hiatus en las regiones de montaña, coincidiendo con los resultados de Bennet *et al.* (2016), pero no plenamente con Vuille *et al.* (2015). Los resultados obtenidos no coinciden con los que presentan Falvey y Garreaud (2009), ya que los índices de extremos muestran un claro aumento de las temperaturas mínimas, y únicamente se evidencia una disminución de las temperaturas medias para el mes de octubre en el observatorio de Iquique.

En definitiva, las principales evidencias del aumento de las temperaturas en el Norte Grande Chileno quedarían registradas en el comportamiento de las temperaturas mínimas, habiendo registrado un aumento significativo en el período estudiado, mientras que las temperaturas máximas no han aumentado de forma generalizada.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren agradecer a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) por la cesión de los datos. También el apoyo institucional del Convenio de Desempeño UTA-MINEDUC, del proyecto UTA-Mayor 5744-16, de los proyectos FONDECYT 11130629 y 1150701, y del Grupo de Climatología (SGR 2014/300).

REFERENCIAS

- Bennet, M., New, M., Marino, J., & Sillero-Zubiri, C. (2016). Climate complexity in the Central Andes: A study case on empirically-based local variations in the dry Puna. *Journal of Arid Environments*, 128, 40-49.
- Cowtan, K., & Way, R.G. (2014). Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140, 1935–1944.
- Falvey, M., & Garreaud, R.D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research*, 114, D04102.
- Guan, Y., Zhang, X., Zheng, F., & Wang, B. (2015). Trends and variability of daily temperature extremes during 1960-2012 in the Yangtze River Basin, China. *Global and Planetary Change*, 124, 79-94.
- Instituto Nacional de Estadísticas (2010). *Compendio Estadístico*. Santiago: Estadísticas Demográficas.
- IPCC (2013). *Climatic Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York: Cambridge University Press.
- Katz, R.W., & Brown, B.G. (1992). Extreme events in a changing climate: variability is more important than averages. *Climate Change*, 21, 289-302.

- Klein Tank, A.M.G., Wijngaard, J.B., Koennen, G.P., Boehm, R., Demaree, G., Gocheva, A., Mileta, M., Pashiardis, S., Hejkrlik, L., & Kern-Hansen, C. (2002). Daily surface air temperature and precipitation dataset 1901–1999 for European Climate Assessment (ECA). *International Journal of Climatology*, 22, 1441–1453.
- Klok, E.J., & Tank, A. (2009). Updated and extended European dataset of daily climate observations. *International Journal of Climatology*, 29, 1182–1191.
- Otto, A., Otto, F.E.L., Boucher, O., Church, J., Hegerl, G., Forster, P.M., Gillett, N.P., Gregory, J., Johnson, G.C., Knutti, R., Lewis, N., Lohmann, U., Marotzke, J., Myhre, G., Shindell, D., Stevens, B., & Allen, M.R., (2013). Energy budget constraints on climate response. *Nature Geosciences*, 6, 415–416.
- Pellicone, G., Caloiero, T., Coletta, V., & Veltri, A. (2014). Phytoclimatic map of Calabria (southern Italy). *Journal of Maps*, 10, 109–113.
- Plummer, N., Salinger, M.J., Nicholls, N., Suppiah, R., Hennessy, K.J., Leighton, R.M., Trewin, B., Page, C.M., & Lough, J.M. (1999). Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth century. *Climate Change*, 42, 183–202.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J.L.,... & Wagnon, P. (2013). Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere*, 7, 81–102.
- Salinger, M.J. (1995). Southwest Pacific temperatures: trends in maximum and minimum temperatures. *Atmospheric Research*, 37, 87–99.
- Salinger, M.J., & Griffiths, G.M. (2001). Trends in New Zealand daily temperature and rainfall extremes. *International Journal of Climatology*, 21, 1437–1452.
- Solomon, S., Daniel, J.S., Neely, R.R., Vernier, J.P., Dutton, E.G., & Thomason, L.W. (2011). The persistently variable “background” stratospheric aerosol layer and global climate change. *Science*, 333(6044), 866–870.
- Vuille, M., & Bradley, R.S. (2000). Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*, 27, 3885–3888.
- Vuille, M., Franquist, E., Garreaud, R., Lavado Casimiro, W.S., & Cáceres, B. (2015). Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120, doi: <http://dx.doi.org/10.1002/2015JD023126>
- Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G.C., Jones, P., Tank, A.K., Peterson, T.C., Trewin, B., & Zwiers, F.W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Climate Change*, 2, 851–870.

CAMBIOS A FINA ESCALA DE LA ARIDEZ EN LA COMUNIDAD VALENCIANA ENTRE 1948 Y 2011

Juan Javier MIRÓ¹, María José ESTRELA², Vicente CASELLES¹

¹ *Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Facultat de Física, Universitat de València,
Doctor Moliner 50, Burjassot, Valencia 46100, Spain.*

² *Departament de Geografia, Facultat de Geografia i Història, Universitat de València, Avda.
Blasco Ibáñez 28, Valencia 46010, Spain.*

Javier.Miro-Perez@uv.es, Maria.Jose.Estrela@uv.es, vicente.caselles@uv.es

RESUMEN

Recientes avances en *downscaling* estadístico e interpolación espacial de temperaturas han resultado en la disponibilidad del dataset SDSITVC (*Statistical Downscaling and Spatial Interpolation of Temperatures for the Valencian Community*), con una resolución espacial de 90 m y periodo completo de 1948-2011, para la Comunidad Valenciana y áreas limítrofes. El presente trabajo busca relacionar dicha interpolación de temperaturas con otra de precipitaciones que, al igual que el SDSITVC, sea apta para el análisis de tendencias entre 1948 y 2011. Hasta la fecha no hay aún disponible una interpolación de precipitaciones con la misma resolución espacial, si bien se ha podido utilizar el dataset Spain02_v3, cuya resolución original es de 20km, como alternativa razonable para poder realizar una primera estimación espacial de cambios de la aridez en curso. Basándose en estudios previos sobre el SDSITVC que establecen la idoneidad de un periodo de referencia (1948-1979) y un periodo de testeo del cambio (1997-2011), el estudio determina cambios en la aridez entre los dos periodos según la aplicación de tres índices bioclimáticos simples y conocidos: Dantín – Revenga, Emberger, y Vernet. Se presenta una cartografía del cambio acontecido en dichos índices para la Comunidad Valenciana. Los resultados indican que ya habría habido cambios apreciables hacia aumentos de la aridez entre el periodo de referencia y el de testeo, particularmente hacia el interior y zonas altas.

Palabras clave: Cambio climático, aridez, SDSITVC, Spain02_v3, Dantín – Revenga, Emberger, Vernet.

ABSTRACT

Recent advances in statistical downscaling and spatial interpolation of temperatures have resulted in the availability of the SDSITVC dataset (*Statistical Downscaling and Spatial Interpolation of Temperatures for the Valencian Community*). This complies a spatial resolution of 90 m and full 1948-2011 period, for the Valencian Community and surrounding areas. This paper seeks to relate this temperature interpolation with other for precipitation in the same way suitable for the analysis of trends between 1948 and 2011. To date there is no still available a spatial interpolation of precipitation with the same resolution of SDSITVC. While it has been possible to use the Spain02_v3 dataset, whose native resolution is 20km, as a reasonable alternative to a first spatial estimation of aridity changes in process. According to previous studies on

the SDSITVC, a reference period (1948-1979) and a testing period (1997-2011) are established. The study determined changes in aridity between the two periods depending on the application of three simple and well-known bioclimatic indices: Dantin - Revenga, Emberger, and Vernet. A cartography of the change happened in these indexes for Valencian Community is presented. The results indicate that there would have already been substantial changes towards aridity increases between the reference and test periods, particularly towards the interior and upland areas.

Key words: Climate change, aridity, SDSITVC, Spain02_v3, Dantín – Revenga, Emberger, Vernet.

1. INTRODUCCIÓN

Son múltiples los estudios que ya han constatado tendencias generales al cambio climático en los últimos decenios sobre la Península Ibérica. Se han determinado así tendencias al aumento de las temperaturas en el conjunto de la Península (p. ej., Brunet *et al.*, 2007; Del- Río *et al.*, 2012); y también cambios incipientes en los patrones de precipitación (Millán *et al.*, 2005; Muñoz-Díaz y Rodrigo, 2006; Estrela *et al.*, 2010; Miró *et al.*, 2010; González-Hidalgo *et al.*, 2010; Gallego *et al.*, 2011). Sin embargo, se ha señalado que las mayores incertidumbres sobre los impactos del cambio climático se encuentran en los niveles regional y local (IPCC, 2013), lo cual es especialmente cierto para las regiones mediterráneas. De modo que se hacen necesarios estudios sobre el cambio climático y sus impactos en dichas escalas.

Para el caso concreto de la Comunidad Valenciana tenemos al respecto avances recientes. Se trata de la disponibilidad del dataset SDSITVC (*Statistical Downscaling and Spatial Interpolation of Temperatures for the Valencian Community*), que ha permitido determinar patrones de cambio en las temperaturas a fina escala (90 m) entre 1948 y 2011 (Miró, 2014; Miró *et al.*, 2015 y 2016a). Los patrones de cambio revelados señalan un proceso ya en curso de acusado ascenso térmico en las zonas altas y montañosas del interior de la región, que no se habría constatado de tener sólo en cuenta las series observadas más largas y sin lagunas, y con una posición más bien litoral (Miró *et al.*, 2015 y 2016a). Se trata además de cambios no proyectados, sino ya acontecidos en las últimas décadas.

Por otro lado, estos cambios en curso nos llevan a la cuestión de hasta qué punto están ya hoy en día forzando un cambio en las condiciones bioclimáticas y, por tanto, comprometiendo el equilibrio de biotopos y recursos dependientes del clima. Precisamente, la falta de herramientas a fina escala para evaluar tendencias al cambio ha resultado hasta ahora en la falta de cartografías del cambio aplicadas a los propios índices bioclimáticos al uso. La disponibilidad del SDSITVC sí ha permitido, en este caso, evaluar el cambio bioclimático potencial dependiente de las temperaturas, a través del índice de Termicidad de Rivas-Martínez (Rivas-Martínez, 2008; Miró *et al.*, 2016b). Dicha evaluación ha determinado que actualmente se está produciendo una acusada regresión potencial de termotipos bioclimáticos que están en posición finícola en las montañas de la región (p. ej. Supramediterráneo, Supratemplado, Orotemplado), de modo que algunos horizontes termotípicos están incluso en trance de desaparecer (Miró *et al.*, 2016b).

Sin embargo, los referidos estudios relativos al SDSITVC sólo han podido evaluar elementos de cambio dependientes de la temperatura, siendo la precipitación el otro elemento básico que determina el cálculo de la mayoría de índices bioclimáticos. Por supuesto, es la evapotranspiración la que determinará un cálculo más ajustado, por cuanto la aridez es básicamente una función de la evapotranspiración y la precipitación. Pero, en su ausencia, son múltiples los índices que desde distintas maneras abogan por el uso de la precipitación y la temperatura como principales determinantes para una clasificación aceptable de la aridez, basándose en el supuesto de que con la temperatura aumenta correlativamente la evapotranspiración (Capel Molina, 2000).

Hasta la fecha todavía no está disponible una interpolación espacial de precipitaciones con las mismas características y resolución espacial-temporal que el SDSITVC, por lo que, a priori, no puede realizarse una caracterización de tendencias para las precipitaciones en una escala con el mismo nivel de detalle. Ello a pesar de tener una densa red de observatorios pluviométricos, pero cuyas tendencias no son comparables entre sí al tratarse de series de duración temporal, presencia de datos ausentes, homogeneidad, etc., muy heterogéneos.

Una alternativa es el uso de datasets interpolados de menor resolución espacial pero con una cobertura temporal similar, y validez para su uso en estudios de tendencias. Al respecto está disponible el producto 'Spain02' elaborado conjuntamente por AEMET y el Grupo de Meteorología de Santander para toda la Península Ibérica y Baleares. Éste existe en 3 versiones. La v2 y v3 (Herrera *et al.*, 2012a, 2012b) tienen una resolución espacial de 0.2° (≈ 20 km) y cobertura temporal de 1950 a 2008 (extendida a 2011). Por su parte, la v4 (resolución de 0.11°) no nos interesa aquí ya que se inicia en 1973. Aunque la versión v2 comprende un mayor número de observatorios (más de 2700 en la Península), la v3 se realizó y testó específicamente para poder ser usada en análisis de tendencias, al basarse sólo en las series más largas (más de 800 observatorios).

El presente estudio tiene como objetivo presentar cartográficamente cambios potenciales en la aridez que ya habrían acontecido en los últimos decenios en la Comunidad Valenciana, valiéndose para ello de los datasets SDSITVC (temperaturas) y Spain02_v3 (precipitaciones). Los cambios en la aridez se determinarán a través del cálculo de tres índices conocidos para un periodo de referencia y un periodo de testeo. Éstos son: Dantín-Revenga, Emberger y Vernet.

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1. Datasets empleados

El dataset SDSITVC (Miró, 2014; Miró *et al.*, 2015, 2016a y 2016b) es el empleado como fuente de temperaturas, y el dataset Spain02_v3.1 (Herrera *et al.*, 2012a y 2012b) el empleado como fuente de precipitaciones. El primero abarca de 1948 a 2011 y el segundo de 1950 a 2008 (extendido a 2011). Se elige la versión v3 (Spain02_v3.1) dado que es la más adecuada para su uso en análisis de tendencias. Ello es porque se basa en una red de más de 800 estaciones peninsulares con al menos 40 años y el 90% de los datos completos en el periodo que abarca (Herrera *et al.*, 2012a y 2012b). Por su parte, el SDSITVC se basa en un downscaling estadístico sobre más de 300 series observadas en la región concreta de estudio, que proporciona características

homogéneas a todos los datos desde 1948 a 2011, y patrones de cambio térmico bien definidos y espacialmente homogéneos con respecto a las características geográficas de cada punto (Miró, 2014; Miró *et al.*, 2015 y 2016a). Ello con errores inferiores a 1°C en validación cruzada.

Dado que la resolución nativa del dataset SDSITVC es de 90 m en coordenadas UTM (huso 30), se ha tenido que ajustar a dicha resolución el dataset Spain02_v3.1, originariamente a una resolución mucho más baja (≈ 20 km). Para ello se ha re-interpolado la información del dataset Spain02_v3.1 a la misma resolución del SDSITVC utilizando el procedimiento de Mínima Curvatura, en aras de preservar lo más posible las relaciones espaciales originales del dataset con menor resolución.

2.2. Índices aplicados

Aunque existe un número amplio de índices propuestos para evaluar la aridez, se han aplicado tres, siguiendo un criterio de mayor a menor sencillez, sin perder de vista una buena relación entre efectividad y facilidad de implementación de todos ellos (sólo requieren temperaturas y precipitaciones). También, estos tres han sido, o bien ideados para el ámbito ibérico, o bien aplicados con buenos resultados en dicho ámbito.

El primero es el índice de Martín Cereceda y Revenga (Dantín Cereceda y Revenga Carbonell, 1942). Similar al índice de Martonne ó Lang, relaciona simplemente valores anuales medios de pluviometría y temperaturas, siendo ideado para su aplicación al ámbito ibérico. La fórmula aplicada para el índice de Martín y Revenga (*iDR*) es:

$$iDR = \frac{100 T}{P}$$

donde *T* es la temperatura media anual (°C) y *P* la precipitación total media anual (mm). La tabla 1 muestra la clasificación que se deriva el *iDR*.

<i>iDR</i>	TIPOS
0 a 2	Húmedo
2 a 3	Semiárido
3 a 6	Árido
> 6	Subdesértico

Tabla 1: Clasificación del grado de aridez según el Índice de Dantín-Revenga.

El segundo es el índice de Emberger (Emberger, 1930), que está ideado para regiones mediterráneas, y se ha considerado un buen indicador biogeográfico en el Sureste peninsular (Condés y García Robredo, 2012). En este caso, además de la precipitación total, introduce la evaluación de un contraste térmico entre las temperaturas anuales más frías y las más cálidas. La fórmula para el índice de Emberger (*iE*) que aquí se aplica es la versión que aparece en Rivas-Martínez (2008):

$$iE = \frac{100 P}{Mi^2 - mi^2}$$

donde P es la precipitación total media anual (mm), Mi la temperatura media (°C) de las máximas del mes más cálido y mi la temperatura media de las mínimas del mes más frío. Al expresar el valor $Mi-mi$ una amplitud térmica extrema anual, se idea como un factor proporcional al rango de evaporación. La tabla 2 muestra la clasificación del iE .

iE	TIPOS
> 90	Húmedos
50 a 90	Mediterráneo Subhúmedo
30 a 50	Mediterráneo Semiárido
0 a 30	Mediterráneo Árido

Tabla 2: Clasificación del grado de aridez según el Índice de Emberger.

El tercer índice aplicado es el de Vernet (Vernet y Vernet, 1966). Este índice va más allá de los anteriores al incorporar la importancia que el estrés hídrico estival tiene en el cálculo de la aridez, y que puede verse enmascarado en las medias o totales anuales. Pondera así las temperaturas máximas estivales, la precipitación estival y la diferencia de precipitación entre la estación más seca y la más húmeda del año. Aunque es menos conocido que los anteriores, se ha demostrado su validez en sectores montanos ibéricos, por ejemplo en Sánchez Palomares *et al.* (2001). Se define del siguiente modo:

$$iV = 100 \left(\frac{H - h}{P} \right) \left(\frac{Mv}{Pv} \right)$$

donde P es la precipitación total media anual (mm), Pv la precipitación total media del verano, H la precipitación total media del trimestre más lluvioso del año, h la precipitación total media del trimestre más seco del año, y Mv la temperatura máxima media (°C) del verano. La tabla 3 muestra la clasificación derivada del iV .

iV	TIPOS
> 2	Continental
0 a 2	Oceánico-Continental
-1 a 0	Oceánico
-2 a -1	Pseudo-oceánico
-3 a -2	Oceánico-Mediterráneo
-4 a -3	Submediterráneo
< -4	Mediterráneo

Tabla 3: Clasificación del grado de aridez según el Índice de Vernet.

2.3. Periodos de contraste

Se ha realizado el cálculo de los índices de aridez para un periodo de referencia y otro de testeo o contraste. Estos periodos se han delimitado sobre la base de los resultados obtenidos para las tendencias de temperatura reportados en Miró *et al.* (2015 y 2016a), y cambios en los horizontes termotípicos (Miró *et al.*, 2016b). Se establece así como periodo de referencia el comprendido entre 1948 y 1979 (periodo aún sin cambios destacados en los patrones de temperatura). Tras un acusado incremento térmico entre 1980 y 1998, en los últimos 15 años de la serie se asienta en la región un cambio de patrones térmicos en torno a un nuevo estado térmico general más cálido. Se toma así como periodo de testeo los últimos 15 años disponibles (1997-2011). Dado que el dataset Spain02_v3.1 se inicia en 1950, para el caso de las precipitaciones se ha utilizado el periodo de referencia 1950-1979.

3. RESULTADOS

El resultado para los tres índices analizados, con su distribución espacial en el periodo de referencia y el periodo de testeo, se muestra en las figuras 1 (*iDR*), 2 (*iE*) y 3 (*iV*).

Respecto del Índice de Dantín-Revenga (Fig. 1) se aprecian amplias zonas donde potencialmente ha aumentado la aridez. Destaca sobre todo que grandes partes del interior Sur de Valencia han cambiado su condición ‘semiárida’ a ‘árida’. También en parte del Valle del Turia. Por su parte se han reducido bastante los reductos catalogados como ‘húmedos y subhúmedos’ en la parte analizada del Sistema Ibérico (Gúdar, Javalambre, estribaciones orientales de los Montes Universales). Sólo aparecen dos áreas donde no se aprecian aumentos en la aridez, como es el extremo Norte de Castellón, y el polo subhúmedo entre el Nordeste de Alicante y Sureste de Valencia, relacionado este último con los irregulares temporales de levante. En este último caso incluso se aprecia cierto incremento del polo subhúmedo y su gradiente con el Sur de Alicante. En general los cambios son mayores hacia el interior con respecto al litoral.

Respecto del Índice de Emberger (Fig. 2) se aprecian resultados similares. Incluso se acusa más el cambio en la mayor parte del interior de Valencia y el Alto Vinalopó (Alicante). De este modo en el periodo de testeo comienza a asomar el tipo ‘Mediterráneo Árido’ en los límites del interior Sur de Valencia (Cabriel, Sur de Ayora) y partes del Valle del Vinalopó (Alicante), e incluso el litoral central de Alicante. El tipo ‘Mediterráneo semiárido’ también habría avanzado, a costa del ‘Mediterráneo subhúmedo’, en el Valle del Turia y resto del centro e interior de Valencia.

Las zonas con bioclimas potencialmente húmedos del Sistema Ibérico se habrían reducido en más de un 80%. Pero, de nuevo, las excepciones a estos aumentos en la aridez son el tercio Norte de Castellón y el sector del extremo Nordeste de Alicante y Sureste de Valencia.

Respecto del Índice de Vernet (Fig. 3), a diferencia de los anteriores, no muestra el polo subhúmedo del Nordeste de Alicante – Sureste de Valencia, debido a que se trata de un sector con un fuerte mínimo pluviométrico estival coincidiendo con altas temperaturas, característica que proporciona una fuerte mediterraneidad según el sistema de Vernet. Es por ello que también la mayor parte de la región cae dentro del tipo mediterráneo.

Figura 1: Grado de aridez según el Índice de Dantín-Revenge para los periodos de referencia y de testeo

Figura 2: Grado de aridez según el Índice de Emberger para los periodos de referencia y de testeo

Figura 3: Grado de aridez según el Índice de Vernet para los periodos de referencia y de testeo

Sin embargo, en el periodo de referencia aparecen bien definidos sectores bajo el tipo ‘Submediterráneo’ en la parte del Sistema Ibérico (interior de la mitad Norte), que derivan en ‘Océánico-Mediterráneo’ en los sectores más elevados. Sin embargo, estos últimos han desaparecido potencialmente en el periodo de testeo, y el ‘Submediterráneo’ casi también, a excepción del interior más al Norte de Castellón.

Es de notar también cambios en el grado de continentalidad hacia el interior del Sistema Ibérico, apareciendo en el periodo de referencia el tipo ‘Continental’ hacia la cabecera del Mijares, ya en Teruel. Este tipo ‘Continental’ incrementa su superficie en el periodo de testeo a nuevas zonas interiores del Sistema Ibérico.

4. CONCLUSIONES

El cálculo del grado de aridez en la Comunidad Valenciana a través de tres índices distintos, y utilizando los datasets SDSITVC (temperaturas) y Spain02_v3.1 (precipitaciones), ha determinado que ya se han producido cambios potenciales entre un periodo de referencia (1948-1979) y otro de testeo (1997-2011). La aridez habría aumentado en general más en el interior que en el litoral. Destaca la degradación de las condiciones semiáridas en el interior Sur de la Comunidad. Pero también la reducción de condiciones húmedas y subhúmedas en el Sistema Ibérico, en favor de una mayor mediterraneidad o bien de condiciones secas continentales (áreas más interiores). Se desmarcan de estas tendencias el tercio Norte de Castellón, el polo subhúmedo al Noroeste de Alicante – Sureste de Valencia, y gran parte del mismo litoral central y Norte, áreas cuya precipitación está ligada a temporales de levante muy irregulares.

Estas tendencias sugieren una fuerte conexión con resultados obtenidos en la región respecto a diferentes tendencias según el tipo sinóptico ligado a la precipitación. En concreto, una tendencia al descenso de precipitaciones asociadas a frentes atlánticos de relativo mayor peso en el interior, que en el litoral se compensa por un aumento del peso relativo de las precipitaciones de origen mediterráneo (Millán, *et al.*, 2005; Estrela *et al.*, 2010; Miró *et al.*, 2010; Miró *et al.*, 2015). A ello se suma un cambio térmico mayor en las zonas altas del interior que en el litoral (Miró *et al.*, 2015, 2016a y 2016b).

No obstante, cabe tener en cuenta que el dataset de precipitación utilizado puede no llegar a identificar los patrones de cambio más locales, como sí lo hace el SDSITVC para las temperaturas. Por ello es necesaria la creación de un dataset de mayor resolución para la precipitación que sí pueda contemplar esos cambios más locales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias al programa PROMETEOII (2014/086) de la Comunidad Valenciana, y el proyecto CGL2015- 64268-R (MINECO/FEDER, UE) del Ministerio de Economía y Competitividad y el FEDER.

REFERENCIAS

Brunet, M., *et al.* (2007). Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850–2005. *J. Geophys. Res. D: Atmos.*, **112**, D12117, doi: 10.1029/2006JD008249

- Capel Molina, J.J. (2000). El clima de la Península Ibérica. Editorial Ariel, colección Ariel Geografía. Barcelona, 281 p.
- Condés, S. y García-Robredo, F. (2012). An empirical mixed model to quantify climate influence on the growth of *Pinus halepensis* Mill. stands in South-Eastern Spain. *For. Ecol. Manage.* **284**: 59-68, doi:10.1016/j.foreco.2012.07.030
- Dantín Cereceda, J. y Revenga Carbonell, A. (1941). Las líneas y las zonas ixóseras de España, según los índices termopluviométricos. Avance al estudio de la aridez en España. *Estudios Geográficos*, **2**, 35-91.
- Del-Río, S., Cano-Ortiz, A., Herrero, L. y Penas, A. (2012). Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1921-2006). *Theor. Appl. Climatol.*, **109**, 605-626, doi: 10.1007/s00704-012-0593-2.
- Emberger, L. (1930). La végétation de la région méditerranéenne: essai d'une classification des groupements végétaux. *Revue Générale de Botanique*, **42** (641-662), 705-721
- Estrela, M.J., Miró, J.J., Pastor, F. y Millán, M. (2010). Frontal Atlantic rainfall component in the Western Mediterranean Basin. Variability and spatial distribution. ESF-MedCLIVAR Workshop on "Hydrological, socioeconomic and ecological impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean region". Zaragoza (Spain), 24-27 May 2010.
- Gallego, M.C. *et al* (2011). Trends in frequency indices of daily precipitation over the Iberian Peninsula during the last century. *J. Geophys. Res. D: Atmos.*, **116**, D02109, doi:10.1029/2010JD014255
- Gonzalez-Hidalgo, J.C., Brunetti, M. y de Luis, M. (2010). Precipitation trends in Spanish hydrological divisions, 1946-2005. *Climate Res.*, **43**, 215-228, doi: 10.3354/cr00937
- Herrera *et al.* (2012a). Development and Analysis of a 50 year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *Int. J. Clim.*, **32**, 74-85, doi: 10.1002/joc.2256
- Herrera *et al.* (2012b). New versions of Spain02: Daily precipitation and temperature data for downscaling studies. 8º Congreso Internacional de la AEC.
- IPCC, (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge. United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi: 10.1017/CBO9781107415324
- Millán, M., Estrela, M.J. y Miró, J.J. (2005). Rainfall components: variability and spatial distribution in a mediterranean area (Valencia Region). *J. Clim.*, **18** (14), 2682-2705, doi:10.1175/JCLI3426.1
- Miró, J.J., Estrela, M.J., Pastor, F. y Millán, M. (2010). Análisis comparativo de tendencias en la precipitación, por distintos inputs, entre los dominios hidrológicos del Segura y del Júcar (1958-2008). *Investigaciones Geográficas*, **49**, 129-157, doi: 10.14198/INGEO2009.49.07

- Miró J.J. (2014). *Downscaling estadístico de series climáticas mediante redes neuronales: Reconstrucción en alta resolución de la temperatura diaria para la Comunidad Valenciana. Interpolación espacial y análisis de tendencias (1948-2011)*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, y Universidad de Valencia. 523p., doi: 10.13140/RG.2.1.2059.1523
- Miró, J.J., Estrela, M.J. y Olcina-Cantos, J. (2015). Statistical downscaling and attribution of air temperature change patterns in the Valencia region (1948–2011). *Atmos. Res.*, **156**: 189-212, doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.003
- Miró, J.J., Estrela, M.J. y Olcina-Cantos, J. (2016a). Reconstrucción de la señal térmica local en la Comunidad Valenciana entre 1948 y 2011 a partir de un downscaling estadístico mediante una red neuronal artificial: Detección de patrones locales de cambio. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, **70**, 113-147 (eng:471-475), doi:10.21138/bage.2165
- Miró, J.J., Estrela, M.J., Caselles, V. y Olcina-Cantos, J. (2016b). Fine-scale estimations of bioclimatic change in the Valencia region, Spain. *Atmos. Res.*, In Press, Accepted Manuscript, doi:10.1016/j.atmosres.2016.05.020
- Muñoz-Díaz, D. y Rodrigo, F.S. (2006). Seasonal rainfall variations in Spain (1912–2000) and their links to atmospheric circulation. *Atmos. Res.*, **81** (1), 94–110, doi:10.1016/j.atmosres.2005.11.005
- Rivas-Martínez, S. (2008). Global Bioclimatics, Internet: www.globalbioclimatics.org
- Sánchez Palomares, O., Carretero, M.P. y Sarmiento, L.A. (2001). Definición y cartografía de las áreas potenciales fisiográfico-climáticas de los alcornoques catalanes (*Quercus suber* L.). In, *Actas del III Congreso Forestal Español*, vol. 1 y 2, Granada: 271-277.
- Vernet, J.L. y Vernet, P.H. (1966). Sur un indice bioclimatique applicable aux climats de la France. *Naturalia Monspeliensia, Série Botanique* 17, 253-262

RELACIONES CLIMÁTICAS ENTRE LA FRACTALIDAD TEMPORAL DE LOS EPISODIOS DE LLUVIA Y DE SEQUÍA

Robert MONJO^{1*}, Javier MARTIN-VIDE²

¹Fundación para la Investigación del Clima (FIC), C/ Gran Vía 22 (duplicado), 7º, 28013 Madrid.

²Grup de Climatologia, Departament de Geografia, Universitat de Barcelona, C/ Montalegre 6, 08001 Barcelona.

* robert@ficlima.org

RESUMEN

La concentración de la lluvia y la recurrencia de las sequías suelen estudiarse de forma independiente. Sin embargo, el comportamiento fractal de la lluvia sugiere que existen relaciones de similitud a diferentes escalas temporales entre ambos aspectos climatológicos. En este trabajo se ha tomado un conjunto de 66 409 series temporales de precipitación diaria de todo el mundo y se han obtenido diferentes patrones de semejanza entre la concentración de la lluvia y el comportamiento fractal de las rachas, tanto secas como húmedas. Usando índices de irregularidad tales como el Theil, Atkinson, Gini y el índice n , se han encontrado relaciones estadísticas altamente significativas entre las medidas de fractalidad, entropía y concentración. Este estudio podría servir para caracterizar los climas del mundo según la fractalidad de los episodios de lluvia. Además, las relaciones entre los diferentes índices permite optimizar la caracterización y medición de los cambios climáticos en los patrones de precipitación y sus impactos en la sociedad.

Palabras clave: concentración, fractalidad, precipitación diaria, sequía.

ABSTRACT

Rainfall concentration and drought recurrence are usually studied independently. However, the fractal behavior of the precipitation suggests that there are similarity relations to different time scales between both climatic features. In this paper we have taken a set of 66,409 time series worldwide and have obtained different patterns of similarity between the rainfall concentration and the fractal behavior of both dry and wet spells. Using irregularity indices such as Theil, Atkinson, Gini and index n , highly significant statistical relationships were found between measures of fractality, entropy and concentration. This study could serve to characterize the climates of the world according to fractality of rainfall episodes. In addition, relations between different indexes will optimize the characterization and measurement of climate change in precipitation patterns and their impacts on society.

Key words: concentration, fractality, rain, precipitation, drought.

1. INTRODUCCIÓN

La intensidad media de la precipitación depende de la escala temporal considerada. La lluvia a escala diaria es fácilmente medible mediante pluviómetros tradiciona-

les; sin embargo, la intensidad a escala sub-horaria presenta importantes dificultades para ser medida debido a su gran irregularidad (Liu *et al.* 2013, Monjo 2016). Una forma de medir la irregularidad de la precipitación es mediante índices asociados a la curva de Lorenz o la entropía estadística (Monjo y Martin-Vide, 2016). Por ejemplo, el Índice de Concentración de Martín-Vide (2004) se relaciona climáticamente con el porcentaje de días de lluvia que acumulan la mayor parte de la precipitación anual, de acuerdo con la integral de la curva de Lorenz (Benhamrouche *et al.*, 2015).

Por otro lado, existen algunos indicadores de la concentración temporal de la precipitación basados en la intensidad sub-diaria. Sin embargo, la mayoría de estos índices están diseñados a partir de umbrales específicos obtenidos para una determinada región climática. Un ejemplo es el índice β , diseñado para la región mediterránea (Llasat 2001). El índice β de un evento de lluvia se define como la fracción de lluvia acumulada con una intensidad 5-minutal igual o mayor que 35 mm/h.

El índice IP de Casas *et al.* (2010) también clasifica la precipitación sub-diaria, de acuerdo con la relación entre las intensidades y duraciones (curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia). En particular, el índice IP establece umbrales variables según el clima: Considera un período de retorno de 5 años y cuatro duraciones, que son 5 minutos, 1, 2 y 24 horas.

El índice n de Monjo (2016) se define como el exponente adimensional de las curvas Intensidad-Duración y puede interpretarse como la dimensión fractal de la intensidad de la lluvia. El índice n presenta un umbral teórico que generalmente es independiente de la intensidad y la duración del evento. El umbral ($n = 0,5$) permite discriminar entre un predominio de lluvias regulares ($n < 0,5$) e irregulares ($n > 0,5$), de acuerdo con la distribución de la concentración de las intensidades de la lluvia dentro de un evento. Esto a su vez se relaciona con procesos (advección / convección) que intervienen en la formación de la precipitación.

Además de la intensidad, otros comportamientos de la precipitación pueden ser descritos mediante una dimensión fractal, obtenida por ejemplo usando el método del *box-counting*, o el exponente de Hurst (Feder 1988, Olsson 1992, Taouti y Chettih 2014, Meseguer-Ruiz *et al.* 2016). Sin embargo, estos métodos analizan sólo algunas de las características de precipitación por separado, como son la persistencia o su intensidad, pero no analizan conjuntamente la relación entre la concentración de las rachas húmedas/secas y la concentración de los días de lluvia.

Este trabajo explora las relaciones matemáticas de la estructura fractal de las rachas húmedas y secas, conjuntamente con otras características climáticas tales como la concentración o la irregularidad de la lluvia diaria. Estas relaciones son fundamentales para caracterizar la variabilidad climática natural y con ello estimar posibles cambios que deriven de modificaciones en los patrones de circulación global.

2. DATOS

En total se usaron 66 409 series temporales de precipitación diaria disponibles para el periodo 1950-2014, tomadas del Global Historical Climatology Network-Daily Database (GHCN-Daily) (Menne *et al.*, 2012). Las estaciones seleccionadas se corresponden con aquellas que presentan al menos 1 000 valores diarios con al menos un 70% de continuidad. De las 66 409 estaciones, más de la mitad presentan más de 8 000 registros, y más del 75% superan los 3 000 registros con un 98% de

continuidad temporal. Aproximadamente el 25% de las estaciones destacan por tener más de 20 000 registros diarios con el 99% de continuidad.

Un estudio de la calidad de los datos fue llevado a cabo usando el test de Kolmogorov-Smirnov, prueba para detectar inhomogeneidades (Monjo *et al.*, 2013). Sólo el 5% de las series temporales presentaron algunas inhomogeneidades, y, en estos casos, se seleccionó la sub-serie temporal homogénea más larga.

En promedio, aproximadamente hay un observatorio por cada 2 244 km² de la superficie terrestre. Sin embargo, la cobertura espacial es muy desigual dependiendo del país analizado. En particular, esto depende generalmente de su desarrollo económico o su antigua dependencia colonial (Fig. 1). Entre los países con mayor densidad de estaciones se incluyen los EE.UU., Brasil, India, Australia y los Países Bajos. África presenta una baja densidad en prácticamente toda su extensión, a excepción del sur.

Fig 1. Ubicación de los pluviómetros que han suministrado las series temporales, tomados de la Global Historical Climatology Network-Daily Database. El color indica la duración de las series temporales (en días). El tamaño del punto es inversamente proporcional a la densidad de puntos en cada área.

3. METODOLOGÍA

3.1. Medidas de la concentración, desigualdad e irregularidad

La mayoría de los índices de concentración/desigualdad empleados en este trabajo se basan en la integral o la forma de la curva de Lorenz, que relaciona la acumulación de una variable (y) y su frecuencia acumulada (x). Por ejemplo, a partir de esta curva, se define el índice de Gini (GI):

$$GI = \frac{S}{S + A} = 1 - 2A \quad (\text{Ec. 1})$$

donde S es el área entre la curva $y(x)$ y la recta equidistributiva $y = x$. Por lo tanto, S es igual a $1/2 - A$, donde A es el área debajo de la curva $y(x)$, que puede estimarse usando la regla del trapecioide.

En particular se tomaron los índices de Theil (TI), Gini (GI), Atkinson (AI), Monjo (n_δ y n_{or}) y la Desviación Media Logarítmica / Entropía Generalizada (GE), que miden magnitudes muy relacionadas entre sí: concentración, desigualdad, entropía o irregularidad (Tabla 1).

Índice	Magnitud	Curva de Lorenz	Referencia
GI	Concentración-desigualdad	Sí	Haughton y Khandker (2007)
GE	Entropía-desigualdad	Sí	Monjo y Martin-Vide (2016)
TI	Entropía-desigualdad	No	Jost (2006)
AI	Desigualdad	Sí	Atkinson (1970)
n_{or}	Concentración	Sí	Monjo y Martin-Vide (2016)
n_δ	Irregularity	No	Monjo (2016)

Tabla 1. Índices empleados y la magnitud que miden. En la tercera columna se indica si requieren una reordenación de los valores (curva de Lorenz) en vez de mantener la estructura de las series temporales. Para más detalles ver Monjo y Martin-Vide (2016)

3.2. Medidas de la fractalidad

La duración fractal de la lluvia puede medirse usando la dimensión del *box-counting* o conteo de bloques (Taouti & Chettih 2014), también conocido como dimensión de Minkowski-Bouligand, que a su vez está fuertemente relacionada con la dimensión de Hausdorff-Besicovitch (Falconer 2003).

A partir de una serie diaria de precipitación y agrupándola en bloques (sin solapamientos) de longitud r , puede definirse N_r como el número de bloques con precipitación acumulada mayor que cero. La longitud total (en días) de los bloques húmedos vendrá dada por $D_r = r N_r$. Esta cantidad se conoce como duración fractal de la serie de precipitación. La relación entre la duración D_r y la resolución r viene dada por la fórmula:

$$D_r = c \cdot r^d \quad (\text{Ec. 2})$$

donde d es la dimensión fractal y c es la constante de duración. La resolución r es la duración, en días, de cada bloque de tiempo. Para poder comparar entre observatorios, la duración D_r es normalizada a la unidad, y por tanto también la constante c queda expresada como un ratio (es decir, número de días húmedos dividido entre días totales). Nótese que la duración fractal de la lluvia está comprendida entre el caso instantáneo ($d = 1$) y el caso de lluvia constante ($d = 0$). La definición de duración fractal puede entenderse mejor en el ejemplo de la Tabla B1.

r	$p_{j,r}$															N_r	rN_r	$\frac{r \cdot N_r}{/16}$	D_r	a_r
1	1	3	5	3	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	1	6	6	0,38	0,38	2.50
2	4		8		0		2		0		0		0		1	4	8	0,5	0,47	1.88
4	12				2				0				1			3	12	0,75	0,69	1.25
8	14								1							2	16	1	0,75	0,94
16	15															1	16	1	1	0,94

Tabla 2. Ejemplo de una serie pluviométrica de 16 días. Valores de precipitación $p_{j,r}$ (en mm) dependiendo de la resolución r (en días). Las otras cantidades son: el número de cuentas con lluvia N_r , la duración fractal D_r (Ec. 2) y la intensidad media a_r (Ec. 3) en mm/día.

Dada una determinada resolución temporal r , la intensidad media a_{ir} de cada racha “ r ” de lluvia se define como el cociente entre la acumulación total P_{ir} y la duración de la racha D_{ir} . Así, se define la intensidad media a_r de una serie temporal de precipitación como la media de todas las intensidades a_{ir} . Estos valores se relacionan con la resolución según:

$$\frac{a_r}{a_1} = \left(\frac{r_1}{r} \right)^m \quad (\text{Ec. 3})$$

donde m es la dimensión de la precipitación media.

Análogamente al índice n_δ (Tabla 1), puede calcularse una dimensión fractal de las rachas húmedas y secas. Para ello basta con utilizar la duración D_i (con resolución $r = 1$) como si fuera un valor de precipitación de un evento, y tomar el umbral $D_i = 1$ como valor “seco”. Por ejemplo, la serie de rachas secas o húmedas $D_i = (3, 4, 7, 1, 3, 10, 12)$ se transforma en dos “eventos” independientes $\{(3, 4, 7), (3, 10, 12)\}$

Para cada evento de rachas, se define la duración media máxima Y_i como una variable dentro de la racha, de acuerdo con:

$$Y_i = \frac{1}{i} \max_i \left\{ \sum_{j=k}^{k+i-1} D_j \right\}_{k=1}^{n-i+1} \quad (\text{Ec. 4})$$

Por lo tanto, la duración media máxima satisfará también una relación del tipo:

$$\frac{Y_i}{Y_1} = \left(\frac{1}{i} \right)^h \quad (\text{Ec. 5})$$

Se denota con h al exponente, o la dimensión fractal, de las rachas húmedas. Mientras que se usa s para la dimensión fractal de las rachas secas. En definitiva, los índices que nos interesan son: c , d , m , h y s .

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Relaciones específicas de concentración-desigualdad

El primer resultado que llama la atención es la elevada correlación, estadísticamente significativa, que existe entre la mayoría de los índices analizados. Por ejemplo, los índices de concentración, desigualdad e irregularidad se relacionan entre sí de forma directa, mientras que la entropía GE presenta una relación inversa (Tabla 2). Cabe resaltar que la mayoría de esas propiedades pueden resumirse mediante el índice de Gini (GI), ya que presenta la mayor correlación con todos los demás, y en todos los casos es elevada ($R > 0,7$) y significativa (p -valor $< 0,001$).

Comparando	GI	n_{or}	n_{δ}	TI	AI	$-GE$
GI	-	0,98	0,71	0,76	0,91	0,71
n_{or}	0,98	-	0,63	0,76	0,81	0,65
n_{δ}	0,71	0,63	-	0,55	0,71	0,63
TI	0,75	0,76	0,55	-	0,61	0,92
AI	0,91	0,81	0,71	0,61	-	0,64
$-GE$	0,71	0,65	0,63	0,92	0,64	-
Media	0,81	0,77	0,65	0,72	0,74	0,71

Tabla 2. Correlación de Pearson de los índices de concentración-desigualdad-irregularidad. Todas las relaciones son estadísticamente significativas (p -valor $< 0,001$).

4.2. Relaciones entre concentración-desigualdad y fractalidad

Existe una relación débil pero estadísticamente significativa entre el índice de estructura de Monjo (n_{δ}) y algunos índices de fractalidad tales como la dimensión de la duración d ($R = 0,22$, p -valor $< 0,001$), la dimensión de las rachas húmedas h ($R = -0,21$, p -valor $< 0,001$) y la de las rachas secas s ($R = -0,19$, p -valor $< 0,001$). El primer caso puede ser deducido teóricamente de acuerdo con la interpretación fractal del índice n (Monjo, 2016). Por otro lado, la correlación negativa con h y s implica que una mayor concentración de las rachas está asociada a una mayor regularidad de las precipitaciones. Por ejemplo, si predominan las rachas húmedas y de gran duración seguidas de rachas muy cortas (es decir, $h > 0,5$), entonces cabe esperar que exista una gran persistencia de la lluvia dentro de esas rachas ($n < 0,5$). Por lo contrario, si todas las rachas son cortas y por tanto de duración similar ($h < 0,5$), suele estar ligado a una mayor irregularidad de la lluvia ($n > 0,5$).

Las relaciones entre el índice de concentración (GI) y las medidas de fractalidad también son en general débiles, aunque son significativas para la constante de duración c ($R = 0,20$, p -valor $< 0,001$), la dimensión de la precipitación media m , ($R = 0,22$, p -valor $< 0,001$) y la dimensión de las rachas húmedas h ($R = 0,19$, p -valor $< 0,001$). Estas conexiones se explican porque la variabilidad diaria de la lluvia ($GI > 0$) se refleja en la variabilidad de la precipitación media ($m > 0,5$) y de las rachas ($h > 0,5$). Por su parte, el índice de Atkinson (AI) presenta correlaciones significativas con d , h , c y m , siendo $R = -0,22$ para d y en torno a $R = 0,23$ para el resto. La interpretación de

este resultado es similar a los casos anteriores, con la salvedad de que AI se relaciona de forma inversa con la duración fractal de la lluvia (d).

4.3. Relaciones específicas entre los índices de fractalidad

Las conexiones entre las medidas de fractalidad son incluso mayores que en muchos de los casos anteriores (Fig. 2). La dimensión de las rachas húmedas (h) está directamente relacionada con la dimensión de la intensidad media (m) y con la duración media (c). Es decir, cuanto mayor es la duración media de las rachas, mayor es el número de casos de rachas largas rodeadas de rachas cortas. Más sorprendente es la relación directa entre m y h : Se produce una mayor concentración media de la lluvia cuando se producen rachas largas rodeadas de cortas.

Fig 2. Relaciones entre la dimensión de las rachas húmedas y otros índices fractales: (a) duración media, (b) dimensión de la duración y (c) dimensión de la duración media. Las correlaciones (R) presentan una significación del p -valor $< 0,001$.

Fig 3. Relación entre la duración fractal media con (a) la dimensión de la duración y (b) dimensión de la racha seca. Las correlaciones (R) presentan una significación del p -valor $< 0,001$.

Además, se encontró una relación inversa entre la dimensión de la racha húmeda y su duración (Fig. 2b). Es decir, el mayor contraste de rachas húmedas ($h > 0,5$) pro-

voca que éstas tiendan a ser persistentes ($d < 0,5$), tal como se desprende de los bajos valores del índice n , según el apartado 4.2.

La duración media de las rachas también se relaciona de forma inversa con su dimensión (Fig. 3a) y con la dimensión de la racha seca (Fig. 3b), al contrario que con la dimensión de la racha húmeda (Fig. 2a). Por lo tanto, puede decirse que a mayor duración de las precipitaciones ($c > 0,4$) en general se produce una mayor constancia de las mismas.

5. CONCLUSIONES

Se encontraron fuertes conexiones entre los índices analizados, y por lo tanto pueden seleccionarse unos pocos para representar la mayoría de las características estudiadas. Por ejemplo, para las propiedades de concentración de la lluvia, se recomienda utilizar el índice de Gini (GI) debido a su simple estimación y su elevada correlación ($R > 0,7$) con la mayoría de los índices de irregularidad y entropía.

Por otro lado, este estudio revela que la precipitación generalmente tiene una estructura anidada en el tiempo. Es decir, existe una relación de auto-similitud en varias escalas temporales, de tal modo que cada acumulación máxima de duración más corta se incluye dentro de las más largas. En este sentido, el índice n puede ser interpretado como una dimensión fractal de las intensidades medias máximas, fuertemente relacionado con las dimensiones fractales de la lluvia: duración, intensidad media y estructura temporal de las rachas húmedas y secas.

Finalmente, de las conexiones entre los diferentes índices de fractalidad se desprende que una mayor duración de las precipitaciones ($c > 0,4$) generalmente implica una mayor constancia de las mismas ($d < 0,5$), así como también se relaciona con una mayor homogeneidad en la distribución temporal de las precipitaciones ($n < 0,5$).

Este estudio podría servir para caracterizar la variabilidad climática a escala mundial según diferentes medidas de fractalidad y concentración de las precipitaciones. Además, los índices analizados resultan útiles para la detección y medición de las variaciones que podrían sufrir los patrones de precipitación en el contexto del cambio climático y su influencia en la erosión.

REFERENCIAS

- Benhamrouche, A.; Bouchet, D.; Hamadache, R.; Bendahmane, L.; Martin-Vide, J.; Teixeira Nery, J. (2015). Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in Algeria. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 15, 617–625. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-15-617-2015>
- Casas, M.C.; Rodríguez, R.; Redaño, Á. (2010). Analysis of extreme rainfall in Barcelona using a microscale rain gauge network. *Meteorological Applications* 17, 117–123 doi: <http://dx.doi.org/10.1002/met.166>
- Feder, J. (1988). *Fractals*. Plenum press, New York.
- Llasat, M.C. (2001). An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features. Application to rainfall intensity in the North-East of Spain. *Int J Climatol* 21, 1385–1400,

- Liu, X.C.; Gao, T.C.; Liu, L. (2013). A comparison of rainfall measurements from multiple instruments. *Atmos Meas Tech* 6, 1585–1595. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/amt-6-1585-2013>
- Martín-Vide, J. (2004). Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *Int J Climatol* 24, 959–971.
- Menne, M.J.; Durre, I.; Vose, R.S.; Gleason, B.E.; Houston, T.G. (2012). An Overview of the Global Historical Climatology Network-Daily database. *J Atmos Ocean Tech* 290, 897–910, Data: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn/daily/> (accedido 10 Junio 2016).
- Meseguer, Ó.; Olcina, J.; Sarricolea, P.; Martín-Vide, J. (2016): The temporal fractality of precipitation in mainland Spain and the Balearic Islands and its relation to other precipitation variability indices. *Int. J. Climatol.* doi: 10.1002/joc.4744.
- Monjo, R.; Pórtolles, J.; Ribalaygua, J. (2013). Detection of inhomogeneities in daily data: a test based in the Kolmogorov-Smirnov goodness-of-fit test. 9th Data Management Workshop of EUMETNET, El Escorial (Madrid), 6th-8th November.
- Monjo, R.; Martín-Vide, J. (2016). Daily precipitation concentration around the world according to several indices. *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.4596.
- Monjo, R. (2016). Measure of rainfall time structure using the dimensionless n-index. *Climate Research*, 67, 71–86. doi: <http://dx.doi.org/10.3354/cr01359>.
- Olsson, J.; Niemczynowicz, J.; Berndtsson, R.; Larson, M. (1992), An analysis of the rainfall time structure by box counting—some practical implications. *J Hydrol* 137, 261–277.
- Taouti, M.B; Chettih, M. (2014). Fractal and multifractal analyses of the temporal structure of daily rainfall in a Mediterranean climate in northern Algeria. *Tethys* 11, 3–12. doi: <http://dx.doi.org/10.3369/tethys.2014.11.01>

ANÁLISIS DE ÍNDICES EXTREMOS DE TEMPERATURA MÁXIMA DEL GRUPO DE EXPERTOS PARA LA DETECCIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO E ÍNDICES EN ANDALUCÍA (1961-2014)

Mónica AGUILAR-ALBA¹, Luis PEDRAZA LUQUE¹

¹Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional,
Facultad de Geografía e Historia, Universidad de Sevilla.
luispedrazaluque@hotmail.com, malba@us.es

RESUMEN

Se realiza un análisis de índices de extremos térmicos de temperatura máxima para la región de Andalucía, una de las zonas más vulnerables de Europa al cambio climático. Los datos empleados proceden de la base de datos del *European Climate Assessment & Dataset* vinculada al *ENSEMBLES Project* y gestionada por el *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut*. Se han escogido 9 estaciones meteorológicas distribuidas espacialmente de forma representativa por la región para el periodo 1961-2014. Se ha analizado en cada una de ellas el comportamiento de las series de 4 índices del *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (días cálidos, días de verano, rachas cálidas y máximo mensual de las máximas diarias), disponibles en la página web del ECA&D (<http://www.ecad.eu/download/>). Éstos permitirán evaluar muchos aspectos del cambio climático global, el cual incluye cambios en la intensidad, frecuencia, y duración de la temperatura máxima.

Según los test de tendencia de *Mann-Kendall* y *Spearman* y *t* de Student, existen tendencias estadísticamente significativas al incremento de la temperatura máxima asociada en los 4 índices analizados, siendo especialmente destacables los cambios detectados en las estaciones de primavera y verano. Los resultados se comparan con trabajos precedentes para Andalucía a fin de proporcionar una visión conjunta y actualizada de los cambios en las temperaturas máximas en Andalucía.

Palabras clave: Cambio climático, temperatura máxima, índices térmicos, extremos climáticos, análisis de tendencia, Andalucía

ABSTRACT

Extremes related to maximum temperature indices are analysed for the region of Andalucía, one of the most vulnerable areas in Europe to climate change. Data used have been provided by the European Climate Assessment & Dataset linked to the ENSEMBLES Project and managed by the Koninklijk Nederlands Instituut meteorologisch. Nine stations representative of the different climates of the region were selected with data for the period 1961-2014. Four indices provided by the Expert Team on Climate Change Detection and Indices (warm days, summer days, warm spurts and monthly maximum daily maximum), available on the website ECA&D (<http://www.ecad.eu/download/>) were analysed. These indices were chosen primarily

for assessment of the many aspects of a changing global climate which include changes in intensity, frequency and duration of maximum temperature.

Trends in the indices series were computed and tested for statistical significance using Mann-Kendall test, Spearman Rank test and t-Student test. Results showed widespread significant changes in the four indices associated with warming, being noteworthy the increase for the seasons of spring and summer. The results are compared with previous research carried out for Andalusia to provide a general and updated overview of the changes detected in maximum temperatures in Andalusia.

Key words: climate change, maximum temperature, extreme indices, climatic extremes, trend analysis, Andalusia

1. INTRODUCCIÓN

El V Informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) destacaba especialmente los cambios observados en eventos de extremos climáticos a escala global y regional, sin precedente en décadas ni milenios atrás (IPCC, 2014). La OMM (2012) afirma que una de las mayores consecuencias de este cambio es el aumento de los eventos meteorológicos extremos. Zarazúa *et al.* (2014) entre otros coinciden en que no sólo los incrementos en las temperaturas medias, máximas, y mínimas son evidentes a escala global, sino que también se constata un aumento en la frecuencia de estos extremos a escala regional

En concordancia con el IPCC, Fundación Biodiversidad *et al.* (2013) subraya que en la mayoría de las regiones europeas habrá más episodios relacionados con extremos de altas temperaturas que con los de bajas. El aumento en la temperatura máxima diaria se dará de manera regionalmente uniforme, aunque con diferencias espaciales a destacar, siendo el extremo meridional de la Península Ibérica una de las zonas más vulnerables del sur de Europa, con un incremento en las temperaturas máximas superior a la media global, y más acusado en los meses estivales (Giorgi & Lionello, 2008; Lionello *et al.*, 2006). Con ello, los impactos de los extremos climáticos están siendo observados tanto en la escala regional como subregional, por esta razón, los estudios regionales sobre tendencias de extremos térmicos son una prioridad para la mayoría de regiones especialmente vulnerables (IPCC, 2007), como sería Andalucía.

Concretamente, los extremos de temperaturas máximas en Andalucía han experimentado un crecimiento que comienza a partir de 1940 en todas las estaciones menos en invierno, en el que se retrasa hasta los años 70. Excepto en otoño, el aumento de las máximas en esta comunidad tiene el carácter de cambio abrupto localizado en la década de los 80, que hacia los 90 ya supera los límites de significación, para el periodo 1961-1990 (Castro-Díez *et al.*, 2007).

Un evento extremo, climatológicamente hablando, sería aquel que está por debajo o que excede de algún umbral, dependiendo del que mejor correspondiese en función de las características climáticas de la región, entre ellos destacaría el percentil 99, 95 o 90 para máximos, y 10 o 5 para mínimos (DeGaetano, 1996; IPCC, 2012).

Existen varios métodos en la evaluación y observación de cambios en los extremos térmicos; por un lado mediante el estudio del comportamiento estadístico de las series originales de datos de temperatura máxima y mínima diarias, y por otro, a

través de la aplicación de índices climáticos térmicos (Oria, 2012; Fonseca *et al.*, 2015). Dentro de ésta última aproximación se definen diferentes índices a fin de caracterizar tres aspectos en los que se pueden presentar los cambios: frecuencia, duración e intensidad.

Los índices térmicos, empleados en este estudio representan los eventos diarios extremos de temperatura acontecidos por estación del año, o al año, con garantías de cumplir propiedades robustas estadísticamente. En esta línea, numerosos estudios han detectado cambios significativos generalizados en los extremos de temperatura asociados a una tendencia al calentamiento, especialmente para aquellos índices derivados de la temperatura mínima diaria. Destacar que más del 70% de la superficie terrestre mundial mostró una significativa disminución anual de noches frías y un significativo aumento anual de noches cálidas. Algunas regiones experimentaron un incremento de más del doble en estos índices. Esto implica una tendencia al aumento de la temperatura mínima diaria en todo el mundo. En cuanto a los índices de extremos térmicos máximos, mostraron cambios similares, pero con magnitudes más pequeñas, no dejando de ser trascendente su estudio en base a los efectos y consecuencias que generan (Alexander *et al.*, 2006).

Dada la dificultad de obtener series largas de temperaturas diarias que reúnan los requisitos de calidad y homogeneidad necesarios para este tipo de estudios, se descartó el empleo de series originales homogeneizadas de temperatura máxima diaria optando por seleccionar un subconjunto de índices de extremos de temperatura máxima disponibles en la base de datos E-OBS, gestionada dentro del European Climate Assessment & Dataset (ECA&D). Se ha elegido esta variable en lugar de la precipitación o temperatura mínima, por la mayor trascendencia y consecuencias severas para el medio natural y sociedad andaluzas, y en base a que en los últimos años se han registrado periodos de extremos climáticos de índole térmica máxima de las más importantes en décadas (Sousa *et al.*, 2007). Estudios precedentes, aunque escasos en Andalucía, han puesto de manifiesto la relevancia de los cambios en esta variable (Fernández-Montes & Rodrigo 2012; 2015). Ello, unido a la importancia del análisis de la temperatura máxima en una región ya de por sí cálida, ha contribuido a motivar este trabajo.

El objetivo principal es analizar la evolución y comportamiento de un conjunto de índices climáticos obtenidos en base a registros diarios de temperatura máxima en 9 estaciones de referencia en Andalucía para el periodo 1961-2014, aunque los resultados se presentan en 3 sectores geográficos en los que se han agrupado esos 9 observatorios (tabla 1). El estudio de las tendencias en las series de índices permitirá describir las características particulares de los extremos térmicos máximos en Andalucía, revelando rasgos en cuanto a intensidad, frecuencia y duración, comparables con otros estudios que emplean similares índices de cambio climático definidos por el Grupo para la Detección del Cambio Climático e Índices o Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI).

2. DATOS Y MÉTODOS

La temperatura máxima diaria se considera como una de las variables climáticas, cuyos cambios en su comportamiento y evolución, en mayor medida puedan afectar

a los recursos territoriales del ámbito de estudio de este trabajo. Por esta razón se han escogido los 4 índices climáticos obtenidos de la temperatura máxima diaria disponibles en la base de datos del ECA&D, como fuente de datos empleada, de los 11 definidos para dicha variable por el ETCCDI, para las nueve estaciones de medición y periodo de referencia establecido (1961-2014).

En base a la revisión bibliográfica llevada a cabo sobre los estudios climáticos similares precedentes, se ha escogido dicho periodo temporal de referencia 1961-2014, con el fin de poder comparar posteriormente los resultados con dichos estudios. Igualmente, se escogió este periodo por cuestiones relativas al periodo común de menor número de lagunas de los observatorios elegidos de la red E-OBS. Los observatorios de análisis fueron seleccionados siguiendo principios de representatividad espacial para la región de estudio.

CÓDIGO ECA&D	ESTACIÓN DE MEDICIÓN	SECTOR GEOGRÁFICO
3907	Almería	Sector Oriental
417	Granada	
231	Málaga Aeropuerto	
337	Córdoba Aeropuerto	Sector Interior
3963	Morón de la Frontera	
423	Sevilla San Pablo	
3838	Rota	Sector Occidental
415	Cádiz	
3937	Huelva	

Tabla 1: Estaciones meteorológicas seleccionadas de la red E-OBS y sectores geográficos asociados

Los índices fueron elegidos para considerar cambios en la intensidad, frecuencia y duración de los eventos de temperatura. Los índices se pueden dividir en índices de umbral fijo o relativo, basado en percentiles, como es el caso de TX90p (indicador de días cálidos) que muestra aquellos datos en los que la atribución del evento térmico extremo se hace en función de la superación del percentil 90 en la distribución estadística de los datos; de umbral absoluto (SU25 o días de verano), como aquellos en los que cierto número de días superan ciertos umbrales fijos (como es el caso de 25°C), elegidos normalmente como el valor más relevante en términos de mayor impacto causado; de duración, como WSDI, el cual indica la persistencia de la racha cálida (al menos 6 días consecutivos en que la temperatura máxima diaria supera el percentil 90); y por último, en índices absolutos, como el TXx (o temperatura máxima absoluta mensual), que expresa la intensidad del cambio.

En nuestro estudio se evalúa la tendencia decadal por meses de las series de índices de temperatura máxima a través de la aplicación de las tres pruebas mencionadas no paramétricas de los Rangos de Spearman (Haylock *et al.*, 2008; De Lima *et al.*, 2013) y Mann-Kendall (Sneyers, 1975); Yue & Pilon, 2004), cuantificando la tasa de incremento y su significación estadística mediante la t-Student, mediante el

software libre AnClim (Stěpánek, 2008). Así, en aquellos casos en que los test no paramétricos de Mann-Kendall y Spearman, para unos niveles de probabilidad del 95% y 97,5% respectivamente, detectasen tendencias estadísticamente significativas se ha cuantificado la tendencia mediante regresión lineal ($p=0,05$) en cada una de las series de índices. Asimismo se analizan los cambios espacio-temporales en la región por decenios, por sectores geográficos (oriental, interior y occidental) para cada una de las estaciones del año (invierno, primavera, verano y otoño).

3. RESULTADOS

Tras la aplicación de las pruebas de significación estadística en las series de índices analizadas, se observa que los cambios en la intensidad de los extremos térmicos son más acusados en primavera y verano. En cuanto a cada uno de los índices analizados (véase tabla 2), se observan diferencias importantes tanto en los cambios y tendencias detectadas, así como en cada sector geográfico.

En lo que concierne a la tendencia decadal del indicador del número de días cálidos (TX90p) se detecta en primavera y verano el incremento de alrededor de un día. Del estudio realizado, se puede concluir con que del número de días cálidos (TX90p), destaca especialmente el valor recogido por el sector oriental de +0,94días/década en verano, así como el +0,84días/década en primavera en el sector interior.

TX90p (días)	INVIERNO	PRIMAVERA	VERANO	OTOÑO
Sector Oriental			+0,94	+0,67
Sector Interior		+0,84	+0,81	
Sector Occidental				
WSDI (días)	INVIERNO	PRIMAVERA	VERANO	OTOÑO
Sector Oriental				
Sector Interior		+0,22	+0,37	+0,39
Sector Occidental			+0,25	
TXx (°C)	INVIERNO	PRIMAVERA	VERANO	OTOÑO
Sector Oriental	+0,37	+0,62	+0,67	
Sector Interior		+0,54		
Sector Occidental				
SU25 (días)	INVIERNO	PRIMAVERA	VERANO	OTOÑO
Sector Oriental			+1,21	+1,28
Sector Interior		+0,93		
Sector Occidental			+1,01	

Tabla 2: Tendencias significativas observadas para cada índice de extremos térmicos por sectores geográficos en Andalucía (1961-2014), en valor decadal.

La duración de la racha cálida (WSDI) revela una tendencia significativa con diferencias espaciales. Cabe destacar el sector interior occidental revelando una tendencia de +0,39días/década en otoño. En el sector occidental, el verano presentaría

cambios significativos en torno a +0,25 días por década. El verano sería la estación donde se han detectado las tendencias más significativas estadísticamente, siendo las más destacadas las sucedidas en octubre en el sector interior.

En cuanto a la evolución de la temperatura máxima extrema mensual registrada (TXx), concluir con que se detecta una tendencia general al aumento con similar intensidad en toda la región. Destaca el verano como aquella estación del año que registra un mayor incremento por decenio de los extremos cálidos más acusados, en cambio, la primavera revela los cambios más significativos. El sector geográfico oriental recoge el mayor número de estaciones con tendencias significativas estadísticamente significativas (cabe señalar un incremento de +0,67°C/década en verano). No obstante, la primavera recogería las tendencias más acusadas también en el sector interior, con un cambio en la tendencia decadal de estos extremos térmicos de +0,5°C. En este caso, tanto el sector interior como el oriental andaluz, destacarían frente al sector litoral occidental, con incrementos muy superiores a 0,5°C cada diez años, mayor en el caso del segundo.

En lo que respecta al número de días de verano (SU25), en los que se superan los 25°C, igualmente existen diferencias espaciales y según la estación del año. En general, el incremento en la frecuencia de los extremos térmicos máximos, es alrededor de 1 día para cada 10 años. El sector más destacado es nuevamente el oriental, con una tendencia decadal superior al día para las respectivas estaciones de verano y otoño. El sector interior destacaría en primavera, siendo el único sector donde se observan un incremento en la frecuencia de los extremos cercano a un día por década. De igual modo ocurre en Andalucía occidental, donde la tendencia observada se circunscribe a la estación de verano, con una tendencia positiva de un día por década.

En general las estaciones ubicadas en el interior y sector oriental revelan las tendencias más acusadas y significativas estadísticamente. Específicamente, teniéndolas como base para la obtención de los resultados aquí expuestos, Almería y Granada, del sector oriental, y Sevilla y Morón de la Frontera, del interior, serían aquellas estaciones en las que se detectan los mayores cambios en estos extremos térmicos. Por el contrario el sector litoral occidental, apuntado por las estaciones de Huelva o Cádiz, apenas muestra cambios significativos en los cuatro índices.

4. DISCUSIÓN

Según Castro-Díez *et al.* (2007), el que la evolución térmica se parezca al promedio global zonal sugiere que las temperaturas peninsulares están en gran medida gobernadas por el balance radiativo, con un papel menor de los fenómenos dinámicos. Según este trabajo se corrobora la tendencia creciente más abrupta en los últimos 30 años (+0,5°C/década de media, en verano y primavera en TXx, para los sectores geográficos y estaciones del año que registran cambios). Sin embargo, los resultados aquí presentados no coinciden con el calentamiento que Castro-Díez *et al.* (2007) asocia al SW andaluz, de +1°C en el periodo de referencia correspondiente.

Los resultados obtenidos del presente trabajo coinciden con los precedentes de Fernández-Montes y Rodrigo (2015; 2012) para el sureste peninsular y para la Península Ibérica respectivamente, con un incremento generalizado de las temperaturas máximas, más acusado en la mitad oriental de Andalucía. También existe concordan-

cia con las acusadas tendencias observadas en primavera y verano frente al resto de estaciones del año así como con las diferencias entre la Andalucía oriental y mediterránea, y la occidental atlántica. En base a esto último, en ambos trabajos de Fernández-Montes y Rodrigo toma especial protagonismo la tendencia positiva que registran los índices con fuerte impacto en la región como son TX90p y WSDI, mayormente en primavera y verano. Comparar las cifras resulta difícil debido al empleo de periodos de referencia y número de estaciones distintos, pero existe una gran concordancia entre los resultados Fernández-Montes y Rodrigo (2012) y el presente trabajo, para las estaciones y sector geográfico señalado. Coincide con que el sector oriental es el que presenta un cambio en los extremos térmicos más acusado ($+0,56^{\circ}\text{C}/\text{década}$ según ésta referencia, frente a la tendencia de $+0,52^{\circ}\text{C}$ registrada en el presente estudio para todo el extremo oriental andaluz).

Brunet *et al.* (2007) estimaría una tendencia media en la temperatura máxima de $+0,51^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en el extremo meridional peninsular, superior a lo estimado para la tendencia térmica global del IV Informe IPCC (IPCC, 2007). Para TX90p dicho estudio señala una tendencia positiva de $+0,83\text{días}/\text{década}$ y el WSDI registra una tendencia de $0,44\text{días}/\text{década}$. En nuestro caso, destacaría la coincidencia en la tasa de incremento global para la región de Andalucía ($+0,46^{\circ}\text{C}/\text{década}$ frente al citado $+0,51^{\circ}\text{C}$). En el caso de TX90p, para la región, el presente trabajo revela un incremento de $0,74\text{días}/\text{década}$, y $+0,30\text{días}/\text{década}$ en el WSDI. Se tratan por tanto de valores muy próximos unos de los otros entre ambos estudios.

Al igual que sucede con la tendencia significativa observada para el Algarve portugués para los extremos de temperatura máxima en los meses de verano (De Lima *et al.*, 2013), ocurriría con los índices WSDI y SU25 en Andalucía occidental.

Más allá de factores regionales y/o locales, la variabilidad de la temperatura máxima en España está principalmente relacionada con la circulación atmosférica a gran escala. Las tendencias significativas observadas hacia un incremento general de los extremos térmicos máximos parecen estar relacionados con la menor ocurrencia de situaciones ciclónicas sobre la Península Ibérica (Mosmann *et al.*, 2004). En relación al verano, el estudio de Jacobeit *et al.* (2003) sobre la variación de situaciones dinámicas, en base a datos mensuales de presiones en Europa y la región del Atlántico norte, detecta un incremento en la frecuencia de situaciones anticiclónicas en la segunda mitad del siglo XX, condición que contribuye al ascenso de las temperaturas e indicadores asociados. En un estudio más reciente, Del Río *et al.* (2012) confirman que el aumento de las temperaturas en el verano se relaciona, entre otras causas, con una mayor frecuencia de las situaciones y condiciones de bloqueo, subsidencia y estabilidad sobre la superficie del mar en las regiones mediterráneas. Ello está en coherencia con la tendencia al incremento más acusada en primavera y verano en ambos sectores geográficos, más significativo en las estaciones orientales. El incremento observado en este trabajo ($+0,55^{\circ}\text{C}/\text{década}$) es semejante al detectado por Del Río *et al.* (2012) de $+0,50^{\circ}\text{C}/\text{década}$. Por lo tanto, parece confirmarse que las condiciones predominantemente anticiclónicas desde 1980 hasta mediados de los años 2000 parecen ser las responsables de los periodos más cálidos, especialmente en primavera (Fernández-Montes & Rodrigo, 2012; López *et al.*, 2012) y verano.

Los resultados obtenidos para el periodo de referencia y estaciones de medición seleccionados concuerdan con las previsiones sobre cambio climático elaboradas por la Junta de Andalucía para el escenario A2 de cambio climático para extremos térmicos. La confirmación de estas previsiones pone de manifiesto la necesidad de tomar medidas en la gestión y ordenación del territorio encaminadas a la mitigación y adaptación de la región ante este cambio climático.

REFERENCIAS

- Alexander, L., *et al.*, (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111 (D5), D05109, 1–22. Recuperado de <http://doi.org/10.1029/2005JD006290>
- Brunetti, M., *et al.*, (2004). Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global and Planetary Change*, 40 (1–2), 141–149. Recuperado de [http://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00104-8](http://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00104-8)
- Castro-Díez, Y., *et al.*, (2007). Cambios Climáticos Observados en la Temperatura y la Precipitación en Andalucía en el Contexto de la Península Ibérica y Hemisférico. *En Climate change in Andalusia: trends and environmental consequences* (pp. 57–77). Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, Sevilla. Recuperado de http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/web/Bloques_Tematicos/Educacion_Y_Participacion_Ambiental/Educacion_Ambiental/el_cambio_climatico_en_andalucia/capitulo3.pdf
- De Lima, M. I. P., *et al.*, (2013). Recent changes in daily precipitation and surface air temperature extremes in mainland Portugal, in the period 1941–2007. *Atmospheric Research*, 127, 195–209. Recuperado de <http://doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.001>
- Del Río, S., Cano Ortiz, A., Herrero, L., & Penas, A. (2012). Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1961–2006). *Theoretical and Applied Climatology*, 109 (3–4), 605–626. Recuperado de <http://doi.org/10.1007/s00704-012-0593-2>
- DeGaetano, A.T., 1996: Recent trends in extreme maximum and minimum temperature occurrences in the northeastern United States, *Journal of Climate*, Vol. 9, pp. 1646–1660.
- Fernández-Montes, S., & Rodrigo, F.S. (2012). Trends in seasonal indices of daily temperature extremes in the Iberian Peninsula, 1929–2005. *International Journal of Climatology*, 32 (15), 2320–2332. Recuperado de <http://doi.org/10.1002/joc.3399>
- Fernández-Montes, S., & Rodrigo, F. S. (2015). Trends in surface air temperatures, precipitation and combined indices in the southeastern Iberian Peninsula (1970–2007). *Climate Research*, 63 (1), 43–60. Recuperado de <http://doi.org/10.3354/cr01287>
- Fonseca, D., *et al.*, (2015). Recent trends of extreme temperature indices for the Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, University of Aveiro, Portugal, 1–23. Recuperado de <http://doi.org/10.1016/j.pce.2015.12.005>

- Fundación Biodiversidad, *et al.*, (2013). Cambio Climático: Bases Físicas. Guía Resumida del Quinto Informe de Evaluación del IPCC, Grupo de Trabajo I. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid, 1–47. Recuperado de http://www.magrama.gob.es/es/cambio-climatico/publicaciones/publicaciones/Guia_resumida_AR5-IPCC_Bases_F%C3%ADsicas__tcm7-311196.pdf
- García-Barrón, L. (2007). La evolución climática del Suroeste de la Península Ibérica basada en registros instrumentales. En *Climate change in Andalusia: trends and environmental consequences* (pp. 81–95). Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, Sevilla. Recuperado de http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/web/Bloques_Tematicos/Educacion_Y_Participacion_Ambiental/Educacion_Ambiental/el_cambio_climatico_en_andalucia/capitulo4.pdf
- Giorgi, F., & Lionello, P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63 (2-3), 90–104. Recuperado de <http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>
- Haylock, M. R., *et al.*, (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113 (D20), D20119. Recuperado de <http://doi.org/10.1029/2008JD010201>
- IPCC. (2007). Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (R. Pachauri & A. Reisinger, Eds.). *Cambridge University Press*, Geneva, Switzerland: IPCC. Recuperado de http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf
- IPCC. (2012). Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel of Climate Change. (C. B. Field, V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, ... P. M. Midgley, Eds.). *Cambridge University Press*, Cambridge, UK and New York, USA: IPCC. Recuperado de <http://doi.org/10.1017/CBO9781139177245>
- IPCC. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (R. K. Pachauri, M. R. Allen, V. R. Barros, J. Broome, W. Cramer, R. Christ, ... J. P. van Ypersele, Eds.). *Cambridge University Press*, Geneva, Switzerland: IPCC. Recuperado de http://ar5-syr.ipcc.ch/ipcc/ipcc/resources/pdf/IPCC_SynthesisReport.pdf
- Jacobeit, J., *et al.*, (2003). Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European área since the mid seventeenth century. *Climate Dynamics*, 20, 341–352.
- Junta de Andalucía (2016). Escenarios de cambio climático. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio, Junta de Andalucía. [Online] Recuperado de: <http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/porta/web/menuitem.6ffc7f4a4459b86a1daa5c105510e1ca/?vgnextoid=9970c4f9d8a26310VgnVCM2000000624e50aRCRD&vgnnextchannel=dd5c693aa8465310VgnVCM1000001325e50aRCRD> [Fecha de Acceso 1 Jun. 2016].

- Lionello, P., *et al.*, (2006). Mediterranean Climate Variability. *Elsevier. Development in Earth & Environmental Sciences*. Amsterdam, 4, 399–417. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/200472204_Mediterranean_Climate_Variability_Elsevier
- López, J. I., *et al.*, (2012). Tendencias observadas y las proyecciones futuras en la ocurrencia de eventos cálidos invernales en la Cuenca del Ebro. Asociación Española de Climatología. Recuperado de <http://digital.csic.es/handle/10261/67289>
- Mosmann, V., *et al.*, (2004). Detection of statistically significant trends in the summer precipitation of mainland Spain. *Atmospheric Research*, 70, (1) 43 – 53.
- Pita, M. F. (2003). *El Clima de Andalucía*. En López Ontiveros, A. (Eds.) *Geografía de Andalucía*. Ariel, Barcelona, (pp. 137–174). Recuperado de http://www.upo.es/ghf/giest/documentos/clima_y_territorio/Pita_climaandalucia.pdf
- Sneyers, R. (1975). On the statistical analysis of series of observations. *Technical Note*, 143, WMO-no. 415, Secretariat of World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Stěpánek, P. (2008). AnClim - software for time series analysis (for Windows). Department of Geography, Faculty of Sciences, Masaryk University, Brno, 1–12. 1.6 MB. Recuperado de <http://www.climahom.eu/AnClim.html>.
- Sousa, A., *et al.*, (2007). El cambio climático en Andalucía: evolución y consecuencias medioambientales. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, Sevilla, 3–348. Recuperado de <http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/site/porta/web/menuitem.7e1cf46ddf59bb227a9ebe205510e1ca/?vgnnextoid=370d2bddf65ff110VgnVCM1000001325e50aRCRD&vgnnextchannel=a5f5dfde043f4310VgnVCM1000001325e50aRCRD>
- OMM. (2012). Reglamento Técnico de la OMM. *Documentos Fundamentales*, N°1 - General, (2), 1–43. Recuperado de http://www.wmo.int/pages/prog/dra/etp/documents/1083_Manual_on_ETS_es_rev.pdf
- Oria, C. (2012). Tendencia Actual de los Indicadores Extremos de Cambio Climático en la Cuenca del río Mantaro. *Technical Note of the Centro de Predicción Numérica*, Dirección General de Meteorología Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, Perú, 1–9. Recuperado de http://sania.comunidadandina.org/Upload/Contenido/9/25/05_indices%20de%20eventos%20extremos.pdf
- Yue, S., & Pilon, P. (2004). A comparison of the power of the t test, Mann-Kendall and bootstrap tests for trend detection. *Hydrological Sciences Journal*, 49 (1), 21–37. Recuperado de <http://doi.org/10.1623/hysj.49.1.21.53996>
- Zarazúa, P., *et al.*, (2014). Indices of temperature extremes in the South Gulf Coastal Plains in Mexico. *Revista mexicana de ciencias agrícolas*, Instituto Nacional de Investigaciones Forestales, Agrícolas y Pecuarias (INIFAP), 10, 1843–1857. Recuperado de <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4>

LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LAS TEMPERATURAS EN LA PENÍNSULA IBÉRICA EXPLICADA POR LOS TIPOS DE TIEMPO DE CIRCULACIÓN ZONAL: ESTE Y OESTE. UN POSIBLE EFECTO FOEHN A ESCALA PENINSULAR

Dhais PEÑA ANGULO¹⁻², José Carlos GONZÁLEZ HIDALGO¹⁻²,
Ricardo TRIGO³, Nicola CORTESI⁴

¹ Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, España.

² Instituto de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA), Universidad de Zaragoza, España.

³ Instituto de Geofísica “Infante D. Luiz”, Universidad de Lisboa, Portugal.

⁴ Centro Nacional de Supercomputación, Barcelona, España.

dhaispa@gmail.com, jcgh@unizar.es, rmtrigo@fc.ul.pt, nicolacortesi@ymail.com

RESUMEN

Los tipos de tiempo se definen como situaciones sinópticas específicas, clasificadas según diversos criterios. La clasificación de Jeckinson y Collison es automática, y emplea datos de presión de superficie y diversos algoritmos que definen 26 tipos de tiempo. Se ha estudiado la relación entre los tipos de tiempo y las temperaturas mensuales de la Península Ibérica de la base de datos “MOntly TEmpperature DAtabase of Spain”. El análisis de la relación muestra una respuesta asimétrica entre las costas este y oeste peninsular en presencia de advecciones atlánticas o mediterráneas. Así, las advecciones del Oeste favorecen el descenso de temperaturas en la fachada atlántica del territorio, mientras que en la costa mediterránea se observa un aumento de las mismas. Sin embargo, cuando tiene lugar las advecciones del Este ocurre lo contrario, descenso de temperatura en la costa mediterránea y aumento térmico en la fachada atlántica. La distribución espacial de las principales cadenas montañosas parece ser la clave del reparto espacial de las temperaturas y del efecto foehn que tiene lugar a gran escala en la Península Ibérica.

Palabras clave: Temperaturas, Variabilidad, Efecto Foehn, España.

ABSTRACT

Weather types are defined as specific synoptic situations that can be classified using several criteria. Jeckinson and Collison's classification is an automatic algorithm that uses surface pressure data to define 26 weather types. In this study, the relationship between weather types and monthly temperatures has been studied for the Iberian Peninsula, based on data from the “MOntly TEmpperature DAtabase of Spain” database. This analysis shows an asymmetric behaviour in the East and West coasts of the peninsula in response to Mediterranean and Atlantic advection. A west advection leads to decreases in temperatures in the Atlantic facade of the studied territory, while an increase of temperatures is observed along the Mediterranean coast. With an East advection the opposite phenomenon occurs: temperatures decay on the Mediterranean coast and increase in the Atlantic facade. The spatial distribution of the

main mountain chains in the Iberian Peninsula appears to be the key element explaining the spatial distribution of temperatures and the observed Foehn's effect occurring at a large scale in this territory.

Key words: Temperatures, Variability, Foehn effect, Spain.

1. INTRODUCCIÓN

En un ascenso, toda masa de aire reduce su temperatura adiabáticamente por efecto de la disminución de presión. Este fenómeno físico tiene amplio reconocimiento en climatología e identifica vientos característicos generadores de sombras pluviométricas a sotavento de cadenas montañosas transversales a las direcciones dominantes de los flujos, que reciben nombres bien conocidos: Fohen (Alemania y Austria), Chinook (Canadá y EEUU), Zonda (Argentina), Santa Ana (Suroeste EEUU), Canterbury-nor'wester' (Nueva Zelanda), "berg wind" (Sudáfrica), "fagüeño" (Aragón) etc. Entre sus efectos se citan situaciones relacionadas con olas de calor (Gaffin, 2002; Takane *et al.*, 2015), polución atmosférica (Natale *et al.*, 1999; Li *et al.*, 2015), riesgo y propagación de incendios (Sharples *et al.*, 2010; Jin *et al.*, 2014), deshielo (Soderberg y Parmhed, 2006; Pedersen *et al.*, 2015), entre otros. El calentamiento adiabático por descenso de la masa de aire describe en términos físicos el fenómeno, pero su distribución espacial, intensidad y frecuencia dependen de las características topográficas y de las condiciones de circulación atmosférica (Seluchi *et al.*, 2003).

El estudio de la relación entre los tipos de tiempo y las temperaturas durante la segunda mitad del siglo 20 en la Península Ibérica ha permitido catalogar las direcciones dominantes desde 1950 hasta el presente y analizar su relación con las temperaturas en una escala mensual (Peña-Angulo *et al.*, 2016). Los resultados más señalados de dicha investigación muestran la existencia de un asimetría en el comportamiento, fundamentalmente, de las temperaturas máximas entre las fachadas mediterráneas y atlánticas, es decir una relación negativa/positiva en las fachadas oeste/este en condiciones de flujo del atlántico (oeste), y viceversa en condiciones de flujo del mediterráneo (este). Este hecho sugiere que las temperaturas de las dos fachadas marítimas de la Península Ibérica, expuestas a flujos zonales procedentes del Atlántico o del Mediterráneo, pudieran reflejar en una escala regional el proceso adiabático, cuyo origen estaría en la disposición transversal del Sistema Ibérico y Bético casi paralelo a la fachada mediterránea. Por otra parte, esta hipótesis sugeriría además que en las zonas interiores hasta las vertientes occidentales del Sistema Ibérico el efecto de los flujos zonales seguiría el patrón de la costa atlántica con las lógicas variaciones impuestas preferentemente por la altitud.

El clima de la Península Ibérica está condicionado por su posición en la zona de transición subtropical de la fachada occidental europea. Esta localización además se ve fuertemente afectada por su posición entre dos masas de agua muy contrastadas, el Atlántico y Mediterráneo, y por una distribución de sus principales cadenas montañosas en bandas paralelas oeste-este que configuran tres grandes ámbitos climáticos: la costa norte, el centro-oeste que se prolonga hasta la costa sur, y la fachada mediterránea y su penetración por el noreste en el valle del Ebro. El gran espacio interior se subdivide en dos grandes unidades, denominadas Meseta Norte y Sur, y presenta una altitud notable, con valores por encima de los 600 m osl en la Meseta Norte y en

torno a los 400 m osl en la Meseta sur en suave descenso hacia el oeste en territorio portugués. La distribución espacial de las principales cadenas montañosas parece ser la clave del reparto espacial de las temperaturas y del efecto foehn que tiene lugar a gran escala en la Península Ibérica. Los valores de temperatura se ven condicionados por la latitud, altitud, distancia a la costa y corrientes marinas, pero también por las características del relieve. La topografía local determina la variabilidad espacial de las temperaturas, así en áreas de extensa llanura los valores similares de temperatura se extienden más que en zonas accidentadas con barreras montañosas en las que se aprecia pendientes de solana y umbría, ladera de barlovento o sotavento que tiene su efecto en las temperaturas, vegetación hidrología, entre otros.

En el presente estudio se analiza espacialmente la relación entre los tipos de tiempo y las temperaturas mensuales. El objetivo del presente estudio es identificar si los promedios mensuales de temperaturas en condiciones de flujo zonal difieren entre fachadas, y si las áreas del interior se comportan del mismo modo que las costas atlánticas y mediterráneas.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

El presente estudio emplea en el territorio peninsular español la versión de malla de alta resolución a 10 km² de la base de datos MOTEDAS (Gonzalez-Hidalgo *et al.* 2015). Dicha malla se ha creado tras realizar un control de calidad y reconstrucción de 1358 observatorios procedentes de los fondos documentales de la AEMet (Agencia Estatal de Meteorología). Para el territorio portugués la información disponible es menor, y solamente hemos podido contar con 28 observatorios procedentes del Instituto Portugués de Mar y Atmosfera (IPMA) a los que se aplicó el mismo proceso de control de calidad y reconstrucción que en MOTEDAS (Fig. 1). La menor densidad de información en el territorio portugués nos ha sugerido no realizar una ampliación de la malla por lo que dicha información se utiliza en su localización original (coordenadas de los observatorios), y se ha empleado para contrastar la coherencia espacial entre ambos países, en una variable natural que no entiende de fronteras.

Los tipos de tiempo se analizaron utilizando la base de datos subdiaria de presiones en superficie procedente de NCAR/NCEP cuya resolución espacial es de 2° (Kistler *et al.*, 2001), y que tiene la ventaja de empezar en 1948 respecto a las más recientes Era-Interim, Era-40, y MERRA. En la Península Ibérica, debido a la compleja dinámica atmosférica comentada no existe una clasificación de las situaciones sinóticas comúnmente aceptada (Martín-Vide 2002), si bien los trabajos más recientes (Spellman 2000; Trigo & DaCamara 2000; Martín-Vide 2002; Cortesi *et al.* 2013b; Santurtún *et al.* 2015) han aplicado la modificación de Trigo & DaCamara (2000) de la clasificación de Jenkinson & Collison (1977).

Brevemente, la clasificación se aplica a los datos de presión diaria en una malla de 16 pixel procedentes de la base de datos NCEP/NCAR Reanalysis (periodo 1951-2010) con centro en la PI. La clasificación calcula 6 índices geostróficos que tienen en cuenta la dirección (D), la fuerza (F) y la vorticidad del viento (Z), y posteriormente se aplican una serie de reglas que permiten obtener 26 tipos de tiempo, 8 direccionales: Norte (N), Sur (S), Este (E), Oeste (W), Noreste (NE), Noroeste (NW), Sureste (SE), y Suroeste (SW), 2 puros: Anticiclón (A) y Ciclónico (C), y la combinación

de ambos tipos en los llamados híbridos: AN, AS, AE, AW, ANE, ANW, ASE, ASW, CN, CS, CE, CO, CNE, CNW, CSE, CSW. Las ecuaciones y reglas empleadas están definidas en Trigo & DaCamara (2000) y aplicadas en diferentes trabajos (Cortesi *et al.*, 2013a; Peña-Angulo, *et al.* 2016). La clase sin catalogar indicada por Martín Vide (2002) fue diseminada en las otras 26 al igual que Trigo & DaCamara (2000).

Fig 1: Distribución espacial de los datos de temperatura en la Península Ibérica (izquierda). Principales tipos de tiempo (derecha).

La relación entre los tipos de tiempo y las temperaturas se realizó mediante el coeficiente de Pearson (r) que expresa la fuerza y signo de la correlación entre variables. En el presente trabajo se estudió la distribución espacial de la correlación entre la frecuencia mensual de los tipos de tiempo Oeste y Este y la T_{max} y T_{min} mensual. Estos dos flujos Oeste y Este a diferencia de los otros tipos de tiempo mostraban una correlación tanto positiva como negativa en un mismo mes lo que promovió el interés de su análisis espacial, fundamentalmente en T_{max} . Los otros tipos de tiempo presentan un alto porcentaje de contribución positiva si tienen un origen sur, y negativa si tienen un origen norte. Por otra parte los tipos de tiempo puro muestran sus particularidades, pero en general con el anticiclón tiene lugar un aumento de las temperaturas y con el ciclónico una disminución de las mismas.

Para corroborar los resultados obtenidos con los datos mensuales, se utilizó la información diaria de temperatura proceden de la base de datos ECA (European Climate Assessment & Dataset), cuyos originales españoles a su vez proceden de los fondos documentales de AEMet. Los datos han superado un control de calidad y se refieren todos ellos a observatorios de primer orden localizados en capitales de provincia o país (Lisboa, Madrid y Valencia). En cada observatorio se calculo la media de las temperaturas máximas en los días con tipo de tiempo del Oeste y Este, así como el promedio mensual global.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las advecciones del Este y Oeste presentan una mayor variabilidad espacial en sus efectos respecto a los otros tipos de tiempo, y el reparto de sus zonas de influencia sugiere entre otras causas el efecto del arco montañoso que separa la fachada mediterránea al este del resto peninsular. De este modo en un mismo mes se puede tener contribución positiva y negativa significativa, dependiente de la dirección del flujo, en áreas extensas.

El flujo del Este (Fig. 2) se correlaciona de manera significativa y negativa con Tmax y Tmin en la fachada mediterránea y presenta correlación positiva y significativa en la margen atlántica en los meses cálidos de abril a septiembre. Este comportamiento es más extendido y evidente en Tmax que en Tmin ya que también ocurre en marzo y octubre, cuando en Tmin. En los meses de invierno se observa una correlación negativa, que en el caso de la Tmax sólo es significativa al este del territorio y en el valle del Ebro; mientras que en Tmin la correlación es significativa y negativa en todo el territorio. En resumen, a excepción de los meses fríos, el flujo del Este muestra un gradiente de este a oeste, pasando de efectos negativos a positivos lo que sugiere un efecto refrescante en la costa por la entrada de masas de aire procedentes del mar Mediterráneo y un calentamiento adiabático traspasadas las cordilleras paralelas a la costa en el interior peninsular.

Fig 2: Significación (p-valor) de la correlación (r) entre Tmax y Tmin mensual y el tipo de tiempo Este en la Península Ibérica

Una situación distinta se observa con el flujo del Oeste (Fig. 3). Tanto Tmax como Tmin en los meses cálidos de abril a septiembre, presentan correlación negativa y significativa en la costa atlántica y el interior con advecciones atlánticas, mientras que la correlación es positiva y significativa en la costa mediterránea. Al igual que ocurre con la advección del Este esta relación afecta a un mayor espacio y es mucho más clara y evidente en Tmax que en Tmin. En el caso de la Tmax, durante los meses fríos de noviembre a marzo se observa el mismo patrón que en el resto de los meses, a excepción de diciembre que presenta una correlación positiva y significativa en gran

parte del territorio. En estos meses fríos a diferencia del tipo de tiempo del Este, la Tmin muestra una correlación positiva y significativa en todo el territorio.

Fig 3: Significación (p-valor) de la correlación (r) entre la Tmax y Tmin mensual y el tipo de tiempo Oeste en la Península Ibérica

Los resultados mostrados parecen sugerir en consecuencia un efecto fohen generalizado en la Península Ibérica sugerido en muy pocas ocasiones (Fernández-Montes *et al.*, 2012), si bien proceden de un análisis de promedios mensuales totales. En la Tabla 1 se muestran los promedios de mensuales de Tmax calculados a partir de los días clasificados como advecciones Oeste, Este y los promedios mensuales de los observatorios de control en la fachada oeste (Lisboa), en el centro del área de estudio (Madrid) y en la costa mediterránea (Valencia). Las tres ciudades se localizan en latitudes muy próximas y se diferencian por su posición latitudinal.

		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Lisboa	Este	13,0	15,4	19,3	22,1	25,8	28,2	30,3	30,8	29,0	24,3	17,8	13,4
	Oeste	15,4	15,6	16,1	17,3	18,9	21,3	23,5	24,7	22,8	20,2	17,9	16,1
	Media	14,6	15,9	18,1	19,7	22,1	25,3	27,8	28,0	26,3	22,4	17,9	14,9
Madrid	Este	9,1	11,0	15,7	19,4	24,1	29,0	32,0	31,1	27,1	20,0	13,3	9,4
	Oeste	9,4	10,5	13,0	15,5	17,8	21,8	28,1	27,6	22,1	16,6	12,3	10,2
	Media	9,4	11,5	15,3	17,8	21,9	27,0	31,2	30,4	25,8	18,9	13,0	9,7
Valencia	Este	13,0	14,1	17,0	19,8	23,0	27,1	29,2	29,3	26,8	22,1	17,1	13,9
	Oeste	17,0	18,3	20,7	22,8	25,7	29,4	31,5	32,4	29,2	24,6	20,3	18,0
	Media	15,7	16,8	18,9	20,7	23,7	27,4	30,1	30,4	27,8	23,7	19,0	16,0

Tabla 1: Promedio mensual y media de los días con tipo de tiempo Este y Oeste de Tmax para Lisboa, Madrid y Valencia.

Fig 4: Anomalías mensuales de Tmax en condiciones de advecciones Este y Oeste en Madrid, Lisboa y Valencia

Fig 5: Promedio mensual (línea verde) y media de los días con tipo de tiempo Este (línea azul) y Oeste (línea roja) de Tmax para Lisboa, Madrid y Valencia

Cuando tiene lugar la advección del Oeste (Fig. 5) la temperatura diurna (Tmax) de Lisboa desciende por debajo de la media mensual. De igual forma con flujo del Oeste en Madrid hay un descenso de temperatura. Sin embargo, en Valencia tiene

lugar un incremento de las temperaturas diurnas por encima de la media. Los días con flujo del Este se produce un descenso de las temperaturas por debajo del valor medio en Valencia, y una vez superada la barrera montañosa, en Madrid y Lisboa se produce un aumento de las temperaturas.

4. CONCLUSIONES

Se ha detectado un efecto foehn que afecta a la Península Ibérica en presencia de flujos zonales del Este y Oeste que atribuimos a la disposición del relieve, particularmente Sistema Ibérico y Sub-bético, paralelo a la costa mediterránea, y que implica que el comportamiento del interior peninsular se asemeje a la costa atlántica. En condiciones de advecciones Este la temperatura diurna descende en la fachada mediterránea, y aumenta en el interior y costa atlántica; en condiciones de flujo del Oeste la temperatura diurna descende en la costa atlántica y en el interior peninsular, y aumenta en la costa mediterránea.

El fenómeno afecta más a las temperaturas diurnas (T_{max}) que nocturnas (T_{min}), y varía entre meses, siendo más notable sus efectos fuera de los meses más fríos. Debido a que sus efectos son más evidentes en T_{max} que en T_{min} , se sugiere que la distribución de T_{max} en la Península Ibérica se encuentra más influenciada que T_{min} por la circulación general de la atmosfera, mientras las temperaturas nocturnas (T_{min}) podrían depender en mayor grado de otros factores de escala local en las condiciones atmosféricas de advecciones zonales Este y Oeste analizadas.

AGRADECIMIENTOS

Ministerio de Ciencia e Innovación, Gobierno de España, Proyecto DESEMON, CGL2014-52135-C3-3-R. Gobierno Regional de Aragón DGA-FSE (Grupo de Investigación Consolidado “Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales”). Dhais Peña-Angulo es becaria de doctorado del Programa FPI del Ministerio de Ciencia e Innovación. Datos climáticos originales cedidos por AEMet.

REFERENCIAS

- Cortesi, N.; Trigo, R.M.; González-Hidalgo, J.C.; Ramos, A.M. (2013a). Modelling monthly precipitation with circulation weather types for a dense network of stations over Iberian. *Hydrology and Earth System Science*, 17, 665-678.
- Cortesi, N.; González-Hidalgo, J.C.; Trigo, R.M.; Ramos, A.M. (2013b). Weather types and spatial variability of precipitation in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 34, 2661-2677.
- Fernández-Montes, S.; Seubert, S.; Rodrigo, F.S.; Hertig, E. (2012). Wintertime circulation types over the Iberian Peninsula: long-term variability and relationships with weather extremes. *Climate Research*, 53, 205-227.
- Gaffin, D.M. (2002). Unexpected warming induced by foehn winds in the lee of the Smoky Mountains. *Weather and Forecasting*, 17, 907-915.
- Gonzalez-Hidalgo, J. C.; Peña-Angulo, D.; Brunetti, M.; Cortesi, N. (2015). MOTEDAS: a new monthly temperature database for mainland Spain and the

- trend in temperature (1951-2010). *International Journal of Climatology*, 35, 4444-4463.
- Hojlund Pedersen, S.; Liston, G.E.; Tamstorf, M.P.; Westergaard-Nielsen, A.; Martin Schmidt, N. (2015). Quantifying Episodic Snowmelt Events in Arctic Ecosystems. *Ecosystems*, 18, 839-856 .
- Jenkinson, A.F.; Collison, F.P. (1977). An initial climatology of Gales over the North Sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum, 62, 18 Pages. Meteorological Office, Bracknell.
- Jin, Y.; Randerson, J.T.; Faivre, N.; Capps, S.; Hall, A.; Goulden, M. (2014). Contrasting controls on wildland fires in Southern California during periods with and without Santa Ana winds. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 119, 432-450.
- Klistler, R.; Kalnay, E.; Collins, W.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Kanamitsu, M.; Kousky, V.; Van Den Dool, H.; Jenne, R.; Fiorino, M. (2001). The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 82, 247-267.
- Li, X.; Xia, X.; Wang, L.; Cai, R.; Zhao, L.; Feng, Z.; Ren, Q.; Zhao, K. (2015). The role of foehn in the formation of heavy air pollution events in Urumqi, China. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 120, 5371-5384.
- Martín-Vide, J. (2002). Aplicación de la clasificación sinóptica de Jenkinson and Collison. En: Cuadrat, J.M.; Vicente, S.M.y Saz, M.A. (Eds.). *La información climática como herramienta de gestión ambiental*, pp. 123-127. Universidad de Zaragoza.
- Natale, P.; Anfossi, D.; Cassardo, C. (1999). Analysis of an anomalous case of high air pollution concentration in Turin after a foehn event. *International Journal of Environment and Pollution*, 11, 147-164.
- Peña-Angulo, D.; Trigo, R.; Cortesi, N.; González-Hidalgo, J.C. (2016). The influence of weather types on the monthly average maximum and minimum temperatures in the Iberian Peninsula. *Atmospheric Research*, 178-179, 217-230.
- Santurtún, A.; González-Hidalgo, J.C.; Sánchez-Lorenzo, A.; Zarrabeitia, M.T. (2015). Surface ozone concentration trends and its relationship with weather types in Spain (2001-2010). *Atmospheric Environment*, 101, 10-22.
- Seluchi, M. E.; Norte, F. A.; Satyamurty, P. Chan Chou, S. (2003). Analysis of Three Situations of the Foehn Effect over the Andes (Zonda Wind) Using the Eta-CPTEC Regional Model. *Weather and Forecasting*, 18, 481-501.
- Sharples, J.J.; Mills, G.A.; McRae, R.; (2010). Foehn-Like Winds and Elevated Fire Danger Conditions in Southeastern Australia. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49: 1067-1095.
- Soderberg, S. and Parmhed, O. (2006). Numerical modelling of katabatic flow over a melting outflow glacier. *Boundary-Layer Meteorology*, 120, 509-534.
- Spellman, G. (2000). The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula. *Weather*, 55, 375-385.

- Takane, Y.; Kusaka, H. (2011). Formation Mechanisms of the Extreme High Surface Air Temperature of 40.9 degrees C observed in the Tokyo metropolitan area: Considerations of dynamic foehn and foehn-like wind. *Journal applied meteorology and climatology*, 50, 1827-1841.
- Trigo, R.M.; DaCamara, C.C. (2000). Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, 20, 1559-1581.

¿ESTÁ EL CLIMA MEDITERRÁNEO SUJETO A CICLOS?: INTERACCIONES ENERGÉTICAS ENTRE LA TEMPERATURA DEL ATLÁNTICO NORTE Y LA CICLOGÉNESIS MEDITERRÁNEA

José QUEREDA SALA, Enrique MONTON CHIVA
y Victoria QUEREDA VÁZQUEZ

*Laboratorio de Climatología. Instituto Interuniversitario de Geografía. Universidad Jaume I.
Avda. Sos Baynat s/n, 12071 Castelló de La Plana.
quereda@uji.es, montone@uji.es, mquereda@uji.es*

RESUMEN

Este estudio tiene por objetivo esencial el responder a una de las más inquietantes cuestiones que actualmente se plantean a la Climatología mediterránea: ¿Está nuestro clima regional sujeto a ciclos?. Un objetivo básico que se fundamenta, inicialmente, en el análisis de las teleconexiones energéticas observadas entre el campo térmico del Atlántico N (SST y observatorios subpolares) y la ciclogénesis de la cuenca occidental del Mediterráneo. Ciclogénesis activada mediante el drenaje del aire frío polar sobre las cálidas aguas de la cuenca occidental del Mediterráneo. Una cuenca donde la resonancia del NAOi, ha sido puesta en cuestión. Ciertamente, la configuración orográfica en cubeta, donde los sistemas atlánticos experimentan una fuerte afección de momento angular sobre las montañas circundantes (Egger and Hoinka, 2008) y un fondo marino extraordinariamente convectivo, determinan una zona muy autárquica. A pesar de ello resulta difícil aceptar que el campo térmico del Atlántico Norte, como reflejo del estado energético hemisférico, carezca de influencia en el drenaje de aire polar sobre las aguas cálidas del Mediterráneo activador de la ciclogénesis convectiva. En este orden de conocimientos la presente investigación muestra que los gradientes del campo térmico en el Atlántico Norte juegan un importante papel en la activación de la ciclogénesis mediterránea. Simultáneamente el calor latente englobado en esa ciclogénesis mediterránea parece inyectarse en la circulación superior para restablecer el equilibrio energético.

Palabras claves: Interacciones energéticas, balance térmico hemisférico, ciclogénesis mediterránea, calor latente, Oscilación del Atlántico Norte.

ABSTRACT

The objective of this study is essentially to respond to one of the most troubling questions currently being asked of Mediterranean Climatology: Is our regional climate subject to cycles? An authentic research challenge given the predictions of the latest Report, Fifth Assessment (IPCC WGI AR5, 2013-2014), on the highly vulnerable water resources in our Mediterranean region. This basic objective is based initially on the analysis of the teleconnections observed between the North Atlantic thermal field (SST, sea surface temperature, and subpolar observatories) and the cyclogenesis of the Western Mediterranean basin. A cyclogenesis activated by the draining of cold polar air over the warm waters of the Western Mediterranean basin, where the resonance

of the NAOi (the pressure index in the North Atlantic), has been brought into question. Indeed, the basin orographic configuration, where the Mediterranean systems have for now a strong angular momentum transfer over the surrounding mountains (Egger and Hoinka, 2008) and an extraordinarily convective sea bed, define what is a very autarkic zone. Despite that, it is difficult to accept that the North Atlantic thermal field, as a reflection of the hemispheric energy state, does not influence the drainage of polar air over the warm waters of the Mediterranean to activate the convective cyclogenesis. In this regard, this work shows that the surface thermal gradients of the North Atlantic seem to be the trigger of the Mediterranean cyclogenetic activity through the draining of polar cold air over the warm Mediterranean waters. Simultaneously, the latent heat included in Mediterranean cyclogenesis is injected and diffused in high circulation to restore the hemispheric thermal balance.

Key words: energy interactions, hemispheric thermal balance, Mediterranean cyclogenesis, latent heat, North Atlantic Oscillation.

1. INTRODUCCIÓN E INTERÉS

El presente estudio, como culminación de una extensa trayectoria de investigaciones *sobre la climatología mediterránea*, trata de responder a una de las más inquietantes cuestiones que actualmente se plantean a la Climatología mediterránea: ¿Está nuestro clima regional sujeto a ciclos? Un auténtico reto investigador que actualmente adquiere una gran trascendencia a tenor de las predicciones que los modelos de cambio climático establecen sobre la región mediterránea. En este orden de conocimientos, el Fourth Assessment del IPCC (Panel Intergubernamental para el Cambio Climático), Climate Change, 2007, de las Naciones Unidas y la presentación de las bases científicas del último Informe, *Fifth Assessment* (IPCC WGI AR5, 2013-2014), basados en los modelos del Hadley Centre, establecen que nuestra región mediterránea será la más vulnerable de Europa a los efectos del cambio climático. Vulnerabilidad debida a que, simultáneamente al aumento térmico regional y de las evapotranspiraciones, se produciría una reducción de recursos hídricos, como consecuencia básica de un proceso atmosférico. Este proceso sería el desplazamiento hacia el norte de la zona neurálgica de formación de borrascas entre el fluido atmosférico polar y el tropical como consecuencia de la contracción del vortex polar (Fig. 1).

Fig. 1. Estado medio de los fluidos atmosféricos durante el mes de diciembre. La contracción latitudinal del fluido polar suscita las mayores alertas sobre la posible desertificación mediterránea.

En efecto, en los modelos basados en las interacciones atmósfera-océano sobre el funcionamiento del sistema climático, el desplazamiento hacia el Norte de la zona subtropical boreal de altas presiones reducirá considerablemente la extensión de la zona de lluvias invernales, ahora responsable de la alimentación en agua de la región mediterránea (Flohn, 1979; Quereda *et al.*, 1996). Como consecuencia de ello sobre la región Mediterránea se produciría una marcada disminución de la lluvia del orden de un 25 a un 30 % en el transcurso de los próximos 40-50 años (Parry *et al.*, 1999 y Quereda *et al.*, 2000). Este es el modelo dinámico que sigue figurando en las bases científicas de los dos últimos informes del IPCC (2007 y 2013) (Fig. 2).

Fig. 2. Reducción de la escorrentía en el horizonte de los años 2080-2100 (Fifth Assessment, IPCC, 2013).

2. OBJETIVO BÁSICO Y FUNDAMENTOS CIENTÍFICOS

De este modo, la presente investigación tiene por objetivo esencial el responder a una de las más inquietantes cuestiones que actualmente se plantean a la Climatología mediterránea: ¿Está nuestro clima regional sujeto a ciclos?. Este objetivo básico se fundamenta inicialmente en el análisis de *las teleconexiones energéticas observadas entre el campo térmico del Atlántico N (SST, sea surface temperature, y observatorios subpolares) y la ciclogénesis de la cuenca occidental del Mediterráneo. Ciclogénesis activada mediante el drenaje del aire frío polar sobre las cálidas aguas mediterráneas. Simultáneamente, el calor latente englobado en las ciclogénesis mediterráneas es inyectado y difundido en la circulación de altura para restablecer el equilibrio térmico hemisférico.*

El balance energético hemisférico juega un importante papel en la generación de los patrones de la circulación atmosférica. Estos patrones de la CGA (Circulación General de la Atmósfera) aparecen muy vinculados a las interacciones atmósfera-océano (Watanabe and Kimoto, 2006). Este forzamiento atmosférico (Rodwell and Folland, 2002), es el desarrollado en el modelo cerrado atmósfera-océano Had-CM3 del Hadley Center (IPCC). Las circulaciones meridianas, con intensificación de baroclinidad y ondas ciclogénicas muestran una gran sensibilidad con las fases negativas de la

NAO (Feldstein, 2007; Courtenay and Davis, 2007). De modo contrario, las anomalías positivas de la SST sobre latitudes de 40° N parecen excitar la fase positiva de la NAO, con reducción de ondas ciclogénicas y acumulación de aire frío en latitudes septentrionales. Ello comporta igualmente una reducción de la intensidad y frecuencia de las situaciones de bloqueo con promedio de seis días frente a los once días de la NAO negativa (Buech and Nakamura, 2007).

En este orden de conocimientos se inscribe el objetivo de nuestro trabajo sobre la cuenca occidental del Mediterráneo, donde la resonancia del NAOi (índice de presión en el Atlántico Norte), ha sido puesta en cuestión (Martin Vide y López Bustins, 2006). Ciertamente, la configuración orográfica en cubeta, donde los sistemas atlánticos experimentan una fuerte afección de momento angular sobre las montañas circundantes (Egger and Hoinka, 2008) y un fondo marino extraordinariamente convectivo, determinan una zona muy autárquica. A pesar de ello resulta difícil aceptar que el campo térmico del Atlántico Norte, como reflejo del estado energético hemisférico, carezca de influencia en el drenaje de aire polar sobre las aguas cálidas del Mediterráneo para activar la ciclogénesis convectiva.

De este modo el objetivo principal del presente proyecto es el de analizar las posibles resonancias ciclogénicas de la atmósfera mediterránea al forzamiento energético del estado térmico en el Atlántico Norte. En este orden de conocimientos, proponemos una simple teoría que explora las bases físicas de esta resonancia como un reajuste energético hemisférico. Proceso que se corresponde, en gran parte, con el transporte de calor englobado en las ciclogénesis de la cuenca occidental del Mediterráneo.

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS

El análisis de las interacciones atmósfera-mar como proceso clave de la climatología mediterránea ha permitido establecer las bases de la teoría formulada. Un análisis que ha estado fundamentado sobre el conocimiento de la formación del campo térmico superficial en la cuenca occidental del Mediterráneo mediante los registros del observatorio universitario marino sobre la plataforma de BPOil (39°56'42"N y 00°01'36"E) (Figura 3). Este observatorio está excepcionalmente situado sobre la plataforma petrolífera de BPOil (300 m de longitud y orientación E-W), a 3 Km de la costa, 12 metros de altura sobre el nivel del mar y sobre isobata de -20 m. Las coordenadas geográficas son 39°56'42" N y 00°01'36" E. En funcionamiento convencional desde 1981, el observatorio ha sido completamente automatizado desde mediados del año 2000 mediante dos estaciones simultáneas CASELLA-DAVIS. Estas estaciones están compuestas de todo el equipamiento de sensores meteorológicos además de las tres sondas termométricas de Temperatura superficial del mar (TSM) al nivel de -1 y -3 m y a -7 m. Unos registros cuya publicación y análisis permite a los investigadores de la Universitat Jaume I reiterar su enorme gratitud a BPOil.

El acusado contraste estacional del campo térmico se revela clave para unos procesos convectivos muy determinantes de la ciclogénesis mediterránea y de su originalidad. Procesos que, al mismo tiempo, han mostrado su vinculación a la misma dinámica del sistema climático, regido por la necesidad de transferencia térmica meridiana.

Fig. 3. Observatorio marino de la Universitat Jaume I, en el extremo izquierdo de la plataforma de BPOil, sobre isóbata de -20 metros, (39°56'42"N y 00°01'36"E).

3.1. El campo térmico marino

La cuenca occidental del Mediterráneo constituye una zona neurálgica por lo que concierne a las interacciones atmósfera-mar. Tanto las largas situaciones de estabilidad y sequía como, especialmente, la génesis y evolución de sus grandes perturbaciones meteorológicas vienen determinadas por el desarrollo más o menos intenso de los procesos convectivos que se generan en el interior de esa cubeta marina. Esta singularidad, ya puesta de manifiesto por Jansá (1951,1966) y reconocida en el Coloquio de Roma sobre la Meteorología de la Cuenca Mediterránea (1962), es consecuencia del destacado papel que, en su génesis, juegan los factores geográficos. Dentro de esos factores debe considerarse muy especialmente la configuración del campo térmico marino (Figura 4).

Fig.4. La cuenca del Mediterráneo occidental se configura como una cubeta de alto reborde donde las capas de aire no son fáciles de renovar. El aerosol africano, apreciable en la imagen, es exponente de la naturaleza tropical continental de la masa de aire mediterránea (Imagen NOAA-18, 29 de abril de 2016, canal visible, Universidad Jaume I).

Desde el fondo de esa cubeta, por sus cálidas temperaturas, su gran calor específico, convectividad y potencial evaporativo, la masa marítima es clave en los procesos climáticos (Noussier *et al.*, 2008). Así y como inicial exponente de ello, la línea de costa representa una fuerte discontinuidad térmica. Es suficiente a este respecto comparar la temperatura media anual del aire en Castellón, 17 °C, con el estado térmico medio de las aguas a 2,5 Km de su línea de costa, 19 °C. Este gradiente térmico tierra-mar viene potenciado además por el existente entre la superficie marina y la capa de aire situada sobre ella a 10 metros de altura, 17,9 °C. Ambos contrastes térmicos, horizontal y vertical, son mucho más acusados desde finales de verano hasta principios de invierno (Figura 5). Así, la temperatura media de la superficie marina entre octubre y diciembre es de 17,9 °C mientras que la de la capa de aire situada sobre ella es de 15,4 °C. Este gradiente es ya un factor de convectividad potencial cuya exageración está presente en la mayor parte de las perturbaciones atmosféricas mediterráneas.

Fig. 5. Regímenes térmicos (2001-2014), del aire y de la SST, (Observatorio marino de la Universidad Jaume I). El gradiente térmico aparece como un potencial factor de convectividad que suele estar presente durante las perturbaciones atmosféricas mediterráneas.

Este campo térmico va a ser decisivo para unos intercambios energéticos, atmósfera-mar, claves en la climatología mediterránea. Así, durante el otoño e invierno la SST suele ser más elevada que la del aire. Ello engendra una activa emisión de calor hacia la atmósfera con enfriamiento de las aguas superficiales (Figura 6). La subsidencia de las aguas marinas contribuye a crear una profunda homotermia. La amplitud térmica media diaria invernal de la SST-TSM, temperatura superficial del mar, es de 0,32 °C, frente a los 0,47 °C del verano.

Por el contrario, durante el verano, la intensa radiación solar y las altas temperaturas ambientales, bajo la persistente situación de estabilidad anticiclónica, limitan la turbulencia convectiva. La termoclina aparece muy en superficie y la capa activa implicada en los intercambios con la atmósfera se torna muy delgada. Consecuentemente, el calentamiento es más intenso en ese volumen más superficial del agua. En este orden de procesos, las observaciones actuales vienen detectando que durante la

época estival es cuando se registra la máxima variabilidad en la formación de anomalías térmicas superficiales. Así, los análisis de las variaciones en las anomalías térmicas superficiales de los océanos Atlántico N y Pacífico N han mostrado que su máximo acontece en la estación cálida, entre julio y septiembre, al igual que en el Mediterráneo occidental donde la variación estival, hasta 3°C, es el doble que la invernal (Quereda, 1986; Alekseev and Bagryantsev, 1987).

Fig. 6. El perfil térmico vertical del otoño (septiembre-noviembre) en régimen diario, muestra la constitución de una capa superficial de gran homotermia. El gradiente térmico medio diario entre la superficie y la isóbata de -3 m es tan sólo de 0.2/0.4 °C. Observatorio universitario marino (2005- 2014).

Fig. 7. Gráfico de las interacciones atmósfera-mar durante los días 21 a 23 de marzo de 2015. La gran ciclogénesis del día 22 (record histórico con 210 mm), viene precedida por la exageración del gradiente entre la SST y la capa de aire suprayacente (Observatorio universitario marino).

Las anomalías positivas acumuladas de la SST no sólo pueden ser coadyuvantes del mismo drenaje de aire polar hacia la cuenca occidental del Mediterráneo, sino que simultáneamente actúan como factor básico de las interacciones atmósfera-mar. La SST se erige así en superficie altamente convectiva con respecto a la capa de aire suprayacente. Estas mismas observaciones permiten situar un umbral o valor crítico de alta convección en valores de gradiente térmico aire-mar superiores a 4-5 °C. Una intensa evaporación precede a las grandes ciclogénesis. Las sondas térmicas marinas acusan un notable enfriamiento con hundimiento de las aguas superficiales y remonte de aguas más profundas (Figura 7).

3.2. Los factores atmosféricos

Aunque determinante, el efecto termoconvectivo del mar no lo es todo en la climatología regional. Es más, su verdadero papel lo ejerce mediante la interacción constante con la atmósfera suprayacente. Procesos cuya estacionalidad muestra su vinculación a la misma dinámica del sistema climático. Este sistema aparece regido por una necesidad básica de transferencia térmica meridiana (Vonder Haar and Oort, 1973). Tal es el teorema fundamental de la circulación descubierto por V. Beijerknes en 1897 y más recientemente formulado en función de la denominada oscilación del Atlántico Norte, NAO, (North Atlantic Oscillation) (Visbeck, 2001).

Esta necesidad de transferencia térmica meridiana, verdadero motor de la Circulación General de la Atmósfera (CGA), ha sido establecida mediante la variación del índice de ciclo, $I(\lambda)$, a través de los registros de la velocidad del viento geostrófico así como del gradiente de la temperatura atmosférica 30-60°, a nivel de 700 hPa, sobre el Atlántico Norte. Un análisis que, en nuestro estudio, hemos basado en el promedio dinámico y térmico sobre un arco longitudinal (12.5°E-17.5°W). Metodología que ofrece un valor más riguroso del cohesionado energético hemisférico con respecto a la utilizada en los índices NAOi, PNA (Pacific/North American) y otros, establecidos en dos o cuatro puntos de referencia. Unos índices que, caso del NAOi, quedarían en suspenso, ante la previsión de los modelos de cambio climático de una intensificación y desplazamiento hacia el NE de los dos grandes centros de presión del Atlántico N (Zeng-Zeng and Zhaohua, 2004). Todo ello sin menoscabo del amplio reconocimiento que los análisis actuales conceden al acoplamiento de los patrones de la CGA con las fases NAO sobre el Atlántico Norte (Gulev *et al.*, 2000; Stephenson *et al.*, 2000; Marshall *et al.*, 2002; Trigo *et al.* 2004; Andersson *et al.*, 2010).

Las investigaciones recientes han mostrado que las resonancias de la atmósfera a las anomalías de la SST ofrecen diversas respuestas a escala planetaria (Colin de Verdière and Blanc, 2001). Específicamente, en el Atlántico Norte, las correlaciones estacionales han mostrado una buena significación durante el semestre invernal (Quereda *et al.*, 2011). Incluso estas teleconexiones entre la variabilidad invernal de la SST y el forzamiento atmosférico han sido verificadas en la Europa oriental a través del EAWR (East Atlantic-West Russia) (Kazmin *et al.*, 2009). Unas resonancias que hemos tratado de verificar, sobre la cuenca occidental del Mediterráneo, mediante la comparación de los ciclos que muestran tanto SST como la temperatura en los principales observatorios subpolares del Atlántico Norte, con los de las precipitaciones mediterráneas.

Estas resonancias son reflejo del valor de los intercambios térmicos entre el aite polar y el aire tropical. La aceptable correlación inversa obtenida (-0,72) entre las precipitaciones mediterráneas y el gradiente térmico en las aguas superficiales del Atlántico Norte muestra el determinante papel de las interacciones energéticas entre la SST del Atlántico Norte y las precipitaciones mediterráneas. En nuestro análisis, SST es el promedio de los paralelos 37° N y 70° N, sobre las coordenadas longitudinales del arco 12,5 °E- 17,5°W. Como hemos dicho, esta metodología proporciona un valor más representativo del estado energético hemisférico que el obtenido con los usos de los índices NAOi, PNA (Pacific-North American) y otros semejantes, basados tan sólo en unos pocos puntos de referencia (Figura 8).

Fig. 8. La evolución de la SST en el Atlántico Norte y de las precipitaciones mediterráneas muestra la profunda interacción energética hemisférica. Evolución suavizada (3 años, línea intermitente en rojo) del gradiente térmico (Gt SST) 37°N - 70 °N (promedio 12.5 °E a 17.5 °W). Fuente: HadSST2 data set (Rayner et al., 2014). Las precipitaciones son promedio de los observatorios de primer orden de Murcia, Alicante, Valencia y Castellón, (AEMET).

4. RESULTADOS: LAS TELECONEXIONES ENERGÉTICAS ENTRE LA ACTIVIDAD CICLOGENÉTICA MEDITERRÁNEA Y LA SST DEL ATLÁNTICO NORTE

Las grandes anomalías de la circulación general tales como las ciclogénesis explosivas son consecuencia de anomalías semejantes en la distribución de la energía (Namias, 1987 y 1989). Ello sugiere que las grandes anomalías en el campo térmico del Atlántico Norte podrían ser una de tales alertas (Quereda, 1994, 1989 a y 1989 b, 2011). En este orden de procesos es lícito plantearse la hipótesis de que las anomalías energéticas detectadas por la SST pudiesen estar en la base de los ciclos pluviométricos mediterráneos. De este modo, cuando la acumulación de aire frío en las latitudes polares o de aire cálido en la zona tropical o en la misma cuenca mediterránea son excesivas, la atmósfera se comporta como un gigantesco condensador que se descarga bien con erupciones de aire frío o bien con dorsales cálidas activadoras de los bloqueos. Son precisamente éstos los mecanismos que, durante las situaciones con índice de circulación zonal bajo, provocan la alteración de las típicas situaciones de estabilidad por las situaciones de inestabilidad y precipitaciones sobre la fachada oriental de España. Este es el proceso que parecen mostrar las teleconexiones energéticas entre la actividad ciclogenética mediterránea y la temperatura regional del Atlántico N (Figura 9).

Fig. 9. Observatorios polares utilizados en la presente interacción energética como campo térmico del Atlántico Norte. Norwegian Meteorological Institute (MET) e Icelandic Met Office.

A través de estos procesos de descarga polar sobre la cuenca mediterránea, la energía sacada de los reservorios oceánicomarinos subtropicales es redistribuida atmosféricamente. Así, en la figura 10, con fuente en los registros de temperatura de los observatorios polares desde finales del siglo XIX, es posible observar como la difusión de calor hacia la troposfera polar se efectúa mediante el calor latente englobado en las ciclogénesis mediterráneas e inyectado en la circulación de altura. El test t-Student da un valor de correlación próxima a 0.6 y una probabilidad de correlación de $< 0,0001$, indicativa de alta significación entre ambas variables. Incluso puede constatar que unas temperaturas polares más elevadas, con disminución del gradiente térmico hemisférico, determinan ciclos pluviométricos con mayor severidad de sequía. Este parece ser el caso del ciclo más reciente

Fig. 10. Evolución térmica suavizada mediante medias móviles de 5 años (en rojo) de los observatorios subpolares (en Islandia, Akureyri, Teigarhorn y Stykkishólmur, en Noruega, Vardo, Karasjok, Glomfjord y Longyearbyen) y de las precipitaciones mediterráneas, con idéntica suavización, (en azul). Norwegian Meteorological Institute (MET), Icelandic Met Office y AEMET.

REFERENCIAS Y FUENTES

- Alekseev, G. V. and Bagryantsev, M. V. (1987). "The climate role of ocean surface temperature anomalier in the warm half of the year". *Soviet Meteorology and Hidrology*, 5, pp.52-56.
- Andersson, A. Bakan, S. and Grabl, H. (2010). "Satellite derived precipitation and freshwater flux variability and its dependence of the North Atlantic Oscillation". *Tellus*, vol. 62, pp. 453-468.
- Buech, Ch. and Nakamura, Hi. (2007). "Scandinavian pattern and its climatic impact". *Quaterly Journal of Royal Meteorology Society*, 133, pp. 2117-2131.
- Colin de Verdière, A. and Blanc, M. L. (2001). "Thermal resonance of the atmosphere to SST anomalies. Implications for the Antartic circumpolar wawe". *Tellus*, vol.53, pp. 403-424.
- Courtenay, S. and Davis, R. (2007). "Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere". *Quaterly Journal of Royal Meteorology Society*, 133, pp. 2109-2115.
- Egger, J. and Peter-Hoinka, K. (2008). "Mountain torques and synoptic systems in the Mediterranean". *Quaterly Journal of Royal Meteorology Society*, 134, pp. 1067-1081.
- Feldstein, S. B. (2007), "The dynamics of the North Atlantic Oscillation during the summer season". *Quaterly Journal of Royal Meteorology Society*, 133, pp. 1589-1518.
- Gulev, S. K., Zuleva, O. and Reva, Y. (2000). "Synoptic and subsynoptic variability in the North Atlantic as revealed by the Ocean Weather Station data". *Tellus*, vol. 52, pp. 323-339.
- IPCC. (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- IPCC. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- Jansa Guardiola, J. M. (1951). "Previsión del tiempo en el Mediterráneo occidental". *Revista de Geofísica*, nº 39, pp. 234-256.
- Jansa Guardiola, J. M. (1966). "La Meteorología en el Mediterráneo Occidental". *Tercer Ciclo de Conferencias, I.N.M.* 1964, pp. 1-35.
- Kazmin, A, Zatsepin, A. G. and Kontoyianis, H. (2009). "Comparative analysis of the long-term variability of winter surface temperature in the Black and Aegeus Seas during 1982-2004 associated with the large scale atmospheric forcing". *International Journal of Climatology*, vol. 30, pp.1349-1359.
- Kidson, J. W. (1985). "Index cycles in the Northern Hemisphere during the G.W.E.". *Mon. Weather Rev.*, 113, pp. 607-623.

- Lejenas, H. and Okland, H. (1983). "Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long-time series of observational data". *Tellus*, 35, A, pp.350-362.
- Marshall, J., Kushnir, Y., Battisti, B., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R. and Visbeck, M. (2002). "North Atlantic climate variability phenomena, impacts and mechanisms". *International Journal of Climatology*, vol. 21, pp. 1863-1898.
- Martin Vide, J. y Fernandez Belmonte, D. (2001). "El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular". *Investigaciones Geográficas*, Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, 26, pp. 45-58.
- Martin Vide, J. y López Bustins, J.A. (2006). "The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology*, 26, pp. 1455-1475.
- Meteorologie Nationale Francaise, (1962). *Notice d'information technique de la Météorologie nationale francaise*.
- Merle, J. et Tourre, Y. (1983). "Le bilan énergétique à l'interface air-mer". *La Météorologie*, VI, 33, pp.51-68.
- Namias, J. (1987). "Factors relating to the explosive North Atlantic cyclone of December 1986". *Weather*, 42, pp. 323-326.
- Namias, J. (1989). "Anomalous climatological background of the storm of 15-16 October 1987". *Weather*, 44, pp. 98-104.
- NCAR, (2010). "Monthly Northern Hemisphere 72x19 Tropospheric Analyses, continuing from April 1947". ds085.1, Research Data Archive, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado. (<http://dss.ucar.edu>).
- Noussier, O., Ducrocq, V. and Ricard, C. (2008). "A numerical study of three catastrophic precipitations events over southern France". *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 134, pp. 111-130.
- Quereda Sala, J. (1986). "Un aspect du regime thermique en Méditerranée Occidentale". *Met-mar*, 131, pp.13-18.
- Quereda Sala, J. (1989a). "Blocage et goutte froide sur le Levant espagnol". *La Météorologie*, Société Météorologique de France, VII, 27, pp.2-7.
- Quereda Sala, J. (1989b). "Las interacciones atmósfera-océano en la climatología del Mediterráneo Occidental". *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*. Alicante, Caja de Ahorros del Mediterráneo e Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante. Pp. 67-90.
- Quereda Sala, J. (1990). "Intense Cyclones in the Spanish Mediterranean". *Weather*, Royal Meteorological Society, 45, 7, pp.278-279.
- Quereda Sala, J. y Montón Chiva, E. (1994). *Las lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana. Interacciones atmósfera-mar. Co-lecció Universitària. Diputació de Castelló*, Castelló. 190 pp.
- Quereda Sala, J. Montón Chiva, E y Escrig, J. (2011). "Teleconnections between the North Atlantic SST and Mediterranean rainfall". *Tethys, Journal of Mediterranean Meteorology and Climatology*, 8, 2011, ACAM, pp. 31-42.

- Ratier, A. (1986). "Temperature de la mer et analyse objective". *Met-mar*, 130, pp.12-17.
- Rayner, N. A., Brohan, P., Parker, D. E., Folland, C. K., Kennedy, J. J., Vanicek, M., Ansell, T. and Tett, S. F. B. (2006). "Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 data set". *Journal of Climate*, 19, (3) pp. 446-469 (<http://hadobs.metoffice.com/hadsst2/index.html>).
- Rodwell, M. J. and Folland, C. K. (2002). "Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability". *QJRMS*, Quarterly Journal of Royal Meteorology Society, 128, pp. 1413-1443.
- Stephenson, D., Pavan, V. and Bojarin, R. (2000). "Is the North Atlantic Oscillation a random walk?". *International Journal of Climatology*, vol. 20, pp. 1-18.
- Stringer, E. (1972). *Foundations of Climatology*, W. H. Freeman, San Francisco, 586 pp.
- Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S. and Esteban-Parra, M. J. (2004). "North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula". *International Journal of Climatology*, vol. 24, pp. 925-944.
- Watanabe, M. and Kimoto, M. (2006). "Atmosphere-ocean coupling in the North Atlantic: a positive feedback". *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, 126, pp. 3343-3369.
- Visbeck, M. H., Hurrell, J. W., Polvani, L. and Cullen, H. M. (2001). "The North Atlantic Oscillation: Past, present and future". *Proc. Nat. Acad. Sci. USA* 98, 12876-12877.
- Vonder Haar, T. H. and Oort, A. H. (1973). "New estimate of annual poleward energy transport by northern hemisphere oceans". *J. of Phys. Oceanogr.*, 3, pp. 169-172.
- Zeng-Zeng, HU and Zhaohua WU, (2004). "The intensification and shift of the annual North Atlantic Oscillation in a global warming scenario simulation". *Tellus A*, vol, 56,2, pp. 90-112.

MODELO DE IMPACTO ECONÓMICO PARA LAS SITUACIONES DE RACHAS MÁXIMAS EXTREMAS EN LA ESPAÑA PENINSULAR

Macarena RODRIGO FERNÁNDEZ^{1,2}, José Antonio LÓPEZ DÍAZ²

¹Consortio de Compensación de Seguros (CCS). Madrid.

²Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Madrid.

ccseguros@aemet.es, jlopezd@aemet.es

RESUMEN

En este trabajo se presenta el modelo de impacto económico para las situaciones de rachas máximas extremas en la España peninsular. Este modelo tiene como objetivo fundamental proporcionar información significativa para la cobertura del riesgo, y su correspondiente evaluación, para cada situación de Tempestad Ciclónica Atípica (TCA) y para un corto período de tiempo.

El modelo está basado en la aplicación conjunta de una climatología y un análisis de las pérdidas de las situaciones pasadas de TCA. Su uso tendrá en cuenta las características de la TCA y la valoración catastral total de los municipios afectados por viento extremo.

Los resultados iniciales muestran estimaciones iniciales de las pérdidas esperadas sólo para algunos municipios. Posteriormente se extienden estos resultados para la totalidad del área que comprende la España peninsular de manera que se consiga tener un campo suavizado. Los resultados se presentan a nivel de municipios por ser la unidad aplicada por el CCS en la cobertura de daños.

Mediante este modelo el CCS, que proporciona seguros contra las situaciones de rachas máximas extremas y compensa los daños producidos, dispondrá de manera rápida y eficiente de una información valiosa frente a futuras situaciones de TCA.

Palabras clave: tempestad ciclónica atípica, racha máxima, riesgo extraordinario, impacto económico, seguros.

ABSTRACT

In this work we present the economic impact model of extreme wind gust situations in peninsular Spain. The main aim of this model is to provide significant information for covering risk and corresponding evaluation for extreme wind situations (TCA) in a short period of time.

The model is based on the joint implementation of a climatology and an analysis of covered losses of past situations. It takes into account the characteristics of the TCA and the cadastre total evaluation for the area affected by extreme wind, at municipality level.

The preliminary results provides initial estimates of the cost of expected losses only for some municipalities. Afterwards, these results are extended to the entire area

of peninsular Spain achieving a smooth field. The results are shown at municipality level because this is the unit applied by the CCS in damage coverage.

Using this model the CCS, which provides insurance against extreme wind gust situations and compensates damage, determines quickly and efficiently valuable information against future situations of TCA.

Key words: atypical cyclonic storm, maximum gust, extraordinary risk, economic impact, insurance.

1. INTRODUCCIÓN

El Consorcio de Compensación de Seguros, CCS, es el organismo nacional que cubre los daños producidos por ciertos fenómenos meteorológicos extremos. Uno de estos fenómenos es la Tempestad Ciclónica Atípica o TCA en el que están incluidos los vientos extraordinarios, rachas máximas de viento superiores a 120 km/h. Se entenderá por racha el mayor valor de la velocidad del viento, sostenida durante un intervalo de tres segundos. La forma establecida en la que el CCS indemniza, en régimen de compensación, las pérdidas derivadas de acontecimientos extraordinarios acaecidos en España y que afecten a riesgos en ella situados, está fijada por el Reglamento de Seguros de Riesgos Extraordinarios, RSRE.

Con objeto de la delimitación geográfica del área de afectación del fenómeno meteorológico descrito, el Consorcio de Compensación de Seguros facilitará a la Agencia Estatal de Meteorología, AEMET, cuantas mediciones ajenas a la misma reciba o pueda recabar, a efectos de su contraste por la Agencia, y solicitará su colaboración en la delimitación geográfica mediante la extrapolación, con los criterios científicos más avanzados, de las mediciones existentes, de forma que se procure la mayor homogeneidad posible en la definición del área y se evite la exclusión de puntos aislados respecto de los que exista duda razonable, incluso aunque pudieran carecer de mediciones específicas, teniendo en consideración las registradas en los municipios limítrofes y, en su caso, los colindantes con éstos (Consorcio de Compensación de Seguros, 2016, p.38).

En la España peninsular se presentan considerables dificultades para delimitar las áreas en las que se cumple la condición de TCA debidas, principalmente, a la falta de observaciones y la complejidad del terreno. AEMET, que realiza los informes técnicos para la delimitar estas zonas, aplica la técnica de interpolación geoestadística del krigeado universal que se apoya en los datos de observación y toma como variables externas la elevación del terreno, la distancia a la costa y las salidas de racha máxima de alcance más corto del modelo operativo de predicción HIRLAM 0.05 (High Resolution Limited Area Model), (Rodrigo y López, 2013).

El krigeado estima en un punto cualquiera el valor de racha máxima como una combinación lineal de las observaciones en el resto de puntos debidamente ponderadas (se busca que el estimador sea insesgado y que tenga varianza mínima). Esta técnica del krigeado universal, utilizada para estimar las áreas de rachas máximas de viento, se basa en un modelo de tendencia lineal en el que entran en juego las variables auxiliares ya citadas obteniendo, de esta manera, variaciones suaves en la interpolación (Burrough y McDonnell, 1998).

Además, la estructura del semivariograma se especifica “sin efecto pepita”, es decir, el krigeado es exacto: en los puntos de observación el valor estimado coincide con el valor observado, (Cressie, 1991). Los datos observados son los que tienen mayor fuerza legal por lo que es indispensable respetar al máximo estos valores tal y como lo hace el método empleado.

En este trabajo se presenta el modelo de impacto económico para las situaciones de rachas máximas extremas en la España peninsular. Este modelo tiene como objetivo fundamental proporcionar información significativa para la cobertura del riesgo, y su correspondiente evaluación, para cada situación de TCA y para un corto período de tiempo.

2. MÉTODOS

2.1. Modelo Preliminar

El Modelo Preliminar se desarrolla con la finalidad de obtener unas estimaciones iniciales del coste de las pérdidas esperadas por vientos extremos a nivel de municipios. Para ello se genera una climatología de las zonas afectadas por viento extraordinario en el período de años comprendido entre 2009 y 2014, ambos incluidos, y por otro lado, se realiza un análisis de las pérdidas cubiertas (costes actualizados) en situaciones reales para estos mismos años utilizando datos aportados por el CCS. La aplicación conjunta de esta información constituye el denominado Modelo Preliminar.

2.1.a. Climatología

Para la construcción de una climatología de vientos extraordinarios empleamos los datos de observación de las estaciones de AEMET desde el año 2009, fecha en la que el número de estaciones comienza a ser homogéneo.

Posteriormente estudiamos la frecuencia con la que se producen las situaciones de viento extremo incluyendo sólo aquellos días en los que al menos una estación de observación presenta rachas máximas superiores a 110 km/h. Para cada uno de estos días se realizan las estimaciones de racha máxima para el área de la España peninsular y los días que conforman esta climatología serán finalmente aquellos en los que existan valores estimados superiores a 120 km/h (Bivand, Pebesma y Gómez-Rubio, 2008).

Sin embargo, las situaciones reales de TCA suelen incluir varios días, asociadas a la situación sinóptica acaecida, para poder simular estas condiciones se aplican unos criterios restrictivos. En primer lugar unimos los días consecutivos (cronológicamente, hasta un máximo de 5 días, puesto que ninguna situación suele superar este período). Además, los días que pudieran aparecer sueltos se unen a las situaciones más cercanas (siempre que la separación sea de 1 único día). De esta manera se obtienen las situaciones de TCA que contienen nuestra climatología y para ellas se realizan de nuevo las estimaciones de racha máxima según el procedimiento operativo, utilizando el krigeado universal.

La aplicación de este procedimiento tiene en cuenta la modificación reflejada en el RSRE relativa al límite impuesto en el valor de racha máxima para las situaciones de TCA. En fecha anterior al 27 de octubre de 2011 la definición de TCA exige un umbral superior a 135 km/h para la variable de racha máxima, frente a los 120 km/h

actuales. Además, en este primer período, en el que el límite es de 135 km/h, no se incorpora el modelo HIRLAM en la interpolación, ya que las estimaciones realizadas en ese momento tampoco tenían en cuenta esta información.

2.1.b. Análisis de las pérdidas

Para el estudio de la distribución espacial de las pérdidas se aplican los datos aportados por el CCS de las pérdidas cubiertas (costes actualizados) en situaciones reales.

Inicialmente se estima la pérdida para una TCA típica tomando todo el período en estudio. Se realiza un sumatorio sobre los costes reales y se divide por el número de TCAs dadas en nuestra climatología, a nivel de municipios, ecuación 1.

$$Pérdida \mid_{muni} (€) = \frac{\sum_{i \in muni} \text{costes}^i \quad (CCS)}{\sum_{i \in muni} n^{\circ} TCA^i \quad (CLIMA)} \quad (Ecuación 1)$$

Un desarrollo posterior en el modelo lleva a realizar este mismo cálculo para cada municipio y para cada mes de manera que si en alguno de ellos hay coste asociado sin TCA en la climatología se le imputa el valor de 1 (como si se hubiese dado). Esta modificación en el modelo subsana el error de perder información aportada por el CCS debido a la falta de sincronización entre las fechas de las situaciones reales y las estimadas en la climatología.

2.2. Evolución del Modelo Preliminar

Las pérdidas medias calculadas hasta el momento están referenciadas para diferentes períodos, según el límite impuesto de racha máxima, el objetivo siguiente es referenciar estos valores al período de 120 km/h, puesto que es el límite impuesto actualmente en el RSRE. Para ello se busca la relación existente entre los municipios comunes a ambos períodos. En vista a los resultados y a la disparidad de los datos, se decide tomar la relación logarítmica. De esta manera las pérdidas medias calculadas para el período de 120 km/h son datos directos del modelo desarrollado anteriormente, mientras que los del período de 135 km/h son valores ajustados según una relación logarítmica.

El problema que se presenta es que los valores obtenidos se presentan sólo para ciertos municipios, aquellos de los que se disponía información. Para poder obtener una estimación de la pérdida media para todos los municipios de la España peninsular, creando un campo suavizado, se efectúa una regresión múltiple del logaritmo de la pérdida media (en miles de euros) por cada 1000 personas sobre otras variables relevantes adicionales tras un proceso de selección paso a paso de las más significativas. La inclusión de estas variables surge de la idea de que la naturaleza catastrófica de un fenómeno depende de diversos factores, no sólo del valor extremo que presente el elemento climático, sino de la distribución de la población o de las características geomorfológicas, entre otros muchos (García-Legaz y Valero, 2003). En concreto para nuestro modelo se han utilizado: logaritmo decimal de la población, desviación estándar de la altitud, distancia al mar media y logaritmo decimal de la extensión (número de puntos de grid).

2.3. Modelo Físico y Modelo Actuarial

El objetivo es construir un modelo categórico final de manera que se evalúe de forma rápida el impacto económico previsto para cada municipio en cada nueva TCA. Así, teniendo en cuenta el modelo preliminar desarrollado, se procede a construir el Modelo de Impacto Económico que consta de dos modelos claramente diferenciados: Modelo Físico y Modelo Actuarial.

2.3.a. Modelo Físico

Fig. 1: Esquema general del Modelo Físico.

La construcción del modelo físico tiene en cuenta que los daños totales producidos en una determinada TCA dependen de la propia situación, estimada y caracterizada mediante variables físicas, y de la valoración catastral presente en las zonas afectadas, e incluso de ciertas variables fisiográficas. El esquema general de este modelo se presenta en la figura 1, y consiste en estudiar situaciones pasadas que permitan relacionar el comportamiento que presentan las situaciones de TCA, los valores catastrales de las zonas afectadas y los daños totales producidos.

Puesto que las situaciones con vientos extraordinarios presentan características y extensiones muy diferentes surge la necesidad de caracterizar estos eventos. Para ello se han definido tres índices de caracterización que son calculados para cada municipio: índice máximo (ecuación 2), índice de excesos (ecuación 3) e índice de excesos cuadrático (ecuación 4). Para los índices de excesos se utiliza el umbral de 90 km/h puesto que suele ser el límite impuesto por las compañías de seguros para aplicar la cobertura de los daños producidos.

$$I_{\max}|_{muni} = \max_{i \in muni} (R_{\max}^i) \quad (\text{Ecuación 2})$$

$$I_{exc}|_{muni} = \frac{\sum_{i \in muni} \max(0, R_{\max}^i - 90)}{n^{\circ} \text{ ptos } grid|_{muni}} \quad (\text{Ecuación 3})$$

$$I_{exc2}|_{muni} = \frac{\sum_{i \in muni} \max(0, R_{max}^i - 90)^2}{n^{\circ} \text{ pto} \quad grid|_{muni}} \quad (\text{Ecuación 4})$$

siendo R_{max}^i la racha máxima en el punto de grid i -ésimo.

Además, se añaden otros tres índices definidos del mismo modo pero tomando la variable de velocidad máxima del viento medida en 10 minutos, esta variable se considera de importancia para la caracterización de las situaciones en términos de su impacto en daños. Para los índices de excesos, en este caso, se impone el umbral de 50 km/h puesto que es el valor correspondiente a los 90 km/h de la velocidad de racha máxima según un estudio climatológico en términos de frecuencias.

Tal y como se muestra en el esquema de la figura 1, la construcción de este modelo tiene en cuenta diferentes variables fisiográficas, al igual que el Modelo Preliminar, y ciertos valores relativos al catastro, que sustituirán a la variable población empleada en la regresión múltiple del modelo citado.

Los valores catastrales incluidos para cada municipio se refieren, principalmente, a los valores catastrales de construcción (tipo urbano y rústico) así como los valores catastrales tipo BICE (Bienes Inmuebles de Características Especiales) que son obtenidos a través de la Dirección General del Catastro, estos son de aplicación en todo el territorio nacional exceptuando los casos especiales de País Vasco y Navarra. Sin embargo, se realiza un estudio para estos casos especiales, de manera que podamos tener una estimación a nivel municipal para estas provincias, (R Core Team, 2015). Por un lado, para el tipo urbano, se aplica un factor de conversión que tiene en cuenta los valores de construcción y de suelo del resto de provincias y que presenta una relación significativa con la densidad de población. Para el caso rústico, aplicamos una recta de regresión elaborada con los valores para el resto de provincias. Ambos estudios permiten elaborar unas estimaciones de los valores catastrales de construcción para los municipios pertenecientes a los casos especiales de País Vasco y Navarra.

Se añade información adicional relativa, por un lado, a los vehículos, tomando sus valores para cada término municipal y desglosados por tipo, información recogida de la Dirección General de Tráfico, y por otro lado la información relativa a la red ferroviaria, donde se incluyen estimaciones elaboradas por el CCS del valor de la exposición de la red ferroviaria de Adif para cada término municipal.

La construcción de este modelo permitirá aplicarlo del mismo modo, en sentido inverso, de manera que podamos obtener inmediatamente los daños totales producidos en una determinada situación de TCA, aplicando los valores catastrales, en un corto plazo de tiempo.

2.3.b. Modelo Actuarial

La construcción de este modelo se presenta en la figura 2 a modo de esquema. Para ello es importante diferenciar los conceptos de indemnización y daño total. La indemnización es la principal obligación del asegurador, motivada por la concurrencia de un siniestro indemnizable y notificado por el asegurado y determinada por la tasación de los daños producidos por el siniestro. Los valores de los daños totales se obtienen una vez aplicado los datos de franquicia, infraseguro y penetración.

Fig. 2: Esquema general del Modelo Actuarial.

Definimos a continuación los conceptos aplicados para este modelo. Todas estas definiciones proceden del diccionario de MAPFRE de seguros, Mutua de la Agrupación de Propietarios de Fincas Rústicas de España. La franquicia es la cantidad por la que el asegurado es propio asegurador de sus riesgos y en virtud de la cual, en caso de siniestro, soportará con su patrimonio la parte de los daños que le corresponda. El infraseguro es la situación que se origina cuando el valor que el asegurado o contratante atribuye al objeto garantizado en una póliza es inferior al que realmente tiene. La penetración es la participación de la actividad aseguradora en la economía de un país o región. Estos últimos valores son recogidos a partir del documento de UNESPA, Asociación Empresarial del Seguro, Memoria Social UN14, de la tabla 1: “Tasas de penetración de distintos tipos de seguro, por Comunidades Autónomas”.

El modelo actuarial se aplica en el sentido en el que obtenemos las indemnizaciones ya que el resto de valores (daños totales, franquicia e infraseguro) son facilitados por el CCS, a excepción de los valores de penetración que, como ya hemos mencionado, se recogen del documento de UNESPA.

3. RESULTADOS

En primer lugar, el estudio climatológico tiene en cuenta la necesaria homogeneidad que tendrá que existir en el número de estaciones de observación anual. En la figura 3 se muestra el período comprendido entre el año 2000 a 2014 donde se comprueba que el número de estaciones de AEMET comienza a ser homogéneo en el año 2009, fecha de la que parte nuestro estudio.

La caracterización de las situaciones de TCA también se realiza en el estudio climatológico tal y como muestra la figura 4. En este análisis simplemente se han diferenciado dos tipos de TCA: aquellas que denominamos normales, que engloban aquellas que se dan con más frecuencia y sus extensiones son medias o pequeñas, frente a las denominadas grandes, que suelen darse con menos frecuencia (en la figura número en rojo) y son de extensiones mucho mayores. El criterio tomado para diferenciar estos dos tipos toma el número de puntos de grid que superan los 80 km/h para los valores estimados de racha máxima, el límite entre 120000 puntos de grid separa ambos patrones de TCA.

Fig. 3: Número de estaciones de observación AEMET (racha máxima). 2000 a 2014.

Fig. 4: Caracterización de las situaciones de TCA de la climatología.

En la figura 5 se muestran los resultados obtenidos para el Modelo Preliminar. En el mapa de la izquierda se muestran los valores de la pérdida media (en miles de euros) para cada municipio y para cada TCA. Estos valores se obtienen una vez realizada la transformación logarítmica para el período de referencia de 120 km/h y para los municipios de los que se dispone información inicialmente. En el mapa de la derecha se muestra el resultado extrapolado a toda el área de la España peninsular obtenido por la aplicación de una regresión múltiple. En este caso los valores indican la pérdida media (en miles de euros) por persona, para cada municipio y para cada TCA.

El planteamiento final para la construcción del Modelo de Impacto Económico incluye información referida al catastro puesto que estos valores presentan una fuerte dependencia con la pérdida media que supone cualquier situación de TCA.

El estudio para obtener estos valores ha sido bastante laborioso y en este trabajo sólo mostraremos los resultados referentes a los valores catastrales de construcción (tanto para tipo urbano como para tipo rústico), especialmente aquellos que se refieren a la obtención de dicha información para los casos especiales de País Vasco y Navarra.

Fig. 5: Resultados del Modelo Preliminar.

Para el tipo urbano se aplica un factor de conversión, considerado constante para cada municipio perteneciente a la misma provincia. Este factor, calculado para cada provincia, es la razón entre el valor de la construcción y el valor del suelo. Posteriormente se realiza un estudio entre este factor de conversión y las variables de renta per cápita y densidad de población para cada una de las provincias. Se comprueba que tenemos una regresión significativa para la población y sin embargo no se aprecia dependencia con la renta per cápita. En la figura 6 se muestran los pares de puntos referentes al cociente entre el valor de construcción y el valor del suelo frente a la densidad de población para cada una de las provincias. Se han incluido los valores obtenidos para las provincias de los casos especiales que nos han permitido calcular sus valores catastrales de la construcción.

Fig. 6: Relación entre el factor de conversión y la densidad de población para tipo urbano.

Para el caso rústico se comparan los pares de valores que tenemos disponibles para el resto de provincias, valor catastral de construcción frente al valor catastral total, ver figura 7. La correlación que se presenta es buena y tomamos la regresión lineal como válida, esta recta, forzada a pasar por el punto (0,0), nos permite sacar los valores de construcción para los municipios pertenecientes al País Vasco y Navarra.

Fig. 7: Relación entre el valor de construcción y el valor del suelo para tipo rústico.

4. DISCUSIÓN

Hemos construido un Modelo Preliminar basado, inicialmente, en una climatología de situaciones de rachas máximas extremas y el inventario de las indemnizaciones realizadas por el CCS de TCAs pasadas. Este modelo relaciona los dos períodos en que el límite de racha máxima impuesto en el RSRE es diferente, dando lugar a un modelo logarítmico. Además, para extender la estimación de pérdida a todos los municipios y suavizar sus valores se aplica una regresión múltiple en la que entran en juego otras variables relevantes.

El objetivo final consiste en obtener un modelo categórico que permita evaluar de forma rápida el impacto económico previsto para cada municipio ante una nueva situación de TCA. Esto requiere caracterizar cada una de las situaciones de TCA en términos de su previsible impacto. Para ello se han desarrollado una serie de índices que se consideran suficientemente representativos. La construcción del modelo incluye, por último, información referente al catastro, concretamente se introducen los valores catastrales de construcción (tipo urbano, rústico y de Bienes Inmuebles de Características Especiales), valor de la exposición de la red ferroviaria y de los vehículos. Finalmente el modelo permitirá obtener los daños totales a partir de esta información.

Una ampliación del modelo estudiará la posibilidad de dar los valores de daños totales en términos de indemnizaciones. Para ello se empleará información relativa a franquicia, infraseguro y penetración.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo surge gracias a la colaboración entre la Agencia Estatal de Meteorología y el Consorcio de Compensación de Seguros los cuales, junto a AT Sistemas, patrocinan el proyecto. Los autores desean agradecer el apoyo de muchas personas que pertenecen a estas organizaciones y que hacen posible estas investigaciones.

REFERENCIAS

Bivand, R.S., Pebesma, E.J. y Gómez-Rubio, V. (2008). Applied Spatial Data Analysis with R. Editorial Springer.

- Burrough, P.A. y McDonnell, R.A. (1998). Principles of Geographical Information Systems. Editorial Oxford University Press.
- Consortio de Compensación de Seguros. (2016). Recopilación Legislativa. Enero 2016. Recuperado de: http://www.conorseguros.es/web/documents/10184/44193/Recopilacion_legislativa_2016/1fa097fb-3407-451b-be59-fcf6adc066d1.
- Cressie, N. (1991). Statistics for spatial data. Editorial: A Wiley – Interscience Publication.
- García-Legaz Martínez, C. y Valero Rodríguez, F. (2003). Riesgos Climáticos e Impacto Ambiental. Madrid. Editorial Complutense.
- R Core Team (2015). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>.
- Rodrigo, M. y López, J.A. (2013). Improving the AEMET operational procedure for estimating areas of maximum wind gusts, vol. 10, 35-44. Retrieved from: <http://www.tethys.cat/sites/default/files/pdf/articles/10tethys-04-eng.pdf>.

ANÁLISIS Y EVOLUCIÓN TEMPORAL DE LAS SECUENCIAS PLUVIOMÉTRICAS SECAS DE LARGA DURACIÓN EN LA REGIÓN DE MURCIA (1864-2015)

Víctor RUIZ ÁLVAREZ¹, Francisco BELMONTE SERRATO²,
Ramón GARCÍA MARÍN², Marcos RUIZ ÁLVAREZ³

¹*Doctorando en Geografía de la Escuela Internacional de Doctorado de la Universidad de Murcia.*

²*Departamento en Geografía. Universidad de Murcia.*

³*Masterando en Tecnología, Administración y Gestión del Agua. Universidad de Murcia.*
victor.ruiz1@um.es, franbel@um.es, ramongm@um.es, marcos.ruiz1@um.es

RESUMEN

En este estudio se ha analizado la evolución temporal de las secuencias pluviométricas secas en el ámbito territorial de la Región de Murcia (sureste de España), durante el periodo temporal 1864-2015. Para la identificación y caracterización de las mismas, se ha utilizado el Índice Estandarizado de Sequía Pluviométrica (IESP). Este índice permite realizar una categorización de distintos niveles de intensidad de sequía. Se han estudiado dos periodos temporales diferentes (1864-2015 y 1929-2015), dado que hasta la primera década del S.XX, únicamente se dispone de los registros de la serie de Murcia ciudad. Para el análisis del periodo 1929-2015 se han utilizado cinco series de precipitación repartidas por toda la geografía murciana. El principal resultado que se ha obtenido es que en la evolución del IESP de la serie de Murcia 1864-2015, se observa una clara intensificación, en la intensidad, frecuencia y duración de las sequías en las últimas décadas, revelándose un claro aumento en los últimos 50 años de las sequías de carácter excepcional.

Palabras clave: sequía, intensidad, Región de Murcia, excepcional

ABSTRACT

In this study has been analyzed the temporal evolution of dry sequences, in the territorial of the Region of Murcia (southeast of Spain), during the period 1864-2015. For identification and characterization of droughts, it has been used the Standardized Index of Pluviometry Drought (IESP). This index allow do a categorization about different levels of drought intensity. It has been studied two different period, because, it is available only the register of the station of Murcia city, until the first decade of the twentieth century. It has been used five station of rainfall for the period 1929-2015. These station are spread for all territory of Region of Murcia. The main results it has been obtained is that in the evolution of the serie of Murcia (1864-2015), is observed a process of intensification of the droughts in the Region of Murcia in the last fifty years, especially in intensity, frequency and duration of droughts exceptional.

Key words: drought, intensity, Region of Murcia, exceptional

1. INTRODUCCIÓN

El estudio y análisis de la evolución de los extremos pluviométricos, como son las sequías e inundaciones, es de vital importancia debido a las enormes repercusiones territoriales y socioeconómicas, que dichos riesgos naturales de origen climático conlleven sobre un determinado espacio geográfico, más si cabe, si tal y como se manifiesta en numerosas investigaciones científicas, como en el Quinto informe de evaluación sobre el cambio climático (AR5, 2013), realizado por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC), se está produciendo en las últimas décadas una intensificación de la frecuencia e intensidad en las latitudes medias del Hemisferio Norte (30-60°N) de dichos fenómenos extremos de origen climático.

En concreto en el AR5, se observa que se ha producido una intensificación en la intensidad, frecuencia y duración de las sequías en el ámbito de las regiones mediterráneas europeas, desde la década de 1950. Aunque, se expone que existe un nivel de confianza bajo que reafirme los resultados de esta tendencia, debido a la falta de observaciones directas, las incertidumbres metodológicas y las desigualdades geográficas. Dentro de un ámbito nacional se han realizado numerosos trabajos de investigación que reafirman los resultados mostrados por el AR5, en cuanto a la intensificación de la intensidad, frecuencia y duración de los periodos secos (Sousa *et al.*, 2011; Hoerling *et al.*, 2012). En Sousa *et al.*, (2011) se refleja una intensificación de los periodos de indigencia pluviométrica en la mitad oriental de la Península Ibérica. En Hoerling *et al.*, (2012), se habla de un aumento en la intensidad y frecuencia de las sequías en las regiones mediterráneas europeas a partir de la década de 1970. En estos estudios también se observa un descenso no significativo de las precipitaciones en gran parte de la Península Ibérica desde la segunda mitad del S.XX, incluyendo la mitad oriental.

A nivel de la Región de Murcia también se han estudiado las tendencias de las precipitaciones durante las últimas décadas, así como la posible intensificación de las sequías y el impacto de estas sobre el territorio (García Marín y Conesa García, 2006; García Marín, y Calvo García-Tornel, 2008; Sánchez Toribio *et al.*, 2010). En la Región de Murcia y en general en todo el SE peninsular, estos estudios tienen una enorme trascendencia e importancia debido a la elevada variabilidad interanual que caracteriza el clima de esta región, de modo que se suceden largos periodos secos, con episodios de lluvias breves pero muy intensas, que causan graves inundaciones (Martín- Vide y Olcina Cantos, 2001).

En estos estudios de ámbito regional se habla de la acentuación e intensificación de los periodos secos en el SE peninsular desde mediados del S.XX. García Marín y Calvo García-Tornel (2008), muestran que las rachas secas se manifiestan como uno de los hechos climáticos definidores del ambiente mediterráneo, y su trascendencia es sustancial en el funcionamiento de muchos ecosistemas, al generar fuertes alteraciones en la disponibilidad de agua dentro de un ámbito semiárido.

En García Marín y Conesa García (2006), se expone que desde la segunda mitad del S.XX, la pluviometría de la cuenca del Guadalentín (Región de Murcia, SE de España), ha estado caracterizada por apreciables anomalías, siendo la grave secuencia de sequías e inundaciones padecida la que ha sensibilizado a la opinión pública, ya

que, estos fenómenos climáticos excepcionales y adversos han causado desolación y ruina sobre extensas zonas en este territorio. En Sánchez- Toribio *et al.*, (2010), se expone que los periodos de sequía en el Valle del Guadalentín (Región de Murcia, SE de España) reducen la superficie cultivada sobre todo en cultivos hortícolas, por la gran demanda hídrica y el costo adicional que supone, disminuyendo por tanto la producción, por lo que se llega a la conclusión que la sequía en este territorio de la Región de Murcia se ve agravada por la demanda evaporativa de los cultivos.

En este trabajo se pretende analizar y estudiar la evolución temporal de las secuencias pluviométricas secas de larga duración en el ámbito territorial de la Región de Murcia (Sureste de España), durante el periodo temporal 1864-2015. Para la identificación y caracterización de las mismas, se ha utilizado el Índice Estandarizado de Sequía Pluviométrica (IESP) que fue implementado y propuesto por Pita López (2000). Este índice ha sido aplicado a las series de precipitación más longevas de la Región de Murcia procedentes de los registros de la Agencia Estatal de Meteorología, siendo la serie más antigua la de Murcia ciudad (1864-2015). Este índice permite realizar una categorización de distintos niveles de intensidad de sequía.

Se han analizado dos periodos temporales diferentes (1864-2015 y 1929-2015) dado que hasta la primera década del S.XX, únicamente se dispone de los registros de la serie de Murcia Ciudad. El principal objetivo de este trabajo es estudiar, si en las últimas décadas se está produciendo una intensificación en la Región de Murcia en algunos de los parámetros que definen las sequías (intensidad, frecuencia y duración), tal y como se manifiesta en numerosos estudios, como el Quinto Informe de Evaluación sobre el Cambio Climático realizado por el IPCC (AR5, 2013).

2. MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El ámbito de estudio de este trabajo es la Región de Murcia, la cual se encuentra localizada en el extremo meridional del suroeste del continente europeo, y dentro de la Península Ibérica, como ya ha sido mencionado, en la zona sureste (Figura 1). El territorio analizado cuenta con una extensión de 11.313 km². El territorio de la Región de Murcia ha sufrido a lo largo de la historia los envites y efectos territoriales adversos de las secuencias pluviométricas de larga duración. Gran parte del territorio analizado se encuentra dominado por un ámbito semiárido siendo la precipitación media anual de 321 mm para el periodo de referencia 1971-2000 (Garrido Abenza *et al.*, 2014).

En la Región de Murcia, como en el resto de las regiones del ámbito mediterráneo, hay una clara dicotomía entre las condiciones climáticas del interior y de la costa. Este hecho se ve claramente reflejado en la variable de las precipitaciones, ya que se pasa de los casi 600 mm de media anual en el extremo noroccidental, a los alrededor de 200 mm de media del extremo suroccidental, siendo esta una de las áreas más secas del continente europeo. En este trabajo se ha aplicado el IESP a estaciones situadas en diferentes ámbitos geográficos y climáticos de la Región de Murcia.

Fig.1: Área de estudio. Elaboración propia

2.2. Base de datos

Para la realización de estudio se han utilizado cinco series de precipitación repartidas a lo largo de toda la geografía murciana. En la figura 2 se muestra la distribución espacial de estas cinco estaciones utilizadas y en la tabla 1 la información relativa de las mismas. Las estaciones utilizadas se han extraído de dos bases de datos (Ruiz Álvarez *et al.*, 2014 y Luna *et al.*, 2012) construidas a partir de los registros digitales de la Agencia Estatal de Meteorología. Las series de Murcia-Alcantarilla y Cehegín proceden de la base de datos de Luna *et al.* (2012).

ID	Nombre	Comienzo	Final	Latitud	Longitud	Altitud (m)
1	CEHEGIN	1929	2015			
	CEHEGÍN DOCUMENTOS HISTORICOS	01-1929	12-1952	38.10	-1.79	
	7120 CEHEGIN	01-1953	12-1986	38.09	-1.79	572
	7119U CEHEGIN LOS ROSALES	01-1987	09-2005	38.08	-1.80	580
	7120C CEHEGÍN CIUDAD	01-1991	12-2015	38.10	-1.79	563
2	JUMILLA	1929	2015			
	7138 JUMILLA ESTACION VITICOLA	01-1929	12-1976	38.47	-1.33	510
	7138A JUMILLA I L	01-1977	12-1992	38.47	-1.36	502
	7138D JUMILLA LA ESTACADA	01-1993	12-2015	38.46	-1.34	445
3	TOTANA LA CARRASCA	1929	2015			
	7115 TOTANA LA CARRASCA	01-1929	12-2015	37.86	-1.58	1200
4	MURCIA ALCANTARILLA	1864	2015			
	7182C MURCIA INSTITUTO	01-1864	09-1940	37.98	-1.13	66
	7228 MURCIA ALCANTARILLA	10-1940	12-2015	37.96	-1.23	85
5	CARTAGENA PUERTO	1929	2015			
	7013 CARTAGENA PUERTO	01-1929	12-2015	37.57	-0.97	10

Tabla 1: Información básica de las cinco estaciones utilizadas. El ID sirve para identificar cada estación en la figura 2. Elaboración propia

*Fig.2: Distribución geográfica de las series de precipitación utilizadas en este trabajo. * Cada número se corresponde con un ID que aparece reflejado en la tabla 1. Elaboración propia*

2.3. Índice Estandarizado de Sequía Pluviométrica (IESP)

En este estudio, para llevar a cabo la caracterización de las secuencias pluviométricas secas de larga duración, se ha utilizado el Índice Estandarizado de Sequía Pluviométrica (IESP) que fue implementado y propuesto por Pita López (2000), donde se puede consultar la metodología llevada a cabo para su aplicación. Se trata de un índice mensual de sequía meteorológica que utiliza tan solo la variable de las precipitaciones, y está basado en el cálculo de las anomalías pluviométricas mensuales acumuladas y estandarizadas. El IESP es eficaz para identificar las diferentes secuencias secas, ya que permite mostrar con precisión el arranque y el fin de cada sequía, así como su duración e intensidad registrada en cada momento.

El IESP ha sido aplicado a cada una de las 5 series de precipitación utilizadas, y a partir de los valores obtenidos se han establecido una serie de categorías o niveles de sequía (figura 3), en función de los valores de intensidad de sequía (Z) calculados. Las categorías o niveles de sequía que se han obtenido son las siguientes, de menor a mayor intensidad: húmedo, anormalmente seco, sequía moderada, sequía severa, sequía extraordinaria y sequía excepcional.

Los diferentes niveles de sequía se han establecido en función de diferentes probabilidades de excedencia (%), de determinados valores de intensidad de sequía (Z). Además con la probabilidad de excedencia (%), se obtienen una serie de periodos de retorno. En este punto, cabe mencionar que la categoría de “sequía excepcional” podría servir para delimitar las sequías excepcionales a las que se alude en la Directiva Marco del Agua (Directiva 2000/60/CE) (figura 3). Para cada una de las series se ha obtenido un determinado umbral para el establecimiento de los diferentes niveles de sequía.

Ejemplo de Categorización de las sequías en la Región de Murcia				
Nivel de sequía	Umbral	Probabilidad de excedencia (%)	Periodo retorno (años)	Observaciones
Húmedo	-	-	-	El 70% de los valores se sitúan en esta categoría
Anormalmente seco	-	-	-	
Sequía moderada	-	30	3,33	-
Sequía severa	-	14	7	-
Sequía extraordinaria	-	5	20	-
Sequía excepcional	-	2	50	-

Fig.3: Metodología utilizada por el IESP para la obtención de diferentes niveles de sequía. *Elaboración propia*

3. RESULTADOS

3.1. IESP de la serie de Murcia-Alcantarilla (1864-2015)

Fig.4: Evolución del IESP de la serie de Murcia-Alcantarilla (1864-2015). *Elaboración propia.*

Periodo	Duración (nº meses)	Intensidad máxima	Nivel de sequía
JULIO 1874 – JUNIO 1875	12	-1.02	SEVERA
AGOSTO 1876 – AGOSTO 1877	13	-1.23	EXTRAORDINARIA
MARZO 1878 – MARZO 1880	24	-0.95	SEVERA
ABRIL 1911 – ABRIL 1914	37	-2.47	EXCEPCIONAL
DICIEMBRE 1916 – NOVIEMBRE 1917	12	-1.18	EXTRAORDINARIA
ABRIL 1925 – ENERO 1927	22	-1.41	EXTRAORDINARIA
MARZO 1927 – AGOSTO 1928	18	-0.57	MODERADA
AGOSTO 1930 – NOVIEMBRE 1931	16	-1.09	SEVERA
JUNIO 1935 – AGOSTO 1939	51	-1.59	EXCEPCIONAL
FEBRERO 1940 – FEBRERO 1941	13	-0.92	SEVERA
FEBRERO 1945 – MARZO 1946	14	-1.68	EXCEPCIONAL
NOVIEMBRE 1960 – FEBRERO 1962	16	-0.91	SEVERA
OCTUBRE 1963 – MAYO 1965	20	-1.44	EXCEPCIONAL
ENERO 1966 – MAYO 1967	17	-1.34	EXTRAORDINARIA
FEBRERO 1970 – AGOSTO 1971	19	-1.51	EXCEPCIONAL
MAYO 1978 – DICIEMBRE 1979	20	-1.51	EXCEPCIONAL
SEPTIEMBRE 1980 – JULIO 1981	11	-1.28	EXTRAORDINARIA
SEPTIEMBRE 1981 – SEPTIEMBRE 1982	13	-1.19	EXTRAORDINARIA
NOVIEMBRE 1982 – ABRIL 1985	30	-1.48	EXCEPCIONAL
JUNIO 1993 – OCTUBRE 1996	41	-1.93	EXCEPCIONAL
OCTUBRE 1997 – FEBRERO 1999	17	-1.11	SEVERA
ABRIL 1999 – SEPTIEMBRE 2000	18	-1.54	EXCEPCIONAL
NOVIEMBRE 2000 – OCTUBRE 2001	12	-1.08	SEVERA
SEPTIEMBRE 2013 – SEPTIEMBRE 2015	24	-1.84	EXCEPCIONAL

Tabla 3: Periodos de sequía de la serie de Murcia-Alcantarilla (1864-2015). *Elaboración propia*

3.2. IESP de las cinco series más longevas de la Región de Murcia (1929-2015)

Fig.5: Evolución del IESP de la serie de Murcia-Alcantarilla (1929-2015). Elaboración propia.

Fig.6: Evolución del IESP de la serie de Cartagena Puerto (1929-2015). Elaboración propia.

Fig.7: Evolución del IESP de la serie de Totana La Carrasca (1929-2015). Elaboración propia.

Fig.8: Evolución del IESP de la serie de Jumilla (1929-2015). Elaboración propia.

Fig.9: Evolución del IESP de la serie de Cehegín (1929-2015). Elaboración propia.

4. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos con la aplicación del IESP a las series más longevas de la Región de Murcia en dos periodos temporales diferentes (1864-2015 y 1929-2015) permiten extraer una serie de conclusiones. El IESP de la serie más longeva utilizada en este estudio (figura 4), la de Murcia-Alcantarilla refleja claramente como se ha producido una intensificación de la frecuencia, intensidad y duración de los periodos de sequía durante la segunda mitad del S.XX, tal y como se apuntado en numerosos estudios anteriormente mencionados en el apartado 1.Introducción.

En la tabla 3 se muestran todos los periodos de sequía registrados en la serie de Murcia-Alcantarilla, que presentan al menos 12 o más meses de duración. En esta tabla se puede observar como durante los 152 años de duración del periodo se han registrado un total de diez sequías de carácter excepcional, que son las que presentan una mayor gravedad por las repercusiones territoriales y socioeconómicas que conllevan, bien por su gran intensidad o por su duración. El hecho más destacable, es que de estas diez sequías excepcionales, siete han tenido lugar en los últimos 50 años y 4 en los últimos 30 años, lo que pone evidencia que se está produciendo un claro aumento en los parámetros de la intensidad y frecuencia de las sequías en la serie más longeva de la Región de Murcia, hecho contrastado en numerosos estudios mencionados en el apartado 1 de este estudio.

Evidentemente con los datos de una única estación no se pueden extraer resultados concluyentes, y es por ello por lo que se ha aplicado también el IESP a otras cinco series en el periodo 1929-2015 (figuras 5 a 9). En la figura 5 se observa el IESP de la serie Murcia-Alcantarilla pero en este caso en el periodo 1929-2015. A diferencia del periodo 1864-2015 donde se refleja claramente una intensificación de las sequías a partir de la segunda mitad del S.XX, en el periodo 1929-2015 al ser un periodo temporal más corto no se observa tan nítidamente esta intensificación de las sequías en las últimas décadas. Esto pone de manifiesto, la importancia del periodo temporal seleccionado, de modo que cuanto más largo sea el mismo mejor se podrán observar las posibles variaciones de los parámetros de las sequías y se podrán obtener mejores resultados.

La evolución del IESP del resto de series longevas de la Región de Murcia (figuras 6 a 9) para el periodo temporal 1929-2015, revela resultados muy dispares. Mientras en el caso de las series de Totana La Carrasca y Cartagena Puerto, se observa un claro aumento en la intensidad, frecuencia y duración de las sequías en los últimos 30 años, las series de Jumilla y Cehegín no revelan dicha intensificación. Por lo tanto, este hecho podría dar lugar a un nuevo estudio, en el que se analizara el comportamiento de las sequías en las comarcas más meridionales de la Región de Murcia (Valle del Guadalentín y Campo de Cartagena), y ver si el comportamiento mostrado por las series de Totana La Carrasca y Cartagena Puerto se extrapola al resto del espacio geográfico de ambas comarcas. Cabe recordar, que estas comarcas son las que recogen una menor cantidad de precipitación anual dentro del ámbito territorial de la Región de Murcia, y que por tanto una posible intensificación de las sequías puede llevar consigo importantes consecuencias socioeconómicas y territoriales.

REFERENCIAS

- García Marín, R. y Conesa García, C. (2006): Secuencias pluviométricas secas de larga duración en la cuenca del Guadalentín (Murcia- Almería). En: Cuadrat Prats *et al.* (Eds.): Clima, Sociedad y Medio Ambiente. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC) Serie A, nº5. Zaragoza, pp. 371-382.
- García Marín, R. y Calvo García-Tornel, F. (2008): Frecuencia y evolución de rachas secas en la Cuenca del Guadalentín (Sureste de España). Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, nº 48, pp. 71-89.
- Garrido Abenza, R., Palenzuela Cruz, J.E. y Bañón Peregrín, L.M. (2014): Atlas climático de la Región de Murcia. Agencia Estatal de Meteorología. 167 pp.
- Hoerling, M., Eischeid, J., Perlwitz, J., Quan, X.W., Zhang, T., Pegion, P. (2012): On the increased frequency of Mediterranean drought. *Journal of Climate*, 25, pp. 2146 - 2161. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00296.1>
- IPCC (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. En Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Luna, M.Y, Guijarro, J.A. y López, J.A. (2012): Reconstrucción, homogeneidad y tendencias de las series históricas de precipitación mensual acumulada en la España peninsular y las islas baleares. 8º Congreso Asociación Española de Climatología (AEC), Salamanca, pp. 499-507.

- Martín-Vide, J. y Olcina Cantos, J. (2001): Climas y tiempos de España. Alianza Editorial. Madrid, 258 pp.
- Pita López, M.F. (2000): Un nouvel indice pour les domaines méditerranéens. Application au bassin du Guadalquivir (sud-ouest de l'Espagne). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, nº13, pp. 225-233.
- Ruiz Álvarez, V., Sánchez Lorenzo, A. y García Marín, R. (2014): Creación de una base de datos con series largas de precipitación en la Región de Murcia y análisis temporal de la serie media anual, 1914-2013. *Revista de Climatología*, vol.14, pp. 81-97.
- Sánchez- Toribio, M.I., García Marín, R., Conesa García, C. y López Bermudéz, F. (2010): Evaporite demand and water requirements of the principal crops of the Guadalentín valley (SE Spain) in drought periods. *Spanish Journal of Agricultural Research*, vol.8, pp.66-75. Instituto Nacional de Investigación y Tecnología Agraria y Alimentaria (INIA).
- Sousa, P.M., Trigo, R.M., Aizpurua P., Nieto R, Gimeno L. y Garcia-Herrera, R. (2011): Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Natural Hazards Earth System Sciences*, vol.11, pp. 11-33. DOI:10.5194/nhess-11-33-2011

CAMBIOS RECIENTES DE USOS DEL SUELO Y SU POSIBLE RELACIÓN CON LAS TASAS DE CALENTAMIENTO EN LA ESPAÑA PENINSULAR

Celia SALINAS-SOLE^{1,2}, Dhais PEÑA-ANGULO^{1,2}, Ángel PUEYO-CAMPOS^{1,2},
Carlos LOPEZ-ESCOLANO^{1,2}, José Carlos GONZALEZ-HIDALGO^{1,2}

¹Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, España.

²IUCA, Universidad de Zaragoza, España.

cs@unizar.es, dpang@unizar.es, apueyo@unizar.es, cle@unizar.es, jcgh@unizar.es

RESUMEN

Durante la segunda mitad del siglo XX en la España peninsular se ha registrado una tendencia positiva generalizada de las temperaturas, variable en su intensidad, distribución espacial, medida termométrica (máxima o mínima) y estación del año.

Paralelamente, durante las décadas recientes en España se ha asistido a profundas transformaciones de los paisajes con la modificación de extensas áreas por urbanización, infraestructuras, regadíos, incendios etc.

En general se acepta que las temperaturas diurnas (Tmax) dependen de factores globales, mientras las nocturnas (Tmin) dependen en mayor medida de factores locales, especialmente cambios de usos del suelo.

En el presente trabajo se analiza la posible relación entre las tasas de calentamiento observadas y los cambios de uso del suelo observados en la España peninsular evaluados por diferentes grados de accesibilidad, como indicador de dichos cambios. El estudio utiliza la base de datos de temperaturas promedio mensuales de Tmax y Tmin, MOTEDAS (resolución 10x10 km) y se enmarca dentro del proyecto DESEMON.

Los primeros resultados (periodo 1960-2010) sugieren una menor relación entre las superficies artificiales evaluadas por la accesibilidad y Tmax, mientras que se detecta una relación positiva con Tmin en las cuatro estaciones y el promedio anual, lo que pudiera sugerir algún tipo de efecto de la transformación de los paisajes sobre las temperaturas nocturnas.

Palabras clave: temperatura máxima, temperatura mínima, accesibilidad, España.

ABSTRACT

During the second half of the 20th century on mainland Spain, there is a positive trend widespread of the temperatures, variable in the intensity, special distribution, maximum and minimum and the seasonality.

Generally, the change in the maximum temperatures (Tmax) is related to global factors meanwhile the night temperatures (Tmin) are associated with local factors, especially with the land use changes.

In this research, we analyze the relationship between the warming rates observed and the land use change assessed through the different levels of the accessibility index.

In this case, we are using the MOTEDAS dataset (resolution 10x10km²), for monthly average maximum and minimum temperatures created within the DESEMON project.

The first results for the period 1960-2010 suggest that there is a lower relationship between the artificial surfaces evaluated in the accessibility index and the Tmax, while is found a positive relationship with the Tmin in all of the seasons and with the annual average, this may suggest some kind of effect of the accessibility in the night temperatures.

Key words: maximum temperature, minimum temperature, accessibility, Spain.

1. INTRODUCCIÓN

En las décadas más recientes diversos análisis de las temperaturas han mostrado novedades de interés respecto al incremento térmico señalado con anterioridad. Así, se han constatado tendencias negativas de las temperaturas en extensas áreas, especialmente en EEUU y China; en otras ocasiones la tasas de evolución de las mínimas ha sido superior a la de las máximas, y por último en las décadas recientes se ha sugerido la existencia de un hiato térmico, ante la ausencia de significación de sus tendencias (Meehl, 2015).

Los argumentos sugeridos para intentar explicar estos tres hechos son diversos. Mientras el hiato se trata de explicar atendiendo a factores globales (González-Hidalgo *et al.*, 2015a), en el caso de los otros dos se alude a factores generales como la calidad de los datos, su densidad y los efectos de determinados factores locales en las medidas termométricas (Capparelli *et al.*, 2013). Dentro de esta discusión, cobra especial relevancia la evolución de la amplitud diaria que refleja la relación entre las tasas de las temperaturas máximas (Tmax) y mínimas (Tmin). La Tmax y Tmin reflejan las mediciones de temperatura diurna y nocturna y en consecuencia los efectos de los factores que controlan ambas mediciones (Mahmood *et al.*, 2010). En general se acepta que la temperatura diurna de la superficie, es decir, Tmax, se debe principalmente a factores globales destacando la radiación solar sobre la superficie modulada por la cobertura de nubes, y la cantidad de calor liberado por el calor latente de evaporación de la humedad del suelo (Dai *et al.*, 1999; Lauritsen y Rogers, 2012). Pero no está tan claro el comportamiento de la temperatura nocturna (es decir Tmin) debido a que las temperaturas nocturnas de la superficie se refieren a una capa de la atmósfera muy delgada cerca del suelo donde los flujos de calor latente pueden ser modificados por el efecto de los factores más locales (Kloznbach *et al.*, 2009).

En el territorio peninsular español en las décadas recientes se han realizado numerosas investigaciones sobre la evolución de las temperaturas, que coinciden en señalar que desde mediados del siglo pasado se ha producido un aumento global especialmente en primavera y verano tanto en Tmax y Tmin (del Río *et al.*, 2011; Ríos *et al.*, 2012; Guijarro, 2013; González-Hidalgo *et al.*, 2015b). Este aumento está en consonancia con otras áreas del Mediterráneo como Italia (Brunetti *et al.*, 2006) y Grecia (Feidas *et al.*, 2004). Sin embargo recientes estudios realizados con alta resolución espacial han sugerido que el aumento de las temperaturas no ha sido homogéneo en el tiempo, con máximo identificado en las décadas 1970-1990; se han detectado diferencias espaciales con los máximos valores localizados en la mitad sur y costa mediterránea, y por último tampoco en el tiempo ha habido uniformidad, pues se han observado

claras diferencias temporales en las tendencias mensuales y estacionales tanto en la evolución de las temperaturas diurnas como nocturnas.

Estos resultados plantean problemas novedosos y no investigados en detalle hasta el momento. Por ejemplo, la evolución reciente y las variaciones espaciales detectadas en primavera y especialmente en verano de T_{max} se han asociado a los bajos valores de humedad por bloqueos atlánticos en las décadas más recientes que habrían amortiguado el efecto del vapor de agua en la absorción de la radiación de onda larga terrestre (Philipona *et al.*, 2005; Vicente-Serrano 2015; González-Hidalgo *et al.* 2016). Sin embargo, estos argumentos no son capaces de explicar el comportamiento de T_{min} durante las últimas décadas.

Durante las décadas más recientes en el territorio peninsular español se han producido cambios drásticos en el uso del suelo relacionados con el regadío (Grindlay *et al.*, 2011), las infraestructuras y la urbanización (Zúñiga *et al.*, 2012), y los incendios forestales (Enríquez y del Moral, 2012), entre otros. Un segundo cambio ocurrido en los paisajes españoles durante las décadas recientes ha sido la introducción de superficies artificiales, de las que se reconoce su efecto diferenciado en las máximas y mínimas (Karl *et al.*, 1988; Kalnay y Cai, 2003).

En el presente trabajo se presentan los primeros resultados del análisis de las relaciones entre cambios de usos del suelo recientes y evolución de las temperaturas máximas y mínimas en el territorio peninsular español. El estudio trata de indagar si existe relación entre la tasa de evolución térmica de las máximas y mínimas con indicadores de cambios de usos del suelo. En este estudio se analizará la relación entre un indicador que representa la transformación de las superficies “naturales” en superficies artificiales, el índice de accesibilidad, y la tasa de tendencia de las máximas y mínimas estacionales. El trabajo es el inicio de una investigación enfocada a conocer las relaciones entre diversos indicadores de cambios de paisaje y la evolución de las temperaturas en las décadas recientes.

2. MÉTODOS

En el presente estudio se emplearán las series estacionales de los promedios mensuales de T_{max} y T_{min} procedentes de la malla de alta resolución de la base de datos de temperaturas medias mensuales de España (MOnthly TEmpperature DATaset of Spain) denominada MOTEDAS (Gonzales-Hidalgo *et al.*, 2015a). Esta malla procede del vaciado y depuración de los fondos documentales de AEMet y se ha calculado con 1300 observatorios libres de anómalos, homogeneizados con series de referencias y rellenados, siendo seleccionados los incluidos en la malla por el porcentaje de datos originales y la cercanía de los datos faltantes reconstruidos.

Los cambios en el uso del suelo se ha analizado mediante el índice de accesibilidad que combina el potencial de población, el desarrollo de una red viaria sobre todo de alta capacidad y el desarrollo urbano, entre 1960-2010 (López-Escolano *et al.* 2015). La accesibilidad así definida es un indicador de la facilidad con la que se puede acceder a actividades desde una localización determinada a través de un sistema de transporte (Morris *et al.*, 1979), y se convierte en un indicador de las transformaciones superficiales de los paisajes. En su cálculo se han considerado la totalidad de los municipios de territorio peninsular español y la red viaria que conecta la totalidad de las cabeceras

municipales durante el periodo seleccionado. Así, además de las redes principales del Plan General de Carreteras 1984-1991, y del Plan Estratégico de Infraestructuras de Transporte 2005-2020 que se ciñeron exclusivamente a la parte estructurante de la Red de Interés General del Estado (MOPTMA, 1994; PEIT, 2005), se consideraron otras vías de gran capacidad como autopistas y autovías. Debido a la pluralidad de estas bases se categorizó la red en cuatro niveles para favorecer el análisis.

El índice de accesibilidad original está calculado en una malla de 5x5km y en diferentes años (1960, 1968, 1983, 1995) y difiere de la resolución de la malla de temperaturas (10x10 km). Por esta razón, y con el fin de homogeneizar espacial y temporalmente las mallas de ambas variables, la malla de accesibilidad se convirtió a la resolución de MOTEDAS por medio de la media de los cuatro pixel correspondientes. La homogeneidad temporal se resolvió recalculando en MOTEDAS las tasas de tendencias de las temperaturas estacionales del periodo común 1960-2010, y estimando la tasa de cambio de accesibilidad entre ambas fechas como estimador de su tendencia.

El signo (positivo/negativo) y la significación ($p < 0,05$) de las tendencias de T_{max} y T_{min} se han evaluado mediante el test de Mann-Kendall (Mann, 1945) y la magnitud o tasa con el estadístico de Sen (Sen, 1968). Para asegurar la independencia de cada serie mensual de temperaturas se analizó la posible existencia de autocorrelación, y en aquellas celdas y series en las que se detectó fue filtrada con el método denominado trend-free pre-whitening (TFPW) propuesto por Yue *et al.* (2002).

La relación entre los cambios de la accesibilidad y de la temperatura se ha analizado mediante el coeficiente de Pearson, considerando como variables la variación de la accesibilidad y la tasa de Sen en el periodo estudiado 1960-2010. Aunque el análisis se realizó en toda la malla, los resultados se han filtrado correlacionando solamente las celdas que tenían información original de temperatura (1130 celdas).

3. RESULTADOS

Durante el periodo 1960-2010 la tasa de variación de la accesibilidad es más elevada en toda la zona de litoral, tanto en la vertiente mediterránea como en el extremo noroeste atlántico, en Galicia, así como en los corredores que conectan Andalucía y Valencia con el centro de la península o el del valle del Ebro (Figura 1). En general las zonas de variación más baja se corresponden con las áreas de montaña (Cantábrica, Pirineos, Ibérica, Béticas) y extensas áreas de interior especialmente la meseta norte y áreas de la meseta sur.

En el mismo periodo las tendencias de las temperaturas son mayoritariamente positivas si bien sus tasas varían entre los distintos momentos del año. En primavera y verano las tasas de T_{max} y T_{min} son positivas y significativas en la mayor parte del territorio peninsular (un 95% de la superficie, $p < 0,05$ en el caso de las mínimas). En el invierno un 60% de la superficie tiene tendencias significativas en sus temperaturas máximas. La distribución de las áreas con tendencias no significativas difiere en T_{max} : durante el invierno se localizan preferentemente en la mitad este; en primavera en la mitad sur y en verano en el cuadrante noroeste (Figura 2). En T_{min} cabe destacar que las áreas con tendencias significativas en otoño se localizan en la mitad sur y costa mediterránea (Figura 3). Estos resultados referidos al periodo 1960-2010 suponen variaciones respecto a las tendencias descritas en el periodo completo de MOTEDAS 1951-2010 en invierno y primavera.

Figura. 1: Variación del índice de accesibilidad (1960-2010). Fuente: elaboración propia.

La distribución espacial de la intensidad del calentamiento de las temperaturas mínimas es homogénea en primavera y en verano en todo el territorio, mientras que los valores más altos en el invierno se localizan en el sur y en el noreste de la península. Los valores promedio estacionales de las máximas oscilan entre 0,34°C/década en primavera y 0,06°C/década en otoño, mientras en las mínimas varían entre 0,36°C/década en verano y 0,14°C/década en invierno. Estos valores no obstante deben tomarse con cierta cautela dado que excepto en primavera y verano la superficie afectada por tendencias no significativas puede ser muy extensa.

La relación entre las tasas de calentamiento y el índice de accesibilidad se muestra en la Figura 2. Los resultados indican que existen diferencias en la relación entre la tasa de calentamiento y las variaciones de la accesibilidad de las temperaturas diurnas y nocturnas. En las máximas la relación tiene signo negativo excepto en otoño, y la máxima correlación se ha encontrado en primavera. En las mínimas, la tasa de variación se correlaciona positivamente con las tasas de variación de la accesibilidad en las cuatro estaciones, con valores superiores (salvo primavera) a los de las máximas (Tabla 1).

		Invierno	Primavera	Verano	Otoño
Máximas	b	-0.3679	-0.701	-0.5074	0.0497
	r	-0,1863	-0,2874	-0,19	0,0224
	p	2.555e-10	2.2e-16	1.224e-10	0.454
Mínimas	b	0.3222	0.4721	0.8784	0.767
	r	0,2131	0,2412	0,314	0,3641
	p	4.439e-13	2.2e-16	2.2e-16	2.2e-16

Tabla. 1: Coeficiente de correlación de Pearson (r) Pendiente del modelo de regresión lineal simple (b) P-value (p) entre la variación de la accesibilidad y la tasa de Tmax y Tmin (1960-2010). Fuente: elaboración propia.

Figura. 2: Significación de las tendencias estacionales y relación entre variaciones de la accesibilidad y tasa de variación de Tmax y Tmin (1960-2010). Fuente: elaboración propia.

Un segundo aspecto se refiere a la intensidad de esta relación, evaluada mediante el modelo de regresión lineal, cuyos coeficientes (Tabla 1) indican que la fortaleza de dicha relación especialmente en las mínimas es más intensa en verano y otoño.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de la evolución de las temperaturas promedio mensuales mínimas en el periodo 1960-2010 indica que su tasa global ha sido superior a la de las máximas y por ello en amplias zonas del territorio la amplitud térmica sigue siendo negativa. Esta tendencia de la amplitud ha sido generalizada hasta la década de los ochenta del pasado siglo (Karl *et al.*, 1993), pero en fechas recientes se ha sugerido un cambio de su tendencia general a signo positivo (Fall *et al.*, 2011; Makowsky *et al.*, 2008), que sin embargo no concuerda con la tendencia negativa detectada en numerosas zonas del planeta, como en el este de África (Christy *et al.*, 2009), EE.UU. (Fall *et al.*, 2011; Cordero *et al.*, 2011; Tang *et al.*, 2013; Misra y Michael, 2013), Canadá (Vincent *et al.*, 2012), Moldavia (Corobov *et al.*, 2010), China (Wu y Yang, 2013), o Península Ibérica (González-Hidalgo *et al.*, 2015a) entre otros lugares. El hecho de que se mantenga una tendencia negativa de la amplitud implica que la tasa de variación de la temperatura mínima es superior a la diurna, y devuelve una vez más el debate a los factores que controlan ambas medidas termométricas.

En los últimos treinta años los paisajes del territorio peninsular español han sido sometidos a cambios intensos y extensos. Las zonas de nuevo regadío por ejemplo, que representan el 7% de la superficie total, aumentaron alrededor de un 50% entre 1961-2011, cuyos efectos no solo sugieren modificaciones de los flujos de calor sensible y latente, sino también localmente el albedo. Pero también la introducción de superficies artificiales ha afectado a extensas áreas y no solo mediante la urbanización, factor muy debatido (véase Jones *et al.*, 2008), sino en el caso analizado en el presente estudio por la transformación de la red de infraestructuras y la introducción de superficies artificiales en el paisaje. Karl *et al.* (1988) sugirieron que la urbanización en los EE.UU. disminuyó T_{max} , excepto en invierno, al tiempo que aumentaba la tasa de T_{min} en todas las estaciones del año, originando que la tendencia de la amplitud térmica fuese negativa en las cuatro estaciones. Del mismo modo, Kalnay y Cai (2003) relacionaron una parte significativa del aumento de la temperatura superficial en el sureste de los EE.UU. con los procesos vinculados al desarrollo, y sugirieron que el 50% del calentamiento total era debido a la urbanización.

La construcción de infraestructuras en las últimas tres décadas en la España peninsular ha sido espectacular, sobre todo en las zonas del este y la costa, en muchas ocasiones en paralelo a procesos de urbanización (no analizados en el presente estudio). Los resultados del presente análisis parecen sugerir que estas alteraciones han podido afectar la evolución de las temperaturas nocturnas pero no las diurnas.

Esta conclusión provisional sugeriría que los registros de mínimas pueden estar reflejando en una medida no evaluada por el momento el efecto de factores locales como se ha sugerido en anteriores estudios, ligados en el caso del presente a superficies artificiales, capaces de alterar los flujos de calor sensible principalmente (cabe pensar que el calor latente movilizado desde estas superficies sea negligible por su naturaleza).

Las extensas transformaciones de los paisajes en el territorio español peninsular durante las décadas más recientes sugieren que aquellas pueden tener un efecto diferenciado sobre la evolución de las temperaturas máximas y mínimas que requiere ser investigados con mayor profundidad y detalle. La investigación en curso se encamina

a evaluar otros indicadores de transformación de los paisajes con el objeto de poder valorar con mayor detalle dichos efectos.

AGRADECIMIENTOS

Ministerio de Ciencia e Innovación, Gobierno de España, Proyecto DESEMON, CGL2014-52135-C3-3-R. Gobierno Regional de Aragón DGA-FSE (Grupo de Investigación Consolidado “Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales”). Dhais Peña-Angulo y Celia Salinas-Solé son becarias de doctorado del Programa FPI del Ministerio de Ciencia e Innovación. Datos climáticos originales cedidos por AEMet.

REFERENCIAS

- Brunetti, M.; Maugeri, M.; Monti, F.; Nanni, T. (2006). Temperature and precipitation variability in Italy during the last two centuries from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology*, 26, 345-381. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1251>
- Capparelli, V.; Franzke, C.; Vecchio, A.; Freeman, M.P.; Watkins, N.W.; Carbone, V. (2013). A spatio-temporal analysis of US station temperature trends over the last century. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 118, 7427-7434. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/jgrd.50551>
- Corobov, R.; Sheridan, S.; Overcenco, A.; Terinte, N. (2010). Air temperature trends and extremes in Chisinau (Moldova) as evidence of climate change. *Climate Research*, 42, 247-256. doi: <http://dx.doi.org/10.3354/cr00922>.
- Dai, A.; Trenberth, K.E.; Karl, T. (1999). Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *Journal of Climate*, 12, 2451-2473.
- del Rio, S.; Herrero, L.; Pinto-Gomes, C.; Penas, A. (2011). Spatial analyses of mean temperature trends in Spain over the period 1961-2006. *Global Planetary Change*, 78, 65-75.
- Enríquez, E.; Del Moral, L. (2012). Los Incendios Forestales en España. Decenio 2001-2010. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Madrid
- Fall, S.; Watts, A.; Nielsen-Gammon, J.; Jones, E.; Niyogi, D.; Christy, JR; Pielke Sr RA. (2011). Analysis of the impacts of station exposure on the US Historical Climatology Network temperatures and temperature trends. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 116, D14120. doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2010JD015146>.
- Feidas, H.; Makrogiannis, T.; Bora-Senta, E. (2004). Trend analysis of air temperature time series in Greece and their relationship with circulation using surface and satellite data: 1955–2001. *Theoretical and Applied Climatology*, 79, 185–208.
- González-Hidalgo, J.C.; Brunetti, M.; de Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (Monthly precipitation trends December 1945–November 2005). *International Journal of Climatology*, 31, 715–731.
- González-Hidalgo, J.C.; Peña-Angulo, D.; Brunetti, M.; Cortesi, N. (2015a). MOTEDAS: A new monthly temperature database for mainland Spain and the trend in temperature (1951–2010). *International Journal of Climatology*, 31, 715–731. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4298>

- González-Hidalgo, J.C.; Peña-Angulo, D.; Brunetti, M.; Cortesi, N. (2015b). Recent trend in temperature evolution in Spanish mainland (1951-2010): from warming to hiatus. *International Journal of Climatology* doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4519>.
- Grindlay, AL; Lizárraga, C; Rodríguez, M.I.; Molero, E. (2011). Irrigation and territory in the southeast of Spain: evolution and future perspectives within new hydrological planning. *WIT Transactions on Ecology and the Environment*, 150, 623–638.
- Guijarro J.A. (2013). Tendencias de la Temperatura. In García-Legaz C, Valero F (eds). *Fenómenos meteorológicos adversos en España*, WCRP, AMV Ediciones: Madrid, 313-323.
- Jones, PD; Lister, DH; Li, Q. (2008). Urbanization effects in large-scale temperature records with an emphasis on China. *Journal of Geophysical research*, 113, D16122.
- Kalnay, E; Cai, M. (2003). Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, 423, 528-531.
- Karl, T.R; Diaz, H.F; Kukla, G. (1988). Urbanization: its detection and effects in the United States climate records. *Journal of Climate*, 1, 1099-1123.
- Karl, T.R; Jones, P.D; Knight, R.W.; Kukla, G; Plummer, N; Razuvaev, V; Gallo, K.P; Lindseay, J; Charlson, R.J; Peterson, T.C. (1993). Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin American Meteorological Society*, 74, 1007-1023.
- Klotzbach, P.J; Pielke, R.A. Sr; Pielke, R.A. Jr; Christy, J.R; McNider, R.T. (2009). An alternative explanation for differential temperature trends at the surface and the lower troposphere. *Journal of Geophysical Research*, 114, D21102, doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2009JD011841>.
- Lauritsen, R.G; Rogers, J.C. (2012). U.S. Diurnal Temperature Range Variability and Regional Causal Mechanisms, 1901–2002. *Journal of Climate*, 25, 7216-7231.
- López-Escolano, C; Pueyo-Campos, A; Postigo-Vidal, R; Alonso-Logroño, M.P. (2015). Representación cartográfica de redes viarias e indicadores de accesibilidad para series cronológicas amplias: el caso de la España peninsular 1960-2014. In: de la Riva, J; Ibarra, P; Montorio, R; Rodrigues, M. (Coord.), *Análisis espacial y representación geográfica: innovación y aplicación* (pp. 205-214). Zaragoza: XXIV Congreso de la Asociación Española de Geógrafos.
- Mahmood, R ; Pielke, R.A. Sr ; Hubbard, K.G. (2010). Impact of land use/land cover change on climate and future research priorities. *Bulletin American Meteorological Society* pp.37-46.
- Makowsky, K; Wild, M; Ohmura, A. (2008). Diurnal temperature range over Europe between 1950-2005. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 6483-6498.
- Mann, H.B. (1945). Non parametric test against trend. *Econometrica*, 13 (3), 245-259. doi: <http://dx.doi.org/10.2307/1907187>
- Meehl, G.A. (2015). Decadal climate variability and the early-2000s hiatus. *US Clivar Variations*, 13, 1-6.

- Philipona, R; Dürr, B; Ohmura, A; Ruckstuhl, C. (2005). Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapor feedback increase temperature in Europe. *Geophysical Research Letter*, 32, L19809, doi: 10.1029/2005GL023624, 2005
- Rios, D; Penas, D; del Rio, S. (2012). Comparative analysis of mean temperature trends in continental Spain over the period 1961-2010. *International Journal of Geobotanical Research*, 2, 41-55.
- Sen, P.K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63 (324), 1379–1389. doi: <http://dx.doi.org/10.2307/2285891>
- Vincent, L.A; Wang, X.L; Milewska, E. (2012). A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis. *Journal of Geophysical Research Letter-Atmospheres*, 117, D18110. doi: 10.1029/2012JD017859.
- Wu, K; Yang, X. (2013). Urbanization and heterogeneous surface warming in eastern China. *Chinese Science Bulletin*. doi: 10.1007/s
- Yue, S; Pilon, P; Phinney, B; Cavadias, G. (2002). The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes*, 16 (9), 1807–1829. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.1095>
- Zúñiga, M; Pueyo, A; Calvo, J.L. (2012) The Spanish population during the 20th century and beyond. *Journal of Maps*, 8, 1-6 doi:10.1080/17445647.2012.744364

CONTRASTES EXTREMOS DE TERMOHIGROMETRÍA EN LA ISLA DE EL HIERRO (ISLAS CANARIAS)

Montserrat SALVÀ CATARINEU^{1,2}, Joan A. LÓPEZ-BUSTINS^{1,3},
Ferran SALVADOR FRANCH^{1,2}, Pedro A. PADRÓN PADRÓN⁴
y Amparo CORTÉS LUCAS⁵

¹*Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona.*

²*Grup de Recerca del Paisatge i Paleoambients a la Muntanya Mediterrània, Universitat de Barcelona.*

³*Grup de Climatologia, Universitat de Barcelona.*

⁴*Cabildo de El Hierro.*

⁵*Facultat de Farmàcia i Ciències de l'Alimentació, Universitat de Barcelona.*

salva@ub.edu, jlopezbustins@ub.edu, fsalvador@ub.edu, papadron@el-hierro.org, acortes@ub.edu

RESUMEN

El Hierro es la isla más occidental del archipiélago canario y se halla en latitudes subtropicales (27,5°N). El clima subtropical/tropical canario de la isla se caracteriza por tener gran diversidad de microclimas debido a la importante influencia de algunos factores geográficos. El objetivo principal de este trabajo es analizar los datos de temperatura y humedad relativa del aire, registrados a resolución horaria por sensores instalados en sabinas de El Hierro, a lo largo de tres ciclos anuales (de septiembre de 2012 a agosto de 2015) y estudiar episodios extremos de termohigrométricos. Los datos provienen de dos enclaves con orientación y altitud contrastadas: El Júlán (996 m, en la vertiente sur y en el interior) y Sabinosa (258 m, en la cara norte y cerca de la línea de costa). Los resultados obtenidos muestran ciclos termohigrométricos muy similares entre ambas áreas de estudio, pero presentan grandes diferencias en el rango de sus valores a pesar de hallarse a menos de 4 km de distancia horizontal. Los contrastes extremos de temperatura acontecen en julio y agosto cuando El Júlán registra hasta 21°C más que Sabinosa a la misma hora. Son situaciones sinópticas en que los alisios soplan fuerte y dejan Sabinosa bajo el mar de nubes. Los contrastes extremos de humedad tienen lugar también en verano, sobre todo en agosto, bajo advecciones del este de origen sahariano, donde los valores de El Júlán pueden caer por debajo del 5% y los de Sabinosa mantenerse por encima del 90%.

Palabras clave: Bioclimatología, El Hierro, Extremos Climáticos, Termohigrometría, Variabilidad Climática Espacial.

ABSTRACT

El Hierro is the westernmost island of Canary Isles and it is located in the north subtropic (27.5°N). The subtropical-tropical Canary climate is featured by multiple microclimates due to geographical factors. The main objective of the present study is to analyse air temperature and relative humidity data of *Juniperus turbinata* forests and study extreme events of thermohygrometric differences. Sensors in the branches of *Juniperus turbinata* trees hourly recorded these data along three annual

cycles (from September 2012 to August 2015). Data come from two locations with different aspect and altitude: El Júlán (996 masl, in the south face and inland) and Sabinosa (258 masl, in the north face and next to the sea). The results show similar thermohygrometric cycles in both locations. Despite these two points are very close (horizontally separated by 4 km), a large difference is found between their respective ranges of values. The largest temperature differences take place in July and August. El Júlán can record 21°C more than Sabinosa at the same time in summer. Trade winds contribute to this large temperature difference because they form orographic clouds over the north face of the island (Sabinosa is to windward). The largest differences of relative humidity take place in summer too, above all, in August. Easterly winds from Sahara Desert reduce humidity in El Júlán below 5%, whereas humidity in Sabinosa can keep over 90%.

Key words: Bioclimatology, Climate Extremes, El Hierro, Spatial Climate Variability, Thermohygrography.

1. INTRODUCCIÓN

En la isla de El Hierro, según Köppen, se dan cuatro tipos de climas: desértico cálido semiisotermo con alta humedad relativa, estepario cálido semiisotermo con alta humedad relativa, mediterráneo de verano cálido semiisotermo y mediterráneo de verano fresco y templado con nieblas (López Gómez y López Gómez, 1979).

El estudio de la bioclimatología de El Hierro es indispensable para determinar las variables de temperatura y humedad que condicionan la distribución geográfica del sabinar. El sabinar es un tipo de bosque termófilo que en la actualidad se localizan en áreas alejadas de las poblaciones y en donde no existen estaciones meteorológicas. En las Islas Canarias hay dos especies de sabinas silvestres: *Juniperus cedrus* W.B. y *Juniperus turbinata* Guss. La sabina *Juniperus turbinata* Guss. es un endemismo mediterráneo-macaronésico que en las Islas Canarias se halla en Tenerife, Gran Canaria, La Palma, La Gomera y El Hierro (Hansen y Sundig, 1993). En concreto las formaciones de esta sabina cubren en la actualidad áreas importantes en las islas de La Gomera y de El Hierro (Kämmer, 1976), en cambio en la isla de La Palma son poco abundantes y se encuentran muy localizadas en las islas de Tenerife y Gran Canaria. Por ello es necesario conocer las condiciones climáticas en las que vive esta especie que ha visto reducida su extensión en todas las islas.

Para la conservación y gestión de esta especie es fundamental obtener información precisa sobre las condiciones climáticas donde habitan los sabinares de la Isla. Cabe destacar entre los estudios previos las tesis de Gaisberg (2005) y Stierstorfer (2005) y las investigaciones de Hernández-Padrón *et al.* (1985), Fernández Palacios *et al.* (1992), Padrón Padrón (1992), Del Arco *et al.*, (1996), Stierstorfer y Gaisberg (2006) y Fernández Pello *et al.* (2006) que han trabajado con los datos existentes y alguno de ellos han aportado datos nuevos al conocimiento de la climatología y meteorología de El Hierro.

Este trabajo tiene como objetivo principal analizar los datos de temperatura y humedad relativa del aire comparando los datos de dos estaciones instaladas en el mismo tipo de bosque para comparar los contrastes termohigrométricos de cada estación y entre las dos áreas de estudio. Los sensores instalados tiene una resolución horaria y se analizan tres ciclos anuales (de septiembre de 2012 a agosto de 2015).

2. MÉTODOS

2.1. Área de estudio

En El Hierro se encuentra actualmente el sabinar más extenso de *Juniperus turbinata* de todas las Islas Canarias, en concreto en la zona occidental de la isla. La sabina es uno de los elementos característicos de los bosques termófilos canarios, con un elevado valor histórico, paisajístico, ecológico y biogeográfico.

La isla de El Hierro es la más occidental del archipiélago de las Islas Canarias localizada entre 27°38'-27°50' N y 17°53'-18°09', la más pequeña (268,71 km²) de las siete islas principales y la más joven, formada en tres etapas volcánicas entre 1,1 Ma y 2,5 ka. La altura máximas es de 1.502 msnm en Malpaso (figura 1). El relieve y su situación ceánica permite que se den dos subtipos de clima: el litoral y el de mar de nubes (Martín y Olcina, 2001). Esto da a la isla una riqueza biológica en la que se puede observar tabaibales y cardonales, bosques termoesclerófilos como los sabinares, monteverde y pinares. Desde enero de 2000, la isla fue declarada Reserva de la Biosfera.

Fig. 1: Localización de las estaciones instaladas para el proyecto JUNITUR en El Hierro. En rojo las localizaciones de este estudio. Base topográfica: IGN.

2.2. Datos climáticos

El estudio se inició en el año 2012, año de inicio del proyecto JUNITUR, con la instalación de tres equipos de toma de datos de temperatura y humedad del aire (Ta, HR) y del suelo (Ts, Hs). En este trabajo se presentan los tres primeros años de datos de Ta y de HR de dos estaciones, una en el sabinar húmedo de Sabinosa a 258 m con orientación NNW y otra en el sabinar seco de El Júlán a 996 m y SSE (figura 1).

No ha sido posible obtener datos de estas áreas por otras fuentes. Hay que señalar que estos enclaves se encuentran alejados de las poblaciones de la isla y son sectores tradicionales de pastoreo (figura 2).

Fig. 2: Sabinar de El Júlán.

Los sensores utilizados para medir la temperatura y humedad del aire fueron U23-001 HOBO® Pro v2 temp/RH, que puede medir de 0 a 100% RH, y de -40° a $+70^{\circ}$ C T. Todos los sensores se programaron para registrar datos a resolución horaria, con ello se obtuvo 24 registros al día/sensor (figura 3).

Todos los datos se analizaron estadísticamente para estudiar las condiciones ambientales extremas en las que viven los sabinares más occidentales de las Islas Canarias.

Fig. 3: Termohigrómetro del aire U23-001 HOBO® Pro v2 Temp/RH.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Temperatura

La temperatura media del aire (T_a) para los tres años analizados (figura 4) es de $16,5^{\circ}\text{C}$ en El Júlán (vertiente SSE) y de $19,2^{\circ}\text{C}$ en Sabinosa (vertiente N). Los valores extremos se observaron en El Júlán con una máxima absoluta de $42,7^{\circ}\text{C}$ el 8 julio de 2013 y una mínima absoluta de $5,4^{\circ}\text{C}$ registrada el 15 febrero de 2014. La oscilación máxima diaria fue de $27,6^{\circ}\text{C}$ el 8 de julio de 2013. Por otra parte, en Sabinosa la T_a máxima de $32,8^{\circ}\text{C}$ se registró el 13 de agosto de 2015 y la T_a mínima de $10,6^{\circ}\text{C}$ el 9 de enero de 2014. La oscilación máxima diaria fue de $10,8^{\circ}\text{C}$ el 13 de agosto de 2015.

Fig. 4: Temperaturas medias del aire en periodos de 10 días en las parcelas de El Júlán y Sabinosa.

Los contrastes extremos de altas temperaturas se observaron en julio y agosto (figura 5, izquierda), cuando El Júlán registró 21,5°C más que Sabinosa a la misma hora el 8 de julio de 2013. Son situaciones sinópticas en que los alisios soplan fuerte y dejan Sabinosa bajo el mar de nubes (figura 5, derecha).

Los episodios extremos fríos, donde Sabinosa registra una temperatura mayor que El Júlán, son más frecuentes en mayo y junio. Se dieron en situaciones sinópticas de advección de aire frío en altura. El anticiclón de las Azores se halla desplazado a latitudes más altas y la depresión, que se encuentra en el sur peninsular, impulsa la entrada de aire frío hacia las Islas Canarias. La máxima diferencia de temperatura tuvo lugar el 22 de marzo de 2015 con un valor de 11,5°C, donde El Júlán registró 8,1°C y Sabinosa 19,6°C.

	Calor	Frío
Enero	0	1
Febrero	0	0
Marzo	0	3
Abril	1	9
Mayo	9	11
Junio	6	14
Julio	23	3
Agosto	11	1
Septiembre	0	3
Octubre	10	2
Noviembre	0	1
Diciembre	0	2
	50	50

Fig. 5: Izquierda, los 50 episodios más extremos de calor y frío de El Júlán respecto a Sabinosa. Derecha, la situación sinóptica en superficie del 8 de julio de 2013. Fuente: NCEP Reanalysis Surface Level (NOAA).

3.2. Humedad

La humedad relativa (HR) del aire por períodos de diez días en las dos parcelas tiene una media de 66,2% en El Júlán y 76,6% en Sabinosa. La humedad ha registrado mayor amplitud y variabilidad en el aire de El Júlán (figura 6).

Fig. 6: Medias de la humedad del aire en períodos de 10 días en las parcelas de El Júlán y Sabinosa.

La HR del aire alcanzó 100% en las dos parcelas. En El Júlán la HR máxima absoluta de todos los meses estuvo por encima del 90% y la HR mínima absoluta fue de 1,2% registrada el 4 agosto de 2013. La oscilación máxima diaria fue del 92,2% el día 1 de abril de 2013. En Sabinosa la HR máxima absoluta también estuvo todos los meses entre el 90% y 100% y la HR mínima absoluta fue de 10,5% el 31 de enero de 2013. La oscilación máxima diaria fue de 72,1% el 15 de julio de 2015.

Los contrastes extremos de humedad elevada entre El Júlán y Sabinosa se registraron en junio, octubre y diciembre (figura 7, izquierda), con predominio de las advecciones de componente sur. Por ejemplo, el 10 de diciembre de 2013 se dio una diferencia de 45,2% entre El Júlán (83,8%) y Sabinosa (38,6%). Los episodios extremos secos se dan a finales de primavera y en verano, destacan agosto y mayo. Se dan bajo advecciones del este de origen sahariano con la entrada de una masa de aire seco y cálido (figura 7, derecha). El 11 de mayo de 2015 en El Júlán se registró una HR de 4,1% a las 02:00h a la misma hora en Sabinosa era de 91,4% (figura 7).

En El Júlán los meses de verano presentan una humedad muy reducida por su orientación SSE y puede atribuirse, en parte, al efecto Foehn, ya que se observa también un incremento considerable de las temperaturas. Las condiciones de falta de humedad (mínima extrema de 1,2%) que sufren las poblaciones de sabinas de la vertiente sur en comparación con aquéllas de la cara norte se ven reflejadas en las medias higrométricas tomadas en el campo. En verano los sabinas de la vertiente sur presentan una humedad inferior y una temperatura superior alcanzando valores de 42,7°C.

	Seco	Húmedo
Enero	1	3
Febrero	0	1
Marzo	3	2
Abril	6	5
Mayo	12	5
Junio	4	10
Julio	9	3
Agosto	14	1
Septiembre	1	2
Octubre	0	7
Noviembre	0	4
Diciembre	0	7
	50	50

Fig. 7: Izquierda, los 50 episodios más extremos de sequedad y humedad de El Júlán respecto a Sabinosa. Derecha, la situación sinóptica en superficie del 11 de mayo de 2015. Fuente: NCEP Reanalysis Surface Level (NOAA).

4. CONCLUSIONES

Los resultados de la temperatura del aire muestran que las dos estaciones se localizan en pisos bioclimáticos diferentes en función de los termotipos (suma de las temperaturas medias de los meses con temperaturas medias superiores a 0°C). Según los datos obtenidos para este período de estudio (2012-2015) Sabinosa es termomediterráneo y El Júlán es mesomediterráneo.

Los contrastes extremos de temperatura acontecen en julio y agosto cuando El Júlán registra hasta 21°C más que Sabinosa a la misma hora. Son situaciones sinópticas en que los alisios soplan fuerte y dejan Sabinosa bajo el mar de nubes.

Los contrastes extremos de humedad entre las dos estaciones se dieron el 11 de mayo de 2015 a las 2:00 de la noche con registros de 4,1% (El Júlán) y de 91,4% (Sabinosa). A parte de episodios concretos, en general los mayores contrastes tienen lugar en verano, sobre todo en agosto, bajo advecciones del este de origen sahariano, cuando los valores de El Júlán pueden caer por debajo del 5% y los de Sabinosa mantenerse por encima del 90%.

Por una parte muestran ciclos termohigrométricos muy similares y por otra presentan grandes diferencias en el rango de sus valores a pesar de hallarse a menos de 4 km de distancia horizontal.

Este trabajo supone un avance para el estudio de la biodiversidad de los sabinares ya que en la actualidad no había estaciones en funcionamiento en estos bosques termófilos. En el análisis de los datos de este estudio se observa que existen diferencias termohigrométricas significativas entre las dos vertientes de El Hierro donde se encuentran los sabinares.

En este trabajo preliminar se presentan los resultados de tres años, pero serán necesarios datos de otras estaciones y series más largas para calcular adecuadamente la termohigrometría de los sabinares. Además de las dos estaciones, en la actualidad

se han incorporado otras cinco estaciones que completarán los datos de Ta y HR de este bosque termófilo. Para el cálculo de algunos índices bioclimáticos es preciso tener los datos de precipitación de los sabinares, pero de momento no se han instalado hidrógrafos.

Los resultados de esta investigación permiten avanzar en el conocimiento de la bioclimatología de los sabinares de la isla más occidental de las Islas Canarias donde no existían datos de temperatura y humedad del aire. En futuros trabajos se analizarán los datos obtenidos con la clasificación bioclimática de Rivas-Martínez *et al.* (2011).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el soporte de la Consejería de Medio Rural y Marino y Recursos Hidráulicos y a Miguel A. Rodríguez Domínguez del Cabildo insular de El Hierro por las facilidades dadas en la ejecución del trabajo de campo. Este estudio ha sido financiado por los proyectos de investigación JUNITUR (CSO2011-24425, 2012-2015) y JUNITUR+ (CSO2015-68500-R, 2016-2019) de la Secretaría de Investigación, Desarrollo e Innovación del Ministerio de Economía y Competitividad.

REFERENCIAS

- Del Arco Aguilar, M.J.; Acebes, J.R. y Pérez de Paz, P.L. (1996). Bioclimatology and climatophilous vegetation of the Island of El Hierro (Canary Islands). *Phytocoonologia*, 26, pp. 445-479.
- Fernández-Palacios, J.M. *et al.* (1992). "Climatic responses of plant species on Tenerife, The Canary Islands". *Journal of Vegetation Science*, 3, pp. 595-602.
- Fernández-Pello, L.; González, M.L. y Quirantes González, F. (2006). "La influencia de los factores geográficos en la organización interna de un bosque residual: el Sabinar de la Dehesa (El Hierro, Islas Canarias)". *Actas III Coloquio Intern. sobre sabinares y enebrales*, pp. 263- 271. Soria.
- Gaisberg, M. von (2005). Die Vegetation der Fußstufe von El Hierro (Kanarische Inseln). *Dissertationes Botanicae*, 395. J. Cramer, Berlin-Stuttgart. 364 pp.
- Hansen, A. y Sunding, P. (1993). "Flora of Macaronesia. Check-list of Vascular Plants. 4 revised edition". *Sommerfeltia*, 17, pp. 1-295.
- Hernández-Pradrón, C.; Pérez de Paz, P.L. y Wildpret de la Torre, W. (1985). "Contribución al estudio bioclimatológico de El Hierro (Islas Canarias)". *Vieraea*, 14, pp. 77-111.
- Kämmer, F. (1976): The influence of man on the vegetation of the island of Hierro. In: Kunkel, G. (ed.). *Biogeography and ecology in the Canary Islands*. W. Junk. The Hague.
- López Gómez, J. y López Gómez, A. (1979). El clima de Canarias según la clasificación de Köpen. *Estudios geográficos*, 40, pp. 321-340.
- Martín-Vide, J. y Olcina-Cantos, J. (2001). *Climas y Tiempos en España*. Madrid: Alianza Editorial.
- Pradrón Pradrón, P.A. (1992). Estudio edafoambiental de la isla de El Hierro. Universidad de La Laguna. Facultad de Biología. Tesis Doctoral.

- Rivas-Martínez S, Rivas S, Penas A (2011) Worldwide bioclimatic classification system. *Global Geobotany* 1:1–634
- Stiersstorfer, Ch. (2005). The Vascular Plant Vegetation in the Forest Belt of El Hierro (Canary Islands). *Dissertationes Botanicae*, 393. J.Cramer. Berlin-Stuttgart. 392 pp.
- Stiersstorfer, Ch. y Gaisberg, M. (2006). Annotated checklist and distribution of the vascular plants of El Hierro, Canary Islands, Spain. *Englera*, 27, pp. 1-217.

CONTRIBUCIÓN AL ANÁLISIS NIVOMÉTRICO DEL PIRINEO ORIENTAL: LA MOLINA, PERIODO 1956-1996

Ferran SALVADOR FRANCH^{1,2}, Gabriel SALVÀ VILLOSLADA²,
Francesc VILAR BONET², Carles GARCÍA SELLÉS³

¹*Departament de Geografia Física i A.G.R. Universitat de Barcelona.*

²*Servei de Gestió i Evolució del Paisatge. Universitat de Barcelona.*

³*Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.*

fsalvador@ub.edu, gabrisv@gmail.com, photo.dng@gmail.com, carles.garcia@icgc.cat

RESUMEN

A partir de los datos diarios de precipitación, permanencia y espesor de nieve, se han calculado los valores más significativos de niviosidad e innivación en La Molina (1.703 m, extremo oriental del Pirineo), durante 38 temporadas nivales (de noviembre a mayo, de 1956/57 a 1995/96). Su rasgo más destacado es la acusada irregularidad de todas las variables nivoclimáticas estudiadas, tanto las relacionadas con la cuantía y frecuencia de la precipitación nivosa, como las relacionadas con la permanencia y espesor del manto de nieve.

Palabras clave: nivoclimatología, niviosidad, innivación, La Molina, Pirineo oriental.

ABSTRACT

Daily snow data in La Molina (1.703 m asl, eastern Pyrenees) is analysed during 38 nival seasons (November to May; 1956/57 to 1995/96), from which the most significant values of snowfall and snow cover are calculated. It should be pointed the accused irregularity of all climatic characteristics studied: the amount and frequency of snow precipitation, as well as the persistence and thickness of the mantle of snow.

Key words: nivoclimatology, snowfall, snow cover, La Molina, Eastern Pyrenees.

1. INTRODUCCIÓN

Con el propósito de seguir contribuyendo a la caracterización nivoclimática del Pirineo oriental, abordada ya en trabajos anteriores (Salvador Franch, 1985; García Sellés y Salvador Franch, 1994; Vilar Bonet y Salvador Franch, 2001; Salvador Franch *et al.*, 2014), se presenta ahora una sucinta aproximación al análisis de los datos nivométricos diarios disponibles del observatorio meteorológico de La Molina situado a 1.703 m de altitud (38 períodos invernales, de noviembre a mayo, entre 1956-57 y 1995-96). Esta serie es complementaria de la disponible en la cercana Núria (1.970 m; 1985-86 a 2012-13), recientemente estudiada (Salvador Franch *et al.*, 2014), entre ambas permiten describir la nivometría de este sector pirenaico desde mitad del pasado siglo.

Aun siendo bien conocidos los rasgos fundamentales del clima pirenaico, y en nuestro caso, de su extremo oriental (Xercavins, 1981; Martín Vide, 1985; entre

otros), sorprende la escasa atención recibida por la nieve, a pesar de su indiscutible interés, tanto climático como también turístico y deportivo.

2. ÁREA DE ESTUDIO

El valle de La Molina se ubica en la ladera noreste de la Tosa d'Alp (2.536 m) y norte del Puigllançada (2.409 m) que, a su vez, forman parte de la alineación montañosa Cadí-Puigmal que delimita por el sur la fosa tectónica de la Cerdanya (Vila, 1926), vertiendo aguas al alto valle del Segre, aún de marcada influencia mediterránea, tanto climática como biogeográfica (Xercavins, 1981) (figura1). La llegada en 1923 del ferrocarril transpirenaico a La Molina (línea Barcelona-Puigcerdà) determinó que este valle tuviera un papel pionero en el inicio y posterior desarrollo de los deportes de invierno en la cordillera pirenaica (Guilera, 1931; Roger, 2006).

Fig. 1: Situación de La Molina en el Pirineo Oriental y observatorio de referencia.

Las observaciones meteorológicas en La Molina se inician en 1927 (cota 1.500 m) hasta interrumpirse en 1936, retomándose, ya en su emplazamiento actual (Font Canaleta, 1.703 m), a principio de la década de los 50. La serie continua y con datos de nieve, comienza en 1955. Durante varias décadas este observatorio formó parte de la red principal del antiguo SMN (Servicio Meteorológico Nacional), más tarde INM (Instituto Nacional de Meteorología), actual AEMET. Junto con el Turó de l'Home (Montseny, 1.706 m), fueron los dos únicos observatorios de primer orden, en Catalunya, situados en áreas de montaña. A mitad de los 90, la falta de observador permanente provocó la interrupción temporal de la serie y, más tarde, la instalación de una estación automática. El clima de La Molina es de alta montaña mediterránea, con precipitación relativamente abundante (~ 1.200 mm) y régimen OVPI de transición al VOPI, siendo por tanto el periodo nival el más deficitario (Martín Vide, 1985). Por su altitud, las temperaturas son moderadamente frías en invierno, con ± 150 días de helada y suaves el resto del año (SMC, 2008).

La pluviometría media anual se sitúa en 1.190 mm, el 54% durante el periodo de noviembre a mayo, pero solo el 32% de diciembre a abril. La distribución de los valores anuales presenta una moderada irregularidad (CV 21,8%), sus máximos extremos casi triplican a los mínimos anuales, pero los máximos registrados en el periodo diciembre-abril pueden ser ocho veces superiores a los mínimos del mismo periodo

(CV 46,5%). La temperatura media anual es de 6,0°C, situándose en 1,9°C durante el período de precipitación nival (noviembre-mayo) (tabla 1, figura 2).

	Temperatura		Precipitación		
	T media anual (St-Ag) (°C)	T media pn (Nv-My) (°C)	Pt anual (St-Ag) (mm)	Pt pn (Nv-My) (mm)	Pt pnr (Dc-Ab) (mm)
media	6,0	1,9	1.189,8	642,4	378,0
máx.	7,7 (88-89,89-90)	4,1 (89-90)	1.718,5 (63-64)	1.026,3 (58-59)	899,4 (58-59)
mín.	4,1 (71-72)	-0,7 (62-63)	613,8 (85-86)	335,9 (93-94)	102,8 (84-85)
C.V.	16,3	61,0	21,8	29,8	46,5

Pt: Precipitación total indiferenciada, expresada en forma líquida.
pn: periodo nival extenso, de noviembre a mayo.
pnr: periodo nival reducido, de diciembre a abril. (entre paréntesis): fecha de los valores extremos

Tabla 1: Valores termopluiométricos de La Molina, periodo 1956-57 a 1995-96

Fig. 2: Evolución termopluiométrica de La Molina. Periodo 1956-57 a 1995-96.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Los índices nivométricos que se presentan, se han obtenido a partir del tratamiento de los datos diarios, procedentes de los cuadernos de observación originales, de: precipitación líquida o sólida (expresada en mm), espesor diario de nieve recién caída (en cm) y espesor total del manto nival acumulado (en cm). Debido a la falta de información de los años 81-82 y 82-83 en la cota de referencia, en los perfiles de innivación de la figura 3b se han incluido (solo a efectos de representación gráfica, en trama de puntos) los espesores obtenidos por la Estación de Esquí de La Molina durante 8 temporadas invernales (81-82 a 88-89) en la cota 2.050 m (La Molina-Costa Rasa).

Fig. 3a: Perfiles de inmivación de La Molina. Periodo 1956-57 a 1975-76.

Fig. 3b. Perfiles de iniviación de La Molina. Período 1976-77 a 1995-96.

4. RESULTADOS

Con objeto de facilitar la comparación con los valores nivométricos anteriormente obtenidos en Núria (Salvador Franch *et al.*, 2014) se han seguido, en lo posible, salvo mención específica (apartado 4.2 y tabla 2), los mismos procedimientos de tratamiento de datos y de presentación de resultados.

4.1. Perfiles de innivación

La observación de los 40 perfiles de innivación obtenidos (figuras 3a y b) y, más adelante, el tratamiento estadístico de sus datos, pone sin duda de manifiesto, igual que en Núria, la característica más destacada del comportamiento nival de este sector pirenaico, es decir, su muy acusada irregularidad, que se manifiesta en la variabilidad de las fechas de inicio y final del periodo de innivación, en la continuidad o fragmentación de la presencia del manto, o en los valores del espesor acumulado del manto. Los años de innivación extremadamente deficitaria (p.ej. 88-89, 89-90, 94-95) se alternan con otros de innivación escasa o mediana, u otros con presencia nival abundante o muy abundante (p.ej. 64-65, 70-71, 71-72, 73-74, 81-82, ...) sin periodicidad aparente. En conjunto, sin embargo, se aprecia una clara tendencia a la disminución de los valores nivométricos de referencia, en el área y periodo de estudio (figuras 4, 5 y 6), tanto en lo que se refiere a cantidades de precipitación, días de suelo cubierto de nieve, como al espesor acumulado. También, como en Núria y en otros enclaves pirenaicos y cordilleras peninsulares, los buenos y malos años en cuanto a presencia nival pueden sucederse (p.ej. 94-95 y 95-96) sin formar parte de ciclos plurianuales. Destaca así mismo, la frecuencia de algunos rasgos característicos como son las nevadas de cierta magnitud a final de temporada, desconectadas ya del manto invernal (p.ej. abril del 69, mayo del 70, 85 y 91, entre otros), o la elevada intensidad de algunos episodios (p.ej. febreros del 59 y 86, diciembre del 73, diversos enero).

4.2. Nivosidad

La nieve caída (nivosidad) anual media es modesta (251 cm), con máximos que superan los 500 cm (71-72) y un mínimo excepcional de solo 56 cm en la temporada 89-90, dando como resultado un CV muy elevado, del 36%. La mayor parte de la nivosidad (el 86%) se da entre diciembre y abril. En conjunto, es fruto de un promedio de 36 días de precipitación de nieve con un CV del 28%, registrándose un máximo de 71 días (71-72) y un mínimo de 16 (89-90). A partir de los años 80 se observa una tendencia a la disminución de la cantidad (cm) y frecuencia (días) de la precipitación en forma de nieve (figuras 4 y 5), al mismo tiempo que se produce un incremento de las temperaturas medias (figura 2).

En La Molina, a diferencia de Núria, el cálculo del coeficiente nivométrico (CN, relación entre la precipitación total y la caída en forma de nieve) ha podido realizarse de forma precisa a partir de los datos diarios del equivalente líquido de la nieve recién caída. Así se obtiene un CN anual medio del 33% (CV: 30%), incrementándose, lógicamente, el CN según se reduce el periodo considerado, a la vez que disminuye el CV (CN: 60%, CV: 24%, de noviembre a mayo; CN: 81%, CV: 16%, de diciembre a abril) indicando, no obstante, como ya se vio en Núria, que se produce un volumen

de precipitación líquida apreciable (entre el 40 y el 19%) durante el periodo invernal y nival (tabla 2).

La intensidad de la precipitación de nieve (cantidad máxima caída en 24 horas), presenta una variabilidad muy elevada (CV: 38%), con un promedio de 36 cm, aunque oscila entre mínimos de sólo 10 cm (otra vez 89-90) y 2 máximos de 70 cm registrados en febrero del 59 y diciembre del 73, ambos causados por una situación persistente de precipitaciones de origen mediterráneo (tabla 2, figuras 3a y 4).

	Cantidad de nieve caída					Frecuen.	Intensid.
	Pn pn (Nv-My) (cm)	Pn pnr (Dc-Ab) (cm)	CN anual (St-Ag) (%)	CN pn (Nv-My) (%)	CN pnr (Dc-Ab) (%)	D Pn (Nv-My) (días)	Pn máx. en 24h (cm)
media	251 (203)	216 (171)	32,5	60,4	80,6	36 (27)	36
máx.	557 (392)	469 (339)	55,0	92,2	99,5	71 (48)	70
mín.	56 (54)	49 (47)	11,0	29,2	45,4	16 (12)	10
C.V.	36,1 (33,0)	40,1 (37,8)	30,1	24,0	15,9	28,4 (26,7)	38,2

Pn: Precipitación en forma de nieve.
pn: periodo nival extenso, de noviembre a mayo.
pnr: periodo nival reducido, de diciembre a abril.
CN: Coeficiente nivométrico.
D Pn: Días de precipitación en forma de nieve.
(entre paréntesis): valor obtenido con el método utilizado para Núria.

Tabla 2: Valores de nivosisidad en La Molina, periodo 1956-57 a 1995-96.

4.3. Innivación

El suelo permanece cubierto de nieve un promedio de 106 días al año, con un máximo registrado de 170 (71-72) y un mínimo de sólo 23 días (89-90), aunque en

realidad a un número considerable de esos días les corresponde un espesor muy reducido. Por tanto, si consideramos únicamente los días con espesor $\geq$ a 10 cm, los valores de permanencia se reducen significativamente, a un promedio de 74 días, con dos picos destacados en las temporadas 70-71 y 71-72, con 135 y 146 días respectivamente, y cuatro mínimos inferiores a 10 días a finales de la serie (87-88, 88-89, 89-90 y 94-95). Si además, consideramos solo el más prolongado de los periodos en que el manto nival fue de forma continua $\geq$ a 10 cm, entonces obtenemos valores de permanencia estable y significativa de la nieve de 54 días en promedio, también con máximos en las temporadas 70-71 y 71-12, de 134 y 130 días respectivamente, mientras que en la temporada 89-90 se dio un mínimo excepcionalmente bajo de sólo 2 días con más de 10 cm de nieve, y precisamente ya a finales de abril. El CV de los valores de permanencia aumenta muy considerablemente a medida que su criterio de expresión se restringe, pasando del 28 al 73% (tabla 3, figuras 5 y 6).

	Permanencia de la nieve en el suelo			Espesor de la nieve en el suelo	
	Dns (Nv-My) (días)	Dns ≥ 10 cm (días)	D máx. mnc ≥ 10 cm (días)	Espesor máx. (Nv-My) (cm)	Espesor medio* (Nv-My) (cm)
media	106	74	54	63	21
valor máx.	170 (71-72)	146 (71-72)	134 (70-71)	150 (71-72,73-74)	67 (73-74)
valor mín.	23 (89-90)	2 (89-90)	2 (89-90)	20 (87-88,88-89)	4 (89-90)
C.V.	28,1	49,6	73,3	52,4	68,3

Dns: Duración de la nieve cubriendo el suelo.
D máx mnc: Duración máxima del periodo con presencia de manto nival continuo.
(*): en relación al número de días con nieve cubriendo el suelo. . (entre paréntesis): fecha de los valores extremos

Tabla 3: Valores de innivación en La Molina, periodo 1956-57 a 1995-96.

Fig. 5: Evolución de la innivación en La Molina. Periodo 1956-57 a 1995-96.

El espesor máximo alcanzado por el manto de nieve ha sido de 150 cm (en 71-72 y 73-74), seguido de 120 cm (58-59) y 110 cm (68-69). Sin embargo, en 87-88, 88-89 y 89-90 sólo se alcanzaron máximos igual o ligeramente superiores a 20 cm. Su promedio se sitúa en torno a los 63 cm (CV: 52%). Por otro lado, el espesor medio del manto calculado en relación al número total de días con presencia de nieve, ofrece un promedio de 21 cm, con máximos de 67 cm en 73-74 y de 66 cm durante la ya varias veces mencionada temporada 71-72; que contrastan con el mínimo de sólo 4 cm en la excepcionalmente anómala (en este caso por ausencia casi total de nieve) de la también ya mencionada 89-90. La variabilidad interanual alcanza un muy elevado 68%.

Fig. 6: Evolución de espesores de nieve en La Molina. Periodo 1956-57 a 1995-96.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis nivométrico realizado para la cota 1.703 m de La Molina, muestra fundamentalmente dos características principales: por un lado, el valor modesto de sus índices de nivinidad e innivación, en relación a otras localidades centropirenaicas o de mayor altitud (Cuadrat Prats, 1983; Vilar Bonet y Salvador Franch, 1996; Capel Molina, 2000) y, por otro, sobretodo, la muy fuerte irregularidad en todos los indicadores utilizados, fruto sin duda de la cercana influencia mediterránea. En relación con otras aproximaciones anteriores, habitualmente basadas en el número de días de precipitación en forma de nieve (Xercavins, 1981, 1983), los valores ahora calculados son a grandes rasgos semejantes aunque la disparidad de series utilizadas hace difícil su comparación.

Respecto a los valores nivométricos obtenidos en Núria (Salvador Franch *et al.*, 2014), contrariamente a lo esperado, los índices nivales de La Molina son ligeramente inferiores a los de Núria, a pesar de la posición y orientación supuestamente desfavorables de esta última localidad, debiendo atribuirse esto a la diferencia de altitud y a las series temporales escasamente coincidentes entre ambas.

Todas las variables nivométricas ahora obtenidas para la serie de La Molina (entre 1956 y 1996), presentan rectas de tendencia con una marcada disminución de sus va-

lores (nivosidad e innivación) (figuras 4, 5 y 6), a la vez que para ese mismo periodo las temperaturas, tanto anuales como invernales, presentan clara tendencia al alza (figura 2). Durante el periodo de estudio, se constata la existencia de una evidente correlación negativa, estadísticamente significativa al 99% del nivel de confianza, entre las temperaturas medias de noviembre-mayo y la cantidad de nieve caída ($r=-0,71$) y también el número de días de precipitación de nieve ($r=-0,73$).

En los escasos 6 años coincidentes entre la serie de LM-Font Canaleta (1.703 m) y la de LM-Costa Rasa (2.050 m), se constata que el incremento de altitud de la segunda supone un aumento del 17% en la precipitación nival (nivosidad), del 34% en los días con el suelo cubierto de nieve (innivación) y del 67% de los días con espesor $\geq$ a 10 cm.

AGRADECIMIENTOS

Los autores recuerdan con agradecimiento al que fuera durante años observador meteorológico de La Molina, Enric Gubert, por su disposición a facilitar la consulta de los Cuadernos de Observación de La Molina. También a la *Estació de Muntanya de La Molina de Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya* por darnos acceso a los datos nivometeorológicos de sus archivos. Este trabajo se inscribe dentro de las actividades del Grupo de Investigación consolidado SGR2014-0373 *Paisatge i paleoambients a la muntanya mediterrània* (Generalitat de Catalunya).

REFERENCIAS

- Capel Molina, J.J. (2000). La nieve y su distribución espacial en la Península Ibérica. *Nimbus*, 5-6, pp.6-12.
- Cuadrat Prats, J.M. (1983). Régimen de días nieve en el Pirineo central y sus factores. *Ponencias y Comunicaciones VII Coloquio de Geografía (Pamplona, 1981)*. Vol. 1, Salamanca: AGE. pp. 65-67.
- García Sellés, C. y Salvador Franch, F. (1994). Snowfall analysis in the Eastern Pyrenees. *Annalen der Meteorologie*, 30, pp. 303-306.
- Guilera, J.M. (1931). *Carnet d'un esquiador (1915-1930)*. Barcelona: Llib. Catalonia, 246p.
- Martín Vide, J. (1985). Estacionalidad de la precipitación y mediterraneidad en el Pirineo catalán. *Notes de Geografia Física*, 13-14, pp. 57-65.
- Roger, G. (2006). *La vall de La Molina. Aproximació històrica*. El Mirador. 107p.
- Salvador Franch, F. (1985). Aportación al estudio nivoclimático del Pirineo oriental. *Notes de Geografia Física*, 13-14, pp. 67-84.
- Salvador Franch, F., Salvà Villoslada, G., Vilar Bonet, F. y García Sellés, C. (2014). Nivometría y perfiles de innivación en Núria (1.970 m, Pirineo Oriental): 1985-2013. En S. Fernández-Montes y F.S. Rodrigo (Eds.): *Cambio Climático y Cambio Global (IX Congreso de la AEC, Almería, 2014)*. AEC, pp. 729-738.
- SMC (2008). *Atlas climàtic de Catalunya: periode 1961-1990. Termopluiometria*. Barcelona: ICC.
- Vila, P. (1926). *La Cerdanya*. Barcelona: Ed. Barcino, 264p.

- Vilar Bonet, F. y Salvador Franch, F. (1996). Variaciones y tendencia secular de la precipitación de nieve en Andorra (Pirineo Oriental). En M.V. Marzol, P. Dorta y P. Valladares (Eds.): *Clima y agua: la gestión de un recurso climático (III Reunión Nac. de Climatología, La Laguna, 1996)*. La Laguna: AGE, pp. 87-97.
- Vilar Bonet, F. y Salvador Franch, F. (2001). Caracterización de episodios de nevadas intensas en el Pirineo oriental catalán. En A.J. Pérez Cueva, E. López Baeza y J. Tamayo Carmona (Eds.): *El Tiempo del Clima (II Congreso de la AEC, València, 2001)*. AEC, pp. 423-434.
- Xercavins Comas, A. (1981). *Los climas de montaña media y alta en el Pirineo Oriental. Análisis de las precipitaciones*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- Xercavins Comas, A. (1983). El régimen anual de nieves en el Pirineo oriental. En *Ponencias y Comunicaciones VII Coloquio de Geografía (Pamplona, 1981)*. Vol. 1, Salamanca: AGE, pp. 69-74.

INFLUENCIA DE LA NAO EN LA COVARIABILIDAD DE TEMPERATURAS Y PRECIPITACIONES DE INVIERNO EN ESPAÑA, 1946-2005

Fernando S. RODRIGO¹

¹Dpto. Química y Física, Universidad de Almería
frodrigo@ual.es

RESUMEN

En este trabajo se analiza la influencia de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en la covariabilidad de temperaturas y precipitaciones de invierno de 18 estaciones meteorológicas distribuidas por el territorio peninsular español durante el periodo 1946-2005. La covariabilidad entre precipitaciones totales acumuladas (R) y media estacional de las temperaturas máximas diarias (TX), mínimas diarias (TN), medias diarias (TM), y del rango diurno de temperaturas (DTR), fue analizada comparando los resultados obtenidos para las distintas fases de la NAO. Entre las variables relacionadas con la temperatura, la que muestra mayor cobertura espacial de resultados estadísticamente significativos es la DTR. Entre los principales resultados se obtiene el descenso (aumento) de los valores medios de DTR durante la fase NAO negativa (positiva), aunque no hay cambios importantes en las correlaciones entre variables dependiendo de las fases de la NAO. En términos generales, y durante la fase NAO negativa (positiva), se produce un aumento (descenso) de la covariabilidad de temperaturas y precipitaciones en las estaciones occidentales, mientras que el comportamiento opuesto se detecta en las estaciones del litoral mediterráneo.

Palabras clave: NAO, temperaturas, precipitaciones, covariabilidad

ABSTRACT

The influence of the North Atlantic Oscillation (NAO) on the covariability of temperatures and precipitation in 18 stations of the Iberian Peninsula during the period 1946-2005 is analyzed in this work. Daily data of minimum, maximum, mean temperature, and daily temperature range were used to obtain seasonal means (TN, TX, TM, and DTR, respectively), and the covariability of these variables with accumulated seasonal rainfall (R) was studied comparing results obtained for different NAO phases. The variable that shows the greatest spatial coverage of statistically significant results is the DTR. It has been detected a decrease (increase) of DTR during the negative (positive) NAO phase, although there is not important differences of the correlations depending on the NAO phases. In general terms, during the negative (positive) NAO phase, there is an increase (decrease) of the covariability of temperatures and rainfall in western stations, while the opposite behavior is found in the Mediterranean stations.

Key words: NAO, temperatures, rainfall, covariability.

1. INTRODUCCIÓN

Es bien conocida la relación entre la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y las precipitaciones en la Península Ibérica (Goodess and Jones, 2002). Son pocos, sin embargo, los estudios que analizan posibles relaciones entre la NAO y las temperaturas en el Sur de Europa (Pozo-Vázquez *et al.*, 2001; Castro-Díez *et al.*, 2002; Trigo *et al.*, 2002), y, que sepamos, no hay análisis en la literatura centrados en la covariabilidad de temperaturas y precipitaciones bajo distintas fases de la NAO.

En invierno, y durante la fase positiva de la NAO, las condiciones anticiclónicas predominantes están asociadas con una reducida nubosidad, y por tanto mayor radiación solar durante el día, y mayor pérdida de radiación de onda larga durante la noche (al contrario durante la fase NAO negativa). Esto llevaría a un aumento (disminución) de las temperaturas máximas (mínimas) durante la fase NAO positiva (lo contrario durante la NAO negativa). El resultado sería una correlación negativa (positiva) entre temperaturas máximas (mínimas) y precipitaciones. No obstante, la covariabilidad entre temperaturas y precipitaciones también responde a otros mecanismos físicos relacionados con la humedad del suelo y los flujos de calor sensible y calor latente, así como las fluctuaciones de la circulación atmosférica (Trenberth and Shea, 2005).

El objetivo de este trabajo es analizar la covariabilidad de precipitaciones y temperaturas bajo las distintas fases de la NAO en un conjunto de 18 estaciones meteorológicas distribuidas por la Península Ibérica.

2. DATOS Y MÉTODOS

La base de datos usada en este estudio comprende cantidades mensuales de precipitación y temperaturas diarias mínimas, máximas y medias para 18 localidades españolas que cubren los principales dominios climáticos de la Península Ibérica durante el periodo 1946-2005. La Figura 1 muestra la localización de las estaciones. Los datos mensuales de lluvia fueron extraídos de la base de datos homogeneizada por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET, Luna *et al.*, 2002) y los datos de temperatura de la base de datos Spanish Daily Adjusted Temperature Series (SDATS, Brunet *et al.*, 2006). Estas bases de datos están disponibles bajo el epígrafe “Series largas de referencia” en la página web de la AEMET (<http://www.aemet.es>). El rango diario de temperaturas fue calculado a partir de los datos diarios, y luego se obtuvieron los valores medios estacionales de las variables de temperatura: TN (media estacional de las mínimas diarias), TX (máximas), TM (medias), DTR (rango diario de temperaturas). Los datos mensuales de lluvia fueron usados para obtener el total de precipitaciones (R) de invierno, considerado éste como es usual, de Diciembre a Febrero. Los datos del índice NAO corresponden al índice de Hurrell (Hurrell *et al.*, 2003) y están disponibles en la página web del National Center for Atmospheric Research (NCAR, <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/>). La Figura 2 muestra la serie temporal de este índice para el periodo de estudio.

El conjunto de estaciones utilizado es representativo de los diferentes dominios climáticos existentes en la Península Ibérica (Martín Vide y Olcina Cantos, 2001), incluyendo estaciones situadas en la costa norte, la vertiente mediterránea, la Meseta central y el sur de la Península. Para cada estación se calcularon las anomalías estandarizadas de cada variable usando como periodo de referencia el periodo 1961-1990.

Para distinguir las distintas fases de la NAO se determinó el valor de la mediana (-0.2), y se designó como NAO negativa (NAO-) a aquel valor <-0.2 , y como NAO positiva (NAO+) a aquel valor ≥ -0.2 . Aunque esta división engloba en una misma categoría condiciones “normales” y extremas de la NAO, permite contar con muestras suficientemente grandes de datos (32 años con NAO+, 28 con NAO-), de cara a los estudios estadísticos.

Fig. 1. Estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio.

Figura 2. Índice NAO de Hurrell, 1946-2005. La línea horizontal indica el valor de la mediana (-0.2), que permite distinguir los valores correspondientes a las fases positiva (NAO+) y negativa (NAO-).

Los datos del periodo completo fueron divididos en dos subconjuntos, uno correspondiente a la fase NAO+, y otro a la fase NAO-. A continuación se compararon los valores medios de cada variable usando el test t de diferencia entre las medias. Los coeficientes de correlación entre TN, TX, TM, DTR y R fueron calculados para cada subconjunto. Para el análisis de los cambios en la covariabilidad se utilizó el método de las elipses gaussianas (Rodrigo, 2015). El test de Barnett, que usa como hipótesis nula la igualdad entre las matrices de covarianza de las dos muestras que se comparan,

fue utilizado para indicar la significación de estas diferencias. Todos los tests fueron estimados al 95% de nivel de confianza.

3. RESULTADOS

La Figura 3 muestra los resultados de aplicar el test t de diferencia entre las medias expresados como la diferencia (NAO-)-(NAO+). Los resultados para R indican un aumento significativo de las precipitaciones durante la fase NAO- fundamentalmente en las estaciones occidentales, sin cambios significativos en las estaciones mediterráneas y al norte (San Sebastián). Este resultado es conocido y ha sido reflejado en multitud de estudios. En cuanto a las temperaturas, se obtiene un aumento significativo de las temperaturas mínimas bajo la fase negativa, sobre todo en la mitad sur de la Península Ibérica. El menor enfriamiento radiativo como consecuencia de la mayor nubosidad durante la fase NAO- puede explicar este resultado. De igual forma, las tendencias negativas que aparecen en el caso de TX responderían a la relación entre cobertura nubosa y temperaturas máximas. Sin embargo, en este caso, las diferencias sólo son significativas en unas pocas estaciones, y sin un patrón espacial claro. Como resultado, el comportamiento de TM tampoco ofrece resultados estadísticamente significativos, lo cual explica la escasa atención que ha obtenido en la literatura el estudio de la influencia de la NAO en las temperaturas, ya que tradicionalmente se han estudiado las temperaturas medias. Por su parte, el DTR, al sumar el comportamiento de ambas variables, permite obtener una diferencia estadísticamente significativa en la mayoría de las estaciones, con una tendencia a disminuir bajo condiciones de NAO-. Este resultado coincide con los estudios que han detectado en muchas partes del mundo una disminución de la DTR en periodos húmedos (Dai *et al.*, 1999). Bajo condiciones de NAO+, menor nubosidad y menores precipitaciones provocan un aumento de TX y una disminución de TN, con el consiguiente aumento de DTR. Por el contrario, bajo NAO-, con más precipitaciones y nubosidad, se producirá una disminución de TX, un aumento de TN, y, en consecuencia, una disminución de DTR. El balance radiativo en términos de la mayor o menor nubosidad sirve para explicar este comportamiento (Sánchez-Lorenzo *et al.*, 2008). Por otra parte, vemos cómo la variable relacionada con la temperatura que mejor recoge la posible influencia de la NAO es el DTR, con un comportamiento espacialmente homogéneo, sin diferencias regionales.

La Figura 4 muestra los coeficientes de correlación entre R y cada una de las variables de temperatura, para cada uno de los subconjuntos (NAO+ y NAO-). En primer lugar se observa que apenas existe relación entre TX y R, para ambas fases de la NAO. En invierno, las temperaturas máximas son lo suficientemente bajas como para que la saturación se alcance relativamente pronto, y la relación entre insolación, TX y lluvia sea muy débil, independientemente de la fase de la NAO. Trigo *et al.* (2002) ya encontraron que la señal NAO es más débil en TX que en TN, un resultado similar al detectado aquí, donde puede apreciarse la correlación positiva entre R y TN, en ambas fases de la NAO, y fundamentalmente en las estaciones occidentales. Las estaciones de la vertiente mediterránea y la costa norte no presentan correlaciones significativas, reflejando así el conocido patrón espacial de la influencia de la NAO en la Península Ibérica. El comportamiento de TN es el que rige fundamentalmente los resultados de TM, con correlaciones positivas en las estaciones occidentales. En cuanto al DTR, el número de estaciones con correlaciones negativas significativas es mayor, aunque

nuevamente las estaciones mediterráneas carecen de relaciones significativas. No se aprecian cambios importantes en el orden de magnitud de los coeficientes en función de la fase de la NAO (el test de diferencias entre coeficientes de correlación no proporcionó diferencias estadísticamente significativas, excepto en los casos de Barcelona y Alicante, donde los coeficientes no fueron significativos).

Figura 3. Diferencia de valores medios de las variables de invierno (NAO-)-(NAO+). Triángulos hacia arriba (abajo): diferencia positiva (negativa). En color (sin color) diferencias estadísticamente significativas (no significativas) al nivel de confianza del 95% según el test *t* de diferencia entre las medias.

Figura 4. Coeficientes de correlación entre las variables de temperatura y R para las dos fases de la NAO. Sólo se muestran los coeficientes estadísticamente significativos al nivel de confianza del 95%.

La Figura 5 muestra los cambios en la covariabilidad entre las variables de temperatura y R, de nuevo expresados como la diferencia (NAO-)-(NAO+).

Figura 5. Cambios de la covariabilidad entre las variables de temperatura y R, (NAO-)-(NAO+). Triángulos hacia arriba (abajo): diferencias positivas (negativas). En color (sin color): diferencias estadísticamente significativas (no significativas) al nivel de confianza del 95%, según el test de Barlett de comparación de las matrices de covarianza.

En términos generales se aprecia un aumento de la covariabilidad en la fase negativa en las estaciones occidentales, tanto para TN como TX, mientras que disminuye de forma significativa en las estaciones mediterráneas para TX. Ambos efectos se compensan parcialmente al analizar el comportamiento de TM (dado que las relaciones entre R y TN y TX son de signo opuesto), mientras que se suman al considerar el comportamiento de DTR. Los cambios en la covariabilidad parecen reflejar el comportamiento de las precipitaciones, en el sentido de que son crecientes allí donde lo son las precipitaciones (Figura 3), fundamentalmente en el área suroccidental.

4. DISCUSIÓN

La Figura 6 muestra las elipses de confianza al 95% correspondientes a ambas fases de la NAO para el DTR en Badajoz, una estación representativa del conjunto afectado por las fases de la NAO, en el sector suroccidental de la Península.

Figura 6. Elipses de confianza al 95% para R y DTR en Badajoz y ambas fases de la NAO. Se incluyen los coeficientes de correlación ρ en ambos casos.

Puede apreciarse, además de la correlación negativa, cómo los valores medios se desplazan hacia valores positivos de R y negativos de DTR en la fase NAO-. El vector de valores medios pasa de ser $(-0.47, +0.57)$ para NAO- a $(+0.49, -0.77)$ para NAO+, es decir, en la fase NAO- con el aumento de las precipitaciones se produce un descenso del DTR, como se discutió anteriormente. Según el t-test de diferencia entre las medias, los cambios son significativos al 95% de nivel de confianza para ambas variables. El cambio del área cubierta por las elipses nos informa de los cambios en la dispersión de los datos alrededor de los ejes principales de la elipse (Rodrigo, 2015). En este caso el cambio es un aumento significativo del 4% durante la fase NAO-.

A efectos de comparación, las Figura 7 muestra las elipses correspondientes a Alicante, en la costa mediterránea, donde el impacto de la NAO es mucho menor, para las mismas variables, R y DTR.

Figura 7. Elipses de confianza al 95% para R y DTR en Alicante y ambas fases de la NAO. Se incluyen los coeficientes de correlación ρ en ambos casos

En este caso las correlaciones, aunque ambas negativas, no son significativas. Se observa cómo la diferencia entre los valores medios es mucho menor, pasando de (+0.38,-0.07) durante la fase NAO+ a (-0.52,-0.12) durante la fase NAO-, con diferencias significativas en el caso del DTR y no en el de R. Además, hay un aumento significativo del 44% en la covariabilidad de la fase NAO+.

5. CONCLUSIONES

La influencia de la NAO de invierno en la Península Ibérica no sólo se detecta en el comportamiento de las precipitaciones, sino también en el de las temperaturas, con mayor incidencia en las temperaturas mínimas que en las máximas, y un comportamiento más extendido (incluso hacia las estaciones mediterráneas), de disminución (aumento) del rango diurno de temperaturas durante la fase negativa (positiva) de la NAO. Sin embargo, como se deduce de la comparación de los coeficientes de correlación de ambas fases, no parece que las distintas fases de la NAO afecten a los mecanismos físicos responsables de las relaciones entre precipitaciones y temperaturas. Se detecta un aumento de la variabilidad conjunta de precipitaciones y rango diurno de temperaturas en las estaciones suroccidentales durante la fase negativa de la NAO, mientras se aprecia el comportamiento opuesto en el caso de las estaciones mediterráneas.

REFERENCIAS

- Brunet M, Saladié O, Jones P, Sigró J, Aguilar E, Moberg A, Lister D, Walther A, Lopez D, Almarza C. (2006). The development of a new dataset of Spanish daily adjusted temperature series (SDATS) (1850-2003). *Int. J. Climatol.*, 26, 1777-1802.
- Castro-Díez Y, Pozo-Vázquez D, Rodrigo FS, Estreban-Parra MJ. (2002) NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi: 10.129/2001GL014042.
- Dai A., Trenberth E, Karl TR (1999). Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range. *J. Climate.*, 12, 2451-2473.
- Goodess C, Jones PD. (2002) Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall. *Int. J. Climatol.*, 22, 1593-1615.
- Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M (Eds). (2003). *The North Atlantic Oscillation: Climate significance and environmental impact*. Washington: American Geophysical Union.
- Luna MY, Guijarro JA, López JA. (2012). A monthly precipitation database for Spain (1851-2008): Reconstruction, homogeneity and trends. *Advances in Science and Research*, 8, 14. Doi:10.5194/asr-8-1-2012
- Martín Vide J, Olcina Cantos J. (2001). *Climas y tiempos de España*. Madrid: Alianza Editorial.
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra MJ, Rodrigo FS, Castro-Díez Y. (2001). A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperatures. *Clim. Dyn.*, 17, 701-715
- Rodrigo FS. (2015). On the covariability of seasonal temperatures and precipitation in Spain, 1956-2005. *Int. J. Climatol.*, 35, 3362-3370.

- Sánchez-Lorenzo A, Sigró J, Calbó J, Martín-Vide J, Brunet M, Aguilar E, Brunetti M. (2008). Efectos de la nubosidad e insolación en las temperaturas recientes de España. In: Sigró Rodríguez J, Bruner India M, Aguilar Frons E (Eds) Cambio Climático Regional y sus Impactos, pp. 273-284, Tarragona: Asociación Española de Climatología.
- Trenberth KE, Shea DJ. (2005) Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14703. Doi: 10.1029/2005GL022760, 2005.
- Trigo RM, Osborn TJ, Corte-Real JM. (2002) The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Clim. Res.*, 20, 9-17.

SEQUÍAS EN CHILE CENTRAL A PARTIR DE DIFERENTES ÍNDICES DESDE 1824

Pablo SARRICOLEA^{1,3}, Oliver MESEGUER-RUIZ^{2,3}

¹*Departamento de Geografía. Universidad de Chile.*

²*Departamento de Ciencias Históricas y Geográficas. Universidad de Tarapacá.*

³*Grupo de Climatología, Universidad de Barcelona.*

psarricolea@uchilefau.cl, omeseguer@uta.cl

RESUMEN

Se analizan las sequías meteorológicas en Chile central con el propósito de caracterizar su ocurrencia en múltiples escalas temporales, y encontrar indicios de cambios en su variabilidad y frecuencia. Para ello se ha dispuesto de 27 estaciones meteorológicas a resolución diaria (1981-2010), las cuales permiten identificar períodos secos bajo el umbral 0,1 mm. Además, se establece la longitud de las sequías. Se aplicó el índice estándar de precipitación (SPI) para conocer la variabilidad de la sequía. En el caso de Quinta Normal se estimó las megasequías desde 1824. Los resultados indican mayor persistencia de días secos en la región de Valparaíso, lo cual es consistente con la longitud de las rachas de sequía, en muchos casos superior a 22 días al año. El evento La Niña en el invierno de 1998 provocó la mayor racha de días secos del trimestre lluvioso (67 días), sumando en total 86 días sin lluvia en Quinta Normal. Las megasequías no poseen un patrón claro, pero dada la reducción de la precipitación se harán más frecuentes.

Palabras clave: Chile central, clima mediterráneo, índice de rachas, precipitación diaria, megasequía.

ABSTRACT

Meteorological droughts in Central Chile have been analyzed with the purpose of characterize its occurrence in multiple time scales and find evidence of changes in its variability and frequency. Twenty seven meteorological stations with a daily resolution (1981-2010) have been used to identify dry periods under a 0.1 mm threshold. Furthermore, the length of droughts is established. The Standard Precipitation Index (SPI) is applied to know the drought variability. In the case of Quinta Normal, the megadroughts since 1824 are considered. Results show a higher persistence of dry days in the Valparaíso region, which is consistent with the drought spell lengths, in many cases higher than 22 days each year. La Niña event in the 1998 winter induced the longer dry days spell of the rainy three-month period, with 86 days without rain in Quinta Normal. Megadroughts do not have a clear pattern, but according to the precipitation reduction, they'll be more frequent.

Key words: Central Chile, Mediterranean climate, spell index, daily precipitation, megadrought.

1. INTRODUCCIÓN

La sequía es un extremo hidrometeorológico de efectos acumulativos y desastrosos, afectando a la sociedad y los sistemas físicos naturales. Posee una extensión temporal distinta a otros extremos hidrometeorológicos, pues, mientras que la precipitación abundante se registra en pocas horas o días, las sequías pueden afectar un territorio durante meses o años.

La sequía representa un problema de múltiples dimensiones: afecta a la economía, los sistemas ecológicos, la sociedad, generación de energía, etc. Debido a ello, la sequía presenta diversas definiciones, las cuales, en algunos casos, van más allá de la propia condición de ausencia de lluvia o sequía meteorológica.

Según Below *et al.* (2007), entre 1900 y 2004 la sequía fue el riesgo natural que provocó las mayores pérdidas humanas (54%), afectando a un tercio de la población mundial (sólo detrás de inundaciones, que agrupa al 51%) y ocupando el cuarto lugar en las pérdidas económicas, las cuales son lideradas por los huracanes, inundaciones y terremotos.

El interés de estudiar la sequía en Chile central (región de Valparaíso y Metropolitana) se debe a que en ella se emplaza gran parte de las actividades demandantes de agua (agricultura, minería y los centros poblados), por lo que la disponibilidad de agua es un factor estratégico para el desarrollo. El área de estudio presenta una alta vocación de producción agrícola y vitivinícola, lo que redundará en una fragilidad ante el desastre de la sequía. Desde 2007 esta región es afectada por una de las peores sequías que se tenga registro, la cual ha sido denominada como “Megasequía” (Boisier *et al.* 2016). Es más, se proyecta que serán cada vez más frecuentes. En Chile central en el contexto de cambio climático se proyecta escenarios de alzas de las temperaturas de 2° a 4°C y disminuciones cercanas al 30% en los montos de precipitación (Fuenzalida *et al.* 2007, Bravo *et al.* 2014).

Los períodos secos y lluviosos en Chile central están asociados a los centros de acción dominantes en superficie, en este caso el Anticiclón del Pacífico Sur Oriental (APSO) y el Cinturón de Bajas Presiones Subpolares (CBPP), más las configuraciones en altura (vaguadas, dorsales, altas y bajas segregadas) (Sarricolea y Meseguer-Ruiz, 2015). A ellas se debe sumar el efecto sobre las precipitaciones que confieren los patrones de variabilidad de baja frecuencia. Para Chile central se distinguen El Niño Oscilación del Sur (ENSO), la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación Antártica (AAO) (Sarricolea *et al.*, 2014).

Según Bravo *et al.* (2014), los modelos del IPCC (2013) aplicados a Chile central (en su escenario más pesimista RCP8.5) señalan que se podrían triplicar la frecuencia de las sequías, y con ello las de longitud temporal bienales y de 3 años o más. Con esto, la sequía adquiere una importancia fundamental en las actividades económicas que se desarrollan en esta región, al igual que el abastecimiento de agua para consumo.

2. MÉTODOS

El área de estudio abarca administrativamente la V Región y la XIII Región, correspondientes a Valparaíso y Metropolitana. Estas regiones poseen una ubicación geográfica aproximada entre los 32°01' y los 34°08' de latitud Sur y entre los 71°45' y 69°46' de longitud Oeste, y una superficie de 31.387,02 Km². Posee un clima tran-

sional entre el Semiárido y el Mediterráneo, una alta concentración de población y actividades productivas, las cuales demandan intensivamente agua, y son afectadas por anomalías climáticas de distinta naturaleza, en especial por fases de diferente signo de teleconexiones, tales como ENSO, PDO y AAO, las cuales modulan períodos secos y lluviosos.

En total se han utilizado 27 estaciones meteorológicas (ver Tabla 1), las cuales se sitúan entre los 25 y 2.575 metros sobre el nivel del mar. Todas ellas cubren el período 1981-2010. Su localización espacial se puede ver en la Fig. 1.

Nº	Estación	Latitud (S)	Longitud (W)	Altitud (m)	Fuente
1	Pedernal	-32,09	-70,80	1100	DGA
2	Quilimarí	-32,12	-71,50	25	DGA
3	Chalaco	-32,19	-70,79	880	DGA
4	El Trapiche	-32,23	-70,71	1180	DGA
5	Palquico	-32,25	-71,14	450	DGA
6	Alicahue	-32,34	-70,75	750	DGA
7	Estero Rabuco	-32,85	-71,12	300	DGA
8	Vilcuya	-32,86	-70,47	1100	DGA
9	Riecillos	-32,93	-70,35	1290	DGA
10	Caleu	-33,01	-70,99	1150	DGA
11	Embalse Rungue	-33,02	-70,91	700	DGA
12	Valparaíso	-33,06	-71,61	41	DMC
13	Lago Peñuelas	-33,15	-71,54	360	DGA
14	Colliguay	-33,17	-71,15	490	DGA
15	Cerro Calán	-33,40	-70,54	800	DGA
16	Quinta Normal	-33,41	-70,79	527	DMC
17	Los Panguiles	-33,44	-71,03	195	DGA
18	Terrazas DGA	-33,45	-70,65	560	DGA
19	Antupirén	-33,50	-70,52	920	DGA
20	San Antonio	-33,57	-71,62	150	DGA
21	Cerrillos de Leyda	-33,63	-71,51	180	DGA
22	San José de Maipo	-33,64	-70,35	970	DGA
23	Pirque	-33,67	-70,59	670	DGA
24	Embalse El Yeso	-33,68	-70,09	2575	DGA
25	Melipilla	-33,68	-71,20	170	DGA
26	Carmen de las Rosas	-33,76	-71,15	165	DGA
27	San Gabriel	-33,78	-70,24	1240	DGA

Tabla 1: Estaciones meteorológicas consideradas, según localización y fuente de origen.

2.1. Método de rachas

Se trata de hallar la longitud de las rachas secas, es decir, de las secuencias de días secos consecutivos, del período de estudio (Martín-Vide, 2003). La aplicación de este método consiste en contabilizar el número absoluto de rachas o secuencias de días secos durante el período de estudio, así como cuantificar la longitud promedio, máxima y mínima absoluta de las mismas. Para ello, previamente se deben haber agrupado las jornadas de días secos en rachas. El cálculo de la longitud media de las rachas de sequía (l_1) se obtiene como cociente entre el total de días de secos (L) y el total de rachas (NR) del período de estudio considerado.

$$l_1 = L / NR$$

2.2. El Índice Estándar de Precipitación (SPI)

Fig. 1: Localización de las estaciones meteorológicas en el área de estudio. Los números aparecen en la Tabla 1. Fuente: Sarricolea y Meseguer-Ruiz, 2015

Mejorar la detección del comienzo de la sequía y para realizar su seguimiento (McKee *et al.* 1993). Debido a que las sequías tienen una gran variación en su duración, es importante detectarlas y monitorizarlas en una amplia variedad de escalas temporales. Las sequías de corto término son medidas por instrumentos meteorológicos y son definidas de acuerdo a la climatología local normal. Las sequías de importancia para la agricultura señalan déficit de la humedad del suelo, siendo sus mejores representantes aquellas de tres a seis meses. Las sequías más prolongadas (de semestres a años) pueden alcanzar impactos significativos sobre las reservas de agua, tanto superficial y subterránea. Los valores de SPI se obtienen mediante la relación estandarizada de las precipitaciones durante un intervalo de tiempo específico (promedios de 1, 3 o 6 meses), es decir, se usan puntajes Z , idealmente de distribuciones Gumbel.

Para alcanzar una mejor representación espacial de las rachas se utilizan técnicas de regresión lineal múltiple, basada en variables tales como la latitud, longitud, altitud, precipitación anual. Los resultados cartográficos fueron elaborados en Sistema de Información Geográfica (SIG) ArcGis 10.2. Finalmente, a los datos de Quinta Normal desde 1824-2015 se aplicaron los test de homogeneidad de Von Neumann y Thom.

3. RESULTADOS

Respecto a los extremos de rachas medias de sequía, se tiene que ellas fluctúan entre 14 y 32 días (Embalse El Yeso y Quilimarí), siendo muy dependientes del gradiente latitudinal y altitudinal. La confección de la cartografía fue mediante una regresión lineal múltiple, la cual alcanzó un coeficiente de correlación de 0,84 ($R^2=0,70$), siendo los valores estadísticamente significativos (p -valor igual a 0,000), usando tres variables: altitud (metros), latitud (grados decimal negativos) y precipitación anual (milímetros). La altitud corresponde al valor de cada píxel de la misión topográfica radar Shuttle (*Shuttle Radar Topography Mission*) o SRTM de resolución de 90 metros, y la precipitación anual a la modelada por Pliscoff *et al.* (2014).

$$\text{Rachas de sequía} = 250,063 - 0,002 \times \text{Altitud} + 6,990 \times \text{Latitud} - 0,006 \times \text{Pp Anual}$$

Los resultados de la ecuación implican que, por ejemplo, el incremento de la latitud en un grado disminuye la longitud de la sequía en 7 días, o que aumentar la altitud en 500 metros la disminuye en un día, siendo la precipitación anual la variable menos sensible, pues 100 milímetros más de lluvia suponen medio día menos de sequía. En este sentido, la cantidad de precipitación media parece la variable más compleja de analizar en función de las rachas de sequía, pero, como su importancia en la ecuación es menor e intervienen otras variables (latitud y altitud), se compensan mutuamente.

Al examinar las longitudes máximas de las rachas de sequía para una estación (Quinta Normal), es posible identificar dos antecedentes muy relevantes. En primer lugar, las rachas mayores a 120 días (de verano y otoño) se han presentado en 14 de los 30 años de la serie analizada: 1984, 1986, 1988, 1989, 1990, 1993, 1994, 1999, 2001, 2002, 2004, 2006, 2009 y 2010; lo cual permite afirmar que la última década ha sido más seca que las dos precedentes, aumentando las sequías de 120 días o más de un 40% a un 60%. En segundo lugar, las sequías mayores de 30 días en invierno han ocurrido en cinco años bien concretos: 1986, 1989, 1993, 1995 y 1998; este último año con dos periodos, que dieron lugar al invierno con menos días de lluvia (4 en total y 86 días secos), sumando un total de 23,4 mm. Por otra parte, las rachas medias

muestran las peores cifras en la región de Valparaíso (Fig. 2), pues en promedio superan los 20 días sin lluvia. El gradiente de las rachas de sequía posee una componente latitudinal muy notoria (Fig. 2), indicando una disminución de la longitud de las rachas secas con el aumento de la latitud e incremento altitudinal.

Respecto al SPI de 6 meses se ha encontrado muchas diferencias intra-anales del comportamiento espacial de la sequía (Fig. 3). Por ejemplo, hay años muy contrastados, eso significa que algunos observatorios marcan alguna categoría de sequía o humedad mientras que el resto de estaciones está en el margen de la “normalidad”. Esto confirma que espacialmente esta región posee un importante control topoclimático.

Fig. 2: Mapa de la longitud media de las rachas de sequía. Fuente: Sarricolea y Meseguer-Ruiz, 2015.

La precipitación de Quinta Normal desde 1824 a 2015 se aprecia en la Fig. 4. Cabe señalar que el observatorio pluviométrico data de 1866, pero según los Anales de la Universidad de Chile (1850), y Vicuña Mackenna (1877) un curioso (Tomás Reyes, empleado de la beneficencia de Santiago) registró datos desde 1824, con lo

cual se compone una serie de 192 años (Serie homogénea según test de Von Neumann y Thom¹). En la Fig. 4 se aprecia la sostenida disminución de la precipitación, desde valores en ventanas móviles de 10 años de 450 mm montos bajo 250 mm en la última década, es decir, una caída de 200 mm en casi dos siglos. Las únicas cuatro sequías comparables con la actual (2007-2015 de promedio de 215 mm) son la de 1869-1876 (212 mm), 1906-1913 (238 mm), 1954-1962 (265 mm) y 1966-1971 (220 mm). De hecho, a decir de Vicuña Mackenna (1877) “*Los períodos de humedad del clima han sido más numerosos i frecuentes que los de sequía, especialmente en el presente siglo*”

Fig. 3: Índice estandarizado de precipitaciones (SPI) de seis meses expresado en categoría.
Fuente: Sarricolea y Meseguer-Ruiz, 2015.

Fig. 4: Precipitación anual de Quinta Normal desde 1824 a 2015. La línea roja representa media móvil de 10 años. Fuente: Elaboración propia.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La distribución espacial de las rachas de sequía son de gran ayuda para definir territorios (subcuencas, áreas agroclimáticas y los terrenos de cultivo) que son más afectados por episodios adversos de falta de precipitación, y podrían servir de apoyo a las organizaciones de usuarios de agua, para enfrentar de mejor manera sus efectos.

Según análisis del índice SPI de 6 meses se puede determinar que entre marzo y agosto, la sequía es leve en un 40%; y moderada a severa en un 7% y 3%, respectivamente. Esto se explica a que se posee más precipitación y mayor variabilidad interanual.

Las zonas donde la sequía impacta de menor manera (o son más resistentes) corresponde a la precordillera y la cordillera ubicadas entre las regiones de Valparaíso y Metropolitana. Esto se aprecia en la distribución espacial del SPI mínimos en años La Niña, pues son menos afectados por la sequía. Además, en la distribución espacial del SPI máximo en años El Niño, la precordillera y la cordillera son más lluviosos y deben ser considerados como reservorios de agua. También, esta situación se evidencia en las rachas de sequía, mostrando menores longitudes medias de rachas de sequía en el sector antes mencionado.

Lo más relevante, finalmente, es que después de períodos largos de sequía, como el que se ha manifestado actualmente en el país, toman mayor importancia los aportes de los glaciares y acuíferos para disponer de agua en los períodos de primavera y verano. Es decir, si Chile pierde superficie glaciar o no recarga las napas freáticas, la vulnerabilidad ante la menor disponibilidad de agua va a ser absolutamente insostenible.

AGRADECIMIENTOS

Al proyecto FONDECYT de Iniciación N°11130629 del Gobierno de Chile, así como a la Dirección General de Aguas y a la Dirección Meteorológica de Chile por la cesión de los datos. También se agradece el apoyo del proyecto PRECABAL (CGL2011-29263-C02-01) del Ministerio de Ciencia e Innovación del Gobierno de España, y del Grupo de Climatología de la Universidad de Barcelona (2014SGR300), así como al Convenio de Desempeño UTA-MINEDUC y al proyecto UTA-Mayor 5744-16.

REFERENCIAS

- Anales de la Universidad de Chile. (1850). Observaciones meteorológicas de las lluvias i de algunos otros fenómenos análogos, acaecidos en la capital desde el año de 1824 hasta el 1850 especificándose en muchos de ellos las horas de lluvia estando el sol en el horizonte i bajo de él. Anales de la Universidad de Chile. doi:10.5354/0717-8883.1850.1965
- Below, R., Grover-Kopce, E., & Dilley, M. (2007). Documenting drought-related disasters a global reassessment. *The Journal of Environment & Development*, 16(3), 328-344.
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., & Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent

- mega-drought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1), 413-421. DOI: 10.1002/2015GL067265
- Bravo, M., Flores, R., Galindo, R., Garreaud, R.D., Muñoz, E., Serey, A., & Viale, M. (2014). Determinación de posibles impactos en la gestión de los abastecimientos humanos de agua situados en la zona Metropolitana de Chile, provocados por fenómenos asociados a Cambio Climático. *Aquaea Paper N°5*. Fundación Aquaea. 68 pp.
- Fuenzalida, H., Aceituno, P., Falvey, M., Garreaud, R.D., Rojas, M., & Sánchez, R. (2007). Study on climate variability for Chile during the 21st century. Technical Report prepared for the National Environmental Committee, Spanish, Santiago.
- IPCC. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Martín-Vide, J. (2003). *El tiempo y el clima*. Colección Cuadernos de Medio Ambiente. Rubes Editorial. Barcelona. España.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1995). Drought monitoring with multiple time scales. In *Proceedings of the 9th Conference on Applied Climatology* (pp. 233-236). Dallas, Boston, MA: American Meteorological Society.
- Plischoff, P., Luebert, F., Hilger, H. H., & Guisan, A. (2014). Effects of alternative sets of climatic predictors on species distribution models and associated estimates of extinction risk: A test with plants in an arid environment. *Ecological Modelling*, 288, 166-177.
- Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, O., & Martín-Vide, J. (2014). Variabilidad y tendencias climáticas en Chile central en el periodo 1950-2010 mediante la determinación de los tipos sinópticos de Jenkinson y Collison. *Boletín de la A.G.E.* 64: 227-247.
- Sarricolea, P., & Meseguer-Ruiz, O. (2015). Sequías en Chile central a partir de diferentes índices en el periodo 1981-2010. *Investigaciones Geográficas*, (50), 19-32.
- Vicuña Mackenna, B. (1877). *Ensayo histórico del Clima de Chile: :(desde los tiempos prehistóricos hasta el gran temporal de julio de 1877)*. Imprenta del Mercurio.

RECONSTRUCCIÓN E INCERTIDUMBRE EN SERIES DE PRECIPITACIÓN DIARIA INSTRUMENTAL

Roberto SERRANO NOTIVOLI^{1,2}, Santiago BEGUERÍA², Miguel Ángel SAZ¹,
Martín DE LUIS¹

¹ Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Instituto Universitario de Ciencias
Ambientales de Aragón (UCA). Universidad de Zaragoza.

² Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC),
Zaragoza.
rs@unizar.es

RESUMEN

Se presenta un nuevo método de reconstrucción de series de precipitación diaria que permite filtrar y completar series originales de precipitación y crear series continuas en cualquier punto del territorio. De forma independiente, para cada día y localización se calculan dos valores de referencia: una predicción binomial (PB) que expresa la probabilidad de que un día sea húmedo o seco y una predicción de magnitud (PM) que estima la cantidad de precipitación. Para calcular estos dos valores de referencia se utilizan regresiones logísticas multivariantes con los datos de los diez observatorios más cercanos, usando como covariables la latitud, longitud y altitud de estas diez observaciones y de la serie candidata. El cálculo de estos valores de referencia nos permite: 1) aplicar un control de calidad independiente para cada dato de precipitación observado; 2) estimar valores de precipitación en los días sin observación; 3) crear nuevas series en lugares donde no existía observación a partir de las estaciones reconstruidas vecinas; y 4) crear mallas regulares de valores diarios de precipitación. Las estimaciones de precipitación diaria incluyen una estimación del error estándar para cada dato, que puede ser utilizada para evaluar la incertidumbre de las predicciones asociadas a cada momento y lugar. Para facilitar el uso de los procesos descritos se ha creado un paquete de funciones en lenguaje R denominado reddPrec, disponible para cualquier usuario en el repositorio oficial. El método se ha testado sobre 2.150 observatorios del sector noreste de España con valores de precipitación diaria desde 1950 hasta 2012.

Palabras clave: precipitación, reconstrucción, incertidumbre, error, rejilla.

ABSTRACT

A new daily precipitation series reconstruction method, which lets filter and complete original precipitation series and create continuous ones in any location of territory, is presented. Two reference values are computed for each day and location separately: a binomial prediction (PB) which is referred to the probability of occurrence of a wet or dry day and a magnitude prediction (PM) that estimates the amount of precipitation. To compute these two reference values are used multivariate logistic regressions using latitude, longitude and altitude as covariates. The calculation of these reference values let us: 1) apply a quality control to each values and day separa-

tely; 2) estimate precipitation values in days with no observation; 3) create new series from neighbor reconstructed stations where there were no observation; and 4) create regular grids of daily precipitation data. The daily precipitation estimations include an error estimation for each value that can be used to assess the related uncertainty of predicted precipitation for each moment and location. To ease the use of these processes, a functions package was created in R language named *reddPrec*, that is available to any user at official repository.

Key words: precipitation, reconstruction, uncertainty, error, grid.

1. INTRODUCCIÓN

La creciente demanda de datos climáticos de cada vez mayor resolución espacial y temporal requiere de metodologías automatizadas de control de calidad y reconstrucción que produzcan bases de datos fiables y continuas en el tiempo y el espacio. Actualmente existen varias bases de datos de precipitaciones a escala mensual y anual a nivel mundial (Mitchell and Jones, 2005; Lawrimore *et al.*, 2011; Becker *et al.*, 2013), regional (Klein-Tank *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2009) y también para la península Ibérica (Ninyerola *et al.*, 2007, Gonzalez-Hidalgo *et al.*, 2011). Sin embargo, la precipitación diaria ha sido relegada en la investigación del clima a un segundo plano por la dificultad existente para trabajar con observatorios de diferentes características y especialmente de diferentes fuentes. A pesar de todo, para la región española se han desarrollado algunas bases de datos a escala diaria con diferentes aproximaciones metodológicas (Vicente-Serrano *et al.*, 2010, Belo-Pereira *et al.*, 2011; Herrera *et al.*, 2012).

El presente trabajo describe una metodología de reconstrucción de series de precipitación diaria basada en la distribución espacial de las observaciones individualizadas para cada día por separado, aportándose para cada dato reconstruido un valor de error estimado que identifica su fiabilidad. Con objeto de testar la fiabilidad del protocolo metodológico empleado, éste se ha aplicado en la provincia de Teruel, un ámbito geográfico complejo desde el punto de vista orográfico y climático, donde aparece información pluviométrica oficial de hasta 7 fuentes distintas y con valores de precipitación que oscilan entre los menos de 400 mm del norte de la provincia y los más de 1.200 de las áreas mejor expuestas del suroeste. Primero se aplica un control de calidad en el que se descartan datos anómalos, para rellenar a continuación los datos faltantes. Con la base de datos completa es posible crear nuevas series de datos donde antes no existía observación e incluso crear mallas regulares (grids). La metodología explicada en este trabajo se ha implementado en un paquete de R denominado *reddPrec*, disponible en descarga libre y gratuita desde (<https://cran.r-project.org/web/packages/reddPrec/index.html>).

2. DATOS Y MÉTODOS

2.1. Datos

Se utilizaron un total de 2.150 estaciones de precipitación con datos diarios desde 1950 hasta 2012 del interior la provincia de Teruel y aquellas en un radio de 100 km alrededor de los límites provinciales (Fig. 1). De ellas, 1.676 procedían del Banco

Nacional de Datos de AEMET, 138 del SAIH Júcar, 124 del SAIH Ebro, 120 de la red del SIAR del Ministerio de Agricultura Alim. y Medio Ambiente, 65 del Servei Meteorològic de Catalunya, 26 del SAIH Tajo y 1 del SAIH Duero. En el periodo de estudio, el conjunto de las estaciones acumulaba un 69,7% de datos faltantes.

Fig. 1: Localización de los observatorios utilizados.

2.2. Cómputo de valores de referencia

Todo el proceso de reconstrucción se basa en el cálculo de valores de referencia (VR) tal y como se detalla en Serrano-Notivoli *et al.* (2016a). Estos valores se calculan para cada día y localización, y están basados en los datos observados en el entorno de cada una de ellas. La base del cálculo es una regresión logística multivariante:

$$P_{i,l} = \beta_{0,i,l} + \beta_{1,i,l}alt_l + \beta_{2,i,l}lat_l + \beta_{3,i,l}lon_l + \varepsilon_{i,l} \quad (\text{Ec. 1})$$

donde $P_{i,l}$ es el valor predicho para un día y localización determinados, $\beta_{n_0 i,l}^3$ son los coeficientes de la regresión, alt_i , lat_i y lon_i son la altitud, la latitud y la longitud de la localización candidata y $\varepsilon_{1,i,l}$ es el error asociado al modelo de regresión.

Esta regresión se utiliza para calcular dos valores predichos que condicionarán el VR final: Una predicción binomial (PB) que expresa la probabilidad de que un día sea húmedo o seco y una predicción de la magnitud (PM) que estima la cantidad de precipitación recibida. En función del cálculo de uno u otro, el modelo expresado en Ec.1 se verá matizado. En el caso del cálculo de PB se utilizarán los datos de los 10 observatorios más cercanos codificados como una variable binomial, y en el caso del cálculo de PM se utilizarán los valores originales de esos observatorios pero reescalados entre 0 y 1, siendo 0 la mitad de la precipitación mínima de todos ellos y 1 el valor máximo más el rango (diferencia entre el máximo y el mínimo). Este reescalamiento de los valores originales permite estimaciones por encima del valor máximo observado en el entorno, pero establece un límite superior e inferior adaptado a cada localización y momento específico.

Finalmente, el valor de referencia (VR) se obtiene mediante una combinación de los dos valores predichos descritos. Si el valor de PB es inferior a 0,5 se considera que el día ha sido seco en esa localización y por lo tanto el RV asignado es de cero. Si por el contrario, el PB es superior o igual a 0,5 se considera que el día ha sido húmedo y RV tomará el valor de PM predicho.

2.3. Reconstrucción

El proceso básico de reconstrucción de cualquier variable climática se desarrolla en dos fases: Control de calidad y relleno de lagunas.

2.3.a. Control de calidad

Se aplicó un control de calidad a todas las observaciones utilizadas. Como los datos observados fueron examinados uno a uno de manera independiente, se utilizaron los cinco criterios definidos en Serrano-Notivoli *et al.* (2016b). Estos criterios pueden ser modificados para adaptarlos a la realidad climática de cada zona, pero en este caso se consideraron adecuados para determinar umbrales a partir de los cuales extraer de la base de datos original aquellos valores que no correspondiesen a la variabilidad climática propia del área de estudio.

1. A1: El valor observado es superior a cero y sus diez vecinos más cercanos son cero.
2. A2: El valor observado es cero y sus diez vecinos más cercanos son superiores a cero.
3. A3: La magnitud del valor observado es 10 veces superior o inferior al VR correspondiente.
4. A4: El valor observado es cero, PB es superior a 0,99 y PM es superior a 5 mm.
5. A5: El valor observado es superior a 5 mm, PB es menor de 0,01 y PM es inferior a 0.1 mm.

2.3.b. Relleno de lagunas

Utilizando la base de datos filtrada por los criterios de control de calidad descritos, se calcularon nuevos VR pero esta vez para todos los días y localizaciones sin dato

original. Como cada VR se calcula cada día por separado, es habitual que en cada uno se utilicen vecinos diferentes. Con el fin de evitar la aparición de inhomogeneidades por esta razón, se dividió la precipitación media observada en cada serie y la precipitación media predicha para esa misma serie en los días con observaciones. Esto produce una serie de valores predichos (VR) con la misma media que los observados. Para evitar que los coeficientes introdujeran variaciones que no correspondieran a la variabilidad climática propia de cada serie, los coeficientes se calcularon mensualmente de manera independiente. Las series finales están compuestas por los valores originales filtrados y los valores faltantes rellenados con los VR corregidos por la serie de observados correspondiente.

Finalmente, y para asegurar la consistencia climática de la base de datos resultante, se rellenaron aquellas, aquellas que tenían más de 10 años de datos originales.

2.4. Creación de nuevas series de datos

Utilizando la misma metodología de aplicación de modelos individualizados para cada día y localización, es posible obtener series de nueva creación en cualquier punto del territorio. El único requisito previo es el de tomar como punto de partida la base de datos reconstruida, es decir, con todas las series filtradas, completas y sin huecos, ya que la nueva localización candidata deberá tener los mismos 10 vecinos todos los días para no introducir inhomogeneidades en la nueva serie.

En este caso, se optó por crear una malla regular de pares de coordenadas separadas entre sí 5 kilómetros sobre la provincia de Teruel. Se crearon 689 puntos en total. Hay que tener en cuenta que la malla resultante no representa una superficie continua de precipitación, sino que contiene estimaciones individualizadas para cada uno de los puntos que representan los pares de coordenadas. No se trata entonces de un proceso de interpolación espacial al uso, sino que es un proceso de inferencia estadística para una localización concreta x, y, z . Para la estimación de precipitación diaria en esta malla se utilizaron las 1.258 estaciones reconstruidas y completadas en el paso anterior.

3. RESULTADOS

3.1. Reconstrucción

De las 2.150 series iniciales, las 1.258 reconstruidas tenían un 54,1% de datos faltantes. Tras la detección y eliminación de datos en el proceso de control de calidad, los huecos aumentaron hasta el 55,1%.

Los criterios seleccionados para el control de calidad eliminaron prácticamente el doble de datos en la primera mitad del periodo respecto a la segunda (Fig. 2). Esto se debe principalmente a la densidad espacial de datos por día. Hacia los primeros años, la cantidad de datos disponible era mucho menor que al final, por lo tanto, para seleccionar los 10 vecinos más cercanos era necesario cubrir distancias más grandes y, por tanto, comparar el dato observado con datos de un entorno que en muchas ocasiones no guardaba patrones de distribución espacial de la precipitación similares en ese día. Este problema afecta especialmente a este tipo de metodologías de selección espacial, pero es recurrente en todo tipo de trabajos de reconstrucción climática con cualquier variable.

Fig. 2: Porcentaje anual de datos eliminados según criterio.

Tras el control de calidad se rellenaron todos los huecos utilizando los VR calculados a partir de la base de datos filtrada. Para cada estación, se obtuvo una serie completa con los valores originales que no fueron eliminados en el proceso de control de calidad, y los valores estimados en los huecos (Fig. 3).

Fig. 3: Reconstrucción del observatorio de precipitación de 9547 (La Puebla de Híjar). Arriba: valores observados y reconstruidos diarios y correlación entre ellos (arriba derecha). Abajo: valores observados y reconstruidos mensuales y correlación entre ellos (abajo derecha)

3.2. Creación de nuevas series de datos

A partir de las estaciones reconstruidas se estimaron valores de precipitación diaria para cada uno de los puntos en la malla regular de 5x5km. De cada punto de malla se computaron las estimaciones de precipitación y sus errores, así como los agregados mensuales y anuales (Fig. 4)

Fig. 4: Serie temporal correspondiente a un punto de malla creado a partir de las estaciones reconstruidas. a) Valores diarios; b) Mensuales; c) Anuales. Las áreas sombreadas en gris representan las bandas de confianza al 95% de cada dato.

El agregado de precipitación anual muestra patrones de distribución espacial lógicos para el territorio (Fig. 5 izda.). La zona de mayores valores ($> 1.200\text{mm}$) se ubica en la Sierra de Albarracín (sector Suroeste) con un segundo máximo en las elevaciones del Maestrazgo (sector Este). Los errores estándar asociados modelo de estimación de la precipitación diarias también fueron agregados anualmente y muestran un patrón espacial coherente pero diferente de la climatología de la zona (Fig. 5 centro).

Fig. 5: Precipitación anual (izquierda), error estándar de la estimación (centro) y error relativo (derecha).

En este caso las zonas de mayor error se ubican en la zona oriental de la provincia por encima de los 70 mm en muchos casos. Los errores relativos, calculados como la ratio entre los errores estándar y el valor de precipitación, muestran la incertidumbre real de cada uno de los datos estimados en cada punto de malla. En este caso la variabilidad espacial es mucho mayor. La distribución de los errores relativos no tiene por qué estar relacionada con la climatología espacial del territorio, simplemente muestra aquellas zonas donde es más difícil hacer una estimación correcta de la precipitación. Normalmente se trata de zonas con alta irregularidad en la distribución de la variable.

4. DISCUSIÓN

En este trabajo se presenta una metodología de reconstrucción de series diarias de precipitación que incluye: 1) un control de calidad aplicado a cada día y observatorio; 2) el relleno de lagunas de información de las series filtradas mediante el cálculo de valores de referencia a partir de dos valores predichos que determinan la ocurrencia de precipitación o no (PB) y la magnitud de la misma (PM); y 3) la posibilidad de crear nuevas series de datos a partir de los observatorios reconstruidos, incluso en formato rejilla.

La principal diferencia de este método respecto a los habitualmente utilizados es que la mayoría requieren de series de partida que tengan un mínimo de datos disponibles para que sean comparables con las de su entorno. En este caso, cualquier serie con al menos un dato será útil, ya que la reconstrucción se hace día a día por separado sin asumir ninguna similitud previa entre series. Utilizando los diez observatorios más cercanos a la localización candidata se consigue que la estimación que devuelve el modelo refleje el carácter local de la precipitación para ese punto. Sin embargo, el inconveniente principal es que en las situaciones en las que no hay una densidad de observaciones suficiente, se tiene que ampliar el radio de búsqueda para encontrar esos diez vecinos, lo que puede provocar, en algunos casos que, por ejemplo, se detecten como valores sospechosos algunos que realmente no lo sean por ser comparados con otros que quizá no corresponden a los patrones de distribución habituales de esa localización.

El uso de modelos de regresión logística multivariante para el cálculo de los valores de referencia tiene la ventaja de la flexibilidad de las predicciones en función de los datos de origen. Uno de los efectos no deseados de este tipo de modelos es que pueden producir extrapolaciones cuando el observatorio candidato está fuera de rango, por ejemplo cuando se trata de localizaciones extremas (en la costa, en zonas muy altas sin vecinos por encima, etc.). Para amortiguar este efecto, se introdujeron una asíntota superior e inferior mediante el reescalado de los datos originales. A pesar de que seguirá produciéndose extrapolación, ésta será más suave y continua en el espacio.

La capacidad de crear de nuevas series es clave para desarrollar climatologías en localizaciones donde no existen observaciones, un problema habitual en cualquier estudio climatológico. Este método es capaz de crear nuevas series en formato rejilla, siempre considerando que no se trata de una superficie continua de precipitación, sino de una estimación puntual para localizaciones específicas. La diferencia con otras rejillas ya disponibles es que para cada uno de los datos estimados, se aporta un valor

del error asociado al mismo que resulta muy útil ya que la mayoría de los métodos de creación de grids o rejillas reducen, en diferentes proporciones, la varianza respecto a los datos observados (Beguiría *et al.*, 2015).

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido posible gracias a los proyectos de investigación CGL2012-31668, CGL2015-69985-R, CGL2011-24185 y CGL2014-52135-C3-1-R, financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO) y fondos FEDER. Los investigadores agradecen también la ayuda al Gobierno de Aragón a través del “Programa de grupos de investigación” (grupos “H38, Clima, Cambio Global y Sistemas Naturales” y “E68, Geomorfología y Cambio Global”).

REFERENCIAS

- Beguiría, S., Vicente-Serrano, S.M., Tomás-Burguera, M., Maneta, M. (2015). Bias in the variance of gridded data sets leads to misleading conclusions about changes in climate variability. *International Journal of Climatology*, 36(9), 3413-3422. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.4561>.
- Belo-Pereira, M., Dutra, E., Viterbo, P. (2011): Evaluation of global precipitation data sets over the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 116, D20. doi: <http://dx.doi.org/10.1029/2010JD015481>.
- Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Schamm, K., Schneider, U., Ziese, M. (2013). A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901-present. *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 71–99. doi: <http://dx.doi.org/10.5194/essd-5-71-2013>
- Herrera, S., Gutiérrez, J., Ancell, R., Pons, M., Frías, M., Fernández, J. (2012). Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology*, 32(1), 74-85. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2256>.
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M., de Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945-November 2005). *International Journal of Climatology*, 31(5), 715-731. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2115>.
- Klein-Tank, A.M.G., Wijngaard, J-B., Können, G.P., Böhm, R., Demarée, G., Gocheva, A., Mileta, M., Pashiardis, S., Hejkrlik, L., Kern-Hansen, C., Heino, R., Bessemoulin, P., Müller-Westermeier, G., Tzanakou, M., Szalai, S., Pálsdóttir, T., Fitzgerald, D., Rubin, S., Capaldo, M., Maugeri, M., Leitass, A., Bukantis, A., Aberfeld, R., van Engelen, A.F.V., Forland, E., Mielus, M., Coelho, F., Mares, C., Razuvaev, V., Nieplova, E., Cegnar, T., López, J.A., Dahlström, B., Moberg, A., Kirchhofer, W., Ceylan, A., Pachaliuk, O., Alexander, L.V., Petrovic, P. (2002). Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, 22, 1441–1453. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.773>

- Li, Q., Zhang, H., Liu, X., Chen, J., Li, W. (2009). A mainland China homogenized historical temperature dataset of 1951-2004. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 1062–1065. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2009BAMS2736.1>
- Mitchell, T.D., Jones, P.D. (2005). An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25, 693–712.
- Ninyerola, M., Pons, X., Roure, J.M. (2007). Monthly precipitation mapping of the Iberian Peninsula using spatial interpolation tools implemented in a Geographic Information System. *Theoretical and Applied Climatology*, 89(3), 195-209. doi: <http://dx.doi.org/10.1007/s00704-006-0264-2>.
- Serrano-Notivoli, R., Beguería, S., Saz, M.A., de Luis, M. 2016a. Spatially-based reconstruction of daily precipitation instrumental data series. *International Journal of Climatology*. En revisión.
- Serrano-Notivoli, R., de Luis, M., Beguería, S., Saz, M.A., 2016b. Spatially-based quality control for daily precipitation datasets. *Geophysical Research Abstracts*, 18, EGU2016-16456. Viena, Austria.
- Vicente-Serrano, S., Beguería, S., López-Moreno, J., García-Vera, M., Stepanek, P. (2010). A complete daily precipitation database for northeast Spain: reconstruction, quality control, and homogeneity. *International Journal of Climatology*, 30(8), 1146-1163. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1850>.

CONTROL DE CALIDAD DE SIETE VARIABLES DEL BANCO NACIONAL DE DATOS DE AEMET

Miquel TOMAS-BURGUERA¹, Azucena JIMÉNEZ CASTAÑEDA²,
María Yolanda LUNA RICO³, Ana MORATA³, Sergio VICENTE SERRANO⁴,
José Carlos GONZÁLEZ HIDALGO², Santiago BEGUERÍA¹

¹*Estación Experimental de Aula Dei, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (EEAD-CSIC).*

²*Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza.*

³*Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).*

⁴*Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC).*

mtomas@eead.csic.es, geoazu.flysch@gmail.com, mlunar@aemet.es, amoratag@aemet.es,
svicen@ipe.csic.es, jcgh@unizar.es, sbugueria@csic.es

RESUMEN

Se ha realizado un control de calidad de datos diarios de precipitación, temperatura máxima, temperatura mínima, humedad relativa, velocidad del viento, presión atmosférica e insolación del banco nacional de datos de AEMET, para el periodo 1950-2015. Los controles realizados pertenecen a tres grupos: i) control de errores de codificación; ii) control de valores propios; y iii) comparación con vecinos. Entre los errores de codificación destacan las series de días consecutivos con un mismo valor, la repetición de cadenas de valores entre estaciones distintas, y la aparición de cadenas idénticas dentro de una misma serie. El control de valores propios consiste en detectar los valores que están fuera del umbral de la variable o que suponen un extremo sospechoso. En el control de vecinos se realiza una comparación de los datos con los registrados en estaciones vecinas para marcar posibles anomalías. Mientras que algunos controles implicarían la eliminación directa del dato, otros únicamente marcan el dato como sospechoso y requieren de un control posterior para determinar si el dato tiene que ser eliminado. Al finalizar el proceso un dato puede estar en 4 estados: dato inexistente, dato original, dato sospechoso, dato eliminado. En la aplicación de estos controles se han detectado un número elevado de errores de codificación, con afectaciones ligeramente por encima del 0.5% de la serie en temperatura y viento, mientras que los porcentajes son menores en el resto. Para la comparación con vecinos se ha testado un control con percentiles móviles a 365 días, obteniendo resultados poco satisfactorios.

Palabras clave: control de calidad, precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento, presión atmosférica, insolación

ABSTRACT

A quality control of maximum temperature, minimum temperature, relative humidity, wind speed, atmospheric pressure and sunshine duration data from the national database of AEMET, for the period 1950-2015 has been done. Controls can be grouped into three groups: i) codification controls; ii) local values controls; and iii) neighbor comparison. Among codification controls we can find the detection of con-

secutive days with repeated values, the repetition of values between distinct weather stations. The local values controls are focused on the outliers detection. Neighbor control is focused on the comparison of values against nearby data in order to detect anomalous values. Some controls are programmed to suppress automatically detected errors, while others only mark the detected error as a suspicious value. At the end of the process, a value can be in 4 distinct states: Non-available value, original value, suspicious value or suppressed value

Key words: quality control, precipitation, temperature, relative humidity, wind speed, atmospheric pressure, sunshine duration

1. INTRODUCCIÓN

Tal y como aparece recogido en la guía de buenas prácticas climatológicas de la OMM (WMO, 2011), el control de calidad es una parte fundamental de cualquier red de observación meteorológica.

En un intento similar al realizado por Durre *et al.* (2010) con los datos meteorológicos de Global Historical Climatology Network (GHCN)-Daily se ha desarrollado una metodología que consta de diversos controles automáticos para aplicar a los datos diarios del banco nacional de datos de AEMET.

2. MÉTODOS

El control de calidad de los datos se divide en tres grandes bloques: i) control de errores de codificación; ii) control de valores propios; y iii) comparación con vecinos. Cada uno de estos bloques se compone de distintos controles, algunos de los cuales se aplican a todas las variables mientras otros son específicos de una variable. Además, los controles que se aplican a todas las variables pueden tener distintos parámetros en función de la variable de interés. Aunque de manera general estos controles trabajan con las variables de manera independiente, en unos pocos casos la temperatura máxima y la temperatura mínima pasan controles comunes.

El control de calidad se realiza sobre los datos diarios. Sin embargo, para las variables humedad relativa, velocidad del viento y presión atmosférica, se han obtenido valores sub-diarios con lecturas a las 00, 07, 13 y 18 h UTC. Dado que la lectura a las 00 está ausente en un gran número de casos, se ha decidido calcular los valores diarios para estas variables a partir de la media de los valores de las 07, 13 y 18 h. Algunos de los controles que se explican a continuación se pasan tanto a los valores diarios como a los valores sub-diarios, debido a i) el valor diario puede no saltar en ningún control, pero estar construido a partir de uno o varios datos sub-diarios erróneos y ii) la construcción de la media diaria puede provocar que se den 'n' días consecutivos con un mismo valor medio, pero con diferentes valores sub-diarios, lo que se trata en realidad de una casualidad estadística y no de un error de codificación

En cuanto a los datos de temperatura, se detectó durante el proceso de control de calidad que la resolución de los datos varía de manera espaciotemporal, pudiendo aparecer datos diarios con una resolución de 0.1 °C, 0.5 °C o 1.0 °C. Dado que el funcionamiento de algunos controles puede verse alterado por este motivo, en primer lugar se obtiene la resolución de los datos de temperatura a partir de los valores presentes en cada mes. Si en un mes en concreto, todos los valores de temperatura son

enteros, se entiende que para dicho mes la resolución es de 1.0 °C. De manera similar se obtienen los meses con resolución a 0.5 °C y a 0.1 °C

Una vez se han llevado a cabo estas tareas iniciales de preparación de los datos se aplican los controles de calidad, empezando por la detección de errores de codificación. Es importante remarcar que el sistema se ha diseñado de tal manera que para cada control se almacena un archivo de metadatos con los resultados del control y estructura similar al archivo de datos original. De esta manera se puede reconstruir todo el proceso, para cada dato.

2.1. Control de errores de codificación

Los controles de este apartado están encaminados a detectar y eliminar errores de codificación que puedan existir en la base de datos. Se consideran errores de codificación los valores que están en una estación meteorológica que no les corresponde; aquellos valores que estando en una estación meteorológica correcta, están en un mes erróneo; las cadenas de 'n' días con un valor repetido; los valores 0 que se corresponden en realidad con la ausencia de dato; y los valores que se encuentran en unidades incorrectas. Para la detección de todos estos casos se han programado los siguientes controles específicos.

Detección de meses duplicados. Se realiza una búsqueda de meses que tengan todos los valores idénticos, ya sea dentro de una misma serie o entre series diferentes. La existencia de meses completos idénticos se considera altamente improbable, y causada por errores de asignación durante el proceso de digitalización de los datos. Debido a la imposibilidad de determinar cuales son los datos correctos y cuales los repetidos, se procede a la eliminación de todos ellos y a su marcado en los metadatos. Únicamente se conservan los valores duplicados que se detectan entre estaciones meteorológicas que se encuentran muy próximas entre sí (menos de 1km), al considerarse que, aún no conociendo a qué estación pertenecen dichos datos, mantener el dato ofrece información climática válida para ese entorno geográfico. Este control se aplica a todas las variables por igual.

Detección de decenas duplicadas. Se trata una búsqueda similar a la anterior para periodos de 10 días (en lugar de por meses completos), y únicamente dentro de la serie de una misma estación meteorológica. El objetivo principal de este control es la detección de duplicidades que puedan aparecer entre decenas climáticas. Este control se aplica a todas las variables por igual.

Detección de 'n' días consecutivos con el mismo valor. Se realiza una búsqueda de secuencias de 'n' días consecutivos con mismo valor, es decir sin ninguna variación. Este control se aplica a todas las variables por igual, variando el valor de 'n' en función de la variabilidad natural de cada variable. Por defecto se utiliza un valor de $n = 7$, aunque en algunos casos se incrementa para evitar un exceso de falsos positivos. Por ejemplo, para series o trozos de series en las que la temperatura está codificada con una resolución de 0.5 o de 1 °C se toma el valor $n = 15$. En el caso de la humedad relativa, y cuando esta toma valores por encima del 95%, se utiliza $n = 20$. Esto se debe a que humedades superiores al 95% pueden ser indicativas de presencia de nieblas, y un período de nieblas persistentes puede mantener fijado el valor de la humedad mientras persista la niebla. Dado que en España hay zonas con un elevado número de días de niebla al año (Cermak *et al* 2009), y después de probar con distintos valores de n , se ha decidido fijarlo a 20. En el caso de la insolación se ha utilizado un

valor de $n = 10$, excepto cuando ésta toma el valor de 0 en cuyo caso se utiliza $n = 15$. Además, si los valores de insolación que llevan a que salte el control están muy cerca del máximo teórico de horas de sol para esa localidad y momento del año se considera que el valor es correcto. Estos valores se resumen en la Tabla 1.

Variable	Valor ^a	n
Temperatura	0.1°C	7
	0.5°C o 1.0°C	15
Humedad relativa	< 95%	7
	> 94%	20
Viento		7
Insolación	>0	10 ^b
	0	15
Presión		7

Tabla 1: Valor de n en la detección de días consecutivos

a) Hace referencia al valor de la variable. En temperatura se refiere a la resolución de la medida

b) Se compara con el máximo teórico de horas de sol

Detección de 'n' días consecutivos con una variación del valor inferior a un umbral. Este control busca cadenas de 'n' días consecutivos en los que la diferencia entre el valor máximo y el valor mínimo esté por debajo de un umbral determinado. Es un control específico para humedad relativa, ya que durante el proceso se detectaron periodos de tiempo prolongados con una variación inusualmente baja del valor de la variable. Se consideran como erróneos aquellos periodos de 7 días o más, que presentan una variación inferior al 3% de humedad, siempre que esta esté por debajo del 95%, ya que de nuevo, las situaciones de niebla podrían estar forzando esta poca variabilidad del dato durante cortos periodos de tiempo.

Detección de 0's erróneos. En las bases de datos se codifican a veces 0's que se corresponden en realidad con la ausencia de dato. Este control se encarga de ello, aplicando una estrategia diferenciada para cada una de las variables en las que se aplica. En temperatura, tanto máxima como mínima, este control se lleva a cabo a partir de los datos de la propia estación, combinando la escala diaria con la mensual. Si eliminados todos los 0's que aparecen en un mes en concreto, la mínima de las temperaturas restantes es superior a 10°C, se consideran falsos los 0's de ese mes. En insolación, el control de 0's se hace a partir de los vecinos más cercanos, a una distancia inferior a 50km, considerando que si la insolación es superior a 5h en 3 de los vecinos más cercanos, ese valor de 0 es erróneo.

Detección de meses mal codificados. Se detectan valores sospechosos de estar codificados en unidades incorrectas. Se aplica únicamente a temperatura e insolación. En el caso de la temperatura máxima el control salta si la temperatura máxima del mes es inferior a 4 °C, y además la variable se mueve en un rango inferior a 3 °C. En el caso de la temperatura mínima el control salta si la temperatura se encuentra entre -2 °C y +2 °C durante todos los días del mes, y el rango es inferior a 3 °C. Para el caso de la insolación se buscan periodos de 15 días con una insolación máxima inferior a 2 horas de sol. Todos estos casos se consideran mal codificados y se eliminan.

2.2. Control de valores propios

Se lleva a cabo un control de los valores absolutos de la variable, día a día, que se realiza en dos pasos. En el primer paso los valores diarios se comparan con los registros extremos que se pueden llegar a considerar válidos en España (para detectar los casos que se descartan automáticamente), y en un segundo paso se compara con registros extremos que son posibles, pero que se considera que requieren una verificación posterior. En la Tabla 2 aparecen los valores que se han utilizado en ambos controles. Aunque en un principio los valores detectados no se eliminan (sólo se marcan como sospechosos), para el caso del viento hay un caso especial, que es la repetición sistemática de 3 valores específicos (108, 144 y 180), y que parece responder a un error. Cuando de los tres valores sub-diarios (07, 13, 18), al menos 2 contienen uno de estos tres valores se considera el dato erróneo y se elimina de la base de datos.

2.3. Comparación con vecinos

En un intento de poder aplicar el control de vecinos al máximo número de estaciones meteorológicas presentes en la base de datos, se ha programado un control basado en el cálculo móvil a 365 días del valor percentil y su comparación con el mismo valor registrado en las 5 estaciones más cercanas, siempre y cuando estas estaciones se encuentren a una distancia inferior a 50 km. Si la estación objetivo tiene un salto percentil superior a un umbral con al menos 3 de las 5 estaciones más cercanas, según este criterio se considera que el valor es erróneo. Un valor muy elevado de diferencia percentil garantiza que todos los casos que se detectan son erróneos, a costa de únicamente detectar los casos más extremos (p.ej: temperatura típica de invierno en un día de verano). A medida que decrece el umbral, la capacidad de detección se incrementa, pero a costa de aparecer falsos positivos.

Variable	Aberrantes	Sospechosos
Temperatura	$> +50^{\circ}\text{C}$	$T_{\text{max}} > +45^{\circ}\text{C}$
	$< -35^{\circ}\text{C}$	$T_{\text{max}} < -10^{\circ}\text{C}$
	$T_{\text{max}} \leq T_{\text{min}}$	$T_{\text{min}} < -25^{\circ}\text{C}$
	$T_{\text{max}} - T_{\text{min}} > 35^{\circ}\text{C}$	$T_{\text{min}} > +30^{\circ}\text{C}$
		$T_{\text{max}} - T_{\text{min}} > +25^{\circ}\text{C}$
Humedad relativa	< 0	$< 10, 13, 18 \text{ UTC}$
	> 100	$< 15 \text{ media diaria}$
		$< 20, 07 \text{ UTC}$
Viento	< 0	> 150
	> 220	$= 108 \text{ o } = 144 \text{ o } = 180$
Insolación	< 0	
	$> \text{máximo teórico}$	
Presión	> 1055	
	< 725	

Tabla 2. Límites utilizados en detección de aberrantes y valores sospechosos

3. RESULTADOS

En la tabla 3 se presenta el tamaño de la base de datos que se ha tratado, siendo las variables más abundantes las temperaturas máxima y mínima, que son además las que tienen un periodo de registro más amplio. El último año completo del que se tienen datos es 2014, apareciendo algunos meses de datos en 2015.

Variable	Nº registros (meses)	Nº estaciones	Año inicio
Tmax	1.172.684	5.111	1856
Tmin	1.172.684	5.111	1856
Humedad	160.617	1.132	1916
Viento	155.866	980	1916
Insolación	89.081	354	1917
Presión	88.641	393	1916

Tabla 3. Tamaño de la base de datos

Para los meses enteramente duplicados, la temperatura máxima, temperatura mínima y velocidad del viento tienen un porcentaje similar de la serie afectada, con un 0.53%. La variable que presenta un menor grado de afectación es la humedad relativa, con sólo un 0.056%. En cuanto a la evolución temporal de las duplicidades en temperatura máxima y temperatura mínima se observa un pico muy pronunciado que se corresponde con el año 1984 (Fig. 1). La duplicidad que más se repite en todos los casos es aquella que se produce entre dos estaciones distintas. En temperatura y en insolación existen algunos casos en los que hasta 3 estaciones aparecen implicadas en una duplicidad.

			Nº de casos en función del nº de estaciones afectadas		
	Duplicados	Porcentaje	1	2	3
Tmax	6.308	0,538%	960	5.342	6
Tmin	6.204	0,529%	953	5.235	16
Humedad	90	0,056%	26	64	0
Viento	830	0,532%	24	806	0
Insolación	269	0,301%	10	256	3
Presión	74	0,083%	4	70	0

Tabla 4. Número de registros (meses) que saltan con el control de meses duplicados

Un caso específico de duplicidad lo conforman aquellas estaciones que, teniendo las mismas coordenadas, presentan algunos meses duplicados entre sí. La hipótesis más plausible es que se trate de casos en los que coexisten, en un mismo jardín meteorológico, estaciones meteorológicas tradicionales, con estaciones meteorológicas automáticas, y que ante el fallo de una de las dos, se procede al relleno con el dato de la otra.

	Número de días	Número de casos	Estaciones afectadas
Tmax	2.615	191	115
Tmin	3.550	188	101
HR < 95%	141	11	10
HR > 94%	328	9	8
Viento	6.523	1.902	152
Insolación	276	26	14
Presión	159	15	6

Tabla 5. Estadísticas del control de días consecutivos con el mismo valor

Para las secuencias de valores idénticos (Tabla 5), la variable más afectada es el viento. Se debe al elevado número de casos en que hay más de 7 días consecutivos con viento a 0 km/h. En un principio estos casos se han considerado erróneos.

Fig. 1: Evolución temporal de las duplicidades en temperatura máxima y temperatura mínima.

El resto de controles aplicados tienen una detección menor. Como curiosidad, de los llamados controles aberrantes, únicamente se han detectado casos en temperatura.

En la tabla 6 se adjuntan el total de días eliminados para cada una de las variables y el número de estaciones afectadas. El porcentaje de afectación se encuentra siempre por debajo del 1%, siendo más elevado en temperatura máxima, con 0,85%, mientras que para la temperatura mínima el porcentaje es sólo del 0,57%. La humedad es la variable que presenta un menor porcentaje de afectación, con sólo un 0,10% del total. El elevado porcentaje de datos eliminados en insolación se debe a un error de codificación que afecta a diversas estaciones a principios de los años '70, y del que

se presenta un caso particular en la figura 2, en la que se puede ver como entre los años 1969 y 1970 los valores son exageradamente inferiores a los del resto de la serie.

	Días con dato	Días eliminados	%	Estaciones afectadas
Tmax	35.146.529	298.614	0,85	3.129 (5.111)
Tmin	35.124.740	199.108	0,57	3.081 (5.111)
HR	4.606.384	4.626	0,10	92 (1.132)
Viento	4.460.299	19.929	0,44	190 (980)
Insolación	2.654.922	16.036	0,60	36 (354)
Presión	2.612.967	2.379	0,09	24 (393)

Tabla 6. Estadísticas de eliminación

Fig. 2: Ejemplo de error de mala codificación en insolación en la estación 6297

4. DISCUSIÓN

Debido al tamaño de la base de datos se ha pretendido montar un sistema que, una vez implementado, permita llevar a cabo un control de calidad automático, del que, por una parte salen los datos meteorológicos y por otra parte salen los metadatos, que permiten conocer en todo momento que controles han saltado y cuáles no.

Aunque el control programado intenta detectar el máximo de errores que pueden aparecer en una base de datos de este estilo, hay controles, como el testado para detectar anomalías a través de los datos de los vecinos, que requieren ser reformulados para cumplir plenamente con su objetivo. Este control se pensó para ser aplicado al mayor número de series de datos posible, inclusive aquellas que tienen un período de datos muy corto, y que difícilmente permiten la aplicación de series de diferencias o series

de referencia. Sin embargo, la baja capacidad de detección de este control recomienda que, de cara al futuro, se evalúen otras opciones.

De hecho, se considera que la mayor contribución de este trabajo reside en la gran variedad de controles sobre errores de codificación que se han aplicado a los datos, y que permiten descartar un gran número de datos erróneos, existiendo todavía un margen de mejora, ya sea por la introducción de nuevos controles, por la modificación de los existentes o por la recuperación de parte de los datos que ahora se descartan.

Así mismo, resultaría interesante llevar a cabo trabajos dirigidos a detectar cuál es la afectación de los datos erróneos al cálculo de distintos índices climáticos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible gracias a la financiación del proyecto CGL2014-52135-C03-01. El trabajo de Miquel Tomas-Burguera ha sido posible gracias a una beca predoctoral FPU del Ministerio de Educación, Cultura y deporte.

Los autores agradecen a AEMET la cesión de la base de datos para la realización de este estudio.

REFERENCIAS

- Cermak, J., Eastman, R.M., Bendix, J. y Warren S.G. (2009). European climatology of fog and low stratus based on geostationary satellite observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (135). 2125-2130. DOI: 10.1002/qj.503
- Durre, I., Menne, M.J., Gleason, B.E., Houston, T.G., Vose, R.S. (2010). Comprehensive Automated Quality Assurance of Daily Surface Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. (49). 1615-1633
- Eching, S.O. y Synder, R.L. (2004). Statistical control charts for quality control of weather data for reference evapotranspiration estimation. *Acta Hort.* 664, 189-196. DOI: 10.17660/ActaHortic.2004.664.21
- WMO. Guide to climatological practices. Ginebra. 2011. Recuperado de http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/guide/documents/WMO_100_en.pdf

RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN VINCULADA A TEMPORALES DE VIENTO, PRECIPITACIONES TORRENCIALES E INUNDACIONES EN LA CIUDAD DE PALMA DE MALLORCA ENTRE LOS AÑOS 2000 Y 2015

José M^a TORRENS CALLEJA, Joan ROSSELLÓ GELI
y Miquel GRIMALT GELABERT

*Grupo de Investigación de Climatología, Hidrología, Riesgos Naturales y Territorio.
Universidad de las Islas Baleares.*

jm.torrens@uib.es, joan.rossellogeli@uib.es, miquel.grimalt@uib.es

RESUMEN

El artículo analiza los sucesos referentes a inundaciones, lluvias torrenciales y vendavales que afectan a la zona de estudio, la ciudad de Palma de Mallorca, en el periodo comprendido entre los años 2000 y 2015. La metodología utilizada se estructura a partir de la recopilación de noticias aparecidas en la prensa local, y el análisis de datos provenientes de series climáticas. Los resultados obtenidos suponen enlazar la perspectiva de la realidad climática, objeto del estudio científico, y la percepción de la sociedad, a partir de los datos de los medios de comunicación. Se concluye que existe una distorsión entre los valores de los registros meteorológicos y el impacto que dichos fenómenos provocan en la población, reflejados en la prensa.

Palabras clave: Clima, Prensa, Registros, Precipitaciones, Vendavales, Inundaciones.

ABSTRACT

The paper studies the events related to floods, extreme rainfall events and gales that affect the city of Palma de Mallorca between 2000 and 2015. The methodology of the research is based in the use of official climatological data and the damaging hydrometeorological events (DHE) news that appear in the local newspapers. The results link the climatological real data and the societal perception, reflected in the press information. The main conclusion is that a distortion exists between the values measured in the meteorological observations and the impact of DHE within the society as the newspapers reflect.

Key words: Climate, Press, Records, Rainfall events, Gales, Floods.

1. INTRODUCCIÓN

La ciudad de Palma de Mallorca se ha visto afectada desde inicios del siglo XXI por un conjunto de eventos meteorológicos que pueden considerarse como perjudiciales y son conocidos como DHE (Damaging Hydrometeorological Events) en la literatura científica (Caloiero y Petrucci, 2014; Llasat *et al*, 2009; Petrucci *et al*, 2009; UNISDR, 2007). Estos eventos son vendavales y precipitaciones torrenciales que ori-

ginan daños, directos en el primer caso, y que provocan episodios de inundaciones en el segundo, además de provocar también impactos directos sobre la ciudad y su población. Como fuente para este tipo de investigación, y provocado por la habitual falta de estudios e informes de tipo oficial, se ha venido utilizando la prensa como recurso para la recogida de información sobre los impactos ocasionados por estos eventos extraordinarios, tanto en España (Duce Díaz, 2002; García y Martín, 2000; Pérez García, 2001; Ruíz, 1998) como en otros países europeos (Bayliss y Reed, 2001; Payraastre *et al*, 2003; Petrucci y Polemio, 2003). La prensa es una fuente accesible, bien en formato papel bien en formato digital, y contiene una información sistematizada (Hernández Varela *et al*, 2003). Aun así, los datos obtenidos deben ser revisados de forma rigurosa para evitar la recolección de inexactitudes que puedan inducir a errores. En el artículo presentado se procede a una recopilación de las noticias que, sobre eventos extraordinarios, se han publicado en la prensa local de Palma, los diarios Última Hora y Diario de Mallorca. El uso de los medios locales permite presuponer que las noticias tratadas presentan un grado de concreción elevado, al contrario que sucede con medios nacionales en los que el detalle sobre los eventos suele ser sensiblemente inferior (Bayliss y Reed, 2001). Con la información obtenida, se pueden visualizar los episodios estudiados con su interpretación por la prensa local, y comparar su tratamiento con la realidad de los datos meteorológicos obtenidos de las series de observaciones de la AEMET en su estación de Porto Pi en el periodo 2000-2015.

2. ZONA DE ESTUDIO

La ciudad de Palma de Mallorca está situada al sur de la isla, en el Occidente del Mar Mediterráneo (Figura 1). Tiene una población de 400.578 habitantes (Ajuntament de Palma, 2015) y es la capital de la isla así como de la comunidad autónoma. Sus orígenes se remontan al año 123 a.C., cuando fue fundada por los romanos. Las sucesivas etapas históricas han dejado su huella en la ciudad, en forma de monumentos y edificios, hasta la actualidad, cuando se ha convertido en una urbe turística, que destaca por su crecimiento urbanístico, iniciado en los años 60 del siglo pasado y que se ha mantenido hasta los inicios de este siglo. Geológicamente hablando, Palma se sitúa sobre una llanura sedimentaria que está cerrada por zonas más elevadas como la sierra de na Burguesa al Oeste o la Costa de Xorrigó al Este. El clima de la zona se corresponde a la clasificación Csa, clima mediterráneo (Koppen, 1948), caracterizado por inviernos suaves y veranos secos. La temperatura media anual es de 17°C, siendo enero el mes más frío y agosto el más cálido. A nivel de precipitaciones, la ciudad presenta lluvias estacionales, con predominio de las mismas en otoño cuando se alcanzan los máximos registros. Estas lluvias presentan un carácter torrencial y una importante irregularidad (Grimalt, 1989; Sumner *et al*, 1995). La estación meteorológica utilizada en el estudio es la de Porto Pi (B228), localizada en la zona portuaria de la ciudad, con las coordenadas 39° 33' 12" N – 2° 37' 31" E y una altitud de 3 m.s.m. Los datos más destacados de dicha estación aparecen en la Tabla 1.

La ciudad de Palma no es ajena a episodios de precipitación intensa que van acompañados de inundaciones. El espacio urbano se localiza sobre una llanura de inundación por la que circulan varios torrentes, cauces de circulación ocasional, que se han visto afectados por la acción antrópica, en forma de desvíos, canalizaciones, estrechamiento de lechos, etc. Todo ello supone que, desde el siglo pasado, la mayoría

de eventos se puedan clasificar como inundaciones de carácter local y anegamientos de tierras (Grimalt y Rosselló, 2011). El desarrollo urbanístico en la zona costera ayuda también al incremento de sucesos que se pueden relacionar además con otros factores como la topografía de las zonas afectadas, la falta de adecuación del alcantarillado y por las intensidades de precipitación causantes de los hechos. Los problemas ocasionados por las aguas son básicamente la inundación de plantas bajas y subterráneos así como problemas de tránsito por el corte de calles y pasos inferiores (Grimalt, 1992).

Figura 1. Palma de Mallorca y su localización en la isla. Fuente: elaboración propia a partir de IDEIB.

Temperatura media	18,2°C
Precipitación media	449 mm
Humedad relativa	71%
Horas de sol anuales	2779
Días lluviosos anuales	53,1

Tabla 1. Variables climáticas estación B228 (1980-2010). Fuente: AEMET.

3. MÉTODOS

La metodología utilizada en la realización del artículo se estructura en diferentes etapas. En primer lugar, se ha desarrollado un análisis de los umbrales que permitan calificar a la precipitación y la fuerza del viento. El umbral de precipitación intensa que causa perjuicios en la ciudad de Palma se ha calculado en 30 mm (Grimalt, 1992) mientras que la intensidad del viento se basa en la escala de Beaufort (1805) conside-

rando a partir de la categoría 9, temporal fuerte, como las que provocan perjuicios en zonas terrestres (Tabla 2). En segundo lugar se han buscado las fechas con registros diarios que presenten valores por encima de los umbrales anteriormente considerados para el periodo 2000-2015. A partir de estas fechas se ha procedido a una sistemática recopilación de las noticias que, sobre hechos ligados a fenómenos climáticos adversos, han aparecido en la prensa local de Palma. Se han considerado datos como lugares afectados, avisos a los servicios de emergencias, actuaciones de Bomberos y fuerzas de seguridad, daños ocasionados en bienes públicos y privados, etc. Finalmente, se procede a comparar los datos extraídos de la serie climatológica de la estación de referencia (Porto Pi) con los resultados de las búsquedas en la prensa para observar si se corresponde la percepción de la población estudiada con los valores registrados oficialmente.

Fuerza	Km/h	Clase	Efectos
9	75 a 88	Temporal fuerte	Daños en árboles, imposible andar contra el viento
10	89 a 102	Temporal duro	Árboles arrancados, daños en estructura de construcciones
11	103 a 117	Temporal muy duro (borrasca)	Destrucción en todas partes, lluvias muy intensas, inundaciones
12	Más de 118	Temporal huracanado	Voladura de autos, árboles, casas, techos y personas. Puede generar un huracán

Tabla 2. Escala de Beaufort (1805). Fuente: Simón (1997).

4. REGISTROS CLIMÁTICOS DE VIENTO Y PRECIPITACIÓN

4.1. Registros de altas velocidades de viento.

En el apartado de vendavales que causan perjuicios en la ciudad de Palma, se ha establecido el criterio del umbral a partir de la categoría número 9, temporal fuerte. Los días con valores superiores a este umbral aparecen en la tabla 3.

DIA	MES	AÑO	KM/H	ESC	DIA	MES	AÑO	KM/H	ESC	DIA	MES	AÑO	KM/H	ESC
16	2	2000	101,2	10	30	12	2000	83,9	9,0	7	9	2005	81,0	9
3	4	2014	99,0	10	10	11	2001	83,9	9,0	8	1	2010	79,9	9
30	3	2015	96,0	10	15	11	2001	83,2	9,0	4	3	2013	79,0	9
3	3	2014	93,0	10	31	1	2003	83,2	9,0	1	2	2003	78,1	9
5	9	2000	91,1	10	8	12	2014	83,0	9	23	3	2014	78,0	9
29	10	2013	91,0	10	1	3	2000	82,1	9	29	10	2007	77,0	9
4	9	2010	90,0	10	1	1	2010	82,1	9	26	12	2013	77,0	9
13	2	2005	87,8	9	29	2	2014	82,0	9	30	1	2015	77,0	9
28	2	2014	87,0	9	23	2	2015	82,0	9	29	3	2014	76,0	9
18	1	2005	86,0	9	21	11	2015	82,0	9	30	11	2001	76,0	9
4	3	2014	84,0	9	18	5	2001	81,0	9	13	11	2004	76,0	9
24	2	2015	84,0	9	14	2	2005	81,0	9	2	3	2015	75,0	9

Tabla 3. Registros de velocidades de rachas de viento 2000-2015. Fuente: AEMET.

Analizada mensualmente la tabla 3, el porcentaje de la frecuencia de altas velocidades de viento tiene la siguiente correspondencia: enero (13,9%), febrero (22,2%), marzo (22,2%), abril (2,8%), mayo (2,8%), septiembre (8,3%), octubre (5,6%), noviembre (13,9%) y diciembre (8,3%). Respecto al reparto anual, se distribuye a continuación: 2000 (11,1%), 2001 (11,1%), 2003 (5,6%), 2004 (2,8%), 2005 (11,1%), 2006 (0%), 2007 (2,8%), 2010 (8,3%), 2013 (8,3%), 2014 (22,2%) y 2015 (16,7%). Las rachas de mayor velocidad del viento se localizan, la primera, el día 16/02/2000, (101,2 km/h), la segunda el día 03/04/2014, (99,0 km/h), la tercera el día 30/03/2015, (96,0 km/h).

4.2. Registro de precipitaciones superiores a 30 mm/24 horas.

A partir del umbral de los 30 mm de lluvia, recogidos en 24 horas, se procede al registro de los días en que se ha superado dicha cantidad entre los años 2000 y 2015 (Tabla 4). Estas lluvias, de carácter torrencial, suelen ocasionar perjuicios, en forma de inundaciones, en el espacio urbano de Palma.

DÍA	MES	AÑO	MM	DÍA	MES	AÑO	MM	DÍA	MES	AÑO	MM
4	9	2015	124,3	28	10	2008	43,4	25	9	2007	33,3
3	5	2010	112,5	29	10	2013	43,4	1	12	2003	33,1
9	5	2008	74,7	17	10	2007	43,0	30	9	2015	33,0
24	8	2002	64,0	15	10	2003	42,3	17	9	2009	32,9
21	10	2008	60,0	23	9	2010	42,3	4	11	2011	32,8
13	7	2002	57,5	7	3	2010	42,1	28	3	2007	32,5
19	11	2013	53,3	6	9	2001	41,6	26	8	2013	32,4
7	6	2014	52,2	24	2	2006	39,9	12	9	2006	31,4
4	1	2008	50,0	15	12	2008	39,2	15	8	2014	31,4
8	1	2010	47,4	24	2	2001	37,9	27	4	2007	31,3
7	11	2011	46,9	20	8	2005	37,9	18	5	2008	30,9
11	11	2014	46,8	6	11	2011	35,9	31	5	2011	30,8
15	11	2012	46,0	22	9	2007	35,1	18	11	2013	30,6
9	8	2002	45,3	15	9	2009	35,1				

Tabla 4. Fechas de las precipitaciones mayores de 30 mm/día. Fuente: Aemet

De los meses de la tabla representada el porcentaje de la frecuencia de altas precipitaciones tiene la siguiente correspondencia: enero (4,9%), febrero (4,9%), marzo (4,9%), abril (2,4%), mayo (9,8%), junio (2,4%), julio (2,4%), agosto (12,2%), septiembre (22,0%), octubre (12,2%), noviembre (17,1%) y diciembre (4,9%). Respecto a los años se atribuye a continuación: 2001 (4,9%), 2002 (7,3%), 2003 (4,9%), 2005 (2,4%), 2006 (4,9%), 2007 (12,2%), 2008 (14,6%), 2009 (4,9%), 2010 (9,8%), 2011 (9,8%), 2012 (2,4%), 2013 (9,8%), 2014 (7,3%) y 2015 (4,9%). De los registros de la tabla, el 48,8% están entre 30-40 mm, el 29,3% entre 40-50 mm, el 9,8% entre 50-60 mm, el 4,9% entre 60-70 mm, el 2,4% entre 70-80 mm y el 4,9% de más de 100 mm. La mayor precipitación diaria es el día 04/09/2015 (124,3 mm), la segunda mayor es 03/05/2010 (112,5 mm) y la tercera mayor es 09/05/2008 (74,7 mm).

5. EPISODIOS DE INUNDACIÓN EN EL PERIODO 2000-2015

A partir del análisis de la prensa local de Palma, se han podido identificar 27 episodios que pueden considerarse como DHE entre los años 2000 y 2015. Estos casos se han clasificado según la fecha de publicación de la noticia y se acompaña la información recogida en la prensa con los datos oficiales de la estación B228 de la AEMET (Tabla 5), referidos a la precipitación recogida en 24 horas y la intensidad en km/h de la ráfaga máxima de viento y su fuerza según la escala de Beaufort. De la información de los periódicos se obtienen las zonas afectadas, que se clasifican en 3 grupos (Figura 2): (1) casco antiguo (que corresponde a la zona centro de Palma), (2) ensanche (que está formado por las barriadas que se construyeron a lo largo del siglo XX envolviendo la zona central) y (3) periferia (donde se incluyen los polígonos industriales y de servicios, el aeropuerto y la zona turística del Arenal). Así mismo, los datos recabados en la prensa, permiten dividir los daños ocasionados en dos grandes grupos, que a su vez se subdividen en varias categorías. Por un lado encontramos los daños causados por el viento (Tabla 6) y, por el otro, los ocasionados por las inundaciones (Tabla 7).

Categoría de daños por viento	Efectos
A1	Caída de tejas, elementos de fachadas
A2	Caída de árboles
A3	Caída de mobiliario urbano (farolas, señales)
A4	Daños a vehículos y propiedades privadas

Tabla 6. Daños causados por efectos del viento.

Categoría de daños por inundaciones	Efectos
B1	Anegamiento calles, caminos y carreteras
B2	Inundación subterráneos y bajos
B3	Cortes transportes públicos y privados
B4	Daños a vehículos y propiedades privadas

Tabla 7. Daños causados por las inundaciones.

Figura 2. Distribución de las zonas afectadas. Fuente: elaboración propia a partir de IDEIB.

Fecha	Precip. (mm/24h)	Ráfaga (Fuerza)	Zonas afectadas	Daños
06/09/2001	41,6	45,0 (F6)	3	A1, B1, B2
13/07/2002	57,5	36,0 (F5)	1, 2 ,3	B1, B2, B3, B4
20/08/2007	25,4	29,2 (F5)	2, 3	B3
24/09/2007	27,1	20,9 (F4)	2	B3
04/10/2007	22,3	109,1 (F11)	2, 3	A1,A2,A3,A4,B1,B2,B3,B4
12/10/2007	43,0	61,9 (F8)	3	A2, B1
17/10/2007	22,3	34,9 (F5)	1, 2, 3	B1, B2, B3, B4
09/05/2008	74,7	33,8 (F5)	1, 2	B1, B2, B3
18/05/2008	30,9	25,9 (F4)	2	B2
01/09/2008	11,1	28,1 (F5)	2	B2
22/09/2008	12,4	11,9 (F2)	2, 3	B1, B2, B3
12/10/2008	4,9	46,1 (F6)	2	B2
15/12/2008	39,2	37,1 (F5)	2	B2, B3
22/09/2009	14,0	33,1 (F5)	2, 3	A2, B1, B2, B3
28/09/2009	23,4	38,9 (F6)	1, 2, 3	A1, A2, B1, B2, B3, B4
08/01/2010	47,4	79,9 (F9)	1, 2	A1, A2, A3, A4, B1, B3
03/05/2010	112,5	54,0 (F7)	1, 2, 3	B1, B2, B3, B4
31/05/2011	30,8	36,0 (F5)	1, 2, 3	A1, A2, B1, B2
04/11/2011	15,0	100,0 (F10)	1, 2	B1, B2, A1, A2
14/11/2011	80,0	30,0 (F5)	1, 2	A1, A2, A3
26/08/2013	32,4	26,0 (F4)	1, 2, 3	A2, B1, B2, B3
29/10/2013	43,4	91,0(F10)	1, 2	A1, A2, A4, B1, B2, B3
18/11/2013	30,6	31,0 (F5)	2	A1, A2
19/11/2013	53,5	45,0 (F6)	1, 2	A1, A2
17/06/2014	69,0	40,0 (F6)	1, 2, 3	B1, B2, B3, B4
04/09/2015	124,3	60,0 (F7)	1, 2, 3	A1,A2,A3,A4,B1,B2,B3,B4
30/09/2015	33,0	31,0 (F5)	3	B1, B2

Tabla 5. Episodios con registros de daños en Palma. Fuente: elaboración propia a partir de datos Aemet, Diario de Mallorca y Última Hora.

6. CONCLUSIÓN

Se aprecia como la mayoría de episodios con daños afectan al espacio geográfico formado por la zona centro y el ensanche de Palma, mientras que aparece un menor número de casos en la periferia. Por lo que se refiere a los tipos de daños, destacan los provocados por los anegamientos, que son mayoritarios, sobre todo las inundacio-

nes de bajos y subterráneos así como los cortes de calles y las dificultades para los transportes tanto públicos como privados. En relación al viento, sus efectos se dejan sentir también, pero son cuantificados por la prensa en pocas ocasiones. Por lo que se refiere a las cantidades de precipitación que originan impactos por inundación, se aprecia en los registros que son suficientes cantidades por encima de los 20 mm/24 horas para originar problemas en la zona urbana. Incluso se dan en 4 ocasiones impactos con cantidades entre 10 y 20 mm. En cambio, los problemas originados por el viento destacan cuando las velocidades máximas se sitúan en valores de Fuerza 5 y superiores, alcanzando su máxima expresión, según los datos recogidos por la prensa, con rachas de fuerza 9, 10 e, incluso, fuerza 11. Los meses más representados con las rachas más intensas de viento superiores a fuerza 9, son el mes de febrero y marzo. En la representación de las precipitaciones de más de 30 mm diarias, el mes con altas precipitaciones es septiembre, seguido por orden de noviembre, octubre y agosto. En las inundaciones históricas los meses según los eventos de inundaciones son: octubre, septiembre y agosto. Las inundaciones en la ciudad de Palma, no dependen directamente de la precipitación acumulada en la ciudad en 24 horas. Más bien es un factor condicionante. Las inundaciones se producen por cuatro factores: la intensidad horaria de la precipitación, la zona de localización de la precipitación, la topografía del relieve en zonas de inundables de torrentes y la intervención humana en la urbanización del territorio. Las fuentes de información de la prensa local, permiten conocer los eventos de inundaciones en lugares que, por falta de cobertura, no están cubiertos por estaciones meteorológicas dentro de la ciudad. De esta manera se permite conocer la percepción objetiva de la realidad de los efectos de las inundaciones en el municipio de Palma.

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos a la Universitat de les Illes Balears, a la prensa local de Palma, a la Delegación territorial de la Aemet y a la biblioteca municipal de Palma Can Sales.

Trabajo desarrollado en el marco del proyecto HyMeX.

REFERENCIAS

- Ajuntament de Palma (2015): Dades de població. Ajuntament de Palma.
- Bayliss, A.C., y Reed, D.W. (2001): The use of historical data in flood frequency estimation. Report to MAFF. Centre for Ecology and Hydrology. Wallingford. 92 pp.
- Caloiero, T., y Petrucci, O. (2014): The impact of Damaging Hydrogeological Events on urbanized sectors: the case of 19th November 2013 in Catanzaro (Italy). 3rd IAHR Europe Congress. Book of Proceedings. Oporto.
- Duce, E. (2002): El medio natural como problema social: los aspectos hídricos en el diario. La Vanguardia (1970-1900)
- Guijarro, J., Grimalt, M., Laita, M., y Alonso, S. (2004): L'aigua i el clima. Publicacions de la A.E.C. serie A nº 3. Mallorca, pp. 407-416.
- García, E., y Martín, A. (2000): Riesgos climáticos en Galicia: una aproximación a través de la prensa (1983-1997). Eria, 53, pp. 259-270.

- Grimalt, M. (1989): Repartiment de les precipitacions màximes a Mallorca. Treballs de Geografia, 41, pp. 7-18.
- Grimalt, M. (1992): Geografia del risc a Mallorca. Les inundacions. Institut d'Estudis Balearics. Palma de Mallorca. 360 pp.
- Grimalt, M., y Rosselló, J. (2011): Anàlisi històrica de les inundacions a les Illes Balears. Conselleria d'Agricultura, Medi Ambient i Territori. Govern de les Illes Balears. 442 pp+atlas.
- Hernández V., Lozano, MA., y Soletó, C. (2003): Estudio de los acontecimientos meteorológicos extraordinarios en la comunidad autónoma del País Vasco (1870-1954) a través de la prensa. Investigaciones Geográficas, nº 30, pp. 165-180.
- Köppen, W. (1948): Climatología, con un estudio de los climas de la tierra. Fondo de Cultura Económica. México.
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M., Barnolas, M., López, L., y Altava-Ortiz, V. (2009): An analysis of the evolution of hydrometeorological extremes in newspapers: the case of Catalonia, 1982-2006. NHESS, 9, 1201-1212.
- Payraastre, O., Gaume, E., y Andrieu, H. (2003): Use of local and regional newspapers for historical flood investigation in small catchment areas. EGS-AGU Joint Assembly Abstracts. Niza, Francia.
- Pérez, A.P. (2001): Avenidas fluviales e inundaciones en el Medio Vinalopó en el tránsito de los siglos XIX y XX. Investigaciones Geográficas, nº 26, pp. 169-181.
- Petrucci, O., y Polemio, M. (2003): The use of historical data for the characterization of multiple damaging hydrogeological events. NHESS, 3, 17-30.
- Petrucci, O., Polemio, M., y Pasqua, A. (2009): Analysis of Damaging Hydrogeological Events: the case of Calabria region (Southern Italy). Environmental Management, 43 (3), pp. 483-495.
- Ruíz, E. (1998): El clima del País Vasco a través de la prensa. Ediciones del Servicio Vasco de Meteorología. Gobierno Vasco. 211 pp.
- Simón, J. (1997): Patrones de embarcaciones de recreo. José de Simón Quintana. Cádiz. 574 pp.
- Sumner, G., Ramis, C., y Guijarro, JA. (1995): Daily rainfall domains in Mallorca. Theoretical and Applied Climatology. Volume 51, Issue 4, pp. 199-221.
- UNISDR (2007): Terminology on DDR. United Nations Office for Disaster Risk Reduction. Acceso online 20-03-2016. Recuperado de: www.unisdr.org/we/inform/terminology

PONENCIA 2

**ESCENARIOS Y MODELOS CLIMÁTICOS:
25 AÑOS DESDE EL 1º INFORME DEL IPCC:
REALIDADES E INCERTIDUMBRES**

GEOVISUALIZACIÓN DE ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO PARA ANDALUCÍA: DISEÑO DEL GEOVISOR CAMBIA.CLIMASIG.ES

Juan Mariano CAMARILLO NARANJO, José Ignacio ALVAREZ FRANCO, S.
Natalia LIMONES RODRÍGUEZ, M^a Fernanda PITA LÓPEZ,
Mónica AGUILAR-ALBA

Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Sevilla, España.
jmcamarillo@us.es, jalvarez2@us.es, natalialr@us.es, mfpita@us.es, malba@us.es

RESUMEN

Esta comunicación presenta los resultados de la investigación llevada a cabo para el desarrollo de un geovisor diseñado para la explotación y difusión de los datos de escenarios regionales de cambio climático para Andalucía. Este geovisor está basado en la generación de servicios interoperables OGC (Open Geospatial Consortium) de visualización. Este trabajo es fruto de la colaboración entre el Grupo de Climatología del Departamento de Geografía Física de la Universidad de Sevilla y la Consejería de Medio y Ordenación del Territorio (CMAOT) de la Junta de Andalucía.

El conocimiento generado en términos de técnicas de geovisualización de BIG DATA espaciales ha sido transferido a la Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM), con el objeto de poder ser aplicado a otros ámbitos de la información climatológica y ambiental. Los datos de partida proceden de los escenarios regionalizados para Andalucía a partir de técnicas de downscaling estadístico, a partir de la modelización (3 modelos CNMC3, ECHAM5 y EGMAN) y de los escenarios del IV Informe del IPCC (a1b, a2 y b1). Este trabajo ha supuesto la implementación de una base de datos espacial de gran volumen y difícil manejo que ha requerido el desarrollo de una nueva línea de investigación y desarrollos que permitiera el análisis y tratamiento de los datos acumulados para su explotación y difusión. El resultado de esta colaboración es un geovisor que permite consultar para la región, a una resolución de 200 metros, escenarios de temperatura media y precipitación para tres horizontes temporales (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) combinando modelos, escenarios y sus correspondientes indicadores de cambio.

Palabras clave: geovisualización, cambio climático, escenarios, bases de datos espaciales, BIG DATA espacial, Andalucía, Software libre.

ABSTRACT

This paper presents the results of research carried out for the development of a GeoVisor designed for exploitation and dissemination of data of regional climate change scenarios for Andalusia. This GeoVisor is based on the generation of interoperable OGC display. This work is the result of collaboration between the Group of Climatology Department of Physical Geography of the University of Seville and the Environment and Spatial Planning Administration of the Andalusian Government.

The knowledge generated in terms of techniques geovisualization BIG DATA space has been transferred to the Environmental Information Network of Andalusia (REDIAM), in order to be able to be applied to other areas of the climatological and environmental information. The input data come from the regionalized scenarios for Andalusia from techniques of statistical downscaling, from modeling (3 models CNMC3, ECHAM5 and EGMAN) and scenarios IV Report of the IPCC (A1B, A2 and B1). This work has involved the implementation of a spatial database of high volume and difficult handling has required the development of a new line of research and development that would allow the analysis and processing of data accumulated for exploitation and dissemination. The result of this collaboration is a GeoVisor that provides access to the region, at a resolution of 200 meters, scenarios average temperature and precipitation for three time horizons (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100) combining models, scenarios and corresponding indicators of change.

Key words: geovisualization, climate change scenarios, spatial databases, spatial BIG DATA, Andalusia, Free Software.

1. INTRODUCCIÓN

En los momentos actuales se asiste a un aumento exponencial de los datos y de la información climática así como a un aumento paralelo de sus potenciales usuarios, tanto en el seno de la comunidad científica como fuera de ella. El cambio climático es en buena medida responsable de este fenómeno. Su amenaza ha obligado a i) incrementar las investigaciones relativas al funcionamiento del sistema climático actual y futuro y a producir los crecientes datos climáticos que esta tarea requiere; ii) adoptar, por parte de los gobiernos, políticas conducentes a mayores niveles de sostenibilidad climática y hacer el seguimiento de las mismas; iii) adoptar políticas de adaptación a los futuros cambios climáticos por parte de los poderes públicos, las empresas etc., encaminadas a conformar sociedades más resilientes al cambio climático.

Ello ha propiciado la aparición de un nuevo paradigma, denominado por algunos ya como el cuarto paradigma (Edwards *et al.*, 2011), que responde al doble reto que la ciencia climática se plantea actualmente acerca de los datos tendente a una política de datos más abiertos y más accesibles y manejables por parte de usuarios no expertos en climatología. De esta manera el conjunto de la sociedad puede reducir su vulnerabilidad frente a la variabilidad y el cambio climático, aumentando al mismo tiempo su capacidad para aprovechar las oportunidades que los nuevos escenarios climáticos puedan presentar (Overpeck *et al.*, 2011).

La dificultad es especialmente intensa en el caso de los datos derivados de modelos de simulación del clima del futuro, piezas clave para la elaboración de los programas de adaptación. Tales datos son muy abundantes y supuestamente amigables, a pesar de lo cual son muy raramente usados con total corrección y conocimiento por parte de los usuarios no expertos (Edwards, 2010; Tang and Desai, 2012).

En consonancia con estas premisas, desde hace más de una década la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio (CMAOT), a través de la Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM), ha venido colaborando con diferentes grupos de investigación en trabajos relacionados con el análisis y evaluación de información ambiental, en especial de la información climática. En este contexto surge el proyecto de elaboración de Escenarios Locales de Cambio Climático de Andalucía

(ELCCA) actualizados al 4º Informe del IPCC, como colaboración de la Fundación para la Investigación del Clima y del equipo técnico de la REDIAM en el marco de lo previsto en Programa de Andaluz de Adaptación al Cambio Climático. El objetivo es el desarrollo y elaboración de los escenarios regionales de cambio climático mediante técnicas de downscaling para las temperaturas y precipitaciones que acerquen a científicos, técnicos, políticos, administración y ciudadanos en general, los efectos esperados del Cambio Climático sobre la región andaluza (Rediam, 2014).

Asimismo la CMAOT está haciendo especial hincapié en el uso y la investigación en el área de las nuevas tecnologías de la información para aplicaciones para temáticas específicas, destacando el diseño de servicios de información interoperables y la implementación de visores de información geográfica desarrollados. A partir de la colaboración entre el Departamento de Geografía Física y AGR de la Universidad de Sevilla y la Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía se pone en marcha el proyecto “Diseño y producción de servicios de datos climáticos interoperables y soluciones de visualización”, con el objetivo de explotar y difusión de los datos generados de escenarios regionales de cambio climático. Así pues, el objetivo del presente trabajo es presentar los resultados de la investigación llevada a cabo por el Grupo de Climatología de la Universidad de Sevilla para diseñar y desarrollar un modelo de base de datos y una herramienta de geo-visualización que permita, mediante el uso de servicios de datos interoperables que han permitido poner en marcha el Sistema CambiA.

2. FUENTES, DATOS Y METODOLOGÍA

El acceso y manejo de grandes bases de datos de información climática, debido a la complejidad de los formatos en los que se presentan en la actualidad, restringe su uso a un número muy reducido de usuarios incluso dentro de las esferas científicas o técnicas. Sin embargo, la importancia de contar con herramientas de fácil acceso que permitan el conocimiento del funcionamiento complejo del sistema climático aparece como una de las claves actuales. En este sentido podemos afirmar que la geo-visualización de los datos procedentes de estas grandes bases de datos climáticas globales es una herramienta poderosa y útil para conseguir el objetivo de hacer que estos datos puedan alcanzar a un número cada vez mayor de usuarios.

La investigación climatológica actual, especialmente en la última década, ha asistido a la eclosión de la producción de grandes bases de datos climáticas globales realizadas por diferentes organismos internacionales, cuyo denominador común es la disponibilidad. En este caso, el desafío del diseño de un sistema de visualización es mayor por el hecho de que el aumento de la resolución espacial de la rejilla de datos produce un incremento significativo del volumen de datos, que alcanza ahora el orden de los millares de millón. Los datos empleados de entrada se han llevado a una rejilla de 200 metros de resolución espacial máxima y son los siguientes:

- Datos de precipitación y temperatura media mensual futuras obtenidas a partir de las variables originales calculadas para las proyecciones realizadas para el siglo XXI. Los datos de partida proceden de los escenarios regionalizados para Andalucía a partir de técnicas de downscaling estadístico, a partir de la modelización (3 modelos de circulación general CNMC3, ECHAM5 y EGMAN) y de los escenarios del IV Informe del IPCC (a1b, a2 y b1). Cada uno de ellos disponible para tres horizontes temporales (2011-2040, 2041-2070, 2071-2100).

- Indicadores de cambio calculados como las diferencias del modelo medio respecto al periodo de referencia 1961-2000 para los distintos escenarios de emisiones y periodos futuros.

Este tipo de información se engloba en lo que se considera *Big Data espacial*, datos cuyo volumen, diversidad y complejidad requieren nueva arquitectura, técnicas, algoritmos y análisis para gestionar y extraer valor y conocimiento oculto en ellos. En este caso, la dificultad del diseño de un sistema de visualización de estos grandes volúmenes de datos climáticos es mayor a los habituales por el hecho de que el aumento de la resolución espacial de la rejilla de datos produce un incremento significativo del volumen de datos, que alcanza ahora el orden de los millares de millón. Para ello el sistema se basa en una arquitectura multinivel en tres capas, implementadas con software y componentes de código abierto: una capa de datos, una capa de negocio/aplicaciones y una capa de presentación/usuario tal como se representa en la figura 1.

Los datos que actualmente muestra el sistema son los resultados, para las variables de precipitación total y temperatura media mensual, del proyecto ELCCA, en formato GeotTIFF, que posteriormente son importados a una Base de Datos espacial relacional PostGIS v.2.0 construida con sistema gestor de bases de datos relacional de código abierto PostgreSQL v. 9.3.4. En la capa de aplicaciones se desplegó un servidor de mapas GeoServer v.2.5 que se comunica con el sistema gestor de la base de datos para obtener las variables y servirlos como servicios interoperables. La capa de presentación o capa de usuario constituye el componente visible del sistema. La interfaz gráfica se ha desarrollado en Openlayers v.2.13 sobre HTML v5 y CSS v3.

Considerando el alto número de registros que se almacenarán en esta base de datos (más de 6 mil millones), y que no deben realizarse actualizaciones en la misma, se ha optado por diseñar un modelo de datos simple, se han aplicado dos técnicas con el fin de optimizar la velocidad de renderizado de las imágenes en pantalla, lo que unido a la implementación de peticiones WMS teseladas, incrementa de manera significativa la velocidad de presentación en pantalla de las capas, mejorando la experiencia del usuario. Se accede al visor a través de la dirección: <http://cambia.climasig.es>.

Fig. 1. Arquitectura del sistema CambiA. Fuente: Elaboración propia.

El servidor cartográfico utiliza el software de código abierto Geoserver v2.5 elegido por dos razones, su diseño orientado a la interoperabilidad y por la facilidad de implementación. Las capas se han publicado en el servidor cartográfico a partir de las consultas espaciales mencionadas en el apartado anterior. Para su difusión se ha habilitado un servicio único WMS (visualización) que contiene todas las capas para todas las fechas posibles.

3. RESULTADOS

El geovisor CambiaA permite un conocimiento del clima que responde, a su vez, a las necesidades del aprendizaje para el siglo XXI, que debe enfocarse de manera diferente en el contexto del desarrollo de la sociedad digital y el acceso universal, considerando la diversidad de aplicaciones y usuarios que deben tenerse en cuenta. El progreso y la innovación ya no se ven obstaculizados por la capacidad de recopilar datos, sino por la capacidad de extraer el valor de los datos y convertir datos en conocimiento. El sistema CambiaA consigue este objetivo a partir de las posibilidades de las técnicas de geovisualización de BIG DATA espaciales y ha sido transferido a la Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM), con el objeto de poder ser aplicado a otros ámbitos de la información climatológica y ambiental.

El visor carga servicios interoperables a distintas resoluciones (2000, 1000 y 200 metros dependiendo de la escala de visualización) relativos a las variables climáticas proyectadas y a los indicadores de cambio calculados (Figura 2). Estos servicios se cargan en forma de capas ordenadas en cuatro categorías: variables mensuales, variables anuales, indicadores de cambio mensual e indicadores de cambio anual

Fig. 2. Interfaz de usuario del visor CambiaA. Fuente: <http://cambia.climasig.es>.

El visor CambiaA dispone de un aspecto corporativo y una forma de navegación que hace que el usuario interactúe de una manera más cómoda y rápida con la aplica-

ción. Una vez que el usuario ejecuta en el navegador la dirección www.cambia.climasig.es, éste despliega una ventana desde donde se puede observar el visor al completo con una serie de capas de información activadas por defecto.

El menú de selección de capas permite al usuario interactuar con la selección de variables climáticas e indicadores de cambio, modelos de circulación generales, escenarios de emisiones, periodos a futuro –treintenarios 2011-2040, 2041-2070 y 2071-2100– y meses. La velocidad de carga y de navegación se obtiene a partir de la generación de vistas sql parametrizadas ejecutadas por el servidor de datos (PostgreSQL/Postgis), lo que, unido a técnicas de indexado muy eficientes, permite la navegación rápida espacial en el visor, elemento indispensable para que un geovisor cumpla con los requisitos de navegación de los usuarios.

Además, el geovisor presenta funcionalidades de zoom, panning, getfeatureinfo y exportación del mapa. Finalmente el visor permite la carga de distintos servicios de mapas generales para ser utilizados como fondo cartográfico. Pueden ser elegidos entre ocho posibilidades que se ofrecen: Openstreetmap, 4 mapas base de Esri (Basemap, Satellite, Ocen basemap y Shaded relief y Stamen toner-lite). Las coordenadas están expresadas en grados decimales para facilitar la interpretación del usuario. Todas las capas se muestran en la proyección ETRS89 UTM 30.

4. DISCUSIÓN

El visor CambiA responde a diversas necesidades actuales de la información y servicios climáticos. La creciente disponibilidad de datos es una tendencia de importancia estratégica que ofrece una gran oportunidad, como forma de reducir la carga de respuesta a los usuarios, posibilidad de generar nuevos productos, reducir el desfase en la producción del dato o permitir el acceso a multitud de usuarios diversos. CambiA cumple el objetivo de avanzar en las oportunidades del Big Data en la difusión de la información climática en Andalucía cumpliendo así el Artículo 12 del Programa de Comunicación del Anteproyecto de Ley Andaluza de Cambio Climático (CMAOT, 2014), cuyo objeto es fomentar la participación activa de la sociedad en la lucha contra el cambio climático que incluye en su apartado a) Acciones de sensibilización y educación ambiental para la mejora del conocimiento sobre cambio climático en Andalucía y d) Herramientas y procedimientos para el acceso del público a la información sobre cambio climático y sus efectos.

Por otro lado, en relación a los servicios climáticos entendidos como toda “información sobre el clima” haciendo referencia a los datos, información, conocimiento y experiencia para comprender y configurar la adaptación, la mitigación, los impactos, la vulnerabilidad y evaluación de los riesgos asociados, cada vez existen más sectores y particulares interesados que demandan información sobre los cambios, las consecuencias, las probabilidades y la gama de posibles resultados relacionados con el clima. Paralelamente, este proyecto se inserta dentro del paradigma de *open science*, particularmente en su esfera de ciencia para la ciudadanía –*citizen science*–, en el sentido de generar herramientas que permitan que datos científicamente complejos sean más accesibles, entendibles y manipulables al potencial de usuarios ciudadanos o colectivos de la información relativa a la ciencia en general y, en este caso, a la ciencia del cambio climático en particular.

AGRADECIMIENTOS

Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM) y Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio (CMAOT)

REFERENCIAS

- Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía (2014). *Anteproyecto de Ley Andaluza de Cambio Climático*. Recuperado de http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/PAC/Noticias/Imagenes/anteproyecto_ley_cambio%20_climatico.pdf?lr=lang_es
- Edwards, P.N. (2010). *A Vast Machine: Computer Models, Climate Data, and the Politics of Global Warming*, MIT Press, 552 pp.
- Edwards, P. N., M. S. Mayernik, A. L. Batcheller, G. C. Bowker, and C. L. Borgman (2011). Science Friction: Data, Metadata, and Collaboration, *Social Studies of Science*, 41:5 667–690. DOI: 10.1177/0306312711413314
- Overpeck, J.T., Meehl, G.A., Bony, S and Easterling, D.R. (2011). Climate data challenges in the 21st century, *Science*, vol. 331, 700-702. DOI: 10.1126/science.1197869
- Rediam (2014). *El Clima de Andalucía en el siglo XXI. Escenarios Locales de Cambio Climático de Andalucía. Actualización al 4º Informe del IPCC*. Red de Información Ambiental de Andalucía, Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio de la Junta de Andalucía. Recuperado de http://www.juntadeandalucia.es/medioambiente/portal_web/rediam/documentos/docs/clima/clima_andalucia_siglo_XXI_ELCC_IPCC4.pdf
- Tang, S., and S. Desai (2012). Usable science? The UK Climate Projections 2009 and decision support for adaptation planning, *Weather Climate and Society*, vol. 4, 300–313. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/WCAS-D-12-00028.1>.

CLIMATE CHANGE PROJECTIONS FOR WINTER STREAMFLOW IN DOURO RIVER

R. CRUZ-GARCÍA, S.R. GÁMIZ-FORTIS, Y. CASTRO-DÍEZ
and M.J. ESTEBAN-PARRA

Applied Physics Department, University of Granada, Granada, Spain.

esteban@ugr.es

ABSTRACT

Climate change projections for the winter streamflow of the Douro River have been obtained for the period 2071-2099, using the Principal Component Regression (PCR) method. The winter streamflow time series (January to March) from eight stations distributed over the basin, covering the period 1950-2011, were used as predictand variables, while the principal components (PCs) of the winter (December to February) anomalies of sea level pressure (SLP) were used as predictors of the streamflow for the development of a statistical downscaling model. The period 1950-1995 was used for the calibration of the regression model, while 1996-2011 was used as validation period. The statistical downscaling model fitted from the observational SLP data was applied to the SLP outputs of three GCMs for the period 2071-2099, under the climate change scenarios RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5. The main result obtained is that all models and scenarios project a generalized decrease in the winter streamflow of the Douro River.

Key words: Statistical downscaling, Iberian Peninsula, Douro streamflow, climate change projections.

RESUMEN

Se han obtenido proyecciones de cambio climático para el caudal de invierno del Río Duero, para el periodo 2071-2099, usando el método de Regresión por Componentes Principales (PCR). Las series temporales de caudal (de enero a marzo) de ocho estaciones distribuidas a lo largo de la cuenca, cubriendo el periodo 1950-2011, han sido utilizadas como variables predictando, mientras que las componentes principales (PCs) de las anomalías de la presión a nivel del mar (SLP) en invierno (diciembre a febrero) fueron usadas como predictores del caudal para el desarrollo de un modelo de *downscaling* estadístico.

Para la calibración del modelo de regresión se utilizó el periodo 1950-1995 como periodo de calibración, mientras que el periodo 1996-2011 fue usado para validación. El modelo de *downscaling* estadístico ajustado a partir de los datos observacionales de la SLP ha sido aplicado a las salidas de tres GCMs para los datos de SLP en el periodo 2071-2099, bajo los escenarios de cambio climático RCP2.6, RCP4.5 y RCP8.5. El principal resultado encontrado es que todos los modelos y escenarios proyectan un decrecimiento generalizado en el caudal de invierno del río Duero.

Palabras clave: *Downscaling* estadístico, Península Ibérica, caudal del Duero, proyecciones de cambio climático.

1. INTRODUCTION

Climate change has a direct and important impact on water resources. The effects on these resources will manifest not only in the variation of the quantity but also in the alteration of the quality and temporal distribution of the water (Moreno *et al.*, 2005).

Although the flow and storage of water in the Earth's climate system are highly variable, it is clear that other changes apart from those due to natural variability are expected by the end of the current century (IPCC, 2013). The extent to which climate change affects water resources is evaluated through the changes observed in different variables (González-Zeas *et al.*, 2010). The best example could be the proved increase in temperatures (Dasari *et al.*, 2014), what will cause a net increase in rainfall, surface evaporation and sea level (Chang *et al.*, 2015).

Spain is a country with a huge variety of water uses. Mainly its developed agriculture and its high hydroelectric potential have led to the development of a large amount of reservoirs, dams and underground water intakes (Moreno *et al.*, 2005). And it is, by far, the agricultural activity the largest water consumer, representing on average 40% of the total water consumption in Europe, although in Mediterranean countries, like Spain, it represents 60–80% (Rasilla *et al.*, 2013). Unfortunately, Spanish water resources have a high spatio-temporal irregularity in natural regime, especially when it is compared with the European average. For this reason, it has been necessary a marked human intervention in the hydrological cycle throughout the time, having profoundly altered its natural characteristics (Garrote de Marcos *et al.*, 2008).

According to Falkenmark and Lindh (1976) a consumption of 20% of the total renewable water resources is considered as the limit of overexploitation of a system. In most of the basins of Spain water resources are overused. As shown in the *Libro Blanco del Agua* in Spain (2000), the Douro River is dangerously in the limit of overexploitation, with 14.175 m³ of input and 2.929 hm³ of intake, which makes a relationship of 21% of consumption. The precipitation regime in this basin, located over the north plateau of the Iberian Peninsula (IP), is characterized by a marked annual cycle, with rainy winters and very dry summer.

Natural water resources in the IP are used intensively, especially in agriculture, but also in other sectors, such as hydropower industry or tourism. Together with the increase in water demand, the observed decrease in water availability has intensified the situation of water stress in Spain. A country of this nature is very sensitive to declines that may present the inherent water resources to climate change, and, as mentioned before, adapting to the coming water stress conditions will demand economic, social and technical measures beyond the frontiers of each country.

In view of the above, the main objective of this work is to obtain climate change projections of the Douro River winter streamflow for the period 2071–2099.

2. DATA

The streamflow data base used in this work has been provided by the Center for Studies and Experimentation of Public Works (CEDEX). Time series from gauging stations and reservoirs with less than 5% of missing data for the period 1950–2011 have been considered. So, we have selected just eight stations whose gaps were

filled by regression with well correlated neighboring stations. Table 1 shows a brief summary of the selected stations, while their localizations can be found in Figure 1.

Station	Number	Average annual streamflow (m ³ /s)
Covarrubias	2030	12.8
Peral de Arlanza	2031	15.1
Quintana del Puente	2036	27.7
Toro	2062	111.5
Morales del Rey	2082	6.1
Villalcampo	2002	246.3
Castro	2003	247.4
Ricobayo	2029	129.4

Table 1: Basic characteristics of the gauging stations (dark gray) and reservoirs (light gray) used in this work. The average annual streamflow was obtained from CEDEX.

Fig 1: Localization of the streamflow series analyzed in this work within the Spanish part of the Douro Basin. Gauging stations are shown in red and reservoirs in green.

In the present study, we use the sea level pressure (SLP) averaged from December to February (DJF), as predictor variable for winter (JFM) Douro streamflow because the links between precipitation and atmospheric circulation tend to be the strongest in winter. Database used is the SLP monthly mean from the reanalysis data NCEP-NCAR. This SLP data set has a temporal coverage from 1950 to 2011, and a horizontal resolution of 2.5° X 2.5°.

Also, the SLP outputs from three GCMs of the CMIP5 for the historic (1951-2005) and future periods (2071-2099) are used. The GCMs used are CESM1 (CAM5), IPSL-CM5A-MR, and MIROC5. All SLP data, reanalysis and GCMs, were chosen for a range covering the area from 20°N to 90°N and from 110°O to 70°E.

For computing the climate change projections of winter Douro streamflow, the RCPs scenarios 2.6, 4.5 and 8.5 have been chosen.

3. METHODOLOGY

There are many different statistical techniques that have been applied in order to downscale climate data. In this work we follow the methodological scheme based on

the Principal Component Regression (PCR), as in Palomino-Lemus *et al.* (2015). PCR is a method that can be used to overcome the problem of multicollinearity on predictor variables, because a multiple regression model needs predictors uncorrelated or not multicollinear (Wigena and Djuraidah, 2014). In summary, the PCR method has two parts: 1) obtaining streamflow predictors through a Principal Component Analysis (PCA) applied to the SLP field, and 2) the construction of a multiple regression model that use the selected predictors to simulate de streamflow (named the downscaling model). Finally, streamflow projections for the period 2071-2099 by applying the obtained downscaling model to the SLP data derived from the GCM simulations under the three chosen RCPs scenarios (RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5) are computed. In other to correct the models bias, the Delta method (Hijmans *et al.*, 2005; Palomino-Lemus *et al.*, 2015) was used, so the projected changes are calculated as the difference between the modeled streamflow using historical and RCPs output for each model. The difference between the mean values for present and future downscaled streamflow was evaluated by the Wilcoxon–Mann–Whitney rank sum test.

4. RESULTS

4.1. Spatio-temporal variability of SLP

For starting, the stability of the predictor field, winter SLP, is analyzed computing a Principal Component Analysis (PCA), used to identify the main variability patterns of winter SLP. This PCA obtains patterns (EOFs) that facilitate the comparison of the climate variability reproduced by the reanalysis data (NCEP) and the models. For this analysis, the first six modes of winter SLP variability identified by the PCA of the reanalysis data in the period 1950–2011, which explain 85.7% of the total variance, were retained. Figure 2 shows these spatial patterns (EOFs).

Fig 2: Factor loading of the first six leading Empirical Orthogonal Factors of winter SLP over the study area for the reanalysis data. Variance explained by each mode is indicated in parentheses.

EOF1 explains 46.48% of the variance for the winter SLP field, with a positive correlated center located over Greenland and another negative correlated center over the Mediterranean and the central North Atlantic. This spatial pattern clearly corresponds to the NAO. The second EOF, which explains 11.90% of winter SLP variance, exhibits a positive center located in the North Atlantic. EOF3 (10.86% of variance) presents a tripolar structure with a high negative correlation center in northern Europe. EOF4 (9.93% of variance) also shows a tripolar structure with a pattern with high negative loadings centered on the British Isles. EOF5 and EOF6 (3.54% and 3.02%, respectively) account for only 14.43% of the SLP variance and show different action centers over the study region with lower correlations.

The associated PC time series (not shown) present for all the cases an important interannual variability. For the PC1 decadal variability is also apparent. To explore the physical meaning of these spatial modes, correlations between the PC series and several teleconnection indices for the period 1951-2010 have been computed, and they are shown in Table 2. As expected, the time series of the first EOF is strongly linked with the NAO ($r = -0.55$), and it exhibits a significant increase in the year 2010. PC1 is also linked to both the EA ($r = -0.33$) and the EA-WR indices ($r = -0.27$). Also, the third PC series is linked with the SCAND index ($r = 0.26$).

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
NAO	-0.557	-0.179	0.131	0.193	-0.001	0.007
EA	-0.333	-0.047	-0.150	-0.014	0.006	0.080
SCAND	0.025	0.043	0.268	-0.106	0.076	0.001
EA-WR	-0.279	-0.043	-0.019	0.182	0.071	0.133

Table 2: Correlations between the six leading PCs of the winter SLP reanalysis data and the teleconnection indices NAO, EA, SCAND and EA-WR, for the period 2051-2010. Significant correlations at 95% confidence level are shown in bold.

Figure 3 shows the spatial patterns of the SLP variability (EOFs) from the models MIROC5, CESM1 (CAM5) and IPSL-CM5A-MR, for the present time (1951-2005). For the first EOF, all models show similar structures and have almost the same percentage of explained variance than the EOF1 of NCEP, except for the MIROC5 model, whose structure is mainly the same but spreads to the west, being its variance a little bit lower. EOF2 is characterized by a positive center located in the North Atlantic for the NCEP data, being a negative center for the CESM1 (CAM5) and IPSL-CM5A-MR models, which explain a bit more of variance. The MIROC5 represents a structure that is further from the EOF of the reanalysis data, although its variance is higher. For EOF3, all models show similar structures to the EOF3 of reanalysis data, with the same percentage of explained variance. Regards the fourth EOF, it is the CESM1 (CAM5) model which is the nearest to represent the EOF4 from the reanalysis data, being the MIROC5 model which presents a more differentiated pattern to the NCEP data. Again, the variance explained is very similar. Finally, EOF5 and EOF6 represent different structure between them and from the NCEP data, and their variance is almost similar.

In order to select adequate predictors for winter Douro streamflow that can be used in a regression model, correlations between streamflow time series and the six leading PCs of the SLP from reanalysis data, for the period 1950-2010, have been calculated. PCs that show significant correlations at 95% confidence level with the streamflow time series in the Douro River were selected as predictor variables for the regression model. This result is shown in Table 3. Note that the first two variability modes and the fifth and sixth (also the fourth but just for the gauging station number 2082) of the winter SLP are significantly associated with winter Douro streamflow. Thus, only these five modes were considered for the development of the regression models.

Fig 3: EOF loading factors of winter SLP for the three GCMs considered in the period 1951-2005. Variance explained by each mode is indicated in parentheses.

4.2. Principal component regression models for the streamflow

We used the principal component regression (PCR) method to build the forecasting model for the streamflow. For this analysis, we retained the first two variability

modes of winter SLP field for all the stations, but also the fourth, fifth and sixth PCs appeared in some cases as significant. The training period 1950–1995 was used as calibration period, while the period 1996–2011 was used to verify the model.

Station	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
2030	-0.647	-0.248	-0.067	0.093	0.255	0.178
2031	0.608	-0.273	-0.048	-0.011	0.259	0.117
2036	0.575	-0.243	-0.021	0.024	0.235	0.165
2062	0.608	-0.279	-0.020	-0.044	0.191	0.225
2082	0.635	-0.237	-0.157	-0.235	0.142	0.233
2002	0.620	-0.288	0.001	-0.075	0.191	0.240
2003	0.597	-0.294	0.013	-0.065	0.211	0.242
2029	0.633	-0.255	-0.021	-0.102	0.166	0.263

Table 3: Correlations between the PCs of winter SLP reanalysis data and the streamflow. Significant correlations at the 95% confidence level are shown in bold.

Table 4 presents a summary with the statistics obtained from the regression models, showing the significant correlations values, at 95% level, between the observed and predicted streamflow, and the root-mean-square error (RMSE), for both periods (calibration and validation).

Station	Training period (1950-1995)		Verification period (1996-2011)		Recalibration period (1950-2011)	
	<i>r</i>	RMSE	<i>r</i>	RMSE	<i>r</i>	RMSE
2030	0.79	23.99	0.66	34.47	0.75	26.59
2031	0.76	32.69	0.65	55.70	0.72	8.85
2036	0.68	61.20	0.68	79.63	0.68	65.63
2062	0.75	231.51	0.63	373.03	0.73	55.45
2082	0.78	12.53	0.70	19.04	0.76	14.09
2002	0.77	516.19	0.63	795.23	0.75	578.14
2003	0.77	505.22	0.63	783.56	0.70	611.09
2029	0.80	227.83	0.64	440.82	0.75	287.67

Table 4: Correlation (*r*) and root-mean-square error (RMSE) between the observed and predicted streamflow by the regression model for the calibration period, the validation period and the recalibration period.

In general, the regression models work properly, performing well during the training period, but a bit worse during the verification period, although it clearly fails when estimating peak values (not shown) as the high flows registered during the years 1979 and 2001, which correspond to very rainy years in the region. We may attribute to these years the principal cause of the high RMSE values obtained.

Once the downscaling model has been validated, we have recalibrated it using all data, that is, calibrating it again for the full period. The correlation coefficients between the observed and predicted values and their RMSE are also presented in

Table 4. There is an improvement in the prediction with respect to the verification period, although the model is not able to reproduce the extreme streamflow values of the last records.

4.3. Climate change projections

After having established the principal component regression model for the statistic downscaling of the streamflow, and in order to identify the potential impact of the climate change, we have applied it to the SLP data derived from the GCM simulations for both the present (1951-2005) and future (2071-2099) climate under the RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios.

In general, for present climate (results not shown) we could say that CESM1 and IPSL-CM5A-MR models present a clear streamflow underestimation, whereas MIROC5 shows important overestimations. Furthermore, there are marked differences between the performance of the different models, being the IPSL-CM5A-MR which better represents the present conditions for most of the stations. Therefore, there are a considerable bias between the observational streamflow data and the present climate estimations from the models, which could be attributed to the tendency of the GCMs to show a more zonal pattern of the SLP than the NCEP data. This bias is taken into account when calculating the winter streamflow projections for the period 2071-2099. Thus, the streamflow differences have been obtained by subtracting the average model values in the present time to the projected future data, being the percentages relative to the present modeled average. The results obtained for the future are shown in Table 5.

The results of the projected changes for later this century show generalized decreases of the winter streamflow for all models and scenarios. As expected, the RCP2.6 scenario presents the lowest decreases, in contrast to RCP8.5, which shows the highest decreases in the winter streamflow for CESM1 and IPSL-CM5A-MR models, but being the RCP4.5 scenario which surprisingly projects the greatest changes for MIROC5. The stations 2002, 2003 and 2029 suffer the biggest changes, due to the fact that are reservoirs and contain the biggest amount of water.

The p values obtained from the Wilcoxon–Mann–Whitney rank sum test is higher for the results obtained with the CESM1 and IPSL-CM5A-MR models, being the lowest values these which were obtained for the RCP8.5 scenario, so for this scenario the streamflow projected are significant for some locations. On the other hand, the MIROC5 model presents low p values in general, therefore, it shows the most significant changes.

5. DISCUSSION

Climate change projections for winter Douro River streamflow under the scenarios RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5, for the period 2071-2099, using the outputs of three GCMs (MIROC5, CESM1 and IPSL-CM5A-MR) have been computed by using the PCR method. The PCA applied to the winter SLP reanalysis data from the NCEP showed the existence of six leading variability modes, which explain 85.7% of the total variance. We analyzed the association between these resulting principal components and the streamflow series in order to use the SLP PC series as predictor variables in a multiple regression model.

The statistical models built for the eight stations showed in general a good representation both for the calibration and validation periods, although they clearly failed at estimating peak values which correspond to very rainy years. After this step, we recalibrated it again for the full period. Finally, we applied the model data to our regression model, obtaining the streamflow projections.

The general conclusions are the following:

Station	RCPs	MIROC5		CESM1		IPSL-CM5A-MR	
		Diff with (1950-2011)	Diff (%)	Diff with (1950-2011)	Diff (%)	Diff with (1950-2011)	Diff (%)
2030	2.6	-8.3	-8.5	1.2	2.7	-3.8	-5.8
	4.5	-35.8	-36.5	-8.0	-17.3	-4.6	-7.0
	8.5	-13.8	-14.1	-16.4	-35.3	-2.8	-4.3
2031	2.6	-7.6	-6.9	-3.1	-5.1	-2.2	-2.2
	4.5	-13.7	-12.4	-11.4	-18.5	-5.5	-5.6
	8.5	-6.3	-5.7	-24.9	-40.4	-14.6	-14.8
2036	2.6	-3.4	-1.6	0.0	-0.0	3.92	-3.1
	4.5	-84.3	-40.8	-4.4	-4.6	-13.6	-10.7
	8.5	-5.8	-2.8	-27.7	-28.8	-32.8	-26.0
2062	2.6	-86.3	-10.6	-20.6	-5.2	-19.7	-4.2
	4.5	-365.2	-45.0	-87.7	-22.3	19.5	4.2
	8.5	-66.1	-8.1	-135.3	-34.5	-69.4	-14.9
2082	2.6	-3.1	-6.8	-1.0	-8.2	1.1	5.7
	4.5	-23.6	-52.5	-4.4	-34.6	1.5	7.2
	8.5	-2.0	-4.4	-3.6	-28.6	-2.0	-9.9
2002	2.6	-199.0	-11.4	-46.8	-5.8	-44.5	-4.7
	4.5	-843.7	-48.2	-199.9	-24.9	50.7	5.3
	8.5	151.7	-8.7	-302.0	-37.6	-151.7	-15.9
2003	2.6	-197.4	-11.5	-47.2	-5.7	-42.4	-4.4
	4.5	-791.3	-46.0	-198.5	-23.7	57.1	5.9
	8.5	-148.7	-8.6	-289.4	-34.8	-137.7	-14.1
2029	2.6	327.3	33.4	-89.6	-19.6	-179.4	-36.0
	4.5	-662.0	-67.5	-29.0	-6.3	-316.5	-63.6
	8.5	263.7	26.9	212.0	-46.3	-457.5	-91.9

Table 5: Absolute (hm^3) and percentual (%) differences between observed and downscaled GCM values for the future period (2070-299), for each GCM and RCP. Significant changes at 95% confidence level are in bold.

- The NAO is the teleconnection pattern that mainly controls the winter precipitation variability in the west part of the IP, and therefore it is directly reflected in the winter seasonal flow of the Douro River. This pattern is mainly represented by the first SLP EOF.

- For the downscaling model, there is an improvement in the regression model during the verification period after having recalibrated it for the full period. However, the model fails at estimating peak values related to very rainy years.

- CESM1 and IPSL-CM5A-MR models present a clear underestimation of the present streamflow, whereas MIROC5 shows important overestimations. Thus, that bias has effects on the results of the future projections.

- The Global Circulation Models MIROC5, CESM1 and IPSL-CM5A-MR clearly show generalized decreases of the winter Douro River streamflow for the period 2071-2099, under the scenarios RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5, being for this scenario more significant, particularly for MIROC5 model.

It should be noted that the downscaling method used in this work can only represent the changes in the streamflow, which are principally derived from the changes in the rain, linked to changes in the atmospheric circulation as we only used one predictor field (SLP) in the *downscaling* model. In this sense, this work represents a first step to the analysis of the climate change impact on IP streamflow. Subsequent research is necessary because changes in the streamflow could be also linked to other predictor fields such as temperature.

ACKNOWLEDGMENTS

This work has been financed by the projects P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía-Spain) and CGL2013-48539-R (MINECO-Spain, FEDER).

REFERENCES

- Chang, B., Guan, J., and Aral, M. M. (2015). Scientific Discourse: Climate Change and Sea-Level Rise ASCE Journal of Hydrologic Engineering, 20, A4014003-1-14.
- Dasari, H. P., Pozo, I., Ferri-Yáñez, F., Araújo, M. B. (2014). A regional climate study of heat waves over the Iberian Peninsula. Atmospheric and Climate Sciences, 4(05), 841.
- Falkenmark, M., Lindh, G., Lindh, G., and Lindh, G. (1976). Water for a starving world. Westview Press Boulder, CO, USA.
- Garrote de Marcos, L., Carrasco, M., Javier, F., Pedrosa, L. (2008). Respuestas de adecuación ante los escenarios de cambio climático. En: Agua y Ciudad. Semana Temática de la Expo de Zaragoza, Zaragoza, España.
- González-Zeas, D., Garrote, L., Iglesias, A. (2010). Análisis hidrológico de los escenarios de cambio climático en España. Unpublished Ph. D. Thesis, Technical University of Madrid, Spain.
- Hijmans, R. J., Cameron, S. E., Parra, J. L., Jones, P. G., Jarvis, A. (2005). Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. International Journal of Climatology, 25(15), 1965-1978.
- IPCC (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex V., Midgley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 1535 pp.

- Libro Blanco del Agua (2000). Centro de Publicaciones, Secretaría general Técnica, Madrid, Ministerio de Medio Ambiente.
- Moreno, J. M., De la Rosa, D., Zazo, C. (2005). Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático. Madrid, España Ministerio de Medio Ambiente.
- Palomino-Lemus, R., Córdoba-Machado, S., Gámiz-Fortis, S. R., Castro-Díez, Y., Esteban-Parra, M. J. (2015). Summer precipitation projections over north-western South America from CMIP5 models. *Global and Planetary Change*, 131, 11–23.
- Rasilla, D. F., Garmendia, C., and García-Codron, J. C. (2013). Climate change projections of streamflow in the Iberian Peninsula. *International Journal of Water Resources Development*, 29(2), 184–200.
- Wigena, A. H., Djuraidah, A. (2014). Quantile regression in statistical downscaling to estimate extreme monthly rainfall. *Science Journal of Applied Mathematics and Statistics*, 2(3), 66–70.

EVALUACIÓN DE SIMULACIONES DE LA PRECIPITACIÓN EN CLIMA PRESENTE USANDO EL MODELO WRF EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA, S. de FRANCISCIS, S.R. GÁMIZ-FORTIS,
Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA

Departamento de Física Aplicada, Universidad de Granada, España.

mgvaldecasas@ugr.es

RESUMEN

En este estudio se ha llevado a cabo un conjunto de simulaciones de alta resolución espacio-temporal para un periodo de 31 años haciendo uso del modelo regional *Weather Reserch and Forecasting* (WRF) con el fin de evaluar la capacidad del modelo para simular la variabilidad de las precipitaciones en la Península Ibérica. Las simulaciones se realizaron usando como condiciones iniciales y de contorno los datos de reanálisis de ERA-Interim, como "condiciones de contorno perfectas", y las salidas globales del modelo CMIP5 CESM corregidas en sesgo, sobre un dominio centrado en la PI anidado en el dominio EURO-CORDEX. La evaluación se basó en la comparación de las salidas del modelo con los datos observacionales Spain02 para las precipitaciones en España y PT02 para Portugal, a diferentes escalas temporales con el objetivo de poder averiguar si las simulaciones regionalizadas son capaces de capturar tanto los valores medios como los eventos extremos.

Los resultados indican que aunque existen ciertos errores substanciales, WRF es capaz de capturar los principales patrones espaciales de la precipitación en la PI, resultando una herramienta útil a la hora de realizar simulaciones regionales para zonas con una topografía compleja como es la Península Ibérica.

Palabras clave: WRF, downscaling dinámico, Península Ibérica, precipitaciones, simulaciones climáticas regionales, evaluación climática.

ABSTRACT

A set of 31-yr high-resolution simulations has been carried out with the regional Weather Research and Forecasting (WRF) model in order to evaluate its capability to simulate precipitation variability in the Iberian Peninsula. The WRF model was forced by the ERA-Interim data as "perfect boundary conditions", and the global bias-corrected climate model outputs from CMIP5 CESM model, over a domain encompassing the IP and nested in the coarser EURO-CORDEX domain. Evaluation was based on comparison at different time scales in order to assess the model ability to capture long-term mean precipitation values and high-order statistics (extreme events). For this end, we used two different observational gridded datasets: the Spain02 data for Spanish precipitation and the PT02 data for Portugal.

Although considerable errors are still observed, results show that WRF is able to capture the main spatial precipitation patterns in IP. Therefore, we can say that WRF

provides useful information at regional scale, with significant improvement in complex terrain areas such as Iberian Peninsula.

Key words: WRF, dynamical downscaling, Iberian Peninsula, precipitations, regional climate simulations, climate evaluation.

1. INTRODUCCIÓN

La precipitación es sin duda una de las variables climáticas con mayor repercusión en el ser humano, capaz de causar gran impacto en la sociedad y el medio ambiente. Este hecho hace indispensable una correcta caracterización de los patrones de variabilidad de la precipitación así como el estudio de su evolución en un contexto de cambio climático. El uso de herramientas que aporten información adecuada sobre cómo se comportará esta variable es importante a la hora de realizar una gestión adecuada para intentar mitigar los efectos que se producirán en distintos ámbitos tan importantes como la agricultura o el abastecimiento urbano.

Dentro de este contexto, los Modelos Regionales del Clima (RCMs) son una fuente primordial de información en estudios de cambio climático, generando un valor añadido a la hora de representar la variabilidad climática a escala regional. Ahora bien, debido a la existencia de las diferentes fuentes de error que hay en los RCM, es conveniente que para realizar proyecciones del clima futuro se efectúe una evaluación previa del modelo de predicción, ya que una mejor representación en el presente implicará proyecciones en el futuro más fiables. Hay que notar que la representación correcta por parte del modelo en el presente no implica resultados adecuados en el futuro, pero aportará mayor fiabilidad a los resultados. Además, la evaluación del modelo a usar ayudará a analizar las habilidades y debilidades del sistema de predicción así como a corregir posibles sesgos sistemáticos que pudieran detectarse en las salidas de simulaciones en tiempo presente, y en consecuencia aplicarse en proyecciones futuras de cambio climático.

Por ello en este estudio se evalúa la capacidad del modelo *Weather Research and Forecasting (WRF) Model* para simular las precipitaciones en la Península Ibérica (PI) tomando como condiciones iniciales y de contorno las salidas de un Modelo Climático General (GCM). Dichas salidas son comparadas con las obtenidas con datos de reanálisis. De esta manera, podrán compararse las diferencias que se producen al tomar como condiciones de contorno un GCM con las obtenidas con datos de reanálisis y datos observacionales pudiendo dilucidar si las salidas de WRF para dicho GCM son representativas del clima presente y por tanto adecuadas a la hora de realizar proyecciones de cambio climático a escala regional.

2. MÉTODOS

2.1. Configuración del modelo

En este estudio se ha utilizado la versión 3.6.1 del modelo WRF-ARW (Skamarok *et al.*, 2008) para la realización de simulaciones regionales de clima presente. El modelo WRF es un modelo de predicción regional ampliamente aceptado por la comunidad científica para su uso en simulaciones de clima presente y proyecciones de clima futuro de alta resolución.

Cada una de las simulaciones se realizó a una resolución espacial de 0.088° (~ 10 km) sobre un dominio centrado en la PI (D02) anidado sobre el dominio EURO-CORDEX (D01) de 0.44° de resolución (50 km) horizontal (Fig. 1). En la vertical, ambos dominios se componen de 41 niveles verticales de presión, situándose el nivel más alto en 10 hPa. El periodo de estudio utilizado ha sido desde enero de 1979 hasta noviembre de 2010 con un *spin-up* de 11 meses. Como condiciones iniciales y de contorno se han usado dos fuentes de datos diferentes: los datos de reanálisis de ERA-Interim (Berrisford *et al.*, 2011) como "condiciones de contorno ideales" (cuyas simulaciones serán denominadas como WRFERA) y los datos con corrección de sesgos de las salidas del modelo global CMIP5 CESM1 (Bruyère *et al.*, 2014) (sus salidas serán denominadas WRFCCSM4).

Con el objetivo de evitar inconsistencias en los bordes del dominio se aplicó una técnica de *nudging espectral* (von Storch *et al.*, 2000) sobre todas las variables de entrada excepto para la humedad. Esta técnica se aplicó sobre el dominio más grande y por encima de la capa límite, permitiendo así que el modelo genere su propia dinámica interna para el dominio anidado.

Fig. 1: Dominio de estudio.

El conjunto de parametrizaciones utilizadas son: *Asymmetric convective model version 2* (ACM2; Pleim, 2007) para capa límite; *Betts-Miller-Janjic* (BMJ; Betts and Miller, 1986; Janjic, 1990,1994) como modelo de convección; *WRF single-moments three class schemes* (WRF3S; Hong *et al.*, 2004) para microfísica de nubes; *Noah LSM* (Chen and Dudhia, 2001) como modelo de suelo; y *Community Atmosphere Model 3.0* (CAM3.0; Collins *et al.*, 2004) para radiación de onda corta y radiación de larga.

2.2. Evaluación de las precipitaciones

La evaluación del modelo WRF se ha realizado a diferentes escalas temporales (desde anual a diaria) con el objetivo de comprobar si el modelo representa de manera adecuada la variabilidad del clima presente en la PI. Para ello, las salidas de precipitación de WRF se han comparado con los datos observacionales de Spain02 (versión 4) y PT02 (versión 1) para España peninsular e Islas Baleares y Portugal, respectiva-

mente. Spain02 es una base de datos en rejilla de precipitaciones observadas a escala diaria desarrollada por Herrera *et al.* (2016) a partir de registros de estaciones de la Agencia Estatal de Meteorología Española de alta calidad. Dentro de las diferentes resoluciones disponibles para la versión 4, en este estudio se han utilizado los datos en rejilla a resolución horizontal de 0.11° con coordenadas rotadas según los criterios de EURO-CORDEX, disponiendo de registros comprendidos entre 1971 y 2010. Por su parte, la base de datos observacionales PT02 desarrollada por Belo-Pereira *et al.*, (2011) contiene las series de precipitación diaria de Portugal en una rejilla regular de 0.2° de resolución horizontal para el periodo comprendido entre 1950 y 2003.

Debido a que la resolución horizontal de cada base de datos es diferente, el primer paso realizado fue el regrillado, mediante interpolación lineal, de las salidas del modelo WRF a la resolución de las bases de datos observacionales en cada caso con el fin de hacer los datos comparables entre ellos. De esta forma, la evaluación se ha realizado punto a punto de forma independiente para España y Portugal.

3. RESULTADOS

3.1. Precipitaciones acumuladas anuales

Las precipitaciones acumuladas anuales han sido calculadas para los datos observados y simulados obteniéndose posteriormente el promedio para el periodo completo de estudio en cada caso y para cada punto de rejilla. Dicho periodo fue 1979-2010 para España y 1979-2003 para Portugal. El objetivo de la representación del valor medio acumulado para todo el periodo de estudio es analizar si el modelo es capaz de representar los patrones principales de variabilidad de la precipitación en la PI e identificar las zonas que presentan mayor desviación con respecto a los valores observados. La Fig. 2 muestra la precipitación acumulada anual media obtenida a partir de los datos de Spain02 y PT02 (representándose en el mismo mapa, por lo que se le nombrará a partir de ahora como SPAINPT02), y de las simulaciones WRFERA y WRFCCSM4. Con el propósito de cuantificar el grado de similitud de los patrones espaciales obtenidos se han calculado los coeficientes de correlación de Pearson de los patrones simulados con respecto a SPAINPT02 (mostrados entre paréntesis). Como puede verse, de manera general, WRF representa adecuadamente la media climática anual para la PI, simulando los patrones principales de variabilidad espacial al identificar el gradiente noroeste-sureste de precipitaciones que caracteriza al clima de esta zona. Dicho gradiente queda bien representado en ambas simulaciones, WRFERA y WRFCCSM4, siendo los resultados entre ambas simulaciones muy similares, aunque ligeramente mejores en el caso de WRFERA. Respecto a la correlación espacial, puede verse que ambas simulaciones presentan altos valores de correlación (0.89 y 0.87 para WRFERA y WRFCCSM4, respectivamente) siendo ligeramente mejor para las salidas que utilizan como condiciones de contorno los datos de ERA-Interim. Por otro lado, aunque de manera general WRF represente bien la media climática, existen errores que dan lugar a subestimaciones en algunos casos (Cuenca del río Ebro, sur y sureste peninsular y Galicia), y sobreestimaciones en otros, como por ejemplo, en el Sistema Ibérico y sobre todo en la Cordillera Cantábrica, donde WRF simula precipitaciones superiores a 2600 mm/año mientras que los datos observacionales indican precipitaciones en torno a 1600 mm/anuales.

Fig. 2: Precipitación acumulada anual media obtenida de SPAINPT02, WRFERA y WRFCCSM4. En paréntesis se muestra el coeficiente de correlación espacial con respecto a las observaciones.

3.2. Sesgos anuales y estacionales de las precipitaciones acumuladas

Otra medida de la idoneidad del modelo para la simulación de las precipitaciones en la PI, es el sesgo (BIAS) relativo entre las precipitaciones simuladas y observadas a escala anual y estacional, tomando como invierno los meses entre diciembre y febrero (DEF), primavera el periodo de marzo a mayo (MAM), verano de junio a agosto (JJA) y otoño de septiembre a noviembre (SON). Para tal efecto, se entiende como sesgo al sumatorio de la diferencia entre los datos observados y simulados de las series temporales. Con el fin de comparar diferentes regiones, estas diferencias se dividen entre el valor promedio de las observaciones para todo el periodo de estudio, obteniéndose el BIAS relativo en tanto por ciento. Como puede verse en la Fig. 3, WRFERA presenta sesgos moderados a escala anual, obteniéndose valores de BIAS comprendidos entre 25 y -25% en la mayor parte de la PI e Islas Baleares. Excepciones de ello son el sur de la Península y la Costa Mediterránea con subestimaciones de hasta un 50% de las precipitaciones acumuladas a escala anual. El aumento del sesgo en estas regiones se debe, en cierta medida, a que las precipitaciones en estas zonas son menores, siendo el sesgo relativo superior para errores similares a los ocurridos en la zona norte o centro donde la precipitación es mayor. En contraposición, y como puede verse en la Fig. 2 el modelo sobrestima las precipitaciones del centro-norte peninsular coincidiendo con regiones montañosas como la zona de los Pirineos. Resultados similares se muestran para las salidas de WRFCCSM4, siendo los errores de subestimación y sobreestimación más generalizados y/o acusados.

Estacionalmente, se muestran valores mayores de sesgo, tanto de signo positivo como negativo, en comparación con los mostrados a escala anual que probablemente pueden estar compensados. Dichos sesgos son más marcados en verano (JJA) y otoño (SON) donde pueden verse valores de BIAS negativo en el sur peninsular superiores al 100% en algunos casos.

Fig. 3: Sesgo relativo (%) de las precipitaciones anuales y estacionales acumuladas simuladas por WRFERA y WRFCCSM4 con respecto a los datos observacionales SPAINPT02.

En cuanto a las diferencias entre las distintas condiciones iniciales y de contorno, los resultados muestran un cierto grado de similitud en muchos casos, presentándose valores de sesgos positivo en el centro y norte peninsular así como valores negativos para la zona sur y Galicia. Las diferencias más notables entre los datos de WRFERA y WRFCCSM4 son una subestimación más acusada para los datos de WRFCCSM4 en invierno, verano y otoño en el sur, la existencia de sesgos positivos en verano para el centro peninsular o los valores de precipitación más acusados en la zona cantábrica para invierno en los datos de WRFCCSM4.

3.3. Análisis de precipitaciones diarias: valores extremos

La Fig. 4 muestra la similitud, en tanto por ciento, entre la función de distribución de probabilidad (PDF) de las precipitaciones acumuladas diarias simuladas con respecto a las observadas a través del denominado Skill Score (SS; Perkins *et al.*, 2007). El SS compara las PDFs de las precipitaciones diarias simuladas y observadas para lo cual toma como medida de similitud el área común bajo estas dos funciones, obtenidas utilizando como intervalo de estudio 1 mm. Así, el valor de 100% indica que ambas funciones de distribución son iguales mientras que el 0% significa que no tienen nada en común.

Fig. 4: Perkins Skill Score (%) de las precipitaciones diarias acumuladas simuladas por WRFERA y WRFCCSM4 con respecto a los datos observacionales SPAINPT02.

En la mayoría de los casos, los valores de SS se encuentran comprendidos entre el 90 y 100%, siendo esta medida de similitud más baja para WRFCCSM4, en general para toda la PI. Las PDFs obtenidas a partir de los valores simulados y observados en distintas zonas del norte peninsular parecen mostrar mayores diferencias. En contraposición, WRF muestra una mayor habilidad para capturar las precipitaciones diarias en la cuenca del Ebro, así como en el sureste, suroeste y centro peninsular.

Por último, y con el objetivo de evaluar la simulación de valores extremos de precipitación en cuanto a su intensidad, se han calculado diferentes índices extremos sugeridos por el ETCCDI (*Expert Team on Climate Change Detection and Indices*). Los índices analizados se encuentran recogidos en la Tabla 1.

Índice	Descripción	Unidades
R10	Días con precipitaciones fuertes (> 10 mm).	días/año
R20	Días con precipitaciones muy fuertes (> 20 mm).	días/año
CDD	Máximo número de días con precipitaciones < 1 mm.	días/año
CWD	Máximo número de días con precipitaciones ≥ 1 mm.	días/año
RX5day	Máximas precipitaciones en 5 días consecutivos.	mm/año
SDII	Intensidad media para días con precipitaciones ≥ 1 mm.	mm/año
R95pToT	Porcentaje de precipitación de eventos de precipitaciones superiores al percentil 95.	%

Tabla 1: índices extremos sugeridos por el ETCCDI calculados en este estudio.

Para el cálculo de estos índices se ha hecho uso del software MétéoLab, desarrollado por el Grupo de Meteorología de Santander. Así, se han calculado cada uno de los índices para cada año, obteniéndose finalmente la media anual para todo el periodo de estudio (diciembre-1979 a noviembre-2010 para España, y diciembre-1979 a noviembre-2003 para Portugal).

La Fig. 5 presenta el valor promedio de cada índice en el periodo 1979-2010 para España y 1979-2003 para Portugal, calculados a partir de los datos observacionales, las salidas de WRFERA y de WRFCCSM4. El modelo WRF representa de manera adecuada las precipitaciones en la PI en términos de índices extremos, presentando pocas diferencias entre los resultados obtenidos con WRFERA y WRFCCSM4. En cuanto a los resultados de R10 y R20 puede verse cómo WRF subestima el número de días con precipitaciones superiores a 10 y 20 mm en toda la región sur de la península, siendo dicha subestimación más acusada en WRFCCSM4. Este mismo comportamiento se encuentra en parte de la región gallega. En contraposición, WRF sobreestima el número de días con precipitaciones fuertes o muy fuertes en zonas de la Cordillera Cantábrica.

Respecto a los índices relacionados con el máximo número de días consecutivos con precipitaciones inferiores a 1 mm (CDD) se puede resaltar que WRF, para ambas condiciones iniciales y de contorno, indica un valor medio más elevado en el sur, en especial para Cádiz. A partir del índice RX5day, el cual indica las precipitaciones máximas en 5 días consecutivos, puede verse cómo WRF sobreestima las precipitaciones en la Cordillera Cantábrica y en el Sistema Central, siendo más visible la sobreestimación en las simulaciones de WRFCCSM4. En el caso del índice SDII, o intensidad media, se observa una mayor diferencia entre los datos WRFERA y WRFCCSM4 dando lugar este último a una subestimación generalizada para toda la zona central de España y Portugal.

4. DISCUSIÓN

En este estudio se ha evaluado la capacidad del modelo WRF para representar el comportamiento de las precipitaciones en la PI a distintas escalas temporales, con el objetivo de analizar si el modelo es capaz de reproducir tanto los valores medios climáticos como los eventos extremos. Para ello, se comparan las salidas de precipitación de WRF con los datos observacionales en rejilla de Spain02 y PT02 de España y Portugal, respectivamente.

Fig. 5: Índices extremos propuestos por el ETCCDI calculados a partir de los datos observacionales SPAINPT02 y de las simulaciones WRFERA y WRFCCSM4.

Siendo el objetivo final evaluar la idoneidad del modelo WRF para realizar proyecciones regionales de cambio climático a partir de las salidas del GCM CMIP5 CESM1, se utilizaron dos bases de datos como condiciones iniciales y de contorno: los datos de reanálisis de ERA-Interim como "condiciones de contorno perfectas" y las salidas corregidas en sesgo del modelo global CMIP5 CESM1. En general, los resultados sugieren que aunque aún existen errores importantes en la simulación de la precipitación anual para España y Portugal, WRF simula de una manera adecuada los patrones espaciales de la misma, siendo por tanto una herramienta muy útil para representar la precipitación de la PI a escala regional. Tras la comparación de los resultados con las diferentes salidas de WRF, se encuentra que el uso de las salidas corregidas en sesgo del GCM CMIP5 CESM1, como condiciones iniciales y de contorno, parece ser adecuado para realizar proyecciones de cambio climático a alta resolución espacial y temporal en un terreno complejo como la PI, al menos en lo que a la precipitación se refiere.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se realizó usando los datos de Spain02 v4 proporcionados por el grupo de Meteorología de Santander, y los datos de PT02 proporcionados por el Instituto de Meteorología de Portugal y las salidas del modelo global CMIP5 CESM1 (<http://rda.ucar.edu>). El software libre de MeteoLab está disponible en <http://www.meteo.unican.es>. Las salidas climáticas del modelo WRF se realizaron en el servicio de computación ALHAMBRA de la Universidad de Granada. Este estudio está financiado por los proyectos P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía-Spain) y CGL2013-48539-R (MINECO-Spain, FEDER).

REFERENCIAS

- Belo-Pereira, M., Dutra, E. and Viterbo, P. (2011). Evaluation of global precipitation data sets over the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research* 116, D20101, [doi:10.1029/2010JD015481](https://doi.org/10.1029/2010JD015481)
- Berrisford, P., Kållberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A.J., Poli, P. and Sato, H., (2011). Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 1381-1399, [doi:10.1002/qj.864](https://doi.org/10.1002/qj.864)
- Betts, A.K. and Miller, M.J. (1986). A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, 693-709, [doi:10.1002/qj.49711247308](https://doi.org/10.1002/qj.49711247308)
- Bruyère, C.L., Done, J.M., Holland, G.J. and Frederik, S., (2014). Bias corrections of global models for regional climate simulations of high-impact weather. *Climate Dynamics* 43, 1847-1856, [doi:10.1007/s00382-013-2011-6](https://doi.org/10.1007/s00382-013-2011-6)
- Chen, F. and Dudhia, J. (2001). Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129, 569-58, [doi:10.1175/1520-0493\(2001](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)
- Collins, W.D., *et al.* (2004). Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0), NCAR technique note/TN-464+STR, [doi:10.5065/D63N21CH](https://doi.org/10.5065/D63N21CH)

- Hong, S.Y., Lim, K.S.S., Kim, J.H., Lim, J.O.J. and Dudhia J. (2009). Sensitivity study of cloud-resolving convective simulations with WRF using two bulk microphysical parameterizations: Ice-phase microphysics versus sedimentation effects. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 61–76, [doi:10.1175/2008JAMC1960.1](https://doi.org/10.1175/2008JAMC1960.1)
- Herrera, S., Fernández, J., and Gutiérrez, J.M. (2016). Update of the Spain02 Gridded Observational Dataset for Euro-CORDEX evaluation: Assessing the Effect of the Interpolation Methodology. *International Journal of Climatology* 36, 900–908, [doi:10.1002/joc.4391](https://doi.org/10.1002/joc.4391)
- Janjic, Z.I. (1990). The step-mountain coordinate. Physical package, *Monthly Weather Review*, 118, 1429–1443, [doi:10.1175/1520-0493\(1990\)118<1429:TSMCPP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118<1429:TSMCPP>2.0.CO;2).
- Janjic, Z.I. (1994). The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes, *Monthly Weather Review*, 122, 927–945, [doi:10.1175/1520-0493\(1994\)122.0927:TSMECM.2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122.0927:TSMECM.2.0.CO;2).
- Perkins, S.E., Pitman, A.J., Holbrook, N.J. y McAneney, J. (2007). Evaluation of the AR4 climate models simulated daily maximum temperature, minimum temperature, and precipitation over Australia using probability density functions. *Journal of Climatology* 20, 4356–4376, [doi:10.1175/JCLI4253.1](https://doi.org/10.1175/JCLI4253.1)
- Pleim, J.E. (2007). A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 1383–1395, [doi:10.1175/JAM2539.1](https://doi.org/10.1175/JAM2539.1)
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Dudha, M.G., Huang, X., Wang, W. and Powers, Y. (2008). A description of the advanced research WRF Ver. 30. NCAR technical note (p. 113). NCAR/TN-475. Disponible on-line en: www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf
- von Storch, H., Langenberg, H. and Feser, F. (2000). A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review* 128, 3664–3673, [doi:10.1175/1520-0493\(2000\)128<3664:ASNTFD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<3664:ASNTFD>2.0.CO;2)

REGIONAL DROUGHT VARIABILITY ASSESSMENT OVER SPAIN USING WRF MODEL

M. GARCÍA-VALDECASAS-OJEDA*, S. de FRANCISCIS, S.R. GÁMIZ-FORTIS,
Y. CASTRO-DÍEZ and M.J. ESTEBAN-PARRA

Applied Physics Department, University of Granada, Granada, Spain.

mgvaldecasas@ugr.es

ABSTRACT

This study assesses the ability of the Weather Research & Forecasting (WRF) model to reproduce dry and wet periods in a complex terrain region such as Spain. For this end, we have computed two different drought indices: the Standardized Precipitation Index (SPI) and the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index (SPEI), which is able to identify the drought patterns in a context of global warming. For comparative purposes, we also computed the drought indices using two different data sources as observational data: the monthly rainfall from MOPREDAS and the (maximum and minimum) monthly temperature from MOTEDAS gridded datasets. ERA-Interim data were also used to calculate the drought indices in order to determine the improvement obtained using dynamical downscaling regarding to the driving data.

Results show that WRF provides an improvement over ERA-Interim in term of droughts simulations, presenting higher temporal correlations with respect to observational data. This fact suggests that WRF outputs may be more suitable than larger-scale fields from General Circulation Models (GCMs) to perform future projections of droughts events.

Key words: SPEI, SPI, dynamical downscaling, RCM, WRF, droughts.

RESUMEN

Este estudio evalúa la habilidad del modelo *Weather Research & Forecasting* (WRF) para reproducir periodos húmedos y secos en terrenos geográficamente complejos como España. Con este objetivo se han calculado dos índices de sequía diferentes: el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) y el Índice Estandarizado de Precipitación Evapotranspiración (SPEI), capaz de identificar patrones de sequía en el contexto de calentamiento global. Con propósitos comparativos, se calcularon también los índices de sequía usando dos bases de datos diferentes como datos observacionales: las precipitaciones mensuales de los datos en rejilla de MOPREDAS y las temperaturas (máximas y mínimas) mensuales de MOTEDAS.

Los resultados muestran que las salidas del modelo WRF suponen una mejora con respecto a los datos de ERA-Interim en cuanto a las simulaciones de sequías presentando mayores coeficientes de correlación temporal con los datos observacionales. Este hecho sugiere que las salidas de WRF pueden ser más idóneas que los datos de

Modelos Climáticos Globales (GCMs) a la hora de realizar proyecciones futuras para episodios de sequía.

Palabras clave: SPEI, SPI, *downscaling* dinámico, RCM, WRF, sequías.

1. INTRODUCTION

In recent years droughts are increasing in magnitude, duration and intensity being the natural disaster that generates more economic losses in the world. Consequently, it is important to have reliable tools to predict the effects of climate change in these episodes in order to mitigate their impacts in the future.

With the purpose of detect, monitor and analyze drought events, the Standardized Precipitation Index (SPI; McKee *et al.*, 1993) is a well-reviewed robust index widely used since it has a clear computation procedure and a multi-scalar character. By contrast, the Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index (SPEI; Vicente-Serrano *et al.*, 2010) is a newly drought index similar to SPI that has the additional benefit of taking into account the effects of the temperature on drought severity, being more suitable in a context of global warming (Vicente-Serrano *et al.*, 2010).

Global Climate Models (GCMs) are the main tool to project climate variables such as the precipitation, which is related to drought episodes. However, most GCMs have a coarse resolution that may be a limitation to simulate drought variability at regional scale. To avoid this problem, Regional Climate Models (RCMs) are widely used in order to obtain suitable regional climate fields. Therefore, RCMs may provide an improvement to detect future droughts.

The goal in this work is to assess the simulations in term of two different drought indices (SPI and SPEI) at different time scales using the WRF model over Spain in order to analyse whether WRF as RCM model provides an added value with respect to driving data in term of droughts events.

2. DATA AND METHOD

2.1. WRF setup

In this study, the WRF-ARW (Skamarok *et al.*, 2008) version 3.6.1 model has been used to perform regional climate simulations. WRF is a mesoscale numerical weather prediction system widely applied as Regional Climate Model to simulate present and future climate.

The model setup (Fig. 1) consisted on two one-way nested domains: the coarser domain (D1) that corresponds to the EURO-CORDEX region with a horizontal resolution of about 50 km (0.44 degree), and the nested domain (D2) centered over the Iberian Peninsula containing 221 x 221 at a horizontal resolution of 0.088° (~10 km). Both domains were composed of 41 vertical levels with the top set to 10 hPa.

The 31 years period (1979-2010) was divided into three continuous runs with the first 11-months as spin-up in order to ensure the equilibrium between external forcing and internal dynamics. The WRF model was driven by the ERA-Interim reanalysis dataset (Berrisford *et al.*, 2011) every 6-hours at a 0.75° horizontal resolution. In order to avoid inconsistencies along boundaries, a Spectral Nudging (SN) technique (von Storch

et al., 2000) was applied. All simulations were only nudged in the coarser domain and above the Planetary Boundary Layer (PBL) with wave-number along x-direction and y-direction of 10 and 11 respectively for all inputs variables except to humidity.

Fig. 1: Study domain.

The parameterization schemes used were: Asymmetric convective model version 2 (ACM2) for the PBL; Betts-Miller-Janjic (BMJ) for cumulus; the WRF single-moments three class schemes (WRF3S) for microphysics; the Noah LSM schemes as land surface model; and the Community Atmosphere Model 3.0 (CAM3.0), for both, long-wave and short-wave radiation schemes.

2.3. Observational data and regionalization

The SPEI R-package (Beguería and Vicente-Serrano, 2015) was used to compute drought indices. For comparative purposes, the SPEI and SPI were fitted to a log-logistic probability distribution using the maxima likelihood method.

In order to assess the improvements provided by WRF model in term of drought indices, we compared simulation of drought indices computed using WRF against those obtained with observational databases. Thereby, we used two different gridded datasets to compute drought indices: MOPREDAS (González-Hidalgo *et al.*, 2011) for precipitation and MOTEDAS (González-Hidalgo *et al.*, 2015) for maximum and minimum temperature (hereafter jointly referred to as mprmt). Both databases were developed using quality-controlled series from the Spanish Meteorological Agency (AEMET) stations (2670 for precipitation and 1358 for temperature) given place to a high-resolution monthly 0.1° regular gridded datasets that covers peninsular Spain for the period 1950-2010.

With the purpose of facilitate the comparison in term of spatio-temporal variability of wet and dry periods, we grouped the observational SPEI and SPI indices using a multistep regionalization technique following the procedure suggested in Argüeso *et al.* (2011), which is based on a PCA S-mode procedure and two clustering algorithms: a hierarchical clustering and a k-means clustering.

2.4. Drought evaluation

The SPEI and the SPI indices were computed for the period 1 December 1979 to 30 November 2010 at time-scales of 3 and 12 months, using the monthly mean maximum and minimum temperature and the monthly accumulated precipitation from three different datasets: WRF outputs (hereafter referred as WRFERA), ERA-Interim dataset (hereinafter referred as ERA) and mprmt datasets. Due to each of database has different spatial resolution, the ERA and WRFERA datasets were regridded to mprmt 0.1° regular grid using a bilinear interpolation, in order to make the droughts indices comparable. Then, the SPEI and the SPI series from the different data sources were grouped using the main six regions obtained by the regionalization method, and finally, the temporal series were calculated as the simple average of all grid-points in this region.

To evaluate the indices obtained with different data sources, we obtained the regional evolution for each index and for all regions, and calculated the correlation coefficients between ERA and WRFERA with respect to observations. Thus, we may quantify the ability of WRF to simulate the different indices and compare them.

Finally, the Critical Success Index (CSI; Kang *et al.*, 2005) was also computed as another measure of added value of the downscaling method. The CSI measures whether the model is able to capture dry and wet episodes above a threshold. For that, the CSI index was calculated following the procedure carried out by Bowden *et al.* (2016), who calculated the CSI for events with SPI above 1 and below -1, which is known as exceedances. The CSI is defined as:

$$CSI(\%) = \frac{TP}{TP + FP + FN} \times 100$$

where *TP* are the exceedances modelled by ERA or WRFERA that occurred (true positives), *FP* are the exceedances modelled that did not occur (false positives) and *FN* are the non modelled exceedances occurred (false negatives). Due to our goal is to determinate the WRF skill to characterize moderate to extreme wet and dry periods, the analysis is performed jointly for events above 1 and events below -1.

3. RESULTS

3.1. Regionalization of the SPEI 3-month scale

The covariance S-mode PCA for SPEI at 3-months time-scale was computed and three components, which explain the 81.06% of the total variance, were retained. Then, the significant principal components were rotated and used to feed the hierarchical algorithm. In this step, a 6 clusters configuration was chosen using the PseudoF test (Calinski and Harabasz, 1974). Finally, the k-means method was applied and a configuration of 6 main regions over Spain was obtained: the north-western (NW), the Cantabrian (CA), the north-eastern (NE), the interior (IN), the southern (S), and the south-eastern (SE) region (Fig. 2).

The same procedure was used for the 12-month SPEI and the results (not shown) obtained for this time-scales by the regionalization are very similar. We also used the same regions to evaluate the SPI since both indices are very similar and our main

goal is to have comparable regions to quantify the difference between both indices for downscaled fields and driving data in term of droughts indices. Therefore, in this study were used the regions obtained for 3-months SPEI from mprmt datasets to analyze both droughts indices at the different time-scales and for every data sources.

Fig.2: Six main regions over Spain resulting of the regionalization procedure: the north-western (NW), Cantabrian (CA), north-eastern (NE), interior (IN), southern and south-eastern (SE) regions.

3.2. Drought statistical evaluation

Fig. 3 illustrates the regional evolution of the 3-months SPEI from mprmt, ERA and WRFERA. In general, although there are a substantial agreement between the observational SPEI and the ones computed with ERA and WRFERA, the fit is lightly better for the downscaled SPEI. The south, north-western and interior regions seem to have the best fit and the north-eastern and south-eastern regions the worst. Similar results were showed in Fig. 4, which represents the temporal evolution of the 12-month SPEI from the different data sources. In this case, the best fit provided by WRFERA is evident as can be seen for the north-eastern region in the 2002-2006 period, for the Interior region in the 2003-2005 period, and in the Cantabrian region for 1989-1991 period. By contrast, the north-eastern region showed a worse fit for WRFERA in the period 1999-2001. Same results were obtained when we represented the regional SPI index, for both, 3 and 12-month time-scales (results not shown).

As can be seen in Fig. 5, the SPEI and the SPI indices calculated using WRF outputs present the highest correlation coefficients with respect to the indices from the observation, with values above 0.85. For 3-month time-scales, the lowest correlation corresponds to the north-eastern region for both indices and data sources. On the contrary, the southern, north-western and interior regions show higher correlation coefficients. For 12-month time-scales these results were repeated, with a greater difference between the correlation coefficients of the downscaled SPEI and those obtained using driving data. Results also show that the SPEI index presents a higher correlation than the SPI for both time-scales and for both ERA and WRFERA data in all regions, especially in the north-eastern and Cantabrian regions, except to for the southern region where the SPI presents a higher correlation with ERA data.

Fig. 3: Averaged evolution of the 3-month SPEI index from mprmt (grey shaded), ERA (red line) and WRFERA (green line) datasets for the six regions obtained from the regionalization procedure.

Fig. 4: As Fig. 3 but for 12-month SPEI index.

Fig. 5: Correlation coefficients between regionalized drought indices computed using ERA and WRFERA and the indices computed from mprmt, at (A) 3-month and (B) 12-month time-scales. Correlation coefficients difference (WRFERA minus ERA) is also shown.

Fig. 6: Averaged CSI for drought indices computed from ERA and WRFERA respect to mprmt along with the CSI difference (WRFERA minus ERA), at (A) 3-month and (B) 12-month time-scales, for the six regions.

Regarding the difference between the correlation coefficient (WRFERA minus ERA), in general, WRF provided improvements. The biggest improvement was obtained in the north-eastern region being about 15% at 3-month time-scale and about 30% at 12-month time-scale for the SPI. This pattern occurred for all regions and for both time-scales, being more evident at 12-month time-scale.

Fig. 6 shows the averaged CSI at 3-month and 12-month time-scales and the differences (%) in the CSI (WRFERA minus ERA). These differences are always positive indicating a substantial improvement when WRF is used for simulating both drought indices, ranging between 5% and 30% depending on the region, the time-scale and the drought index. According to the SPEI at 3-month time-scale, the largest improvement occurs for the Cantabrian region (~ 17%), and at 12-month time-scale, for the north-western region (~ 28%). Regards to the SPI at 3-month time-scale, the largest improvement obtained using WRF is in the south region (~23%) and in the north-eastern region (~30%) at 12-month time-scale.

4. DISCUSSION

This work computes two drought indices (SPI and SPEI) at different time scales (3 and 12 months) using the WRF model outputs in order to analyse the improvement that high resolution simulations can offer respect to larger-scale fields in term of drought events.

Results suggest that WRF generally outperform the driving data in term of the SPEI and SPI indices at regional scale, which means that the dynamical downscaling provides more reliable climate simulations, and therefore, could provide a valuable information for the evaluation of future drought episodes in a complex terrain area such as Spain. In addition, the benefit is strongly influenced by the time-scales used, being the improvement larger when it is longer. These results are in accordance with the study performed in Bowden *et al.* (2016) that assesses the improvements provided for dynamical downscaling over the United States in the context of the SPI index.

Regarding the comparison between both indices, SPI and SPEI, results show that *dynamical downscaling provides an added value larger for the SPI or SPEI* depending on the region and the temporal scale considered.

ACKNOWLEDGEMENTS

The analysis was carried out in the ALHAMBRA computer infrastructure (<https://alhambra.ugr.es>) at the University of Granada. Authors thank José Carlos González-Hidalgo for providing the observational MOPREDAS and MOTEDAS datasets. This work has been financed by the projects P11-RNM-7941 (Junta de Andalucía-Spain) and CGL2013-48539-R (MINECO-Spain, FEDER).

REFERENCES

- Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J.M., Gámiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J., Dudhia J. and Castro-Díez, Y. (2011). Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over southern Spain using a multistep regionalization. *Journal of Climate*, 24, 5633–5651, [doi:10.1175/JCLI-D-11-00073.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00073.1)

- Beguiría, S. and Vicente-Serrano, S.M. (2015). SPEI: Calculation of Standardised Precipitation-Evapotranspiration index. R package version 1.6. 16 pp, [doi:10.1175/2009JCLI2909.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1).<http://www.cgd.cornell.edu/people/sbegueria/>
- Berrisford, P., Kållberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S., Simmons, A.J., Poli, P. and Sato, H. (2011). Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137, 1381-1399, [doi:10.1002/qj.864](https://doi.org/10.1002/qj.864)
- Bowden, J.H., Talgo, K.D., Spero, T. and Nolte, C.G. (2016). Assessing the added value of dynamical downscaling using the standardized precipitation index. Advances in Meteorology, vol. 2016, ID 8432064 [doi:10.1155/2016/8432064](https://doi.org/10.1155/2016/8432064)
- Calinski, R.B. and Harabasz, J. (1974). A dendrite method for cluster analysis. Communications in Statistics, 3, 1-27, [doi:10.1080/03610927408827101](https://doi.org/10.1080/03610927408827101)
- González-Hidalgo, J.C., Brunetti, M. and de Luis, M. (2011). A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945-November 2005). International Journal of Climatology, 31, 715-731, [doi: 10.1002/joc.2115](https://doi.org/10.1002/joc.2115)
- González-Hidalgo, J.C., Peña-Angulo, D., Brunetti, M. and Cortesi, N. (2015). MOTEDAS: A new monthly temperature database for mainland Spain and the trend in temperature (1951-2010). International Journal of Climatology, 35, 4444-4463, [doi:10.1002/joc.4298](https://doi.org/10.1002/joc.4298)
- Kang, D., Eder, B.K., Stein, A.F., Grell, G.A., Peckham, S.E. and McHenry, J. (2005). The New England air quality forecasting pilot program: development an evaluation protocol and performance benchmark. Journal of the Air and Waste Management Association, 55(12), 1782-1796
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Dudha, M.G., Huang, X., Wang, W. and Powers, Y. (2008). A description of the advanced research WRF Ver. 30. NCAR technical note (p. 113). NCAR/TN-475.
- McKee, T.B., Doesken, N.J. and Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration of time scales. Preprints, Eighth Conference on Applied Climatology. Anaheim, CA, American Meteorology Society, 179-184.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, B. and López-Moreno, J.I. (2010). A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index. Journal of Climate, 23, 1696-1718, [doi:10.1175/2009JCLI2909.1](https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1)
- von Storch, H., Langenberg, H. and Feser, F. (2000). A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. Monthly Weather Review, 128, 3664-3673.

VARIACIONES RECIENTES DE LA TEMPERATURAS EN ESPAÑA: EL EFECTO DEL PERIODO ELEGIDO EN LAS TENDENCIAS DE LAS SERIES ESTACIONALES DE PROMEDIOS DE MÁXIMAS Y MÍNIMAS

José Carlos GONZALEZ-HIDALGO^{1,2}, Dhais PEÑA-ANGULO^{1,2},
Celia SALINAS^{1,2}, Azucena JIMÉNEZ-CASTAÑEDA^{1,2}, MICHELE BRUNETTI³

¹*Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza.*

²*IUCA, Universidad de Zaragoza.*

³*ISAC-CNR, Bologna.*

jcgh@unizar.es

RESUMEN

En una serie temporal de datos el signo de su tendencia, su significación y su tasa varían según el periodo seleccionado. Este hecho tiene gran importancia en el análisis climático para poder comparar diferentes investigaciones, y relevancia actual en el debate referido al “hiato térmico”. En este trabajo se presenta un análisis de las variaciones de la tendencia de las temperaturas estacionales promedio de las máximas y mínimas de España peninsular (1951-2010) procedente de la base de datos MOTE-DAS. La significación de la tendencia se evalúa con el test de Mann-Kendal, y la tasa con el estadístico de Sen. Los resultados muestran la ausencia de tendencias significativas recientes en invierno y otoño en máximas (Tmax) y mínimas (Tmin). En el mismo periodo la tendencia de Tmax en primavera no es significativa, mientras Tmin ha continuado siéndolo. Las tendencias de verano de Tmax y Tmin no son significativas desde al menos hace dos décadas. Las tasas de Tmax y Tmin de primavera y verano, las dos estaciones donde el aumento térmico ha sido más notable, son decrecientes en las décadas más recientes y en general la tasa de Tmin ha superado a la de Tmax desde inicios de la década de 1990.

Palabras clave: Temperaturas, Tendencias, ventanas temporales, España.

ABSTRACT

In a temporal data series the signal of trend, intensity and significance vary accordingly selected period, and this is especially true in climate analyses. In this research we present an analyses of seasonal trend variations of maximum and minimum temperature in Spanish conterminous land (1951-2010). Significance of trends is identified by using Man-Kendall test, and rate by Sen's approach. The results show no significant trend in winter and autumn in maximum and minimum temperature in recent decades. Spring maximum is not significant in recent decades but is significant in minimum; summer trends are not significant for the last decades. The rates of maximum and minimum for the last decades decrease, and minimum usually show highest value than maximum from the beginning of 90's.

Key words: Temperatures, Trends, temporal windows, Spain.

1. INTRODUCCIÓN

En toda serie de datos del clima su tendencia está condicionada por la longitud del periodo y la elección del año de inicio (Soon *et al.*, 2004; Bladé y Castro Díaz, 2010; Liebmann *et al.*, 2010; Lüdecke *et al.*, 2011; Fyfe *et al.*, 2013), lo que dificulta comparar las tasas publicadas en la bibliografía.

El análisis de tendencias de las temperaturas promedio mensuales de máximas (Tmax) y mínimas (Tmin) en la España peninsular con la malla de la base de datos MOTEDAS, ha permitido identificar una señal global positiva y significativa en el periodo 1951-2010 que concuerda con estudios previos, desigual en los valores de máximas y mínimas, distinta a lo largo de los meses y de magnitud heterogénea en el espacio; por último en las décadas recientes se ha reconocido la existencia del denominado hiato térmico (González-Hidalgo *et al.*, 2015 a y b), definido como la ausencia de tendencia significativa (Meehl, 2015).

En el presente trabajo se ofrecen nuevos resultados sobre la evolución de las tendencias estacionales y anuales de las temperaturas de las décadas recientes en España peninsular, con especial énfasis en el efecto sobre la tendencia del periodo elegido y su longitud.

2. BASE DE DATOS Y MÉTODO

El análisis utiliza la base de datos de temperaturas promedio mensuales denominada MOTEDAS (Gonzalez-Hidalgo *et al.*, 2015 a). Las series promedio estacionales y anuales de Tmax y Tmin se calcularon como promedio de las series mensuales de la malla de alta resolución (10 x 10 km) obtenida a partir de 1358 observatorios, todos ellos libres de datos anómalos, de inhomogeneidades y reconstruidos sobre un total de 4710 series originales procedentes de los archivos de AEMet. Se acepta que la serie promedio es un buen descriptor del conjunto del territorio peninsular español dada la señal global homogénea de aumento térmico, si bien somos conscientes de sus variaciones espaciales actualmente investigadas.

El análisis de tendencias de estas series consta de dos fases: la significación se ha evaluado mediante la prueba de Mann-Kendal ($p < 0,05$); la intensidad o tasa del periodo se ha calculado con el estadístico de Sen. El análisis se ha aplicado a todo el periodo aplicando ventanas temporales comprendidas entre 60 años (la serie completa) y 20 años, considerada la longitud mínima de una tendencia exenta de la variabilidad natural. Los resultados se centrarán especialmente en las ventanas de 30, 25 y 20 años y especialmente en el periodo final. Para un análisis global de las ventanas móviles véase Gonzalez-Hidalgo *et al.* (2015 b).

3. RESULTADOS

La evolución de los valores de la tasa promedio anual y estacional de Tmax y Tmin y su significación acorde los periodos de 20, 25 y 30 años (entre 1951 y 2010), se muestran en la Figura 1. En general a medida que la ventana de tiempo se amplía las diferencias entre periodos se suavizan en las cuatro estaciones y valores anuales, tanto en Tmax como Tmin, y viceversa las mayores variaciones entre periodos se encuentran en la ventana de 20 años.

Figura 1. Evolución de las tasas anuales y estacionales de $T_{\max}$ y $T_{\min}$ en ventanas móviles de 30, 25 y 20 años. Línea discontinua (rojo) $T_{\max}$, línea continua (azul) $T_{\min}$. El grosor indica la significación ($p < 0.05$) según test de Mann-Kendal. Valores en $^{\circ}\text{C}/\text{década}$ según test de Sen.

		Tmax	Tmin	Tmax	Tmin	Tmax	Tmin	Tmax	Tmin	Tmax	Tmin
Periodo	A	Año		Invierno		Primavera		Verano		Otoño	
1970-1999	30	0,057	0,060	0,055	0,033	0,101	0,070	0,053	0,059	-0,010	0,056
1971-2000	30	0,061	0,060	0,060	0,031	0,104	0,068	0,059	0,062	-0,001	0,056
1972-2001	30	0,056	0,059	0,056	0,025	0,095	0,074	0,053	0,060	-0,001	0,047
1973-2002	30	0,043	0,052	0,045	0,015	0,092	0,070	0,043	0,050	-0,015	0,050
1974-2003	30	0,046	0,055	0,032	0,012	0,096	0,070	0,051	0,062	-0,019	0,047
1975-2004	30	0,041	0,050	0,029	0,012	0,092	0,067	0,051	0,062	-0,024	0,036
1976-2005	30	0,039	0,041	0,029	0,006	0,083	0,061	0,064	0,066	-0,030	0,025
1977-2006	30	0,037	0,040	0,018	-0,014	0,092	0,064	0,071	0,074	-0,031	0,025
1978-2007	30	0,027	0,033	0,011	0,000	0,090	0,066	0,051	0,061	-0,031	0,018
1979-2008	30	0,020	0,029	0,023	0,005	0,070	0,061	0,038	0,046	-0,037	0,003
1980-2009	30	0,019	0,031	0,010	0,010	0,063	0,051	0,047	0,052	-0,036	0,003
1981-2010	30	0,010	0,028	-0,002	0,012	0,046	0,044	0,038	0,046	-0,037	-0,007
1970-1994	25	0,063	0,060	0,048	0,010	0,090	0,065	0,088	0,066	-0,003	0,071
1971-1995	25	0,082	0,069	0,060	0,031	0,119	0,061	0,094	0,077	0,023	0,082
1972-1996	25	0,068	0,064	0,048	0,024	0,097	0,063	0,069	0,073	0,019	0,073
1973-1997	25	0,059	0,068	0,040	0,028	0,115	0,069	0,040	0,060	0,013	0,084
1974-1998	25	0,060	0,064	0,040	0,028	0,119	0,063	0,050	0,066	0,011	0,080
1975-1999	25	0,052	0,054	0,032	0,010	0,124	0,069	0,048	0,066	-0,020	0,054
1976-2000	25	0,052	0,045	0,049	0,006	0,096	0,065	0,052	0,064	-0,038	0,027
1977-2001	25	0,045	0,043	0,044	0,006	0,102	0,070	0,059	0,073	-0,047	0,014
1978-2002	25	0,031	0,040	0,040	0,009	0,099	0,071	0,041	0,054	-0,059	0,019
1979-2003	25	0,029	0,044	0,030	0,015	0,095	0,074	0,046	0,054	-0,051	0,015
1980-2004	25	0,019	0,046	0,029	0,049	0,085	0,064	0,046	0,057	-0,056	0,006
1981-2005	25	0,017	0,036	0,027	0,028	0,075	0,055	0,051	0,054	-0,056	-0,002
1982-2006	25	0,025	0,036	0,010	0,003	0,086	0,075	0,061	0,056	-0,035	0,011
1983-2007	25	0,021	0,032	0,025	0,012	0,084	0,073	0,051	0,050	-0,042	-0,013
1984-2008	25	0,019	0,028	0,028	0,006	0,062	0,063	0,036	0,042	-0,041	-0,011
1985-2009	25	0,018	0,020	0,011	0,001	0,051	0,043	0,036	0,037	-0,032	-0,007
1986-2010	25	0,008	0,017	-0,020	0,002	0,027	0,027	0,037	0,039	-0,024	-0,016
1970-1989	20	0,085	0,080	0,060	0,026	0,088	0,077	0,065	0,059	0,087	0,114
1971-1990	20	0,109	0,089	0,089	0,073	0,114	0,076	0,101	0,081	0,112	0,124
1972-1991	20	0,089	0,084	0,060	0,016	0,075	0,066	0,104	0,090	0,093	0,121
1973-1992	20	0,065	0,075	0,026	-0,003	0,097	0,073	0,071	0,072	0,031	0,118
1974-1993	20	0,055	0,055	0,018	-0,029	0,099	0,056	0,057	0,080	0,013	0,111
1975-1994	20	0,059	0,052	0,015	-0,029	0,111	0,060	0,093	0,084	-0,018	0,079
1976-1995	20	0,079	0,054	0,045	-0,018	0,118	0,050	0,098	0,090	-0,017	0,067
1977-1996	20	0,055	0,040	0,026	-0,018	0,112	0,045	0,105	0,097	-0,065	0,030
1978-1997	20	0,050	0,051	0,027	0,015	0,173	0,069	0,033	0,072	-0,065	0,055
1979-1998	20	0,040	0,050	0,046	0,072	0,146	0,067	0,025	0,059	-0,044	0,015
1980-1999	20	0,024	0,050	0,043	0,074	0,140	0,070	0,033	0,061	-0,086	-0,002
1981-2000	20	0,017	0,037	0,060	0,063	0,098	0,062	0,024	0,042	-0,091	-0,023
1982-2001	20	0,028	0,040	0,062	0,030	0,100	0,093	0,041	0,040	-0,064	-0,031
1983-2002	20	0,022	0,044	0,069	0,049	0,104	0,088	0,024	0,039	-0,078	-0,028
1984-2003	20	0,036	0,053	0,057	0,033	0,111	0,093	0,045	0,052	-0,061	0,005
1985-2004	20	0,018	0,039	0,048	0,033	0,066	0,058	0,030	0,042	-0,058	-0,007
1986-2005	20	0,020	0,023	0,022	0,007	0,053	0,043	0,060	0,046	-0,045	-0,013
1987-2006	20	0,021	0,026	-0,035	-0,002	0,053	0,043	0,075	0,043	-0,021	0,009
1988-2007	20	0,007	0,012	-0,044	-0,016	0,050	0,043	0,047	0,033	-0,001	0,004
1989-2008	20	-0,012	0,010	-0,025	0,002	0,003	0,039	-0,005	0,011	-0,001	-0,004
1990-2009	20	0,019	0,019	-0,044	-0,018	0,022	0,036	0,040	0,032	0,042	0,029
1991-2010	20	0,019	0,032	-0,041	0,006	0,003	0,030	0,058	0,040	0,038	0,029

Tabla 1. Magnitud de la tendencia en ventanas móviles de 30, 25 y 20 años de los promedios anuales y estacionales de Tmax y Tmin. En negrita significación $p < 0.05$. Valores en °C/año. A Intervalo de años de la ventana analizada

El estudio de la evolución de las tasas en los tres intervalos seleccionados permite observar que tanto Tmax como Tmin alcanzaron unos máximos en décadas pasadas y la intensidad y significación del aumento térmico descende durante las décadas finales. Este descenso difiere según series climáticas y medidas termométricas pero puede concretarse su máxima intensidad en torno a 1970-1990. En la Tabla 1 se muestran los valores del estadístico de Sen (en °C/año) de las series de promedios anuales y estacionales de Tmax y Tmin y su significación en las ventanas de 30, 25 y 20 años. Los valores se refieren a las ventanas que comienzan en el año 1970.

En la ventana de 30 años y en las series promedio anuales de Tmax y Tmin destaca la ausencia de significación desde 1979-2008 de Tmax, con la consecuencia de Tmin>Tmax. Estacionalmente el invierno no ha sido significativo en Tmin, así como Tmax deja de serlo desde la ventana 1975-2004. La primavera es la estación con tendencias significativas mantenidas, y tasas superiores en Tmax respecto a Tmin; en Tmax no es significativa desde 1979-2008 y de nuevo Tmin>tmax; por último en otoño las tendencias no son significativas tanto en Tmax (con signo negativo) como Tmin (esta desde 1976-2005).

El cambio de ventana a 25 años descubre nuevos hechos. Los promedios anuales de Tmax y Tmin dejan de ser significativos en las ventanas que comienzan en 1978 y 1983 respectivamente. Estacionalmente las tendencias de Tmin del invierno no son significativas y en Tmax dejan de serlo desde 1979-2003; en primavera las tendencias de Tmax no son significativas desde la ventana que comienza en 1985-2009, manteniendo la significación las de Tmin, la ventaja de las tasas de Tmax respecto a Tmin se aminora en las ventanas finales. En verano Tmax deja de ser significativa desde 1973-1997, mientras que Tmin mantiene su significación si bien descende en intensidad. Por último en otoño Tmax no es significativa y Tmin deja de serlo desde la ventana 1975-1999, tras presentar un periodo de fuerte ascenso significativo en las ventanas del inicio de la década de los años setenta

La ventana más corta de 20 años permite precisar finalmente hechos que el análisis de periodos más largos oculta. Los promedios anuales de Tmax y Tmin han dejado de tener una tendencia significativa desde las ventanas 1977-1996 y 1981-2000 respectivamente, lo que implica que en las décadas finales las tasas promedio anuales de Tmin superaron las de Tmax. Estacionalmente en invierno las tasa de Tmax y Tmin no presenta significación salvo en ventanas aisladas; en primavera las tasas de Tmin han mantenido su significación aunque descendiendo su intensidad, y las tasas de Tmax en su descenso dejan de tener significación desde la ventana 1985-2004; tampoco es significativa la secuencia de ventanas móviles de Tmax en verano desde 1973-1992, y de Tmin desde 1981-2000; por último las tasas de otoño de Tmax no han sido significativas excepto el conjunto de ventanas en torno al inicio de los setenta en Tmin.

4. DISCUSIÓN

4.1. Aspectos generales

Diversos estudios han sugerido que durante la segunda mitad del XX la evolución térmica en España peninsular ha dependido de la primavera y verano, y especialmente de la evolución de Tmax (periodo 1971-2000, Brunet *et al.*, 2007; periodo 1961-2002, del Río *et al.*, 2011, 2012; periodo 1961-2010, Ríos *et al.*, 2012; periodo 1981-2010,

Llorente, 2012; periodo 1951-2012, Guijarro, 2013; periodo 1976-2005, en Portugal, Ramos *et al.*, 2011). En general las tasas de promedios anuales de los citados estudios concuerdan grosso modo con las del presente análisis en los periodos equivalentes de MOTEDAS (no mostradas), así como existe coincidencia en la identificación del máximo estacional de verano y primavera, pero nuestros resultados sugieren que el calentamiento más reciente de España peninsular ha estado más controlado por la temperatura nocturna (T_{min}) que la diurna (T_{max}).

El análisis de ventanas móviles ha permitido identificar que el máximo aumento de temperatura en España peninsular ha ocurrido en torno a 1970-1990, periodo tras el cual la magnitud de las tasas desciende y pierde significación excepto T_{min} de primavera. En los momentos finales de MOTEDAS las tasas, salvo en invierno y otoño, siguen manteniendo en general un signo positivo, pero han perdido significación estadística. Estos resultados demuestran la existencia del parón térmico en España peninsular, que se adelanta una década respecto al año 2000, la fecha aceptada comúnmente. De este modo se puede afirmar que durante los 20-25 años más recientes la tendencia de las temperaturas ha dejado de ser significativa en España, exceptuando T_{min} de primavera.

4.2. Las tendencias de T_{max} y T_{min}

Durante el siglo XX se ha señalado un aumento térmico superior en la temperatura nocturna que diurna (i.e. $T_{min} > T_{max}$), si bien desde 1980 los resultados difieren entre autores (Cohen *et al.*, 2013; Makowsky *et al.*, 2008; Vose *et al.*, 2005). Las razones de esta discrepancia son variadas y se han relacionado con la densidad de información de las bases de datos (Janis *et al.*, 2004; McNider *et al.*, 2010), la calidad de las series (Fall *et al.*, 2011), y sobre todo los diferentes factores que afectan ambas mediciones.

Los registros de T_{max} y T_{min} reflejan las condiciones diurnas y nocturnas, y el efecto que los diferentes factores que las controlan ejercen sobre ellas (Mahmood *et al.*, 2010); en general se acepta que factores de carácter general afectan las medidas de T_{max} , y que los factores locales controlan T_{min} . Entre los primeros se citan la radiación solar, modulada por la nubosidad, las emisiones y el vapor de agua (Dai *et al.*, 1999; Philipona *et al.*, 2005; Makowsky *et al.*, 2008; Lauritsen y Rogers, 2012), mientras los factores que rigen T_{min} se relacionan sobre todo con factores locales porque durante la noche el registro de la temperatura refleja en realidad la de la capa de aire más cercana a la superficie, en donde los flujos de calor latente y sensible pueden estar modificados localmente por cambios de uso del suelo (Karl *et al.*, 1988; Kalnay y Cai, 2003; Pielke *et al.*, 2007; Christy *et al.*, 2009; Klotzbach *et al.*, 2009).

Philipona *et al.* (2005) en un estudio paneuropeo identificaron un enfriamiento reciente en los promedios de temperatura de la península Ibérica excepto al sureste (1995-2004), y un fuerte descenso de la humedad específica en todo el continente en un gradiente oeste-este. Los hechos citados sugerirían que la ausencia de vapor de agua pudiera ser la causa del enfriamiento, en coincidencia con los resultados de Vicente-Serrano *et al.* (2014a, 2014b), que han sugerido que el aumento de la evapotranspiración potencial en la Península Ibérica, por el aumento de temperatura, no ha producido un aumento del vapor de agua en la atmósfera probablemente por la

modificaciones de los patrones de la circulación atmosférica y oceánica. La ausencia de vapor de agua sobre la Península Ibérica, además coincide con el aumento de las horas de insolación y el paralelo descenso de la nubosidad (Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2009, 2012), sincrónicos a la tendencia negativa (aunque no significativa) de las precipitaciones anuales (de Luis *et al.*, 2010). En resumen: el aumento de la insolación y reducción de la nubosidad en la Península Ibérica, el aumento de la evapotranspiración potencial por el aumento térmico, la ausencia de modificaciones en la humedad específica y el descenso de la humedad relativa sin cambios apreciables en la precipitación, sugerirían en su conjunto que la transferencia de humedad desde los océanos no habría tenido lugar. Esta cadena de argumentos pudiera poder convertir a los bajos contenidos de vapor atmosférico como uno de los principales argumentos capaces de explicar las tendencias de Tmax durante las últimas décadas, y concuerdan con los efectos de dicho gas sobre las temperaturas diurnas (Dai *et al.*, 1999; Philipona *et al.*, 2005).

La evolución de Tmin no puede argumentarse del mismo modo, pues el efecto del vapor de agua sobre ellas es el inverso a Tmax (Philipona *et al.*, 2005); de hecho solamente se ha detectado un aumento de humedad en primavera, en cuyo caso la retroalimentación ha podido ser abortada por falta de suministros desde el océano, coincidiendo con las tendencias negativas de precipitación (en este caso sí significativas) especialmente en marzo (Gonzalez-Hidalgo *et al.*, 2011).

Un comentario final se refiere a los eventuales efectos de los factores locales ante las profundas modificaciones de los paisajes españoles durante las décadas recientes. Estas modificaciones incluyen transformaciones en nuevos regadíos (Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, 2009), infraestructuras, urbanización (Zúñiga *et al.*, 2012), e incendios forestales entre otros (Enríquez y del Moral, 2012). Estos cambios masivos de usos del suelo durante los últimos 30 años son consistentes con algunos de los factores que alteran las temperaturas nocturnas, como el regadío cuyos efectos positivos sobre las temperaturas nocturnas ha sido identificado sobre todo en las estaciones secas y cálidas (Dai *et al.*, 1999; Gallo *et al.*, 1999; Karl *et al.*, 1993; Christy *et al.*, 2006). Un Segundo cambio ambiental localmente muy intenso ocurrido en España es la urbanización, incluyendo como tal todo tipo de uso del suelo artificial. El debate sobre sus efectos es permanente, pero allí donde se ha reconocido se sugiere un efecto positivo sobre Tmin (Karl *et al.*, 1988) cuya importancia se ha llegado a evaluar en un 50% del aumento térmico total (Kalnay y Cai, 2003).

Las ideas precedentes son reflexiones iniciales actualmente en estudio y no podemos concretar más, salvo que las zonas donde se ha producido un incremento mayor de nuevos regadíos y la transformación de los paisajes ha sido máxima (costa de levante y mitad sur peninsular grosso modo), tienen tasas de aumento de Tmin en los niveles más elevados.

En resumen, la evolución de las temperaturas en España está lejos de ser completamente comprendida y permanecen sin resolver diversos interrogantes que incluyen la explicación del diferente reparto espacial de la magnitudes de sus tasas.

5. CONCLUSIONES

El análisis de las tendencias de las temperaturas en ventanas móviles corrobora el efecto que tiene la longitud del periodo elegido y el año de inicio en la significación

y magnitud de aquella, y permite apreciar que el aumento de temperaturas de la segunda mitad del siglo XX en España peninsular ha dependido del comportamiento de primavera y verano, sobre todo de los valores de sus temperaturas mínimas, y que el aumento se ha producido especialmente entre los años 1970 y 1990. Durante los 20-25 años más recientes las tendencias han dejado de ser significativas excepto en Tmin de primavera. Factores globales ligados a la circulación general parecen relacionarse con el comportamiento de Tmax, mientras que existen evidencias de que el comportamiento de Tmin pudiera estar más relacionado con factores locales.

AGRADECIMIENTOS

Ministerio de Ciencia e Innovación, Gobierno de España, Proyecto DESEMON, CGL2014-52135-C3-3-R. Gobierno Regional de Aragón DGA-FSE (Grupo de Investigación Consolidado "Clima, Agua, Cambio Global y Sistemas Naturales"). Dhais Peña-Angulo es becaria de doctorado del Programa FPI del Ministerio de Ciencia e Innovación. Datos climáticos originales cedidos por AEMet.

REFERENCIAS

- Bladé I, Castro-Díez Y. (2010). Tendencias atmosféricas en la Península ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad climática. En Perez F, Boscolo R (eds). *Clima en España: pasado, presente y futuro*. MedCLIVAR: Madrid, 25-42.
- Brunet M, Jones P, Sigro J, Saladie O, Aguilar E, Moberg A, Della-Marta PM, Lister D, Walther A, Lopez D. (2007). Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *Journal of Geophysical Research* 112: D12117.
- Christy JR, Norris W, Redmond K, Gallo KP. (2006). Methodology and results of calculating central California surface temperature trends: evidence of human-induced climate change? *Journal of Climate* 10: 548-563.
- Christy JR, Norris WB, McNider RT. (2009). Surface temperature variations in East Africa and possible causes. *Journal of Climate* 22: 3342-3356.
- Cohen JL, Furtado JC, Barlow M, Alexeev VA, Cherry JE. (2013). Asymmetric seasonal temperature trends. *Geophysical Research Letter* 39: L04705, DOI: 10.1029/2011GL050582.
- Dai A, Trenberth KE, Karl T. (1999). Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapour on diurnal temperature range. *Journal of Climate* 12: 2451-2473.
- de Luis M, Brunetti M, Gonzalez-Hidalgo JC, Longares LA, Martín-Vide J. (2010). Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946-2005. *Global Planetary Changes* 74: 27-33.
- del Rio S, Herrero L, Pinto-Gomes C, Penas A. (2011). Spatial analyses of mean temperature trends in Spain over the period 1961-2006. *Global Planetary Change* 78: 65-75.

- del Rio S, Cano-Ortiz A, Herrero L, Penas A. (2012). Recent trends in mean maximum and minimum air temperatures over Spain (1961–2006). *Theoretical and Applied Climatology* 109: 605–626.
- Enríquez E, Del Moral L. (2012). *Los Incendios Forestales en España. Decenio 2001-2010*. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Madrid.
- Fall S, Watts A, Nielsen-Gammon J, Jones E, Niyogi D, Christy JR, Pielke Sr RA. (2011). Analysis of the impacts of station exposure on the US Historical Climatology Network temperatures and temperature trends. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 116, D14120, Doi:10.1029/2010JD015146.
- Fyfe JC, Gillett NP, Zwiers FW. (2013). Overestimated global warming over the past 20 years. *Nature Climate Change* 3: 767-769.
- Gallo KP. (2005). Evaluation of temperature differences for paired stations of the US climate reference network. *Journal of Climate* 18: 1629-1636.
- Gonzalez-Hidalgo JC, Peña-Angulo D, Brunetti M, Cortesi N. (2015 a). MOTEDAS: a new monthly temperature database of Spanish continental land and the temperature trend between 1951-2010. *International Journal of Climatology*, 35: 4444–4463 DOI: 10.1002/joc.4298 (on line).
- Gonzalez-Hidalgo JC, Peña-Angulo D, Brunetti M, Cortesi C. (2015 b). Recent trend in temperature evolution in Spanish mainland (1951-2010): from warming to hiatus. *International Journal of Climatology* doi: 10.1002/joc.4519.
- Guijarro JA. (2013). Tendencias de la Temperatura. In Garcia-Legaz C, Valero F (eds). *Fenómenos meteorológicos adversos en España*, WCRP, AMV Ediciones: Madrid; 313-323.
- Janis MJ, Hubbard KG, Redmond KT. (2004). Station density strategy for monitoring long-term climatic changes in the contiguous United States. *Journal of Climate* 17: 151-162.
- Kalnay E, Cai M. (2003). The impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature* 423: 528-531.
- Karl TR, Diaz HF, Kukla G. (1988). Urbanization: its detection and effects in the United States climate records. *Journal of Climate* 1: 1099-1123.
- Karl TR, Jones PD, Knight RW, Kukla G, Plummer N, Razuvayev V, Gallo KP, Lindsey J, Charlson RJ, Peterson TC. (1993). Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin American Meteorological Society* 74: 1007-1023.
- Klotzbach PJ, Pielke RA Sr, Pielke RA Jr, Christy JR, McNider RT. (2009). An alternative explanation for differential temperature trends at the surface and the lower troposphere. *Journal of Geophysical Research* 114: D21102, doi:10.1029/2009JD011841.
- Lauritsen RG, Rogers JC. (2012). U.S. Diurnal Temperature Range Variability and Regional Causal Mechanisms, 1901–2002. *Journal of Climate* 25: 7216-7231.
- Liebmann B, Dole RM, Jones C, Bladé I, Allured D. (2010). Influence of choice of time on global surface temperature trend estimated. *Bulletin American Meteorological Society* 91: 1485–149.

- Llorente M. (2012). Tendencias españolas de variables agrometeorológicas en los últimos 30 años. Departamento de Producción Vegetal, Universidad Politécnica de Madrid, ETSIA, 99 p.
- Lüdecke HJ, Link R, Ewert FK. (2011). How natural is the recent centennial warming? An Analysis of 2249 surface temperature records. *Journal of Modern Physics* 22: 10, doi:10.1142/SO1291831111016798.
- Mahmood R, Pielke RA Sr, Hubbard KG, *et al.* (2010). Impact of land use/land cover change on climate and future research priorities. *Bulletin American Meteorological Society* pp.37-46.
- Makowsky K, Wild M, Ohmura A. (2008). Diurnal temperature range over Europe between 1950-2005. *Atmospheric Chemistry and Physics* 8: 6483-6498.
- McNider RT, Christy JR, Biazar A. (2010). A Stable Boundary Layer Perspective on Global Temperature Trends. *International Conference on Planetary Boundary Layer and Climate Change*, Cape Town, SA 13, Number: 012003, DOI: 10.1088/1755-1315/13/1/012003.
- Meehl GA. (2015). Decadal climate variability and the early-2000s hiatus. *US Clivar Variations* 13: 1-6.
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. (2009). Encuesta sobre superficies y rendimientos de cultivos. Informe sobre regadíos en España. Publicaciones de la Secretaría General Técnica, Subdirección General de Estadística. Madrid.
- Pielke RA, Davey CA, Niyogi D, Fall S, *et al.* (2007). Unresolved issues with the assessment of multidecadal global land Surface temperature trends. *Journal of Geophysical Research* 112: D24S08, Doi:10.1029/2006JDD008229.
- Philipona R, Dürr B, Ohmura A, Ruckstuhl C. (2005). Anthropogenic greenhouse forcing and strong water vapour feedback increase temperature in Europe. *Geophysical Research Letter* 32, L19809, doi:10.1029/2005GL023624, 2005
- Ramos AM, Trigo RM, Santo FE. (2011). Evolution of extreme temperatures over Portugal: recent changes and future scenarios. *Climate Research* 48: 177-192.
- Rios D, Penas D, del Rio S. (2012). Comparative analysis of mean temperature trends in continental Spain over the period 1961-2010. *International Journal of Geobotanical Research* 2: 41-55.
- Sanchez-Lorenzo A, Calbó J, Brunetti M, Deser C. (2009). Dimming/brightening over the Iberian Peninsula: Trends in sunshine duration and cloud cover and their relations with atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research – Atmosphere*: 114, D00D09, doi:10.1029/2008JD011394.
- Sanchez-Lorenzo A, Calbó J, Wild M. (2012). Increasing cloud cover in the 20th century: review and new findings in Spain. *Climate of the Past* 8: 1199-1212.
- Soon WH, Legates DR, Baliunas SL. (2004). Estimation and representation of long-term (>40 year) trends of Northern-Hemisphere-gridded surface temperature: A note of caution. *Geophysical Research Letter* 31: L03209, doi:10.1029/2003GL019141.
- Vicente-Serrano SV, Azorin-Molina C, Sanchez-Lorenzo A, *et al.* (2014a). Temporal evolution of surface humidity in Spain: recent trends and possible physical mechanisms. *Climate Dynamic* 42: 2655–2674.

- Vicente-Serrano S, Azorin-Molina C, Sanchez-Lorenzo A, Revuelto J, *et al.* (2014b). Reference evapotranspiration variability and trends in Spain, 1961–2011. *Global and Planetary Change* 121: 26–40.
- Vose RS, Easterling DR, Gleason B. 2005. Maximum and minimum temperature trends for the globe: an uptodate through (2004). *Geophysical Research Letter* 32: L23822.
- Zúñiga M, Pueyo A, Calvo JL. (2012). The Spanish population during the 20th century and beyond. *Journal of Maps* 8: 1–6.

PONENCIA 3

**ORDENACIÓN TERRITORIAL
Y RIESGOS CLIMÁTICOS**

UMBRALES DE LLUVIA, DAÑOS Y NIVELES DE ALERTA EN LA COMUNIDAD VALENCIANA

Ana M. CAMARASA-BELMONTE¹, Damián BUTRÓN¹

¹*Departamento de Geografía. Universidad de Valencia
Avda. Blasco Ibañez, 28. 46010. Valencia (+34963864237).
ana.camarasa@uv.es, daburo@alumni.uv.es*

RESUMEN

En el contexto de los riesgos climáticos, muchas de las alarmas tempranas de precipitaciones extremas se basan en umbrales de lluvia que, a su vez, están relacionados con niveles probables de daños. A pesar de los grandes esfuerzos que se han venido realizando en los últimos años para discriminar bien los umbrales de estas alertas, uno de los principales problemas es la emisión de un número excesivo de avisos, hecho que puede crear alarmismo.

El presente trabajo constituye un estudio aplicado que aborda la detección de indicadores de lluvia y la estimación de sus umbrales de riesgo en la Comunidad Valenciana, entre 1997 y 2007. Se basa en el estudio comparativo entre dos bases de datos: (1) una pluviométrica desarrollada en la Universidad de Valencia a partir de los datos del Sistema Automático de Información Hidrológica, y (2) la otra, sobre daños por inundación en la Comunidad Valenciana, elaborada por el Servicio de Protección Civil. Además evalúa la adecuación de los umbrales de alarma vigentes en el Plan Meteocalerta.

Palabras clave: alerta meteorológica, umbral de lluvia, riesgo, daños.

ABSTRACT

Many of the early weather warning systems are based on precipitation thresholds, which, in turn, are related to levels of damage. Despite the great efforts recently made in order to discriminate these thresholds, one of the main problems is the excessive number of alert bulletins that can create alarmism. This work consists of an applied study that addresses the detection of rainfall indicators and their risk thresholds in Valencia, between 1997 and 2007. It is based on the comparison of two databases: (1) a rainfall database, developed at the University of Valencia from the Automatic Hydrological Information System, and (2) a flood damage database, provided by the Civil Defense Department. The accuracy of the current alarm thresholds in the Meteocalerta Plan is also assessed.

Key words: meteorological warning system, rainfall threshold, risk, damage.

1. INTRODUCCIÓN

La Comunidad Valenciana lidera el ranking de pérdidas por inundación en España según el Consorcio de Compensación de Seguros (2014). A pesar de todos los esfuerzos para frenar las pérdidas, el problema, lejos de paliarse con el tiempo, tiende a

agudizarse. Ante este panorama poco esperanzador, los organismos públicos se afanan por diseñar estrategias que permitan prevenir el riesgo con suficiente antelación. En España, una de las acciones más significativa que se ha venido desarrollando en las últimas décadas ha sido el Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos: Meteoalerta (PNPVFA), operativo desde 2006. Se trata de un plan llevado a cabo desde la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), que tiene su origen en los primitivos planes PREVIMET (años 80) y que actualmente converge con el proyecto europeo Meteoalarm (Elizaga, 2009). Su principal objetivo es facilitar a todos los ciudadanos e instituciones públicas, la mejor y más actualizada información sobre fenómenos atmosféricos adversos, con una antelación de hasta sesenta horas, así como un seguimiento de su evolución.

Para ello, una de las primeras medidas en que se basa el Plan es la emisión de boletines de aviso, cuyo nivel de peligrosidad se establece a partir de umbrales de intensidad y duración de cada fenómeno (AEMET, 2009). Por lo general se establecen cuatro categorías, caracterizadas por colores, que van desde el verde (sin riesgo) hasta el rojo (riesgo extremo), pasando por el amarillo (riesgo bajo) y el naranja (riesgo importante).

A pesar de los grandes esfuerzos que se ha venido realizando en los últimos años para discriminar bien los umbrales de estas alertas, uno de los principales problemas, que se arrastra ya desde planes anteriores, es la emisión de un número excesivo de avisos (Elizaga, 2009). La tarea resulta muy difícil, máxime cuando los boletines atañen a fenómenos de lluvia intensa y en el ámbito de la vertiente mediterránea (Lorente *et al.*, 2013). Después de varias décadas de desarrollo de los sistemas de alerta temprana, el acierto de los pronósticos de fenómenos adversos de lluvia es prácticamente del 100%. Sin embargo, en la mayoría de los casos no se producen daños relevantes. No se trata, por tanto, de un problema de acierto de los pronósticos meteorológicos, sino de un ajuste deficiente de los umbrales de alarma.

Pese a todas estas incertidumbres, los planes de previsión no pueden dejar de contar con unos umbrales que permitan, de una manera sencilla y ágil, establecer categorías con las que abordar los fenómenos adversos, en relación al riesgo.

El presente trabajo analiza la adecuación de los umbrales de alarma del Plan Meteoalerta al riesgo realmente acaecido en la Comunidad Valenciana, entre 1997 y 2007, con ocasión de episodios de lluvia extrema. Para ello se basa en el estudio comparativo entre dos bases de datos: (1) una de tipo pluviométrico desarrollada en la Universidad de Valencia (proyecto RAINMED) a partir de los datos del SAIH-Júcar y (2) la otra, sobre daños por inundación en la Comunidad Valenciana, elaborada por el Servicio de Protección Civil. Constituye un estudio aplicado que permite seleccionar qué parámetros pluviométricos pueden ser considerados como indicadores de riesgo y con qué umbrales se producen pérdidas.

2. ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS

El área de estudio abarca la práctica totalidad de la Comunidad Valenciana. Sin embargo, el hecho de que los datos de partida provengan de dos bases de datos, organizadas espacialmente de manera diferente, obliga a una explicación más detallada. Como ya se ha comentado en el apartado anterior, los daños provienen de Protección

Civil y están desagregados a nivel municipal, mientras que la información de pluviometría corresponde a la base de datos sobre episodios de lluvia generados en el seno del proyecto RAINMED, desarrollado en la Universidad de Valencia. Este proyecto abarca el territorio de la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ), dividido en 11 unidades espaciales homogéneas (denominadas zonas), siguiendo criterios topográficos e hidrológicos (Camarasa y López, 2006). Siete de las once unidades afectan a la Comunidad Valenciana (Castellón, Valencia, Benageber, Alzira, Cofrentes, Alicante y Gandía) y en este trabajo han sido utilizadas como referencia espacial de ubicación de los episodios de lluvia (figura 1).

Fig. 1. Área de estudio (límites municipales y áreas pluviométricas)

3. MÉTODO

La metodología se basa en relacionar los daños registrados en la Comunidad Valenciana por episodios extremos con las características de las lluvias que los han producido. Asimismo, con objeto de evaluar el grado de adecuación de los umbrales de riesgo del Plan Meteocalerta, se compararán los daños realmente registrados por Protección Civil con los esperables según las previsiones de dicho Plan.

La primera dificultad que presenta este análisis deriva de la diferente naturaleza de la información de partida: cuantitativa, en todo lo referente a los indicadores pluviométricos, y básicamente cualitativa, en lo referente a los daños. Para relacionar ambas bases de datos, la metodología aplicada en este trabajo ha seguido las siguientes fases: en primer lugar se han clasificado los daños por categorías y se han valorado en términos cuantitativos. En segundo lugar, se han puesto en relación ambas bases de datos, con objeto de seleccionar qué parámetros pluviométricos pueden considerarse indicadores de riesgo (y por encima de qué umbrales) y cuales deben de despreciarse, por no presentar correlación con los daños. Por último se ha analizado la adecuación

de los umbrales de alerta, comparando las veces que, habiéndose alcanzado los diferentes umbrales de riesgo para 1 y 12 horas del Plan Meteoalerta, se han producido daños con las veces que no se han producido. La última fase incluye la propuesta de umbrales de alerta más ajustados a la realidad.

3.1. Valoración de los daños entre 1997 y 2007

La información sobre daños por municipio elaboradas por Protección Civil requiere de la categorización y valoración previa de los daños, en términos cuantitativos. Para ello se han seguido tres etapas: a) clasificación de los daños en diferentes categorías; b) ponderación de las categorías de daños; y c) valoración de los daños (tanto por categoría, como los totales del episodio).

a) Clasificación de los daños por categoría

La clasificación de los daños en diferentes categorías se inspira en el PATRICOVA (Plan de Acción Territorial de Prevención de Riesgos de Inundación en la Comunidad Valenciana), y distingue entre:

1. Personales, sobre la vida humana (evacuados, heridos, fallecidos, etc).
2. Núcleos urbanos (fundamentalmente de tipo económico).
3. Infraestructuras, básicamente de transporte y comunicación (de tipo funcional).
4. Riesgos Asociados (incendios, viento y granizo).

b) Ponderación de las categorías

Una vez establecidas las categorías de los daños se procedió a la ponderación de las mismas mediante el Método de Comparación por Pares (Saaty, 1988), cuya finalidad es identificar la importancia relativa de cada categoría respecto a las demás. Los resultados obtenidos en la matriz de comparación otorgan la mayor importancia a la categoría de daños personales (con un valor de ponderación de 7), seguida de los daños en núcleos urbanos (4), para continuar en los pérdidas en infraestructuras (2) y, por último, los impactos de los riesgos asociados (1).

c) Valoración de los daños

Una vez establecido el factor de ponderación de las categorías se evaluó el nivel de daño dentro de cada una de ellas, en una escala de 1 a 10, a partir de la descripción que figura en el informe de Protección Civil. De este modo se obtuvieron estimaciones numéricas, tanto de los daños parciales (por categorías) como generales, por episodio. Estos resultados no deben interpretarse, no obstante, como valores cuantitativos en toda su dimensión, sino más bien como magnitudes de referencia, que nos permiten comparar daños de diferente naturaleza y ponerlos en relación con los indicadores pluviométricos.

Con el objeto de analizar los daños de los diferentes episodios de una manera estandarizada, las pérdidas se han re-escalado, referenciándolas al episodio que mayores pérdidas ha causado (octubre de 2003). El nivel de daños se expresa, por tanto, como un porcentaje de ese máximo alcanzado.

3.2. Selección de indicadores pluviométricos de referencia y estimación de umbrales de riesgo

Una vez valorados los daños en términos cuantitativos se han puesto en relación con los indicadores pluviométricos, mediante un análisis de correlación entre la mag-

nidad de las pérdidas (por categorías y para el total de los episodios) y el valor de los diferentes indicadores, en las zonas de referencia. Este análisis ha permitido diferenciar qué parámetros pluviométricos pueden constituir un indicador de riesgo y a partir de qué umbrales mínimos se producen daños.

3.3. Evaluación de los niveles de alarma en el Plan Meteoralerta

El Plan Meteoralerta discrimina la peligrosidad de un episodio a partir de cuatro niveles de alarma (verde, amarillo, naranja y rojo), en función de la intensidad de lluvia en 1 y 12 horas. Los umbrales para la Comunidad Valenciana son los siguientes (AEMET, 2009):

- a) Nivel verde: no existe riesgo meteorológico.
- b) Nivel amarillo: fenómenos habituales pero potencialmente peligrosos. Los umbrales de alerta son 20 mm en 1 hora y 60 mm en 12 horas.
- c) Nivel naranja: fenómenos no habituales con cierto grado de peligro para las actividades usuales. Los umbrales de alerta son 40 mm en 1 hora y 100 en 12 horas.
- d) Nivel rojo: fenómenos no habituales, de intensidad excepcional y con un nivel de riesgo muy alto. Los umbrales de alerta son 90 mm en 1h y 180 mm en 12 horas.

Con objeto de estimar la adecuación de los umbrales del Plan Meteoralerta a la realidad, se ha realizado una comparación entre las ocasiones en que, habiéndose alcanzado dichos umbrales para 1h y 12 h, se han producido daños y las que no.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Indicadores pluviométricos de riesgo

Las correlaciones entre los indicadores pluviométricos y los tipos de daños, ponen de manifiesto que *Irregularidad* y *Persistencia* presentan un coeficiente muy bajo ($r^2 < 0.2$), por lo que han sido rechazados como estimadores de riesgo. El resto de indicadores muestran diferentes grados de correlación, como puede verse en la tabla 1. En general, existen fuertes relaciones entre los daños por episodio y los indicadores pluviométricos seleccionados. A nivel global, los mayores coeficientes aparecen ligados a la precipitación acumulada total (valor máximo); a los valores medios de las lluvias acumuladas en 6 h y 12 h y a la intensidad horaria (valor máximo). Las correlaciones más débiles corresponden a la intensidad media y máxima cincominutales.

Estos resultados ponen de manifiesto la importancia de la lluvia acumulada al final de la tormenta y para periodos horarios largos (12 horas). La intensidad cincominutal no es indicadora de daños, porque puede darse el hecho de que se produzcan intensidades muy altas, pero mantenidas durante muy poco tiempo, acumulando, por tanto, poca agua. En un estudio empírico llevado a cabo por Camarasa-Belmonte y Soriano (2014) sobre la intensidad de lluvia a diferentes escalas se pone de manifiesto cómo las mayores intensidades, asociadas a células convectivas, se alcanzan en periodos inferiores a 1 hora. Si estas células no son muy frecuentes, la cantidad de agua que acumulan al final de la tormenta no es suficiente para provocar daños generales. No obstante sí que pueden ocasionar daños puntuales importantes, como lo demuestra el hecho de que los mayores valores de correlación en el caso de intensidades horarias, se alcancen en los registros máximos ($r^2 = 0.82$), mientras que los medios pierden

relevancia ($r^2=0.71$). A partir de las 6 horas de lluvia, la tendencia sufre un punto de inflexión (Camarasa *et al.*, 2010) y, si la tormenta continúa, pueden comenzar a verse afectadas las infraestructuras. Cuando se superan las 12 horas de lluvia a intensidades medias considerables, los daños pueden extenderse a los núcleos urbanos y a las personas. A partir de las 24 horas la importancia de la intensidad decrece frente a la de la lluvia acumulada.

DAÑOS	LLUVIA ACUMULADA EN EL EPISODIO		INTENSIDAD MÁXIMA CINCOMINUTAL		INTENSIDAD MEDIA CINCOMINUTAL		INTENS. LLUVIA EN 1h		LLUVIA ACUMUL. EN 6h		LLUVIA ACUMUL. EN 12h	
	Max.	Med.	Max.	Med.	Max.	Med.	Max.	Med.	Max.	Med.	Max.	Med.
Daños globales	0.92	0.80	0.68	0.69	0.64	0.61	0.82	0.71	0.81	0.86	0.80	0.84
Daños urbanos	0.84	0.77	0.46	0.70	0.35	0.70	0.75	0.74	0.74	0.75	0.73	0.82
Daños en infraestructuras	0.84	0.84	0.55	0.60	0.52	0.57	0.70	0.77	0.81	0.83	0.82	0.77
Daños personales	0.80	0.81	0.63	0.52	0.37	0.70	0.71	0.71	0.73	0.75	0.76	0.84

Tabla 1: Resultados de las correlaciones (r^2) entre la magnitud de los daños y los indicadores pluviométricos. Fuente: elaboración propia a partir de los datos de daños del Servicio de Protección Civil de la Delegación del Gobierno en la Comunidad Valenciana y de datos del SAIH-Júcar.

4.2. Umbrales de riesgo

Tal y como se explicó en el apartado de metodología, los daños han sido normalizados en relación porcentual al suceso que mayores pérdidas presentó y clasificados en tres intervalos (25%, 50% y 75%), que podrían hacerse corresponder con los niveles de alerta propuestos por la AEMET (amarillo, naranja y rojo).

Una vez referenciados los episodios según un nivel de daño estándar, se han puesto en relación con los indicadores pluviométricos seleccionados en el apartado anterior, para ver, a partir de qué umbrales mínimos se producen daños. Se han desestimado los indicadores de intensidad cincominutal (por no resultar representativos) y se han analizado los de precipitación acumulada total, en 1h, en 6 h y en 12 h. La tabla 2 muestra los resultados. En la última fila de la tabla aparecen los umbrales máximos de referencia, estimados por Camarasa y Soriano (2014) en el área de la Confederación Hidrográfica del Júcar.

En términos globales, con lluvias acumuladas de hasta 130 mm en un episodio se pueden producir daños leves; hasta 298 mm se esperan daños moderados y, por encima de estas cifras los daños son fuertes (con precipitaciones mayores a 466 mm). Si tomamos como referencia las máximas en una hora, lluvias de más de 33 mm pueden comenzar a presentar problemas, aunque las pérdidas moderadas o fuertes se registran a partir de los 60 mm y 86 mm respectivamente. Las cantidades acumuladas en 6 horas que producen los daños moderados están por encima de los 114 mm (más de 168 mm si hablamos de daños fuertes), aunque con 60 mm ya pueden producirse daños leves. En cuanto a las precipitaciones en 12 horas, máximas de 72 mm empiezan a producir problemas leves, por encima de 156 mm, moderados, y graves si superan los 228 mm.

Si realizamos el análisis por categorías, la mayor parte de indicadores presentan los umbrales más bajos de daño para el caso de núcleos urbanos, seguido de daños personales y por último de daños en las infraestructuras. Así, mientras que con 115 mm de lluvia acumulada al final del episodio se pueden producir daños leves en los núcleos urbanos, se necesitan más de 191 mm para que afecten a las personas y más de 221 mm para que se resientan las infraestructuras.

DAÑOS	UMBRALES DE PRECIPITACIÓN MÁXIMA ACUMULADA (mm)			
	Total del episodio	1 hora	6 horas	12 horas
Daños Globales	R² (0.92)	R² (0.82)	R² (0.81)	R² (0.80)
25 %	130	33	60	72
50 %	298	60	114	156
75 %	466	86	168	228
Daños en núcleos urbanos	R² (0.84)	R² (0.75)	R² (0.74)	R² (0.73)
25 %	115	30	66	72
50 %	274	55	144	168
75 %	433	81	222	264
Daños en infraestructuras	R² (0.84)	R² (0.70)	R² (0.81)	R² (0.82)
25 %	221	43	90	96
50 %	413	69	162	168
75 %	606	96	234	228
Daños personales	R² (0.80)	R² (0.71)	R² (0.73)	R² (0.76)
25 %	191	44	90	96
50 %	344	75	168	168
75 %	496	101	240	252
Máximo de referencia (Camarasa-Belmonte y Soriano, 2014)		101	337.6	413.6

Tabla 2. Umbrales de precipitación máxima acumulada, en diferentes intervalos de tiempo, en relación con los daños. Fuente: elaboración propia.

Si cotejamos los umbrales que producen los mayores daños (>75%) con los máximos de referencia, encontramos que mientras en 1 h el umbral está próximo a este máximo, en 6 h. y 12 h. las cantidades distan bastante. Estos resultados ponen de manifiesto cómo, para intervalos inferiores a una hora, el parámetro más importante es el de intensidad y los daños importantes tienen lugar cuando se alcanzan cantidades similares a los máximos de referencia. Sin embargo, si la lluvia se mantiene durante un período de al menos 6 horas, el efecto acumulativo adquiere relevancia frente al de intensidad, de manera que con cantidades inferiores a los máximos de referencia se pueden producir daños severos.

4.3. Comparación entre los umbrales de lluvia obtenidos y los del Plan Meteolaerta

En general, los umbrales de lluvia en los que se basa el Plan Meteolaerta están considerados sobredimensionados, en el sentido de que están vinculados a un pronóstico de daños superior al que realmente tiene lugar.

La tabla 3 recoge el porcentaje de sobredimensión registrado para cada una de las zonas de estudio. Lo primero que se pone de manifiesto es que, si bien existe un sobredimensionamiento general de las alertas, éste no es igual en los tres niveles. El rojo es el que menor anomalía presenta (exceptuando el área de Gandía para la lluvia de 12 horas), lo que evidencia que los avisos de los episodios de mayor riesgo están bien dimensionados. En general, los desajustes más importantes afectan en mayor medida al nivel amarillo que al naranja y más frecuentemente al intervalo de 1h que al de 12 h.

ZONA	ALERTA AMARILLA		ALERTA NARANJA		ALERTA ROJA	
	1h	12h	1h	12h	1h	12h
Valencia	57%	50%	38%	14%	0%	0%
Castellón	61%	56%	37%	25%	0%	0%
Benageber	74%	50%	71%	100%	-	-
Alzira	62%	56%	47%	17%	-	0%
Cofrentes	65%	33%	33%	-	-	-
Alicante	54%	50%	25%	43%	-	0%
Gandía	57%	50%	33%	68%	-	20%

Tabla 3. Porcentaje de sobredimensionamiento de las alertas según los umbrales del Plan Meteolaerta. Fuente: elaboración propia

Figura 2. Comparación entre los umbrales de lluvia del Plan Meteolaerta y los que han producido daños en la Comunidad Valenciana entre 1997 y 2007.

La figura 2 compara los umbrales de alerta del Plan Meteolaerta con los que obteníamos en apartado anterior, para niveles de pérdidas del 25%, 50% y 75%, que podríamos hacer equivaler con los colores amarillo, naranja y rojo.

En ella se pone de manifiesto cómo casi todos los casos los daños leves se han producido con umbrales de lluvias mayores a las que propone AEMET (con la única excepción de la alerta roja de 1h). La tabla 4 compara los umbrales de alerta vigentes con los umbrales mínimos de daño estimados en el presente estudio. En ella se pone

de manifiesto cómo, exceptuando dicho caso de alerta roja para lluvias de 1 hora, todos los demás umbrales podrían ajustarse al alza, sobre todo, para lluvias acumuladas en 12 horas.

ALERTAS	Umbrales de lluvia según Meteoalerta (mm)		Umbrales estimados en este trabajo (mm)	
	Lluvia 1 h.	Lluvia 12 h.	Lluvia 1 h	Lluvia 12 h
Alerta amarilla	20	60	30	72
Alerta naranja	40	100	55	156
Alerta roja	90	180	81	228

Tabla 4. Comparación entre los umbrales de lluvia según el actual Plan Meteoalerta y los estimados en este trabajo. Fuente: elaboración propia

5. CONCLUSIONES

La comparación entre indicadores de lluvia y nivel de daños en la Comunidad Valenciana ha presentado buenas correlaciones para la mayor parte de los casos, exceptuando los parámetros de irregularidad y persistencia cincominutal, que han sido desestimados como indicadores de riesgo. Para el resto de parámetros, las mayores pérdidas están correlacionadas en primer lugar con la lluvia total del episodio ($r^2=0.92$) y, en menor medida, con la intensidad en una hora ($r^2=0.82$) y con las acumuladas en 6h ($r^2=0.86$) y en 12h ($r^2=0.84$). Las relaciones más débiles se corresponden con los indicadores cincominutales de intensidad máxima y media.

En términos globales, con lluvias acumuladas de hasta 130 mm en un episodio se pueden producir daños leves; hasta 298 mm se esperan daños moderados y, por encima de estas cifras los daños son fuertes. En el análisis por categorías, los umbrales más bajos corresponden a núcleos urbanos, seguido de daños personales y por último de daños en las infraestructuras. Además, mientras para 1 hora los umbrales que producen los mayores daños están próximos a los máximos de referencia, para el caso de lluvias acumuladas en 6h y en 12 h, estas cantidades distan bastante.

Estos resultados ponen de manifiesto la importancia de que las lluvias intensas se mantengan durante al menos 6 horas para producir daños. Por tanto, podría ser interesante incluir en los planes de alerta las lluvias acumuladas en 6 horas, como indicador de riesgo (actualmente sólo se considera 1 h y 12 h).

En cuanto al excesivo número de alertas que implican los umbrales vigentes en el Plan Meteoalerta, se ha comprobado que, si bien existe un sobredimensionamiento general, éste es menor en el nivel rojo (los episodios de mayor riesgo están, por tanto, bien recogidos). Los mayores desajustes afectan al nivel amarillo y, en segundo lugar, al naranja y son más frecuentes en el intervalo de 1h que en el de 12 h. El estudio comparado de los umbrales que propone el Plan Meteoalerta con los obtenidos en el presente trabajo pone de manifiesto que, con excepción de la alerta roja para 1 hora, todos los umbrales podrían ajustarse al alza, sobre todo, para lluvias acumuladas en 12 horas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto CGL2013-42728-R, financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación y fondos FEDER). Los autores desean mostrar su agradecimiento al Servicio de Protección Civil de la Delegación del Gobierno en la Comunidad Valenciana (por la cesión de los datos de riesgo); a la Confederación Hidrográfica del Júcar, por la cesión de los datos hidrológicos y al proyecto CGL2007-65368 por la cesión de los indicadores de episodios.

REFERENCIAS

- AEMET, Agencia Española de Meteorología (2009). Meteoalerta. Recuperado de: <http://www.aemet.es/es/noticias/2006/07/20060712>
- Camarasa, A.M. y López-García, M.J. (2006). Criterios de selección y caracterización de episodios de lluvia. Aplicación a la Confederación Hidrográfica del Júcar (1989-2003). En J.M. Cuadrat, M.A. Sanz, S.M. Vicente, S. Lanjeri, M. de Luis y J.C. González-Hidalgo (Eds); *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*; nº 5, pp. 323-336. Zaragoza, Publicaciones de la AEC, Serie A.
- Camarasa-Belmonte, A.M. y Soriano, J. (2014). Empirical study of extreme rainfall intensity in a semi-arid environment at different time scale. *Journal of Arid Environments*, 100-101, 63-71.
- Camarasa, A.M., Soriano, J. y López-García, M.J. (2010). The effect of observation timescales on the characterisation of extreme Mediterranean precipitation, *Advances in Geosciences*, 26, pp. 61-64. doi: 10.5194/adgeo-26-61-2010
- Consorcio de Compensación de Seguros (2014). Estadística. Riesgos Extraordinarios. Serie 1971-2014. Recuperado de: http://www.conorseguros.es/web/documents/10184/44193/Estadistica_Riesgos_Extraordinarios_1971_2014/14ca6778-2081-4060-a86d-728d9a17c522
- Elizaga, F. (2009). Fenómenos adversos, prioridad básica de AEMET. *Meteorología*, 85, 29-35
- Lorente, M.; Casas, M.C.; Rodríguez, R y Redaño, A. (2013). Intensidades extremas y precipitación máxima probable. En: C. García-Legaz y F. Valero (Eds) *Fenómenos Meteorológicos Adversos en España*, 142-155. Madrid, AMV Ediciones.
- Martín-Vide, J. (1992). Características extremas de la precipitación en la España Mediterránea. Inundaciones y redes de drenaje urbanas, 23-39. Barcelona, Colegio de caminos, canales y puertos.
- Martín-Vide, J. (2004). Spatial distribution of daily precipitation concentration index in peninsular Spain, *International Journal of Climatology*, 24, pp 959-971. doi: 10.1002/joc.1030
- Meteoalarm (2009). Alerting Europe for extreme weather. EUMETNET. Recuperado de: http://www.meteoalarm.eu/es_ES/0/0/ES-Espana.html.
- Millán, M.; Estrela, M.J. and Caselles, V. (1995). Torrencial precipitations on the PATRICOVA: Plan de Acción Territorial de Carácter Sectorial sobre prevención del Riesgo de Inundación en la Comunidad Valenciana. Recuperado de: <http://www.cma.gva.es/web/indice.aspx?nodo=76675&idioma=C>.
- Saaty, T. (1988). *The analytical hierarchy process*. New York, McGraw Hill.

EFECTO DE LA URBANIZACIÓN EN EL BALANCE DE ENERGÍA SUPERFICIAL DE UN BOSQUE DE NIEBLA AL ESTE DE MÉXICO

Carlo A. DOMÍNGUEZ-EUSEBIO¹, Adalberto TEJEDA-MARTÍNEZ²,
Yareni PERRONI¹

¹Instituto de Biotecnología y Ecología Aplicada, Universidad Veracruzana, México.

²Grupo de Climatología Aplicada, Universidad Veracruzana, México.

cardomingueze@gmail.com, atejeda.martinez@gmail.com, yperroni@uv.mx

RESUMEN

Características de la superficie como rugosidad, cobertura y capacidad térmica, condicionan el espesor de la capa límite superficial atmosférica y los procesos que ocurren en ella. Sin embargo, poco se sabe de las modificaciones en esos procesos ante cambios en la superficie de ecosistemas naturales. El objetivo de este estudio fue obtener una primera caracterización del efecto de la urbanización en el balance energético del bosque de niebla, ecosistema común en montañas tropicales. Se utilizó el método de covarianza turbulenta en dos estaciones micrometeorológicas: una en un bosque urbano (Parque Ecológico Cerro de Macuiltépetl: 19°32'51"N, 96°55'12"W, 1580 msnm), y otra en un bosque natural (El Riscal: 19°28'54"N, 96°59'44"W, 1570 msnm). Los resultados indican que durante el día, en la temporada seca (diciembre 2014–mayo 2015), la radiación neta media fue mayor en el bosque urbano (402,77 vs. 367,67 W/m²), al igual que el flujo de calor sensible (185,36 W/m² vs. 168,86 W/m²), la temperatura (18,17 vs. 17,74 °C), el flujo de calor latente (119,37 vs. 94,52 W/m²) y la evaporación (1,63 vs. 1,39 mm). El bosque natural presentó mayor calor almacenado en la superficie (104,47 vs. 98,04 W/m²). Estas diferencias podrían ser efecto de la urbanización en este ecosistema.

Palabras clave: flujos de energía, bosque de niebla, urbanización, covarianza turbulenta.

ABSTRACT

The surface characteristics such as roughness, coverage and heat capacity determines the thickness of the atmospheric surface boundary layer and the processes occurring therein. However, the interaction of these systems in relation to changes in the surface of natural ecosystems has been little studied. In this way, the objective of this study was to conduct a first characterization of the effect of urbanization on the energy balance of cloud forest, a common ecosystem in tropical mountains. The eddy covariance method was used in two micrometeorological stations: in an urban forest (Parque Ecológico Cerro de Macuiltépetl: 19°32'51"N, 96°55'12"W, 1580 masl) and a natural forest (El Riscal: 19°28'54"N, 96°59'44"W, 1570 masl). On the day, during the dry season (December 2014-May 2015), the average net radiation was higher in the urban forest (402.77 vs. 367.67 W/m²), the sensible heat flux (185.36 W/m² vs. 168.86 W/m²), temperature (18.17 vs. 17.74 °C), the latent heat flux (119.37 vs. 94.52

W/m²) and evapotranspiration (1.63 vs. 1.39 mm). The natural forest had higher heat stored in the surface (104.47 vs. 98.04 W/m²). These differences could be the effect of urbanization in this ecosystem.

Key words: Energy flux, mountain tropical forest, eddy covariance, urbanization.

1. INTRODUCCIÓN

El tipo de superficie (rugosidad, cobertura, capacidad térmica, etcétera) juega un papel importante en el desarrollo de la capa límite superficial atmosférica, así como en los patrones de interacción entre la superficie y la atmósfera (Oke, 2002, Foken & Nappo, 2008). Por esto, el cambio de uso de cobertura de suelo puede provocar alteraciones físicas en el ambiente.

La urbanización es uno de los cambios de uso de suelo con mayor tasa de crecimiento. Actualmente más de la mitad de la población humana se encuentra en ciudades (54%; UN, 2014). En general, las grandes ciudades modifican el clima local de diferentes maneras: disminuye la radiación solar por la contaminación atmosférica, aumenta de temperatura en relación con sus alrededores, es menor la humedad relativa citadina, y es mayor la precipitación en el centro urbano al igual que la turbulencia del aire (Schönwiese, 1994; Oke *et al.*, 1999).

La urbanización provoca una modificación en los flujos verticales de energía, en particular los de calor sensible y latente, y por ende en el balance energético superficial. Este balance cuantifica la cantidad de energía solar que es destinada para calentar el aire y evaporar agua, así como la almacenada y utilizada por la superficie y seres vivos (Oke, 2002, Foken & Nappo, 2008).

Existen diversos estudios que muestran el efecto de la urbe en el balance de energía en diferentes tipos de ciudades y de ecosistemas, como por ejemplo los de Christen & Vogt, 1983; Cleugh & Oke, 1986; Barradas *et al.*, 1999; Tejeda-Martínez y Jáuregui-Ostos, 2005; Tejeda-Martínez *et al.*, 2016 y Moreno *et al.*, 2012. No obstante, los trabajos relacionados con el bosque de niebla se centran en el balance de energía sin considerar efectos de cambios de cobertura (e.g. Giambelluca *et al.*, 2009), o en el efecto que tiene este cambio en procesos del suelo y/o vegetación (e.g. Campos, 2006).

El bosque de niebla es un ecosistema montañoso que presenta una alta biodiversidad vegetal y animal, además de que aporta diversos servicios ambientales (William-Linera, 2012). La principal característica de estos ecosistemas es la frecuencia de niebla en la que se ven inmersos, lo cual ocasiona una entrada adicional de agua al ecosistema con consecuencias en la hidrología y propiedades del suelo (Standmuller, 1987; Bubb *et al.*, 2004). Este ecosistema único en su tipo, sufre una amenaza importante por el cambio de uso de suelo para fines urbanos, agropecuarios e industriales. En México, el bosque de niebla abarca sólo el 1% de la superficie total del país, siendo el ecosistema más biodiverso por unidad de área (William-Linera, 2012).

Por todo lo anterior, el objetivo de este trabajo es conocer cómo afecta la urbanización en la distribución de la energía dentro del ecosistema bosque de niebla.

2. MÉTODOS

2.1. Sitios de estudio

El estudio se realizó en el Parque Ecológico Cerro del Macuiltépetl ($19^{\circ}32'51,26''\text{N}$ y $96^{\circ}55'12,66''\text{W}$ a 1580 msnm con un área aproximada de 30 hectáreas), que presenta vegetación típica del bosque de niebla como liquidámbar, cedros, hayas, fresnos y algunos cítricos (Williams-Linera, 2002). Este “bosque urbano” es una reserva natural protegida desde 1980 (Aguilar, 1996) con la peculiaridad de ser un parche de bosque de niebla completamente rodeado por la ciudad de Xalapa, Veracruz, México ($19^{\circ}30'01,03''$ a $19^{\circ}36'05,87''\text{N}$ y $96^{\circ}54'14,20''$ a $97^{\circ}02'43,11''\text{W}$). Esta ciudad cuenta con aproximadamente 425 mil habitantes, siendo la urbe número 39 de las más pobladas de México (INEGI, 2010). Presenta una temperatura media anual de $19,2^{\circ}\text{C}$ y un precipitación anual de 1435,8 mm (SMN, 2016).

Para comparar el efecto de la urbanización con un punto con mínima perturbación antropogénica, se seleccionó el rancho El Riscal, Coatepec, Veracruz, México ($19^{\circ}28'54,04''\text{N}$, $96^{\circ}59'44,80''\text{W}$), ubicado a 10 km de distancia en línea recta al Oeste-Suroeste de la ciudad de Xalapa, a una altitud media de 1570 msnm. Se considera como un “bosque natural” ya que es un área boscosa rodeada por más vegetación. Se eligió este sitio por coincidir en altitud con el bosque urbano y porque se encuentra a corta distancia de aquél. Así, se espera que las diferencias observadas en las mediciones de balance de energía se deban principalmente al efecto de la urbe y no por la afectación de fenómenos meteorológicos diferentes en cada sitio (Fig. 1).

Fig. 1. Sitios de estudio, a) El Riscal, b) El Macuiltépetl. Fuente: Google Earth.

2.2. Instrumentos y datos.

En ambos sitios se instaló una torre de 18m de altura con instrumentos útiles para conocer los flujos de energía superficial y el balance de radiación. Cada una cuenta con un anemómetro sónico CSAT-3D (Campbell Scientific) para medir la dirección e intensidad del viento en tres direcciones (U, V, W); un higrómetro de kriptón KH2O (Campbell Scientific) para la humedad absoluta (HA); un termopar FW05 (Campbell Scientific) para la temperatura del aire (T_a), y un radiómetro neto NR01 (Campbell Scientific) con el que se obtuvieron las cuatro componentes de radiación: incidente y reflejada de onda corta ($R_c \downarrow$ y $R_c \uparrow$), e incidente y emitida de onda larga ($R_l \downarrow$ y $R_l \uparrow$).

Estos sensores fueron programados a 10 Hz para utilizar la técnica de covarianza turbulenta (*Eddy covariance*; Burba, 2013; Baldocchi, 1988) en la evaluación de los flujos verticales turbulentos de calor sensible y latente. Los datos fueron procesados y almacenados en un micrologger CR3000 (Campbell Scientific) configurado para almacenar datos cada 15 minutos. Esta evaluación fue realizada de diciembre 2014 a mayo 2015, correspondiente a la temporada seca. Cabe mencionar que sólo se analizaron días despejados ya que durante eventos de lluvia, por las características de los instrumentos, hay pérdida de datos.

El balance de energía superficial se obtuvo mediante la ecuación (Monteith & Unsworth, 2008; Foken & Nappo, 2008; Oke 2002):

$$Q^* = Qh + Qe + Qs \quad (1),$$

donde Q^* es la radiación neta obtenida mediante la diferencia entre la radiación de onda corta y larga incidente y saliente ($R_c \downarrow + R_l \downarrow - R_c \uparrow - R_l \uparrow$), Qh en el flujo turbulento vertical de calor sensible, Qe el flujo turbulento vertical de calor latente, y Qs es el flujo de energía en la superficie (la suma del calor almacenado en el suelo y en la vegetación). Cuando Q^* presenta valores negativos, el sistema pierde energía por radiación. Si Qh , Qe o Qs presentan valores negativos, significa que el sistema está ganando energía de los alrededores.

El flujo de calor sensible (Qh) fue obtenido mediante la ecuación:

$$Qh = \rho C_p \overline{W'Ta'} \quad (2),$$

con ρ la densidad del aire (1.02 kg m^{-3} , en promedio para las condiciones de estos sitios), C_p el calor específico del aire a presión constante ($1012 \text{ JKg}^{-1}\text{K}^{-1}$) y $\overline{W'Ta'}$ la covarianza entre la velocidad del viento vertical y la temperatura del aire. El flujo de calor latente (Qe) fue obtenido mediante la ecuación:

$$Qe = \lambda \overline{W'HA'} \quad (3),$$

donde λ es el calor latente de evaporación (2500 kJ kg^{-1}) y $\overline{W'HA'}$ es la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la humedad absoluta. El calor almacenado en la superficie (Qs) fue calculado por residuo en la ecuación 1.

También se hizo el cálculo del área fuente para conocer la representatividad espacial de los sensores en el bosque urbano, es decir, estimar qué fracción las mediciones corresponde al bosque o a la urbe. Para el bosque natural no se consideró necesario este cálculo, ya que la cobertura del suelo es homogénea al menos en 3 km a la redonda. Se utilizó el modelo de Schuepp *et al.*, (1990), dado por la ecuación:

$$f(x) = \frac{1}{Q_0} \frac{dQ}{dx} = \frac{2X_m}{x^2} \phi_m \exp\left[\frac{-2X_m}{x} \phi_m\right] \quad (4),$$

donde x es la distancia desde el punto de medición (metros), X_m es la distancia a la cual el área fuente tiene un máximo (metros), y ϕ_m es una función de corrección de la estabilidad que puede expresarse como (Dyer, 1974):

$$\phi_m = \left[1 - 16 \frac{z}{L}\right]^{-0.25} \quad (5),$$

z es la altura de medición (metros) y L es la longitud de Monin-Obukhov (metros, Monin & Obukhov, 1954) obtenida con la ecuación:

$$L = \frac{u^{*3}}{k \frac{g}{Ta} \frac{Qh}{\rho Cp}} \quad (6),$$

donde

$$\frac{Qh}{\rho Cp} = \overline{w'Ta'} \quad (7),$$

Como se mencionó antes, $\overline{w'Ta'}$ es la covarianza entre la velocidad vertical del viento y la temperatura del aire. u^* es la velocidad de fricción obtenida mediante la ecuación:

$$u^* = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/4} \quad (8),$$

Por último, X_m fue obtenida mediante la ecuación:

$$X_m = \frac{u z}{u^{*2} k} \quad (9),$$

donde u es la velocidad horizontal del viento (m) y k la constante de Von Karman (0,41).

3. RESULTADOS

El análisis de área fuente muestra que, durante el día, los sensores obtienen datos tanto del bosque urbano (80%) como de la ciudad (20%). En la noche, la contribución cambia a un 20% bosque y 80% ciudad.

En el transcurso del día, el bosque de niebla natural presenta valores medios de 367,67 W/m² de radiación neta, de los cuales 168,86 W/m² (46%) son disipados por el flujo de calor sensible, 94,52 W/m² (26%) por el flujo de calor latente y los 104,29 W/m² (28%) restantes fluyen en la superficie (almacenaje). El bosque urbano presenta un aumento de la radiación neta de 35,1 W/m² y 16,5 y 24,85 W/m² en los flujos de calor sensible y latente respectivamente. El flujo de calor en la superficie sufre una disminución de 6,25 W/m². Estas diferencias en los flujos provocan un aumento de la temperatura del aire (17,74 en el natural vs. 18,17°C en el urbano) y de la evapotranspiración (1,39 en el natural vs. 1,63 mm en el urbano). Los datos medios se presentan en la tabla 1.

<i>Periodo</i>	<i>Sitio</i>	<i>T (°C)</i>	<i>Evaporación (mm)</i>	<i>Qh</i>	<i>Qe</i>	<i>Qs</i>	<i>Q*</i>	<i>β</i>
Diurno	Urbano	18,17	1,63	185,36	119,37	98,04	402,77	1,55
	Natural	17,74	1,39	168,68	94,52	104,47	367,67	1,78
Nocturno	Urbano	14,58	0,11	-4,91	3,65	-58,18	-56,92	-1,34
	Natural	14,69	0,08	-3,85	3,37	-50,36	-49,88	-1,14

Tabla 1. Valores medios de los días despejados durante la temporada seca.

Durante la noche, la principal fuente de energía es la superficie ya que reemite la almacenada durante el día. En el bosque natural, a pesar de que la superficie almacena más energía que la urbana, para la noche presenta un menor flujo de energía superficial (50,26 vs. 61,22 W/m²). De ésta, 49,88 y 56,92 W/m² son reemitidos por radiación en el bosque natural y bosque urbano respectivamente.

Fig. 2. Comportamiento medio del balance de energía durante temporada seca.

a) Bosque Urbano y b) Bosque natural.

Como se puede observar en el comportamiento medio del balance de energía (Fig. 2), las principales diferencias entre sitios se encuentran entre las 9 y las 13 horas (tiempo local; GTM-6). Durante este periodo la diferencia de los flujos de calor sensible y latente son de hasta 60 y 80 W/m² respectivamente, presentando los valores más altos en el bosque urbano. Por esto, se presenta un mayor calentamiento y evapotranspiración en este bosque (Fig. 3).

Fig. 3. Calentamiento (izquierda) y evapotranspiración (derecha) acumulados desde las 6 y 16 horas.

Cabe mencionar que el bosque urbano presenta un albedo mayor que el bosque natural (0,5 vs. 0,31), por lo que este último absorbe 20% más de radiación de onda corta alrededor de las 8:30 horas, mientras que para las 13 horas esta diferencia es mínima e inclusive nula (0,001).

En cuanto a la radiación de onda larga, la superficie del bosque natural absorbe (en el día) y reemite (en la noche) mayor cantidad de energía en comparación con el urbano. La radiación reemitida por la atmósfera (radiación de onda larga proveniente de la atmósfera) es mayor en el bosque urbano (diferencia media de 11,91 W/m²) durante todo el día (Fig.4).

Fig. 4. Albedo (izquierda) y radiación de onda larga incidente (derecha). El color azul indica el bosque urbano y el rojo el natural.

4. DISCUSIÓN

El bosque de niebla urbanizado presenta un comportamiento parecido a zonas suburbanas aunque en otro tipo de ecosistema (Barradas *et al.*, 1999; Tejeda-Martínez & Jáuregui-Ostos, 2005; Cleugh & Oke, 1986). El bosque natural se comporta similarmente a lo reportado por Giambelluca *et al.* (2009) para un bosque de niebla en Hawái.

El aumento en los flujos de energía en el bosque urbano se puede atribuir a la ciudad, ya que este bosque se encuentra en el centro geográfico de la urbe y las mediciones durante el día corresponden en un 20% a suelo urbano. Puede deberse a que la superficie en el bosque urbano recibe más radiación de onda larga durante el día, que posiblemente se pueda explicar por una mayor concentración de gases de efecto invernadero en la ciudad.

Lo anterior podría estar aumentando la capacidad térmica del aire ocasionando un mayor flujo de calor sensible y por ende, un aumento de temperatura (Weng, 2001; Oke, 1982). Esto se puede observar en el calentamiento acumulado (Fig. 3) ya que a medio día el bosque natural tuvo un aumento de casi 5 °C mientras que el natural a esta misma hora presentó 3°C. Este calentamiento coincide con las característica de las ciudades, ya que estas diferencia térmicas corresponden con el calentamiento propio del medio urbano, ya que suelen tener mayor temperatura en comparación con sus alrededores.

El aumento del flujo de calor latente en el bosque urbano, es atribuido a la mayor disponibilidad de agua que tiene la ciudad (e.g. riego de jardines). Esto se traduce en un aumento en la evapotranspiración diurna de 0,24 mm y nocturna de 0.03 mm por efecto de la ciudad. Por ser una temporada seca, los valores del flujo de calor sensible fueron más altos que los del latente ($Q_h > Q_e$) indicando que la mayor porción de energía disponible es disipada por el primero (Razón de Bowen; $\beta=1,55$ en el urbano y 1,78 en el natural).

Por otra parte, la urbanización provoca un aumento en el albedo superficial (por el concreto de casas y calles) por lo que menos radiación de onda corta podría estarse almacenando, lo cual se refleja en el flujo de calor en la superficie, el cual presenta una reducción (6,43 W/m²) en el bosque urbano en comparación con el natural.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte del proyecto CONACyT-UV (CB2012-183040) “*Interacción superficie/atmósfera en la zona montañosa central de la vertiente del golfo de México: observaciones y modelación a alta resolución*”. Agradecemos al Patronato para el Parque Ecológico Cerro de Macuiltépetl por los permisos para la instalación de instrumental y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACyT) por el apoyo con la beca número 362813. Así mismo, agradecemos al Mtro. Antonio Luna Díaz Peón y a Adrián Álvarez Pérez por su apoyo.

REFERENCIAS

- Aguilar, R. (1996). *Recomendaciones y propuestas para el manejo del Parque Ecológico Macuiltépetl*. Xalapa, Veracruz: Pronatura Veracruz y Patronato para el Parque Ecológico Macuiltépetl, 510–518.
- Baldocchi, D., Hicks, B. and Meyers, T. (1988). *Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods*. Ecology 69, 1331-1340.
- Barradas, V. L., Tejeda-Martínez, A. and Jáuregui, E. (1999). *Energy balance measurements in a suburban vegetated area in Mexico City*. Atmospheric Environment 33:4109–4113.
- Bubb, P., May, I., Miles, L. and Sayer, J. (2004). *Cloud forest agenda*. United Kingdom: UNEP World Conservation Monitoring Centre.
- Burba, G. (2013). *Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural, and regulatory applications: a field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates*. Lincoln, Nebraska: LI-COR Biosciences, ISBN 978-0-615-76827-4.
- Campos, A. (2006). *Response of soil surface CO₂-C flux to land use changes in a tropical cloud forest in Mexico*. Forest Ecology and Management 234:305–312.
- Cleugh, H. A., and Oke, T. R. (1986). *Suburban-rural energy balance comparisons in summer for Vancouver, BC*. Boundary-Layer Meteorology 36:351–369.
- Christen, A., and R. Vogt. (2004). *Energy and radiation balance of a central European city*. International Journal of Climatology 24:1395–1421.
- Dyer, A. J. (1974). *A review of flux profile relationships*. Boundary-layer Meteorol. 7, 363-372.
- Foken, T., and Nappo, C. J. (2008). *Micrometeorology*. Berlin: Springer. ISBN:978-3-54074666-9.
- Giambelluca, T., Martin, R., Asner, G., Huang, M., Mudd, R., Nullet, M., Delay, J. and Foote, D. (2009). *Evapotranspiration and energy balance of native wet montane cloud forest in Hawai‘i*. Agricultural and Forest Meteorology 149:230–243.
- INEGI. (2010). *Censo de Población y vivienda 2010*. México. <http://www.inegi.org.mx/est/contenidos/proyectos/ccpv/cpv2010/Default.aspx>.
- Monteith, J.L. and Unsworth, M.H. (2008). *Principles of Environmental Sciences*. Amsterdam: Elsevier.

- Monin, A. S., and Obukhov, A. (1954). *Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere*. Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR 151:163–187.
- Moreno, M.C., Jáuregui E. and Tejeda-Martínez, A. (2002). *Measurements of surface-atmosphere energy balance components in central Barcelona (Spain) during summer*. Col. Asoc. Geógrafos Españoles, No. 60: 7-18.
- Oke, T. R. (2002). *Boundary Layer Climates*. Routledge. ISBN:0-203-4071545-4.
- Oke, T. R., Spronken-Smith, R. A., Jauregui, E. and Grimmond, S. (1999). *The energy balance of central Mexico City during the dry season*. *Atmospheric Environment* 33:3919–3930.
- Oke, T. R. (1982). *The Energetic Basis of the Urban Heat Island*. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 108, 1-24. Extended Abstracts of an Expert Meeting, Antwerp, Belgium, April 2000, EUR 19447, European Commission.
- Schönwiese, C. (1994). *Klimatologie*. Stuttgart: Verlag Eugen Ulmer. Stuttgart, 350p.
- Schuepp, P.H., Leclerc, M.Y., MacPherson, J.I., Desjardins, R.L. (1990). *Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation*. *Boundary-Layer Meteorol* 50:355–373.
- SMN, Servicio Meteorológico Nacional (2016). *Información Climatológica*. <http://smn.cna.gob.mx/es/informacion-climatologica-ver-estado?estado=ver>
- Stadtmuller, T. (1987). *Cloud Forests in the Humid Tropics*. A bibliographic review. Costa Rica: United Nations University, Tokyo and CATIE, Turrialba,.
- Tejeda-Martínez, A., García-Cueto, O. R., Aquino-Martínez, L. P., Nava-Assad, M. (2016). *Simple statistical models of surface/atmosphere energy fluxes and their hysteresis in a desertic Mexican city (Mexicali)*. *Atmósfera* 29:129–139.
- Tejeda-Martínez, A. and Jáuregui-Ostos, E., (2005). *Surface energy balance measurements in Mexico City region: a review*. *Atmósfera*, 18: 1-23.
- United Nations. (2015). *World Urbanization Prospects: The 2014 Revision*. ISBN 978-92-1-151517-6.
- Weng Q. (2001). *A remote sensing GIS evaluation of urban expansion and its impact on surface temperature in the Zhujiang Delta, China*. *Int J Remote Sens* 22:1999–2014
- Williams-Linera, G. (2012). *El bosque de niebla del centro de Veracruz: ecología, historia y destino en tiempos de fragmentación y cambio climático*. Xalapa, México: Inecol.
- Williams-Linera, G., Robert, H., and Vera, M. (2002). *La fragmentación del bosque mesófilo de montaña*. *Madera y bosques* 8:73–89.

TIPOS DE TIEMPO Y ADMISIONES HOSPITALARIAS ASOCIADAS A LA GRIPE EN GALICIA EN EL PERIODO 2003-2013

Pablo FDEZ-ARROYABE¹, Dominic ROYÉ¹, Alberto MARTI-EZPELETA²

¹Universidad de Cantabria. Depto. de Geografía. GeoBioMet Group.

²Universidad de Santiago de Compostela Depto. de Geografía. GeoBiomat Group.
fernandhp@unican.es, dominic.roye@unican.es, alberto.marti@usc.es

RESUMEN

El objetivo del trabajo es estudiar la relación entre los ingresos en hospitales públicos asociados a la gripe y los tipos de tiempo en la Comunidad Autónoma de Galicia para el periodo 2003-2013. Para ello se emplean dos clasificaciones diferentes. Con la primera de ámbito peninsular se definen los riesgos relativos asociados a cada categoría en relación a las admisiones hospitalarias asociadas al código gripe. Con la segunda centrada en Galicia se interpretan las situaciones sinópticas en relación a la evolución de las tasas de gripe y las admisiones hospitalarias desde un enfoque biometeorológico. Los resultados obtenidos indican que el riesgo de ingresos asociados a la gripe en Galicia es mayor con tipos de circulación atmosférica propios del 3º y 4º cuadrante cuando acontecen precedidos de situaciones de primer y segundo cuadrante. Algunos aspectos sociales son también importantes en explicar los incrementos de ingresos hospitalarios.

Palabras clave: Influenza, tipo de tiempo, riesgo relativo, admisiones hospitalarias.

ABSTRACT

The aim of this work is to study the relationship between influenza related public hospitals admissions and circulation weather types in the Autonomous Community of Galicia (Northern Spain) for the period 2003-2013. Initially a CWT for the Iberian Peninsula is used to model the relative risk of each category in relation to admissions. Moreover a second much more specific classification, focused on Galicia region is considered in order to validate the theory related to the link between a specific spell in weather types can facilitate the spreading of the influenza epidemic and consequently increase the number of influenza related hospital admissions in Galicia. The results indicate that the risk of hospital admissions associated with influenza in Galicia is higher with types of atmospheric circulation of the 3rd and 4th quadrant preceded by first and second quadrant weather types. Some social aspects are also important in explaining increases in influenza-related hospital admissions.

Key words: Influenza, weather types, relative risk, crowding, hospital admissions.

1. INTRODUCCIÓN

El riesgo de contraer gripe está asociado a múltiples factores, desde aspectos microbiológicos, epidemiológicos, socioculturales, sanitarios, geográficos o inmuno-

lógicos, hasta los ambientales, siendo muy compleja la modelización de este fenómeno. La estacionalidad de la enfermedad en latitudes templadas está asociada a la estacionalidad climática lo que pone de manifiesto la relevancia meteorológica de las infecciones respiratorias agudas (IRA) en general y de la influenza en particular. Desde un punto de vista microbiológico, se ha constatado a través de la experimentación en laboratorio que variables como la temperatura y la humedad son importantes en relación a la probabilidad de infección (Lowen *et al.*, 2006). La supervivencia del virus y su estacionalidad han sido estudiadas en zonas templadas (Tamerius *et al.* 2010, 2013; Bloom-Feshbach *et al.*, 2013) y también su relación con diferentes variables meteorológicas. Por ejemplo, la radiación solar (Jensen, 1964) y el aumento de la temperatura actúan como factores limitantes de la supervivencia del microorganismo (Polozov *et al.*, 2008; Fdez-Arroyabe, 2012). Por el contrario, la supervivencia del mismo aumenta cuando desciende la humedad en el aerosol y la superficie en donde se encuentra (Schaffer *et al.* 1976; Shaman y Kohn, 2009). La transmisión del virus es más eficiente con valores bajos de humedad relativa para una misma temperatura (Lowen *et al.* 2007 y 2008). La precipitación se ha vinculado a una reducción en la tasa de contagio entre los niños en los colegios según Mossong *et al.* (2008) habiéndose constatado que el virus puede viajar en pasajeros de aviones de unos lugares a otros (Moser *et al.* 1979).

La complejidad multifactorial y no lineal de las relaciones entre las variables ambientales, sociales y, la difusión de una enfermedad infecciosa como la influenza es elevada. Mucho más si consideramos que la atmósfera está lejos de ser un entorno controlado lo que implica una gran dificultad a la hora de encontrar respuestas. Las aproximaciones habituales parten del estudio de los tipos de tiempo y de la circulación atmosférica que afectan a la zona estudiada. Se han desarrollado clasificaciones climáticas de todo tipo (Lee y Sheridan, 2015) basadas en patrones de circulación atmosférica (CPC), muchas veces expresados con mapas, o en el análisis de las propiedades físicas de las masas de aire (WTC) como Kalkstein y Sheridan (2004) con el fin de asociar los tipos y las características física de las masas de aire a situaciones anómalas de mortalidad y morbilidad en distintos grupos de enfermedades. Desde la Biometeorología se han planteado métodos de base ecológica que consisten en identificar las situaciones de cambio en la atmósfera que propician la expansión del vector de transmisión de la enfermedad o que reducen la vulnerabilidad del receptor a causa del distrés biometeorológico (Fdez-Arroyabe, 2004) generado por esos cambios. Lo que es habitual es que las epidemias de gripe impliquen aumentos en los ingresos hospitalarios con sus correspondientes costes sociales y económicos. El número de casos de gripe diagnosticados en Galicia para el periodo 2003-13 fue de 113.957 según los registros oficiales de Enfermedades de Declaración Obligatoria (EDO) lo que supone una media anual de 10.359 casos. El número de admisiones hospitalarias (AH) asociadas a la gripe para ese periodo fue de 5.830 personas. Según el estudio de Badia *et al.* (2006) realizado sobre una muestra longitudinal y multicéntrica de 662 individuos en España los costes hospitalarios y los costes de absentismo laboral asociados a la gripe representan la mayor carga económica de este fenómeno, siendo el coste muy superior entre los pacientes considerados grupos de riesgo y especialmente en los casos crónicos. De acuerdo a este trabajo, la epidemia de gripe en España durante el

año previo al periodo de estudio aquí planteado, para una incidencia media estimada del 7,9 %, supuso un coste de 1.036 millones de euros.

1.1. Hipótesis de trabajo

El riesgo de ser ingresado en un hospital público en Galicia durante la fase de desarrollo de las epidemias gripales está relacionado con el tipo de tiempo existente los días previos a la hospitalización y su secuenciación. Ciertos tipos de tiempo resultan más favorables al desarrollo y la expansión de las epidemias gripales y en consecuencia al aumento de las AH en esta comunidad autónoma. De ser esto así, estaríamos confirmando que las tesis validadas en entornos controlados, pueden ser, en cierto modo, extrapolables al ámbito atmosférico, en este caso para la región de Galicia.

El fin último del uso integrado de estos métodos de trabajo consiste en poder definir las secuencias atmosféricas propicias para el desarrollo de la enfermedad en Galicia con el fin de poder elaborar un sistema de alerta que anticipe el nivel de riesgo biometeorológico en materia de epidemias gripales y reduzca los efectos negativos de estos impacto en cuanto a las admisiones hospitalarias de esta Comunidad.

1.2. Fuentes de datos

Las fuentes de datos empleadas en este trabajo han sido meteorológicas y médicas. Para la elaboración de las categorías de tipos de circulación atmosférica han sido empleados los datos de presión atmosférica de la superficie del *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) obtenidos por reanálisis. En segundo lugar, los datos diarios relativos a los ingresos urgentes en los hospitales clínicos públicos de Galicia para el periodo 2003-2013 se han obtenido de los registros hospitalarios del *Conjunto Mínimo Básico de Datos* (CMBD) a través del Ministerio de Sanidad. De los registros de hospitalizaciones han sido seleccionadas las causas patológicas, diagnóstico principal o secundario, con la clasificación de gripe 487 y 488 (CIE-9). Finalmente, los registros semanales de casos y tasas de gripe por cien mil habitantes para el mismo periodo de estudio han sido facilitados por la Red Nacional de Vigilancia Epidemiológica y provienen del sistema de registro EDO, habiendo sido facilitados por el Instituto Nacional de Epidemiología.

2. MÉTODOS

2.1. Modelización estadística

En primer lugar, se plantea la validación estadística de la hipótesis de trabajo a partir de la modelización estadística de los riesgos relativos. Existen numerosos métodos en la epidemiología ambiental para cuantificar los efectos de riesgo en la salud humana (series temporales, estudios de cohorte, diseños de cruce, etc.) (Ye *et al.*, 2012; Peng *et al.*, 2008). En este estudio se aplica un modelo aditivo generalizado (GAM) (Hastie y Tibshirani, 1990) a series temporales para cuantificar el riesgo relativo (RR) de la asociación entre los tipos de circulación atmosférica (CWT) y los ingresos hospitalarios por gripe. Para el proceso de ajuste del GAM se calculan los retardos absolutos entre 1-7 días, con el objetivo de tener en cuenta posibles efectos retardados. Además de los CWT, que son introducidos en el modelo como una variable factor, se

controlan la estacionalidad y la tendencia con la enumeración diaria de toda la serie temporal de forma cuadrada (Analitis *et al.*, 2008). Se establecen 3 grados de libertad por cada año para la función de suavizado (Maclure, 1991). Los resultados de RR se representan con intervalos de confianza del 95% (IC95). El RR indica la probabilidad de un ingreso hospitalario en relación a la variable de exposición. En la interpretación del RR se debe saber que éste siempre es mayor que 0. Un valor menor de 1 se puede entender como protector, por ejemplo, un RR de 0,63 se traduce en una reducción del riesgo del 37% ($1 - \text{RR} \times 100$) con respecto al de referencia. En el caso contrario, si el RR es mayor que 1, se entiende como aumento de riesgo. Por ejemplo, un RR de 1,78 se traduce en un incremento del riesgo del 78% ($\text{RR} - 1 \times 100$) con respecto al de referencia. Todos los modelos, el análisis estadístico, así como los resultados gráficos se realizan con el entorno de software libre R, versión 3.3. Los modelos aditivos generalizados se han estimado a través del paquete *{mgcv}*, versión 1.8-12.

2.2. Enfoque biometeorológico

Para complementar el estudio de la posible relación de los tipos de tiempo con los ingresos por gripe en los hospitales públicos gallegos y con las tasas de gripe y sus variaciones semanales, hemos analizado la frecuencia y las secuencias de las diferentes situaciones atmosféricas en Galicia durante los días previos a los periodos de expansión de la epidemia, a los mayores incrementos semanales de EDO y a los mayores incrementos de ingresos hospitalarios por gripe. Para ello hemos utilizado una clasificación de situaciones atmosféricas adaptada a la zona de estudio, poniendo el centro de los puntos para dicha clasificación en Galicia. El procedimiento empleado fue desarrollado por Lorenzo *et al.* (2008) para Galicia, y por Trigo y DaCamara (2000) para Portugal, adaptándolo de Jenkinson & Collison (1977) y Jones (1993). Se calcularon la dirección y la vorticidad de los flujos geostróficos diarios para el periodo 2003-2013. Dicha clasificación ya ha sido empleada en un estudio anterior que analiza la relación entre los ingresos hospitalarios diarios en Galicia por causas respiratorias y las situaciones atmosféricas (Royé *et al.*, 2015). Igualmente, se ha propuesto una nueva aproximación mediante la definición de las situaciones más contrastantes consideradas en la hipótesis de trabajo que se corresponden, por un lado, con las situaciones correspondientes al 1º y 2º cuadrantes, (0º a 180º) con situaciones de N, NE, E, SE, que en Galicia suelen dar lugar a tipos de tiempo secos, con poca precipitación, más fríos y con menos humedad, y por otro las propias de los tipos del 3º y 4º cuadrantes (180º a 360º relativas a los tipos de circulación del S, SW, W, NW) que dan situaciones más inestables, con mayores precipitaciones en invierno, con mucha mayor humedad y con temperaturas más suaves para la época.

3. RESULTADOS Y DISCUSION

Las admisiones hospitalarias en periodo epidémico se encuentran condicionadas en cierto modo por el número de casos de gripe de cada semana epidemiológica. La variación semanal de la tasa gripal se encuentra correlacionada con las AH con un coeficiente superior al 0,5 según Pearson. Esta relación puede aumentar si consideráramos los subgrupos de mayor riesgo (enfermos crónicos y mayores de 65 años), que

como ya hemos señalado previamente representan los mayores impactos en cuanto a costes económicos.

Fig. 1: Tasa de gripe y admisiones hospitalarias por semana epidemiológica en Galicia para el periodo 2003-2013

La Figura 1 muestra cómo el número de AH asociadas a la gripe experimenta un aumento muy relevante en los últimos años de la serie respecto a años precedentes. La alerta social generada en base a la gripe A (H1N1) del año epidémico 2009-10 puede explicar el extraordinario incremento de las admisiones hospitalarias, no de tasa gripal, que tienen lugar ese año.

Fig. 2: Efectos de los CWT sobre los ingresos hospitalarios por gripe en el mismo día en la Comunidad Autónoma de Galicia. En color azul los RR significativos.

Los resultados obtenidos para los RR muestran importantes efectos significativos en la modelización de los RR con situaciones atmosféricas del SW (1,84 [1,43-2,36]), S (1,46 [1,04-2,04]), W (1,3 [1,04-1,61]), NW (1,31 [1,06-1,62]), N (1,32 [1,05-1,65]) y A (1,26 [1,07-1,49]) (Fig. 2). El aumento más grande del riesgo de ingreso hospitalario, con un 84%, se produce con una circulación del Suroeste. Las situaciones atmosféricas del S, SW, A y C han mostrado efectos significativos en todos los niveles de retardo (Fig. 3). Los mayores aumentos de riesgo de hospitalización por gripe llegan

a ser del 86% y el 71% con una situación SW y un retardo de 5 y 6 días, respectivamente. La estructura de los efectos retardados se caracteriza por un patrón temporal irregular.

Fig. 3: Efectos retardados de los CWT (1-7 días) sobre los ingresos hospitalarios por gripe en la Comunidad Autónoma de Galicia. En color azul los RR significativos.

No obstante destacan, por un lado, un primer pico en el segundo y/o tercer día, pero sobre todo un segundo pico más acusado en el quinto y/o sexto día después de los tipos de circulación mencionados, especialmente con las situaciones del SW y del S que provocan ambos unos riesgos relativos superiores al 70%. Situaciones que en invierno dan lugar a unos tipos de tiempo lluviosos, con temperaturas suaves y con un muy alto grado de humedad relativa y absoluta, pues las masas de aire que llegan hasta Galicia proceden de latitudes subtropicales del Atlántico. Véase también cómo, en el otro extremo, los tipos de circulación del 1º y 2º cuadrantes (NE, E, SE), que dejan unos tipos de tiempo secos y fríos, no presentan a apenas ningún riesgo relativo significativo los diferentes niveles de retardo.

Durante las 10 semanas de mayor número de admisiones hospitalarias hubo un claro predominio de situaciones de tercer y cuarto cuadrante especialmente de SW y W. Tres de estas semanas fueron las más significativas por número de ingresos con 660 hospitalizaciones acumuladas (188+264+204) que tuvieron lugar de forma secuencial desde la última semana de octubre a mediados de noviembre de 2009. Los meses de septiembre y octubre de este año fueron muy secos en Galicia, con un predominio de situaciones A, E y NE (1º y 2º cuadrantes) que generan un tiempo con ausencia de precipitaciones, una muy baja humedad. Estas condiciones son teóricamente favorables para la supervivencia del virus y su transmisión (Lowen *et al.* 2007, Polozov *et al.* 2008, Shaman & Kohn 2009, Tamerius *et al.* 2011). Tras el 19 de octubre comienza una larga racha de situaciones del SW, W y NW (3º y 4º cuadrantes) que cambiaron el tiempo, con un incremento considerable de la humedad (de valores del 30-40% pasamos a 80-90%), y un descenso brusco de las temperaturas (de tª máx entre 20 y 25º, esa semana pasamos a máximas por debajo de los 15º y acompañadas de precipitación. Una secuencia de días lluviosos y húmedos y fríos prolongada favorecen el fenómeno epidemiológico del “*crowding*” o concentración de individuos en lugares cerrados y la probabilidad de difusión del virus de la gripe aumenta considerablemente y en consecuencia los ingresos hospitalarios asociados a la influenza. Ocurre algo similar en los días previos a los mayores incrementos de EDO. De los 10 mayores incrementos semanales de EDO de la serie, en 5 de ellos hay de nuevo un predominio de situaciones del 3º y 4º cuadrantes (SW, W, NW y S). Hay que destacar también que en estos mismos casos, con anterioridad a las situaciones del W, tuvieron lugar secuencias de situaciones anticiclónicas y del E que dieron lugar a un tiempo estable, con valores de humedad mínimos en torno al 30/40%, y con heladas nocturnas. También es cierto que en otras 5 ocasiones no sucede así lo que pone de manifiesto la complejidad de la expansión de enfermedades infecciosas como la influenza y de su relación con factores meteorológicos.

4. CONCLUSIONES

Los aumentos y descensos semanales de las tasas de gripe se encuentran relacionados con las admisiones hospitalarias. La modelización entre el número de ingresos hospitalarios por gripe y los tipos de circulación atmosférica muestra que se producen importantes efectos significativos de dichos tipos sobre la variable de exposición. Los riesgos relativos (RR) más elevados tienen lugar con situaciones atmosféricas del SW y del S, seguidas de los tipos del W, NW, N y A. Los mayores aumentos del riesgo de hospitalización por gripe, superando el 70%, se producen entre 5 y 6 días después de la llegada de masas de aire procedentes del SW y del S, que propician en buena parte del territorio gallego unos tipos de tiempo lluviosos, con temperaturas suaves y con unos altos grados de humedad relativa y absoluta. Estos retardos son teóricamente aceptables para explicar el periodo medio de incubación que transcurre entre el momento de la infección y la aparición de los síntomas siempre dependiendo del tipo de virus.

Las situaciones del SW, W, NW o S son predominantes antes de los días con mayores incrementos de EDO o de los valores de ingresos hospitalarios más altos de la serie. Con anterioridad a estas situaciones del W, tuvieron lugar secuencias de situaciones anticiclónicas y del E que dieron lugar a un tiempo estable, seco y frío. Este

proceso coincide con la hipótesis de trabajo planteada si bien ocurre así en la mitad de los episodios de gripe analizados lo que muestra nuevamente la dificultad para encontrar relaciones directas en proceso epidemiológicos que funcionan de modo independiente cada año. Finalmente, algunos aspectos sociales y culturales, como las alertas mediáticas, pueden propiciar el aumento de las admisiones hospitalarias asociadas a la gripe independientemente del tipo de circulación dominante.

AGRADECIMIENTOS

Al Centro Nacional de Epidemiología. Instituto de Salud Carlos III. Sistema de Vigilancia de Gripe en España. Red Nacional de Vigilancia Epidemiológica. 2003-13. España. Agradecimientos a la Subdirección General de Proyectos de Investigación del Ministerio de Economía y Competitividad por la financiación recibida a través del proyecto de referencia CSO2013-46153-R y de título *Aproximación biometeorológica al estudio de la variabilidad espacial de la gripe en la Península Ibérica*. También a la Dirección General de Salud Pública, Calidad e Innovación del Ministerio de Sanidad, Servicios Sociales e Igualdad por facilitar el acceso al Registro de Altas Hospitalarias CMBD.

REFERENCIAS

- Analitis, A., Katsouyanni, K., Biggeri, A., Baccini, M., Forsberg, B., Bisanti, L., Kirchmayer, U., Ballester, F., Cadum, E., Goodman, P.G., Hojs, A., Sunyer, J., Tiittanen, P., Michelozzi, P. (2008). Effects of cold weather on mortality: results from 15 european cities within the PHEWE project. *Am J Epidemiol*, 168, 1397–1408.
- Bloom-Feshbach K, Alonso WJ, Charu V, Tamerius J, Simonsen L, *et al.* (2013) Latitudinal Variations in Seasonal Activity of Influenza and Respiratory Syncytial Virus (RSV): A Global Comparative Review. *PLoS ONE* 8(2): e54445. doi:10.1371/journal.pone.0054445
- Donna Bower, Glenn R. McGregor, David M. Hannah and Scott C. Sheridan (2007). Development of a spatial synoptic classification scheme for Western Europe. *Int. J. Climatol.* 27: 2017–2040. DOI: 10.1002/joc.1501
- Fdez.-Arroyabe, P. (2002). “The develop and application of *dibreakib* method in order to study the relationship between atmospheric dynamic and flu rate in the city of Vitoria in the expansion period of the virus”. *ICB 2002*. AMS p.31-33.
- Fdez.-Arroyabe, P. (2004): Climate weather and flu diagnoses incidence in the region of Santander during the 1999-200 epidemic diffusion period. *Aerobiologia* 20, p. 223-228 Kluwer Academic Publishers
- Fdez.-Arroyabe, P. (2012) Influenza epidemics and Spanish climatic domains. *Health*, 4, 941-945. doi: [10.4236/health.2012.430144](https://doi.org/10.4236/health.2012.430144).
- Hastie, T.J., Tibshirani, R.J. (1990) A generalized additive models. Volume 43 of *Monographson Statistics & Applied Probability*. Chapman&Hall/CRC.
- Jenkinson, A.F. and Collinson, P. (1977). An initial climatology of Gales over the North Sea. *Synoptic Climatology Branch*. Memorandum N° 62. Meteorological Office. London 18.

- Jensen M.M. (1964) Inactivation of airborne viruses by ultraviolet irradiation. *Appl Microbiol* 12:418–420.
- Jones PD, Hulme M, Briffa KR. (1993). A comparison of Lamb circulation types with an objective classification scheme. *International Journal of Climatology*, 13, 655–663.
- Kalkstein, L., Sheridan S. (2004). A bioclimatological analysis of heat health: progress in heatmatch warning systems technology. *El clima entre el Mar y la montaña. IV Congreso de la AEC Conferencias invitadas*. Publicaciones de la AEC. SerieB, nº 4.
- Lorenzo, M. N. Taboada J.J. and Gimeno L. (2008). Links between circulation weather types and teleconnection patterns and their influence on precipitation patterns in Galicia (NW Spain). *International Journal of Climatology*, 28, 1493–1505.
- Lowen, A. C., Mubareka, S., Tumpey, T.M., García Sastre, A., J., Palese, P. (2006). The guinea pig as a transmission model for human viruses. *Proceedings of the National Academy of Science – PNAS*, vol 103, n 26, USA
- Lowen AC, Mubareka S, Steel J, Palese P. (2007). Influenza virus transmission is dependent on relative humidity and temperature. *PLoS Pathog* 3:1470–1476.
- Moser M, Bender T, Margolis H, Noble G. (1979). An outbreak of influenza aboard a commercial airliner. *Am J Epidemiol* 110(1):1–6.
- Mossong J, Hens N, Jit M, Beutels P, Auranen K, Mikolajczyk R, *et al.* 2008. Social contacts and mixing patterns relevant to the spread of infectious diseases. *PLoS Med* 5(3):e74; doi:10. 1371/journal.pmed.0050074 [Online 25 March 2008].
- Maclure, M., 1991. The case-crossover design: a method for studying transient effects on the risk of acute events. *Am J Epidemiol*, 133, 144–153.
- Peng, R.D., Dominici, F., 2008. Statistical methods for environmental epidemiology 711 with R. *A case study in air pollution and health*. ¡UseR!, Springer.
- Rasilla, D. (2000). Synoptic scale circulation conditions over the Iberian peninsula during extreme NAO phases. *IGU Chapman Conference on NAO*, Orense (Spain).
- Royé, D., Taboada, J., Martí, A. y Lorenzo, N. (2016): Winter circulation weather and hospital admissions for respiratory disease in Galicia (Spain). *Int. Journal of Biometeorology*, Vol. 60, Issue 4, 507–520.
- Sáez, M., Cadarso-Suárez, C., Figueiras, A., 2003. Np.or: an s-plus function for pointwise non parametric estimation of odds-ratios of continuous predictors. *Comput Methods Programs Biomed*, 71, 175–179.
- Schaffer FL, Soergel ME, Straube DC. 1976. Survival of airborne influenza virus: effects of propagating host, relative humidity, and composition of spray fluids. *Arch Virol* 51:263–273.
- Schwartz B, Bell DM, Hughes JM. (1997) Preventing the emergence of antimicrobial resistance: a call for action by clinicians, public health officials, and patients [editorial]. *JAMA*. 1997;278:944–5
- Shaman J, Kohn M. 2009. Absolute humidity modulates influenza survival, transmission, and seasonality. *Proc Natl Acad Sci USA* 106:3243–3248.
- Tamerius J.D, Shaman J, Alonso WJ, Bloom-Feshbach K, Uejio CK, *et al.* (2013) Environmental Predictors of Seasonal Influenza Epidemics across Temperate

- and Tropical Climates. PLoS Pathog 9(3): e1003194. doi:10.1371/journal.ppat.1003194
- Tamrierus J, Nelson MI, Zhou SZ, Viboud C, Miller MA, Alonso WJ. (2010) Global influenza seasonality: reconciling patterns across temperate and tropical regions. Environ Health Perspect. 2011 Apr;119(4):439-45. doi: 10.1289/ehp.1002383. Epub 2010 Nov 19. Review
- Trigo RM, Da Camara CC. (2000). Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. International Journal of Climatology, 20, 1559-1581.
- Xavier Badia Llach, Montserrat Roset Gamisans, José M. Francés Tudel, Concha Álvarez Sanz, Carlos Rubio Terrés, Estudio de costes de la gripe, Atención Primaria, Volume 38, Issue 5, 2006, Pages 260-267, ISSN 0212-6567, <http://dx.doi.org/10.1157/13092984>.
- Ye, X., Wolff, R., Yu, W., Vaneckova, P., Pan, X., Tong, S., 2012. Ambient temperature and morbidity: a review of epidemiological evidence. Environ Health Perspect, 120, 19–28.

ANÁLISIS GEOGRÁFICO DE LAS TORMENTAS SEVERAS EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO ESPAÑOL

Jonathan GÓMEZ CANTERO

Universidad de Alicante. Doctorando.

jonathan.cantero@geografos.org

RESUMEN

Las tormentas severas, entre ellas los sistemas y complejos convectivos de meoescala (SCM y CCM), son uno de los fenómenos atmosféricos que más impacto causan en el litoral mediterráneo español. De forma frecuente estos eventos son los culpables de catástrofes de índole humana. En este trabajo se analizarán algunos de los eventos más relevantes ocurridos desde 1982 para entender su génesis, hacer una aproximación climática y trazar las trayectorias y retrotrayectorias que siguen en su desplazamiento horizontal, así como el impacto que tienen. Estos fenómenos deben analizarse desde la Geografía con aplicación al territorio y a la sociedad para mitigar sus daños y poder establecer escenarios de futuro en un contexto de cambio climático.

Palabras clave: Tormenta, sistema convectivo de meoescala (SCM), complejo convectivo de meoescala (CCM), cambio climático.

ABSTRACT

Severe storms, included mesoscale convective systems and complexes, are one of the atmospheric phenomena that cause more impact on the Spanish Mediterranean coast. Frequently these extreme events are to blame for human and economic losses. This paper will discuss some of the most relevant events occurred since 1982, focusing on understand their genesis, making a climate approach and plotting the trajectories and back-trajectories in the horizontal displacement, and the impacts that it has. This natural hazard should be analyzed from the Geography with a territorial and social application to mitigate damage and be able to study future scenarios in a climate change context.

Key words: Storm, mesoscale convective complexes, mesoscale convective complexes, climate change.

1. INTRODUCCIÓN

La costa mediterránea española está situada geográficamente en una zona de perfecta confluencia marítima para la formación de potentes sistemas convectivos meoescalares, y se ve afectada de manera regular por estos fenómenos durante todo el año, especialmente en otoño cuando llegan grandes masas de aire frío en altura. La zona de transición climática entre las masas de aire cálidas y húmedas de génesis mediterráneas y las frías del norte hace que la zona se encuentre en un campo de inestabilidad durante buena parte del año, siendo una de las zonas de Europa más afectadas si hacemos una medida en días/año (Capel, 2000). La gran extensión que alcanzan

estos fenómenos y sus varias horas de vida hacen que sea necesario contar con una zona de estudio lo suficientemente amplia como para englobar a varios a lo largo de todo su ciclo, por lo que aquí se ha tenido en cuenta todo el arco mediterráneo español.

El estudio del comportamiento, génesis y evolución de los SCM y CCM es vital para mitigar sus daños. Estos fenómenos atmosféricos de gran virulencia causan graves daños en el territorio, y en ocasiones han sido los culpables de las mayores pérdidas económicas y humanas en la zona de estudio, además de haber representado cantidades de precipitación récord. Hay que añadir, que pese a que desde la Meteorología hay técnicas para diferenciarlos: a) dimensiones mesoescalares de la estructura tormentosa, que se diferencia por la extensión del área definida por la isoterma de -32°C en los topes nubosos, b) Ciclo de vida de varias horas, c) precipitaciones intensas y aparato eléctrico (Maddox, 1980), en el campo de la Geografía no hay ninguna metodología, pero es importante añadir que su impacto territorial y pluviométrico puede ser idéntico, por lo que no se le ha prestado mayor relevancia en el trabajo y se han tratado indistintamente.

Para este artículo se analizarán distintos fenómenos ocurridos a partir de 1982 ya que fue a partir del 20 de octubre de este año cuando se observó el primero de estos fenómenos en Europa (Armengot y Pérez, 1983), concretamente afectando a la Comunidad Valenciana. Partiendo de esta premisa, se tratará de hacer una aproximación por satélite y establecer la climatología de los casos; en este sentido se cree que al tener un desplazamiento horizontal y verse influenciado por los vientos cargados de humedad del mediterráneo, podría establecerse una correlación en su punto de origen y desplazamiento, en función de cada situación sinóptica, lo que además serviría para crear las trayectorias que podría seguir ante una situación determinada, del mismo modo que se hace con los huracanes, de manera que serviría para la prevención y mitigación de daños, así como para el establecimiento de sistemas de alerta temprana.

2. MÉTODOS Y MATERIALES

La consecución de los objetivos propuestos en esta investigación y la rigurosidad de los datos exige trabajar con fuentes de muy diferente índole. Desde aquellas contenidas en la Agencia Estatal de Meteorología (antiguo INM) y otras instituciones con información climática y meteorológica de rigor como el SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica). La información indirecta registrada en documentos elaborados por múltiples organismos, profesionales y artículos de prensa que hayan permitido estudiar las zonas afectadas y en medida de lo posible la hora a la que ocurría (*Fig. 1*).

Desde el punto de vista de las fuentes de información directa, debemos señalar la importancia de las imágenes satelitales, especialmente las de canal infrarrojo para así caracterizar el tamaño de los SCM y CCM (Riosalido, 1990) tal y como hemos visto líneas atrás y además, ubicarlos en el tiempo y en espacio. Por otro lado, se harán indispensables las imágenes de radar (por sus siglas en inglés Radio Detection and Ranging) para detectar y medir meteoros naturales como precipitaciones líquidas, sólidas... Ello ha hecho que ante ciertos fenómenos en los que no existía la suficiente información se hayan eliminado para no introducir así ningún ruido en la muestra y analizar los casos más seguidos.

Para esta primera aproximación se han tenido en cuenta los siguientes fenómenos como ejemplos singulares: 20 de octubre de 1982 (derrumbe de la Presa de Tous); 3 y 4 de noviembre de 1987 (inundaciones de Gandía); 7 de septiembre de 1989 (inundaciones Vega Baja); 30 de septiembre de 1997 (ciudad de Alicante); 17 de agosto de 2003 (Cataluña); 4 de octubre de 2007 (costa de Murcia) y 14 de octubre de 2007 (Balears).

Una vez que se tenía la caracterización de las imágenes y las zonas afectadas, se han cartografiado los eventos estableciendo el recorrido de los mismos sobre un mapa base. Además, una vez extraída toda la información se han podido analizar estadísticamente estos casos, la ocurrencia de estos fenómenos y las situaciones sinópticas principales para su formación.

Fig. 1: Método de trabajo a partir de diversas fuentes para analizar las siete estructuras convectivas (izda.). Fuente: Elaboración propia

Además de la elaboración cartográfica se han agrupado por las estaciones del año para analizar la época con mayor frecuencia de estos fenómenos y las situaciones sinópticas dentro de las cuáles se generaron, y se han clasificado entre Gota Fría/DANA; vaguada y vaguada retrógrada. Esta clasificación a su vez resultó de gran interés porque nos mostraba una mayor información para estudiar donde se ubicaba el centro depresionario en el momento que se estaban las estructuras convectivas mesoescalares, visible en los mapas de 500hPa y 300hPa.

3. RESULTADOS

El resultado cartográfico obtenido nos mostró que la trayectoria seguida por los SCM y CCM sigue el canal que aporte mayor energía y alimentación (Fig. 2). En to-

dos los casos salvo en el de 2003, las estructuras se desplazan hacia el mar siguiendo la entrada de los vientos cargados de humedad. En el caso de 1982 sobre el embalse de Tous, debido a la orografía y una velocidad de viento superior en algunos momentos a los 80km/h se produjo un “efecto anclaje” que hizo que la tormenta permaneciera varias horas sobre el mismo punto lo que ayudó a que se acumularan en algunos puntos más de 600 litros en 24 horas. En el caso del SCM de 2003 se desplaza hacia y sobre el interior de Cataluña, los vientos procedentes del mediterráneo eran flojos, inferiores a los 40km/h y la estructura se alimenta del calor almacenado en el valle del Ebro, lo que sirvió para potenciar su energía. Ello provocó que el aparato eléctrico sea hasta hoy el récord absoluto en España con 60.201 rayos caídos en 24 horas. Destacaron especialmente las provincias de Tarragona con 13.867 descargas y Castellón con 16.548, con un máximo de 5.000 en dos horas. Su bajo aporte de humedad ayudó a que las precipitaciones acumuladas en las localidades afectadas no superasen en su mayor parte los 65l/m², una cifra que aunque abundante para recogerse en pocas horas, queda muy por debajo de las cantidades pluviométricas “normales” para eventos de esta magnitud y extensión.

Fig. 2: Trayectorias de los SCM y CCM analizados. Fuente: Elaboración propia

3.1. Análisis de casos

La configuración sinóptica requiere que existe un gran contraste térmico en altura y el choque de dos masas de aire distintas que favorezcan la convección y la divergencia en altura. Todos los fenómenos analizados cumplen con esta premisa y en vista a

los resultados son las Gotas Frías y DANA las que representan el mayor porcentaje de formación de fenómenos, seguida de vaguadas y vaguadas que retrógradas (*Graf. 1*), que estas últimas aunque es más difícil su configuración, presentan por su recorrido sobre el mediterráneo un gran contraste térmico con la superficie más cálida y húmeda.

Por consiguiente, la ubicación del centro depresionario de estas estructuras ha sido analizado en el momento de formación de los SCM y CMM para estudiar si se ve condicionado (*Graf. 2*). Los datos han sido reveladores pese a los pocos casos y se muestra una clara predisposición por la formación en los momentos en los que el núcleo frío se sitúa en el golfo de Cádiz seguido por el eje vertical sobre el mar de Alborán.

Gráfico 1 (Izda.): Configuraciones sinópticas que albergan SCM y CCM. Fuente: Elaboración propia..

Gráfico 2 (Dcha.): Ubicación del núcleo de las estructuras en el momento de su génesis visto en un mapa de 500hPa. Fuente: Elaboración propia.

Las estaciones del año en las que tenemos estos episodios son otoño (73%) y verano (27%) con ningún caso en invierno debido a la frialdad de las aguas del mar y a la menor convección.

Con estos datos, se ha hecho una aproximación a un mapa de riesgo por afección de SCM y CCM (*Fig. 3*), en función de fenómenos pasados y configuraciones atmosféricas comunes, teniendo claro los pocos casos que se pueden estudiar.

Figura 3: Mapa de riesgo por afección de estructuras convectivas mesoescalares. (Alto – negro; medio – gris oscuro; bajo – grisclaro). Fuente: Elaboración propia.

4. DISCUSIÓN

A razón de los resultados obtenidos se ha podido establecer una alta correlación entre las estructuras convectivas y su desplazamiento en función del canal de alimentación, que además contribuye de manera llamativa en los registros de precipitación: si el viento entrante a la tormenta lo hace cargado de humedad aumenta la pluviometría, pero ello puede contribuir a desgastarlo antes y que su tiempo de duración sea menor, ya que la corriente descendente puede llegar a ser mayor que la entrante, pero sin olvidar el riesgo para la población ante estas lluvias torrenciales. El caso del año 2003 es paradigmático y muestra que los aportes de humedad no son obligatorios y si se dispone de energía suficiente puede mantenerse como estructura durante horas.

El desplazamiento horizontal de las estructuras es en todos los casos hacia el mar menos en 2003. La entrada de flujos de viento húmedos desde el interior del Mediterráneo actúa como caudal de entrada de las células y acaban avanzando en dirección contraria al viento de superficie buscando el mayor aporte de energía. En 2003 el mayor aporte era el aire cálido del valle del Ebro.

Los SCM y CCM en nuestro entorno de estudio, se desarrollan fundamentalmente por fuerte advección cálida en niveles bajos. De forma resumida, las condiciones más favorables para el desarrollo de estas estructuras viene caracterizado por: a) una fuerte advección cálida en capas bajas; b) forzamiento sinóptico acusado en niveles bajos con un forzamiento débil o incluso negativo en niveles medios; c) fuerte inestabilidad; d) altos niveles de CAPE; e) alto contenido en humedad en toda la troposfera, con depresiones del punto de rocío inferiores a 7°C entre 1.000 y 500hPa. Alto contenido de agua precipitable total; f) Posible presencia de fronteras o al menos de fuerte gradiente de temperatura potencial equivalente con orientación E – W en niveles bajos y g) viento de componente este en niveles bajos girando hacia el SW en altura. Las Gota Fría / DANA son las que más favorecen su génesis, y la mayor parte de los casos así lo muestra. Además, cuando el centro se sitúa sobre el golfo de Cádiz aumenta el riesgo ya que la dirección de los vientos en altura favorece la convección y la cizalladura.

Es esperable que según lo modelos climáticos que apuntan a una mayor calidez de las aguas a finales del verano y principios del otoño, este tipo de estructuras puedan generarse con mayor probabilidad si se da la configuración atmosférica apropiada.

Debido a la falta de información y conocimiento de estas estructuras, la investigación en esta línea debe ser constante. El desarrollo de la nueva tecnología permite conocer mucho más de estos fenómenos e incluso poco a poco avanzar en su predicción, evitando así las sorpresas en su formación. En avance en los estudios estadísticos aún es escaso, y además de no existir un buen número de eventos catalogados, tampoco se dispone de eventos históricos que pudieran ser correlacionados con SCM y CCM.

El litoral mediterráneo español se muestra como un espacio de alto riesgo para eventos atmosféricos extremos especialmente en sus meses de otoño. Aunque aún no se ha constatado como tal la formación de huracanes, no es desmesurado indicar que *los Sistemas y Complejos Convectivo de Mesoescala son al Mediterráneo español, lo que los huracanes al Golfo de México.*

AGRADECIMIENTOS

A los profesores Jorge Olcina Cantos (UA) y Felipe Fernández García (UAM) que dirigen y codirigen mi Tesis doctoral sobre estos fenómenos y tan amablemente han revisado este texto.

REFERENCIAS

- Armengot Serrano, R. y Pérez Cueva, A. (1983). El temporal de octubre de 1982 en el marco de las lluvias torrenciales en la cuenca baja del Júcar. Valencia. Ed. Cuadernos de Geografía.
- Canalejo, M., Carretero, O., y Riosalido, R. (1993). Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo – 90. Nota técnica STAP N°9. INM.
- Canalejo, M., Carretero, O., y Riosalido, R. (1994). Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo – 92. Nota técnica STAP N°14. INM.

- Capel Molina, J.J. (1989). Convección profunda sobre el Mediterráneo español. Lluvias torrenciales durante los días 4 al 7 de septiembre de 1989 en Andalucía Oriental, Murcia, Levante, Cataluña y Mallorca. Paralelo 37º, Nº13, pp. 51-79.
- Capel Molina, J.J. (2000). Los sistemas convectivos de mesoescala y su influencia en la España Mediterránea. Papeles de Geografía, Nº 32, 2000, pp. 29-43.
- Carbunaru, D., Sasu, M., Burcea S. y Bell. A. (2014). Detection hail through the three body scattering signatures and its effects on radar algorithms observed in Romania. *Atmósfera*. Vol. 27, Nº. 1. pp. 21-34.
- Carretero, O., Canalejo, M., y Riosalido, R. (1993). Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo – 91. Nota técnica STAP Nº12. INM.
- CEAM (2007). Informe meteorológico sobre el episodio de lluvias torrenciales del 11-12 de Octubre de 2007 en la Comunidad Valenciana. Documento en línea. 15pp. Recuperado de: http://www.uv.es/~femenia/oratge/GOTAFREDA2007/informe_lluvias_11_12_octubre.pdf
- Elvira, B., Carretero, O., y Riosalido, R. (1996). Sistemas Convectivos de Mesoescala. Campaña Previmet Mediterráneo – 94. Nota técnica STAP Nº24. INM.
- Genovés, A. y Jansá, A. (1989). Caracterización estadística de las perturbaciones mesoescalares en la región ibérico-mediterránea. Primer Simposio Nacional de Predictores del INM. Madrid, septiembre. pp. 39-49. INM
- Jirak, I. L., Cotton, W. R., y McAnelly, R. L. (2003). Satellite and radar survey of mesoscale convective system development. *Monthly weather review*. pp.2428-2449. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2428:SARSOM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2428:SARSOM>2.0.CO;2)
- Maddox, R. A. (1980). Mesoscale convective complexes. *Bulletin. American Meteorology. Soc.*, 61, pp. 1374–1387.
- Maadox, R. A. (1983). Large Scale Meteorological Conditions associated whit Midlattice Mesoescala Convective Complexes. *Monthly Weather Rev.* Vol. 111, pp. 1475-1493.
- Olcina Cantos, J. (2005). La prensa como fuente para el estudio de los tiempos y climas. *Revista de Historia Moderna*, Instituto Interuniversitario de Geografía. Universidad de Alicante. pp. 185-232.
- Riosalido, R., Rivera, A. y Martín F. (1988). Developmen of a mesoescala convective system at Spanish Mediterranean area. *Meteosat scientific meeting*. Madrid 27-30 septiembre. pp. 378-398.
- Riosalido, R., Rivera, A. y Martín F. (1988). Identificación de un Complejo Convectivo de Mesoescala en el área mediterránea española. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Madrid.
- Riosalido, R., Rivera, A. y Martín León, F. (1989). The life-cycle of a quasistationary Mediterranean Mesoscale Convective System. *European Geophysical Soc. XIV. General Assembly*. Barcelona.
- Riosalido, R. (1990). Caracterización mediante imagines de satélite de los sistemas convectivos de mesoescala durante la campaña Previmet Mediterráneo 89. Segundo Simposio Nacional de Predicción. Madrid 20-22 noviembre. INM.

- Riosalido, R. (1990). Estudio sobre algunos parámetros atmosféricos asociados a la formación y evolución de sistemas convectivos de mesoescala. Segundo Simposio Nacional de Predicción. Madrid 20-22 de noviembre. INM.
- Riosalido, R. y Carretero, O. (1998). Sistemas Convectivos de Mesoescala: climatología mediante imágenes de satélite. *Rev. Nimbus* N° 12.
- Rivera, A. y Riosalido, R. (1986). Mediterranean Convective Systems as viewed by Meteosat. A case Study. *Proc. 6th Meteosat Scientific Users Meeting*. Amsterdam. Vol. 1. pp. 375-388.
- Valdés Manzanilla, A. y Barradas Miranda, V.L. (2012). Mesoscale convective systems during NAME. *Atmósfera*. Vol. 25, N° 2. pp155-170.
- Zipser, E.J. (1982). Use of a conceptual model of the life-cycle of mesoscales convective systems to improve very-short-range forecast, in Nowcasting, K. Browning (Ed.), Academic Press, New York, pp. 191-204.
- Zipser, E.J. (1987). The evolution and structure of mesoscale convective systems as seen from satellite imagery. *Preprints Workshop on satellite and radar imagery interpretations*. Reading. EUTMETSAT.

FRECUENCIA Y SEVERIDAD DE LA SEQUÍA EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN COMO INSTRUMENTO PARA EL ORDENAMIENTO DEL TERRITORIO

Jesús David GÓMEZ DÍAZ¹, Alejandro Ismael MONTERROSO RIVAS¹,
Lizeth Margarita LECHUGA GAYOSSO¹

¹*Departamento de Suelos, Universidad Autónoma Chapingo, México.*
dgomez1059@yahoo.com.mx, aimrivas@correo.chapingo.mx

RESUMEN

Se presenta un estudio del comportamiento de la sequía en cinco estaciones meteorológicas de la Península de Yucatán, México (norte, centro-oeste, centro-este, oeste y este) para el periodo de 1961 al 2012 (52 años). Se evaluó a partir de datos de precipitación media anual aplicando el criterio del Standar Precipitation Index (SPI), identificándose la frecuencia e intensidad de la sequía en el periodo de estudio. Adicionalmente se cotejó la severidad de la sequía para cada estación con la declaratoria de sequía por municipios entre el 2000 al 2012 reportadas por CENAPRED. Para el periodo de estudio, la estación ubicada al oeste presentó algún grado de sequía en 15 años (4 ligeras, 6 moderadas, 2 muy secos, 2 extremas y 1 excepcional), la estación de la región norte presentó algún grado de sequía también en 15 años (4 ligeras, 6 moderadas, 2 muy secas, 2 extremas y 1 excepcional). Las estaciones de la región centro también presentaron 15 años con sequía, la centro-oeste presentó 5 ligeras, 5 moderadas, 2 muy secas, 2 extremas, 1 excepcional, mientras que la región centro-este presentó 4 ligeras, 6 moderadas, 2 muy secas, 2 extremas y 1 excepcional. La estación de la región este presentó 16 años con sequía (5 ligeras, 6 moderadas, 2 muy secas, 2 extremas, 1 excepcional). Aunque el número de años con sequía es similar, la mayoría de las veces no coincide la severidad de la sequía para un mismo año en las regiones de la Península de Yucatán.

Palabras clave: sequía, península de Yucatán, Standar Precipitation Index, CENAPRED.

ABSTRACT

A study of the behavior of drought is presented in five weather stations of the Yucatan Peninsula, Mexico (northern, centra-west, central-east, west and east) for the period 1961 to 2012 (52 years). It was evaluated data from annual rainfall using the criteria of Standard Precipitation Index (SPI), identifying the frequency and intensity of drought in the study period. In addition, the severity of the drought for every season with the declaration of drought by municipalities from 2000 to 2012 reported by CENAPRED was checked. For the study period, the station located in the west region, presented 15-year drought (4 light, 6 moderate, 2 very dry, 2 extreme, 1 exceptional), the station in the north region had some degree of drought also in 15 years (4 light, 6 moderate, 2 very dry, 2 extreme and 1 exceptional). The meteorological stations of the central region also had 15-year with some degree of drought, the central-west had 5

light, 5 moderate, 2 very dry, 1 extreme and 1 exceptional, while the central east had 4 lights, 6 moderate, 2 very dry, 2 extreme, and 1 exceptional). The station located at the east region had 16 years with some degree of drought (5 light, 6 moderate, 2 very dry, 2 extreme, and 1 exceptional). Although the number of years with drought is similar in all the stations, most of the time does not match the severity of the drought for the same year in the regions of the Yucatan Peninsula.

Key words: drought, Yucatan Peninsula, Standard Precipitation Index, CENAPRED.

1. INTRODUCCIÓN

La sequía es un fenómeno natural que tiene impactos adversos en los humanos y en los ecosistemas (Rhee y Carbone, 2011). Es una característica del clima y es diferente a la aridez (Wilhite y Buchanan-Smith, 2005). La sequía es un fenómeno natural que puede afectar virtualmente todos los regímenes climáticos. Generalmente se define a la sequía como una deficiencia en la precipitación relativa con respecto a la que se espera (normal), que cuando se extiende en una estación o un periodo más largo de tiempo resulta en la incapacidad de satisfacer las demandas de agua en las actividades humanas y en el medio ambiente (Hayes *et al.*, 2011). La estimación de los índices de sequía se hace a partir de las condiciones normales y requieren de datos históricos con un periodo mayor a 30 años para examinar los promedios climatológicos en un plazo largo (Rhee y Carbone, 2011). Los índices de sequía más comúnmente usados en diferentes partes del mundo son el Índice de Severidad de la Sequía de Palmer (ISSP) y el Índice Estandarizado de Precipitación (SPI) (Rhee y Carbone, 2011). El ISSP desarrollado por Palmer (1965) indica la severidad física de la sequía por la falta de humedad en el suelo y es considerado generalmente útil en la agricultura y otros usos del agua que son sensibles a la falta de humedad almacenada en el suelo (Guttman, 1998). Sin embargo requiere de varios parámetros para ser estimada, varios de los cuales no se reportan en países con deficiencias en el sistema de monitoreo de la intensidad de la lluvia y de parámetros de humedad del suelo, como es el caso de México, aunado a esto, varios estudios de referencia sobre sus propiedades y sensibilidad han mostrado que la asunción de estandarización en realidad no es válida ya que las comparaciones espaciales y temporales tienen desviaciones que conducen a conclusiones erróneas (Alley, 1984; Heddinghaus y Sabol, 1991; Karl, 1983, 1986; Guttman, 1991, y Guttman *et al.*, 1992).

Por otra parte, el SPI lo desarrolló McKee *et al.*, (1993) y estima el déficit de precipitación a diferentes tiempos y escalas y fue propuesto con el objetivo de dar una mejor representación a la sequía y a los periodos húmedos comparado con el Índice de Palmer (Guttman 1998, 1999). El SPI es un índice de probabilidad que considera únicamente a la precipitación, en contraste con otros que definen la sequía y que requieren variables como temperatura o evapotranspiración. Se basa en la probabilidad de ocurrencia de una cantidad de lluvia donde un valor de cero indica la mediana de precipitación recibida, es decir, la mitad de la precipitación histórica se encuentra por arriba y la otra mitad se encuentra por debajo. El índice es negativo en la definición de la sequía y positivo para condiciones de humedad. Mientras los valores de lluvia registrada se hacen más extremos así el índice se hace más positivo o negativo. El SPI

se puede calcular para diversas escalas, hasta para 48 meses continuos o incluso para un solo mes, capturando así diferentes escalas espacio-temporales que definen los tipos de sequía (Edwards y McKee, 1997), los intervalos de tiempo cortos del orden de meses pueden ser importantes para la agricultura, mientras los intervalos largos que comprenden años pueden ser importantes para el manejo de las reservas de agua a nivel local y regional (Guttman, 1998).

Este índice es apropiado para monitorear la sequía en grandes áreas dado que sus valores son comparables en el espacio y en el tiempo como consecuencia del uso del proceso de transformación estandarizada de la precipitación en su estimación (Guttman 1998, 1999). En este contexto, la OMM y la CNUDL recomiendan el uso amplio del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) en los países que deseen monitorear la sequía y que éste sea el índice estándar disponible a nivel mundial en adición a los índices e indicadores locales (Hayes *et al.*, 2011). En este contexto se seleccionó el SPI para analizar la frecuencia y severidad de la sequía a nivel anual para la Península de Yucatán, a partir de los datos de precipitación media anual de cuatro estaciones representativas de las regiones norte, sur, este y oeste de la zona de estudio.

2. MÉTODOS

Para realizar este análisis, se obtuvieron los datos de precipitación de cinco estaciones del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de enero de 1960 a diciembre de 2012. La información mostró datos faltantes y observaciones incongruentes, por lo que fue necesario estimar los datos faltantes y recalculó los datos con valores incongruentes con el procedimiento modificado de *Normal-Ratio Method* definido por Paulhus y Kohler (1952). Para la determinación del SPI se utilizó el procedimiento establecido por McKee *et al.*, (1993) y para su clasificación, se utilizó el criterio establecido por CONAGUA-SMN (2013) tal y como se muestra en la figura 1:

<div> <div>CONAGUA</div> <div>COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA</div> <div>SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL</div> </div>	
Valor de SPI	Condición
≥ 2.0	Excepcionalmente Húmedo
1.60 a 1.99	Extremadamente Húmedo
1.30 a 1.59	Muy Húmedo
0.80 a 1.29	Moderadamente Húmedo
0.51 a 0.79	Ligeramente Húmedo
-0.50 a 0.50	Cercano a lo Normal
-0.79 a -0.51	Ligeramente Seco
-1.29 a -0.80	Moderadamente Seco
-1.59 a -1.30	Muy Seco
-1.99 a -1.60	Extremadamente Seco
≤ -2.0	Excepcionalmente Seco

Fig. 1: Clasificación del Índice de Precipitación Estandarizada (SPI) por CONAGUA-SMN (2013)

Adicionalmente se cotejó la severidad de la sequía para cada estación con la declaratoria de sequía por municipios del 2000 al 2012 reportadas por CENAPRED (2012).

3. RESULTADOS

En la tabla 1 se muestran los datos generales de ubicación y de precipitación media anual y las mensuales de las cinco estaciones de referencia para este estudio. La estación representativa de la zona oeste es Campeche, Camp. (4038), la de la zona norte es Río Lagartos, Yuc. (31024), la de la zona centro-oeste es Muna, Yuc. (31021), de la zona centro-este es Oxxutxcab, Yuc. (31061) y de la zona este es la estación de Felipe Carrillo Puerto, Q.R. (23003).

En la figura 2 se muestra la frecuencia de condiciones de humedad y sequía estimada para la precipitación anual para las estaciones de referencia agrupadas por décadas desde 1961 al 2010 y para los años 2011 y 2012.

En el cuadro 2 se presenta un concentrado de las sequías por grado de intensidad que se presentaron en las estaciones de las diferentes regiones de la Península de Yucatán.

De los 42 años que comprendió la estimación de la ocurrencia de sequías, los años caracterizados con sequías para las estaciones de las diferentes regiones fue como sigue:

Región Oeste, 15 años presentaron sequías de los cuales 4 fueron ligeras, 6 moderadas, 2 muy secas, 2 extremas y 1 excepcional

Región Norte, 15 años fueron caracterizados con sequía, con 4 años como ligera, 6 como moderada, 2 muy secos, 2 extrema y 1 excepcionalmente seco

Región Centro-Oeste, 15 años caracterizados con sequía, de los cuales 5 como ligera, 5 como moderada, 2 muy secos, 2 extremadamente secos y 1 excepcionalmente seco.

Región Centro-Este, 15 años presentaron sequía, de los cuales 4 como ligera, 6 como moderada, 2 muy secos, 2 extrema y 1 excepcionalmente seco.

Región Este, 16 años con sequía, de los cuales 5 como ligera, 6 moderada, 2 muy secos, 2 extremos, 1 excepcionalmente seco.

La declaratoria de contingencia por sequía del 2000 al 2011 para la Península de Yucatán fue solo para cuatro años de este periodo, con 5 municipios para el 2000, 3 municipios para el 2004, 49 municipios para el 2008 y 110 municipios para el 2009 (CENAPRED, 2012), cuando en las estimaciones, para el año 2000, se presentó sequía ligera en la estación de la región oeste y moderada para la estación de la región norte, en 2004 las estaciones que presentaron sequía fue la del oeste como ligera y la moderada para la centro-este, para el 2008 solo se estimó sequía ligera para la estación de la región este y para el 2009 la sequía fue más generalizada en la Península de Yucatán con condición de extrema para la estación este, moderada para las estaciones de las regiones oeste y la centro-este y ligera para la estación de la región centro-oeste.

Esta- ción	Localidad	Lat. (N)	Long (W)	Altitud (msnm)	Precipitación (mm)												
					Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
4038	Campeche Camp.	19.84	90.53	5	25.9	15.4	11.9	13.1	49.5	168.0	181.4	189.2	202.2	120.3	41.1	25.4	1043.6
31024	Río Lagartos, Yuc.	21.59	88.15	4	38.3	28.7	20.8	16.2	43.1	75.1	66.9	65.3	108.1	82.1	51.2	38.2	634.2
31021	Muna Yuc.	20.49	89.71	29	22.5	28.2	30.2	33.9	76.1	144.2	138.0	143.5	184.9	104.6	39.4	29.3	974.8
31061	Oxkutzcab, Yuc.	20.29	89.39	26	30.6	22.6	37.2	32.7	77.3	148.1	156.5	178.1	192.5	99.4	49.4	44.5	1068.8
23003	Felipe Carrillo Puerto, Q. R.	19.58	88.05	22	56.7	46.1	41.8	42.0	116.1	167.9	152.1	160.3	209.2	172.6	91.3	57.0	1313.0

Tabla 1: Precipitación media anual en las estaciones meteorológicas de referencia para la Península de Yucatán.

Fig. 2: Clases de humedad y sequía anual en el periodo de 1961 al 2012 para las estaciones de la Península de Yucatán.

Fig. 2: Clases de humedad y sequía anual en el periodo de 1961 al 2012 para las estaciones de la Península de Yucatán.

Década	Año	Estación por región				
		Oeste	Norte	Centro-Oeste	Centro-Este	Este
1961-1970	1962	Mod.	Muy S.	Mod.	Mod.	Mod.
	1963	-	-	Extrem.	Mod.	-
	1964	Lig.	-	-	-	-
	1967	-	-	Lig.	-	Lig.
	1968	Mod.	Mod.	Mod.	Lig.	Lig.
	1969	Muy S.	-	-	Muy S.	-
	1970	-	Lig.	Muy S.	Lig.	Exep.
1971-1980	1971	Mod.	-	-	Mod.	Extrem.
	1972	-	-	Mod.	-	-
	1974	Lig.	Muy S.	-	-	Mod.
	1975	-	-	Excep.	-	-
	1976	-	-	Excep.	-	-
	1977	-	Lig.	-	-	-
	1979	-	Mod.	Lig.	-	-
	1980	-	-	Extrem.	-	-
1981-1990	1981	-	Mod.	Lig.	Extrem.	-
	1982	Excep.	-	-	-	-
	1983	Extrem.	-	-	-	-
	1984	-	-	Muy S.	-	-
	1985	-	-	-	-	Lig.
	1986	-	-	Mod.	-	Mod.
	1987	-	-	-	-	Muy S.
	1989	-	-	-	-	Mod.
	1990	Extrem.	-	-	-	-
1991-2000	1991	-	Mod.	-	-	Mod.
	1994	-	Extrem.	Mod.	-	Mod.
	1996	-	Extrem.	-	Lig.	-
	1997	Muy S.	Excep.	Lig.	-	-
	1998	Mod.	-	-	Mod.	-
	2000	Lig.	Mod.	-	-	-
2001-2010	2001	Mod.	Mod.	-	-	-
	2003	-	-	-	Muy S.	-
	2004	Lig.	-	-	Mod.	-
	2006	-	-	-	Extrem.	-
	2007	-	-	-	Excep.	-
	2008	-	-	-	-	Lig.
	2009	Mod.	-	Lig.	Mod.	Extrem.
	2010	-	-	-	Lig.	-
2011-2012	2011	-	-	-	-	Lig.
	2012	-	Lig.	-	-	-

Tabla 1: Severidad de sequía en las estaciones meteorológicas de referencia por región para la Península de Yucatán.

4. DISCUSIÓN

La Península de Yucatán es una plataforma de roca caliza relativamente plana, aunque con la interacción de varios sistemas atmosféricos con los que se asocian las precipitaciones en la región. De septiembre a mayo se tienen lluvias por el efecto de los frentes fríos que entran a la Península de Yucatán provenientes del norte, los que recogen humedad en el Golfo de México y generan el levantamiento de las masas de aire más cálido y con humedad. En la mitad caliente del año se presentan varios sistemas, los vientos provenientes del centro de alta presión del Golfo de México que tienen trayectorias del noreste al suroeste y que por la cercanía de este centro de alta presión, el norte de la Península tiene las precipitaciones menores, sin embargo cuando estos sistemas entran a tierra, al aumentar la convección, aumenta la precipitación como se aprecia en las estaciones de las regiones centro-oeste y centro-este, así como la del oeste. La región con mayor precipitación es la este asociada a la entrada de ondas tropicales, las cuales al ir avanzando sobre la Península de Yucatán, son empujadas por el sistema de vientos del centro de alta presión del Golfo de México y disminuye la precipitación por este fenómeno. En la temporada de Huracanes del Atlántico (1 de junio al 30 de noviembre), las tormentas tropicales y los Huracanes que llegan a pasar por la zona de influencia de la Península de Yucatán, generan precipitaciones abundantes, principalmente durante los meses de septiembre y octubre (Gómez *et al.*, 2013). Por lo antes descrito es que se puede explicar la heterogeneidad en la ocurrencia de sequías en esta parte de México, que aunque fue similar el número de sequías (de 15 a 16) para las diferentes estaciones de las regiones descritas, solo en algunos años fue generalizada la sequía pero en la mayoría de los años con sequía solo en algunas regiones se caracterizaron como tal con diferentes intensidades.

AGRADECIMIENTOS

Al Centro de Investigación en Recursos Naturales y Medio Ambiente de la Universidad Autónoma Chapingo por el apoyo financiero para la realización del presente estudio

REFERENCIAS

- Alley, W. M. 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and Assumptions, *J. Clim. Appl. Meteor.* 23: 1100-1109.
- CENAPRED, 2012, Base de datos de sequías oficiales por municipios.
- CONAGUA-SMN, 2013. Escala de medición de la sequía del SPI del monitor de sequía de América del Norte, Febrero del 2013.
- Edwards, D. C. & McKee, T. B., 1997, Characteristics of 20th Century drought in the United States at multiple time scales, *Climatology Rep.* 97-2, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Gómez, J.D., A.I. Monterroso, L.M. Lechuga. 2013. Comportamiento de la sequía a nivel regional en México en: CONAFOR-UACH. 2013. Línea base nacional de degradación de tierras y desertificación. Informe final. Comisión Nacional Forestal y Universidad Autónoma Chapingo. Zapopan, Jalisco.

- Guttman, N. B., 1991, Sensitivity of the Palmer Hydrologic Drought Index, *Water Resources, Bull.* 27:797-807.
- Guttman, N. B., 1998, Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34: 113-121.
- Guttman, N. B., 1999, Accepting the Standardized Precipitation Index: A Calculation Algorithm. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35: 311-322.
- Guttman, N. B., J. R. Wallis J. and R. M. Hosking, 1992, Spatial Comparability of the Palmer Drought Severity Index, *Water Resources Bulletin* 28: 1111-1119.
- Hayes, M., Svoboda, M., Wall, N., & Widhalm, M., 2001, The Lincoln declaration on drought indices: Universal meteorological drought index recommended. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92, 485-488.
- Heddinghaus, T. B. and P. Sabol, 1991. A Review of the Palmer Drought Severity Index and Where Do We Go From Here? *Proc. 7th Conf. on Applied Climatology*, September 10-13, 1991, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, pp. 242-246
- Karl, T. B., 1983. Some Spatial Characteristics of Drought Duration in the United States. *J. Clim. Appl. Meteor.* 22: 1356-1366.
- Karl, T. R., 1986. The Sensitivity of the Palmer Drought Severity Index and Palmer's Z-Index to Their Calibration Coefficients Including Potential Evapotranspiration. *J. Clim. Appl. Meteor.* 25:77-86.
- McKee, T. B., Doesken, N. J. & Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales, Anaheim: American Meteorological Society.
- Palmer, W. C., 1965, Meteorological Drought. Research paper no.45, U.S. Department of Commerce Weather Bureau (58 pgs). Available online by the NOAA National Climatic Data Center at <http://www.ncdc.noaa.gov/temp-and-precip/drought/docs/palmer.pdf>
- Paulhus, H. A. & Kohler, M. A., 1952. Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, pp. 129-133.
- Rhee, J. & Carbone, G. J., Estimating Drought Conditions for Regions with Limited Precipitation Data, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. Volume 50, Issue 3 (March 2011) pp. 548-559.
- Wilhite, D. A. & Buchanan-Smith, M. 2005, "Drought as Hazard: Understanding the Natural and Social Context" in *Drought and Water Crises Science, Technology, and Management Issues*, Editor D. A. Wilhite; Ed. Taylor & Francis Group, Boca Raton, Florida, USA; 3-32, 406 pp.

LOS PROCESOS DE ADAPTACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO EN ESPACIOS INSULARES: EL CASO DE CANARIAS

Abel LÓPEZ DÍEZ¹, Pedro DORTA ANTEQUERA¹, Miguel FEBLES RAMÍREZ²,
Jaime DÍAZ PACHECO¹

¹Universidad de La Laguna. Cátedra "RRD. Ciudades Resilientes".

²GEODOS, Planificación y Servicios S.L.

alopezd@ull.es, pdorta@ull.es, miguelfebles@geodos.es, jdiazpac@ull.es

RESUMEN

Los efectos del cambio climático constituyen uno de los principales problemas a los que se enfrenta la sociedad. Cada vez son más las evidencias científicas que los constatan, manifestándose a través de algunas variables climáticas, especialmente las temperaturas. Estos cambios que se están produciendo en la actualidad son la antesala de un proceso que se desarrollará a medio y largo plazo, y cuyos impactos en sectores de actividad como el turismo pueden suponer un gran condicionante para economías locales. Los mencionados efectos están, por tanto, requiriendo la implementación de acciones de adaptación territorial al cambio climático.

A través de una exploración de antecedentes se exponen los principales estudios vinculados con el cambio climático, en este caso enfocados a una región insular atlántica, como las Islas Canarias que, además, presentan una gran complejidad en términos económicos y sociales. En este sentido, este estudio, no sólo revisa aquellas cuestiones relacionadas con las variaciones ambientales producidas por el cambio climático, sino que además realiza un análisis de las diferentes medidas de adaptación que hasta ahora han sido efectuadas en dichas islas.

Palabras clave: adaptación, cambio climático, Islas Canarias, vulnerabilidad.

ABSTRACT

The climate change effects are one of the major problems that the society is currently facing. The scientific evidences observed through climatic variations, specially the increasing of temperatures, are already proving it. These changes are occurring at present and they are the prelude to a process that will be developed at medium and long term, and whose impacts on sectors such as tourism can be a major constraint for local economies. The aforementioned effects are therefore, requiring the implementation of actions for land adaption to climate change. Through an exploration of history major studies are discussed with relation to the climate change, and in this case, focused on an Atlantic island region, the Canary Islands. These islands present a huge complexity in economic and social terms.

In this regard, this study not only reviews questions relating to environmental variations caused by climate change, but also an analysis of different adaptation measures that have so far been implemented in these islands.

Key words: adaptation, climate change, Canary Islands, vulnerability.

1. INTRODUCCIÓN

Cada vez son más las evidencias científicas que constatan un calentamiento del sistema climático, sirva de referencia que el año 2015 fue el más caluroso desde que se registran datos de temperatura, o la serie de siete meses consecutivos hasta abril de 2016 batiendo récords de temperatura media planetaria. Todo ello hace prever que 2016 será aún más cálido que su predecesor. Asimismo, este progresivo calentamiento tiene como su principal causa la injerencia humana sobre el sistema natural, tal y como evidencia el Quinto Informe del IPCC (2013). En este contexto, se hace necesario conocer los posibles riesgos y efectos derivados del cambio climático con el fin de adoptar las medidas y respuestas necesarias enfocadas a la mitigación y adaptación ante este fenómeno. Mientras la mitigación está enfocada a la reducción de los gases efecto invernadero, la adaptación constituye el proceso de ajuste de la sociedad a las variaciones climáticas tanto actuales como futuras. Este hecho provoca que la adaptación sea un elemento clave a tener en cuenta en la planificación económica y territorial de una región.

El cambio climático pese a ser un problema global, debe entenderse como una cuestión multiescalar y multisectorial, aspecto éste que se encuentra reflejado en los documentos de consenso internacional, que se han desarrollado de una manera creciente en las últimas décadas hasta la actualidad; véase, por ejemplo, el reciente Acuerdo de París o el Marco de Sendai para la Reducción de Riesgos de Desastres, ambos de 2015. Estos documentos plantean cuestiones globales y propuestas de acción que suelen estar dirigidas a los países pero, en última estancia, son las entidades locales las que, en gran medida, deben implementar acciones de mitigación y adaptación de manera directa. En este sentido, dichas entidades locales empiezan a demandar marcos de actuación, herramientas, medios e instrumentos, para abordar y tratar las cuestiones asociadas al cambio climático donde, además, suelen ser más débiles e incompletos (Held, 2012). Desde una perspectiva multisectorial las respuestas frente al cambio climático han de integrar a los diferentes actores sociales y económicos, tanto privados como públicos siendo, esto último, esencial para que los procesos de adaptación y mitigación sean efectivos.

Los espacios insulares poseen una gran fragilidad ambiental, social y económica, pudiendo presentar alteraciones significativas ante el cambio climático. La transformación de estos aspectos en el caso de la región macaronésica y, en especial, de Canarias, supone transformaciones tanto en las condiciones climáticas como en el incremento de los riesgos territoriales, derivados de un previsible aumento de la peligrosidad ante determinados fenómenos meteorológicos. De esta manera, algunos de los efectos constatados para las Islas Canarias pueden amenazar a la principal actividad económica de las islas, el turismo. Una actividad que en un escenario de cambio climático futuro debe adaptarse si quiere mantener la actual competitividad (Olcina, 2012).

La adaptación ante el cambio climático es específica del lugar y del contexto de un territorio, por ello es imprescindible el conocimiento y desarrollo de bases científicas a escalas de mayor precisión espacial que permitan determinar con exactitud los posibles efectos e impactos asociados. De este modo, en este trabajo, se presenta, en una primera parte, un estudio acerca de las principales evidencias científicas consta-

tadas que están afectando a una región específica, la Macaronesia. Luego se exploran los mencionados marcos, instrumentos, herramientas y medidas de adaptación que se están llevando a cabo en una entidad geográfica dentro la citada región, como son las Islas Canarias. Finalmente, se expondrán una serie de conclusiones que procuran construir un escenario que permita vislumbrar el punto en el que se encuentra una región insular, en lo que se refiere al conocimiento de los efectos territoriales del cambio climático y de las medidas implementadas en cuanto a la adaptación.

2. FUENTES Y MÉTODO

El siguiente trabajo aborda un estudio de los principales antecedentes sobre cambio climático en la región macaronésica. Para ello se ha recurrido a un profundo análisis de revisión bibliográfica, analizando dos líneas subsecuentes que interaccionan a diferentes escalas:

1. Las consecuencias globales del cambio climático y las medidas de adaptación propuestas a través de paneles intergubernamentales.
2. Los efectos locales del cambio climático y la adopción de medidas concretas de adaptación, tomando como caso un espacio insular.

Dentro de la escala local, se realiza una exploración de referencias científicas vinculadas con el cambio climático observadas en la región macaronésica. Por un lado, para reconocer en qué grado las manifestaciones del cambio climático están teniendo lugar en la región, y qué efectos derivados del calentamiento global comienzan a ser corroborados científicamente. Posteriormente, se examina, a través de publicaciones e informes instituciones, cuál es el desarrollo de medidas de adaptación al cambio climático que se han realizado a escala internacional, nacional y regional.

3. CONTEXTO GEOGRÁFICO

El Atlántico norte suroriental es un espacio geográfico de gran interés climático por situarse en una región de transición entre la circulación templada y la tropical. La región de la Macaronesia engloba cinco archipiélagos, pertenecientes a tres países, y la integran más de 40 islas e islotes, además de territorios de la costa africana subtropical. Las islas macaronésicas presentan similitud geológica y biogeográfica, de origen volcánico y relieve complejo, comparten tipos de flora y fauna adaptada a condiciones climáticas comunes, con una alta biodiversidad. En este sentido, los espacios insulares exhiben un gran interés como laboratorios en cuanto a la mitigación y adaptación frente al cambio climático (Tomé, *et al.*, 2014) y, Canarias en particular, supone un excelente observatorio natural para el análisis de variabilidad en los patrones de circulación para el Atlántico Norte (García Herrera, *et al.*, 2001). No obstante, es una región no bien conocida por la ausencia o carencia significativa de información meteorológica.

Los principales rasgos climáticos del archipiélago canario quedan definidos por su posición latitudinal subtropical y su situación en el Atlántico oriental, muy cerca de la costa africana y del desierto más cálido y extenso del planeta, el Sáhara. Térmicamente las islas presentan valores medios muy suaves por la presencia de la corriente fría de Canarias. Pluviométricamente un total de precipitaciones, en general, muy

modesto por la estabilidad atmosférica predominante. Sin embargo, la presencia de un complejo y vigoroso relieve, sobre todo en las cinco islas más occidentales, crea importantes discontinuidades térmicas y pluviométricas. Esto, unido a la proximidad del Sáhara y a la llegada de depresiones templadas, en ocasiones profundas y muy bajas en latitud puede generar extremos atmosféricos muy marcados. Así, los valores tanto de las temperaturas máximas extremas como las máximas precipitaciones diarias son similares a los registrados en la Península Ibérica.

Al mismo tiempo, Canarias es uno de los territorios de mayor densidad demográfica no sólo de España, sino de toda Europa. Las dos islas centrales, Tenerife y Gran Canaria, poseen valores superiores a los 400 y 500 hab/km² respectivamente. Además, a los más de 2 millones de residentes, se añaden todos los años más de 13 millones de turistas, asentados casi en su totalidad, en la franja costera. Toda esta población depende energéticamente del petróleo, que supone más del 95% de la producción eléctrica en las islas. Por todo lo expuesto, desde una perspectiva socioeconómica, Canarias se muestra como un territorio de una elevada vulnerabilidad frente al calentamiento global, entendido en un sentido amplio, tanto en lo que se refiere a mitigación como, y sobre todo, a adaptación.

4. EL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA REGIÓN MACARONÉSICA

Los sucesivos informes del IPCC han señalado durante los últimos 25 años el alcance y la evolución del calentamiento global. Los datos en el Atlántico Norte suroccidental, en el que se encuentra la región macaronésica, evidencian también que este sector no es ajeno al mismo. La temperatura, sobre todo, y la precipitación, en menor medida, son los elementos climáticos más estudiados. En cuanto a las temperaturas, ya diversos trabajos científicos afirman su ascenso generalizado (Martín *et al.*, 2012; Luque, *et al.*, 2014; Cropper, 2013; Cropper and Hanna, 2013), especialmente pronunciado desde mediados de los años 70 y más significativo en las temperaturas nocturnas y la alta montaña, tal y como ocurre en otros espacios insulares similares (Díaz *et al.*, 2011). Además, los análisis estadísticos de tendencia pluviométrica, aunque mucho más complejos en esta región, debido a la gran irregularidad de las precipitaciones y a la variabilidad topográfica, comienzan a sugerir un cambio en los patrones de circulación y una disminución de los totales pluviométricos con algo más de relevancia durante el otoño (Mayer *et al.*, 2015). Se debe tener en cuenta que Canarias posee altísimos coeficientes de variación e índices de concentración de la precipitación (Mayer y Marzol, 2014). Aún así son varios los trabajos publicados al respecto que analizan diversos aspectos en las tendencias o con relación a fenómenos de teleconexión climática como la NAO (García-Herrera *et al.*, 2003; Mayer *et al.*, 2015; Tarife *et al.*, 2012).

En este sentido, sobre el comportamiento de la presión se ha analizado la relación entre la NAO y las condiciones climáticas sobre el archipiélago (García Herrera, *et al.*, 2000; Cropper and Hanna, 2013) e indirectamente, la circulación de los vientos alisios. Otros aspectos tratados son el ascenso del nivel del mar (Fraile Jurado *et al.*, 2014) y el cambio en la temperatura superficial del mismo. En ambos casos con tendencias positivas, como en el resto del planeta, donde se ha estimado un ascenso de 0,19m durante el periodo 1901-2010 (IPCC, 2013). Uno de los principales condicionantes

climáticos del ámbito macaronésico es la corriente fría de canarias, cuya modificación asociada al calentamiento puede derivar en alteraciones climáticas significativas, tanto en la intensificación o debilitamiento de la misma como en la variación general del patrón de vientos dominantes (Semedo *et al.*, 2016).

En los últimos años se han sucedido una serie de eventos graves en cuanto a daños y víctimas, provocados por la aparición de fenómenos meteorológicos extremos, algunos de los cuales podrían estar influenciados por el calentamiento global. Es el caso de varias olas de calor con valores térmicos que han superado ampliamente los máximos registrados hasta la fecha o precipitaciones de gran intensidad horaria (Dorta, 2007, López *et al.*, 2015), con extremos que han llegado, incluso, a duplicar los máximos registrados y a superar periodos de retorno de más de 500 años. Además, se debe tener en cuenta que al Oeste de Cabo Verde se haya una región donde se originan las tormentas y ciclones tropicales más intensos que afectan al Caribe y a América del Norte (Cropper, 2013). Aunque es cierto que sólo muy puntualmente estos se han acercado a la Macaronesia, recientemente, algunos de ellos ha seguido trayectorias centradas en el Atlántico oriental afectando a los archipiélagos de Azores, Maderia y Canarias, como son los casos de Delta en otoño de 2005 o Nadine en otoño de 2012 (Brown, 2013). No se debe olvidar, en este sentido, que las proyecciones presentadas por el IPCC (2013) inciden en la alta probabilidad de que se intensifiquen los fenómenos meteorológicos extremos con el incremento de la temperatura atmosférica y oceánica.

5. LA ADAPTACIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO

Han sido múltiples los hitos en la reciente historia vinculados a las políticas medioambientales y el clima, desde el inicio con el Protocolo de Montreal (1989), la Convención Marco de las Naciones sobre el Cambio Climático (1992), el Protocolo de Kyoto adoptado en 1997 o el Acuerdo de Copenhague (2009). Sin embargo, las políticas vinculadas con la adaptación han ido desarrollándose de forma lenta aunque constante hasta la actualidad. Uno de los referentes en el desarrollo de la adaptación, se deriva de la COP11 (2005) en Montreal con el “*Programa de trabajo quinquenal sobre los aspectos científicos, técnicos y socioeconómicos de los efectos, la vulnerabilidad y la adaptación al cambio climático*” asentando las bases para la implantación de los procesos de adaptación a todas las escalas y definiendo unos resultados y programas de trabajo, siendo el precursor mediante el cual se desarrollará el Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático de España (PNACC). No obstante, no será hasta la celebración de la COP13 (2007), cuando las políticas de adaptación empiecen a tener mayor protagonismo a través de la “*Hoja de Ruta de Bali*” donde se establece que los procesos de negociación vinculados con la CMNUCC deberán centrarse en cuatro pilares, uno de ellos la adaptación. Con la COP16 en 2010 y el desarrollo del “*Marco de Adaptación de Cancún*”, se crea el “Comité de Adaptación”, que pretende impulsar todas aquellas acciones destinadas a promover la adaptación, como por ejemplo, desarrollando planes nacionales de adaptación. Este Marco establece un punto de inflexión entre las políticas de mitigación y adaptación, donde estas últimas toman una mayor importancia por primera vez.

Los esfuerzos hasta la fecha para lograr la estabilización y reducción de las emisiones de GEI para evitar interferencias en el sistema climático han sido poco eficientes, como se evidencia con la publicación del Quinto Informe del IPCC. Por tanto, cada vez más, se hace más necesaria la adopción de medidas enfocadas, sobre todo, a la adaptación. Ante esta situación y mediante la aprobación del Acuerdo de París, el 12 de diciembre de 2015 en la COP21, se genera el documento marco que sustituye al protocolo de Kioto y que define los objetivos a nivel mundial para dar una respuesta eficaz al cambio climático, donde la adaptación adquiere mayor importancia (Art. 2,6,7,9). En el mismo ámbito internacional, recientemente se adoptó el “*Marco de Sendai para la Reducción de Riesgos de Desastres*” por la Oficina para la Reducción del Riesgo de Desastres de Naciones Unidas (UNISDR, 2015) un instrumento que incorpora el cambio climático como un factor desencadenante del riesgo de desastres, especificado de manera directa en sus cuatro prioridades. Asimismo, se determina la adaptación al cambio climático como una pieza básica en las medidas para reducir de forma eficaz los riesgos tanto directos como indirectos del calentamiento global.

Uno de los referentes dentro del ámbito internacional son los reportes del IPCC sobre adaptación al cambio climático, desarrollados desde el segundo de los informes publicado en 1995, hasta el último de 2014 “*Impactos, Adaptación, y Vulnerabilidad*”, definiendo los principales efectos vinculados con el cambio climático y las medidas a implementar según los contextos espaciales y los riesgos esperados.

En Europa las políticas de acción sobre el cambio climático han ido dirigidas, casi en su totalidad, a la mitigación. Un buen indicador de ello son las numerosas directivas y decisiones encaminadas a reducir y controlar los GEI, así como a implementar el uso de energías limpias. De este modo, los procesos de adaptación a nivel europeo no se impulsan hasta 2009 con el libro blanco “*Adaptación al cambio climático: Hacia un marco europeo de actuación*”, donde se establecen, por primera vez, unos objetivos y medidas a nivel comunitario para el estímulo de la adaptación. Posteriormente, en 2010, con la creación de la Dirección General de Acción contra el Clima, la adaptación comienza a desarrollarse de una manera más fehaciente. Este ente se encarga entonces de generar documentación como “*La estrategia europea de adaptación al cambio climático*”. Con todo ello, las políticas europeas vinculadas con el cambio climático siguen, en la actualidad, centralizadas en la mitigación, a través de la confección de un marco normativo encaminado a la reducción de los gases de efecto invernadero y el control del agujero de ozono.

En España, tanto el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA) como el Ministerio de Industria, Energía y Turismo (MIEyT) son los competentes en la materia. De estos ministerios dependen los principales organismos destinados al desarrollo de acciones frente al cambio climático. Con la creación en 1992 de la Comisión Nacional del Clima se genera el primer órgano nacional destinado al estudio, asesoramiento e implementación del cambio climático. Esta Comisión fue sustituida en 1998 por el actual Consejo Nacional del Clima, cuya función es elaborar propuestas y recomendaciones sobre políticas relativas al cambio climático, incluidas las de adaptación. En 2001, se crea la Oficina Española del Cambio Climático (OECC), siendo el principal organismo destinado al desarrollo de las acciones vinculadas con el cambio climático. Es a partir de su creación cuando se efectúan las primeras acciones sobre adaptación en España, como la elaboración en 2006 del

Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC). La OECC trata de integrar las políticas de adaptación general en políticas sectoriales. En este contexto se aprueban normas nacionales donde se empiezan a integrar aspectos de mitigación y la adaptación al calentamiento global, como es el caso de la Ley 21/2013, de evaluación ambiental o el muy reciente Real Decreto Legislativo 7/2015 de la Ley de Suelo y Rehabilitación Urbana.

A escala nacional existen más organismos destinados de una forma directa e indirecta al desarrollo de acciones vinculadas con el cambio climático, como la Comisión de Coordinación de Políticas de Cambio Climático o la Comisión Nacional de Energía entre otros. De la misma forma, cabe destacar que se han desarrollado acciones con implicaciones en la adaptación al cambio climático como en 2007 la “Estrategia Española de Cambio Climático y Energía Limpia”, o la “Estrategia local de cambio climático” elaborada por la Red Española de Ciudades por el Clima.

6. LA ADAPTACIÓN EN LAS ISLAS CANARIAS

En el de la Comunidad Autónoma de Canarias, el eje central de la lucha institucional contra el cambio climático es la “*Estrategia Canaria de Lucha contra el Cambio Climático*” (ECLCC), desarrollada por el Gobierno de Canarias (Resolución 7L/CG-0010). En esta el Parlamento de Canarias insta al Gobierno de Canarias a implementar las medidas incluidas en la ECLCC, como la creación de la Agencia Canaria de Desarrollo Sostenible y Cambio Climático (ACDSCC). La ECLCC aprobada en el año 2009, tiene como pilares fundamentales un plan de mitigación, organizado y estructurado desde la propia ECLCC y un plan de adaptación, definiendo los criterios para su desarrollo posterior. Se debe resaltar la alusión expresa que realiza la ECLCC a la relación directa entre desarrollo sostenible y lucha contra el cambio climático, dando continuidad al esfuerzo legislativo realizado a principios de la década de los años 2000 con la aprobación de las Directrices de Ordenación General y Directrices de Ordenación del Turismo de Canarias (Ley 19/2003).

El objetivo del Plan de Mitigación es la reducción de GEI para los años 2010 y 2015, una disminución dirigida a determinados sectores estratégicos a través de un conjunto de medidas de carácter horizontal. Muchas de estas medidas son retomadas, tanto de documentos legales, como las Directrices de Ordenación del Territorio, como de otros Planes ya aprobados y que desarrollaban, en mayor o menor medida, acciones enfocadas a la mitigación, como es, entre otros, el Plan Energético de Canarias 2006-2015. El Plan de Mitigación, tenía previsto como instrumentos de seguimiento y evaluación por un lado el desarrollo de un inventario canario de emisiones de gases de efecto invernadero y la revisión, cada cuatro años, de la propia ECLCC. En 2008 se elaboró el primer y único inventario de GEI, resultado de un trabajo de análisis de información, así como de consulta con las Administraciones competentes y de aportaciones por entidades privadas, en particular las pertenecientes al sector industrial; dentro del marco del “*Proyecto Clima Impacto*”.

Para la finalización de la ECLCC, así como para el desarrollo instrumental de la misma, se constituyó en el 2009 la ACDSCC. En el preámbulo de la ley se reconoce la complejidad de las tareas que ésta debe abordar, así como el necesario cambio de cultura, de políticas y formas de actuar. En este escenario se justifica que el menciona-

do organismo tenga carácter autónomo, dotándola de cierta relevancia y un marcado carácter transversal. Entre sus funciones no sólo se encontraba la redacción de la ECLCC, sino también liderar el proceso de redacción de los planes de actuación y otros instrumentos de orientación, coordinación, planificación y programación del proceso, incluyendo el seguimiento a través de la elaboración de indicadores y el desarrollo de un sistema de información que sirva como base para la formulación de un diagnóstico ambiental de Canarias cada tres años. Esta Agencia es la que comienza los trabajos relativos a la implementación del “*Plan de Adaptación al Cambio Climático*”. El desarrollo de este instrumento se realiza a partir de un conjunto de estudios previos en el periodo 2009-2011, quedando esbozado un documento que recoge una selección de medidas, métodos de trabajo, herramientas, así como los organismos y sectores con responsabilidad para llevar a cabo las medidas propuestas. El documento no finalizado, planteaba la necesidad del desarrollo sectorial del plan, a través de tres ejes; la implantación de medidas, la integración de la adaptación en las políticas de la Comunidad y un plan económico de las acciones de adaptación.

Este plan planteaba la incorporación de otras iniciativas ya existentes como el Foro Canario para el Desarrollo Sostenible, cuyo funcionamiento estaba previsto a través de comisiones, entre las que se encontraba una con exclusiva dedicación al Cambio Climático; o el Observatorio del Desarrollo Sostenible, como instrumento científico y técnico de evaluación y seguimiento de las políticas, planes y programas de desarrollo sostenible en el Archipiélago; ambas bajo el paraguas administrativo de la ACDSCC.

El desarrollo de la ECLCC queda paralizado en 2011. La ACDSCC se encuentra entre el conjunto de entes públicos que desaparecen entre 2011 y 2015 en el marco de las medidas adoptadas por el Gobierno de Canarias para reordenar y racionalizar el sector público autonómico y cumplir con los objetivos de estabilidad presupuestaria.

En la actualidad se está procediendo a una revisión profunda de la legislación sobre ordenación del territorio en Canarias, fundamentado en el Anteproyecto de Ley del Suelo de Canarias que tiene como principio fundamental de desarrollo sostenible. Este Anteproyecto de Ley que establece la derogación de gran parte de las directrices de la Ley 19/2003, tendrá consecuencias directas sobre la ECLCC, así como sobre sus dos pilares fundamentales: Plan de Mitigación y Plan de Adaptación al Cambio Climático.

Realizado un repaso por el marco normativo de canarias sobre el gobierno del cambio climático, hay que señalar que en los últimos años se han implementado iniciativas vinculadas indirectamente con el cambio climático y la adaptación, tales como la adhesión de 78 de los 88 municipios de Canarias a la campaña “*Desarrollando Ciudades Resilientes*” de UNISDR o la inclusión de instituciones como el Cabildo de Tenerife y varios municipios del archipiélago en el denominado “*Pacto de los alcaldes para el clima y la energía*.”

7. CONCLUSIONES

El cambio climático es uno de los mayores problemas territoriales a los que se enfrenta la sociedad. Cada vez son más las evidencias científicas que corroboran variaciones en el sistema climático y la región macaronésica no es una excepción: ya se

empiezan a evidenciar cambios significativos en determinados elementos del sistema climático, como las temperaturas o el régimen pluviométrico.

Tanto a escala internacional como nacional se está generando un amplio marco de normas y recomendaciones asociadas con la adaptación. Nuevas normas nacionales, como la Ley de Evaluación Ambiental, incorporan ya análisis de planes y proyectos relativos a la adaptación al cambio climático. Sin embargo, se observa la existencia de un vacío metodológico a la hora de llevar a cabo estos análisis. Las Islas Canarias han centralizado en la ECLCC las acciones asociadas con el cambio climático. La Agencia Canaria de Desarrollo Sostenible y Cambio Climático ha sido el ente encargado de elaborar los planes de mitigación y adaptación, unos planes cuyo desarrollo quedo paralizado en 2011, hecho que ha provocado que apenas se hayan impulsado políticas de adaptación al cambio climático en las islas más allá de las acciones ya comentadas. Todo ello, en un contexto territorial que presenta una gran vulnerabilidad y exposición a los efectos y riesgos derivados del cambio climático. A través de este estudio se concluye que se requiere de grandes esfuerzos que permitan implementar las mencionadas acciones y, sobre todo, que estén vinculadas a procesos de alcance basados en participación e integración de todos los agentes. Esto, en última instancia es lo que permitirá desarrollar mejores sistemas de gobernanza local proactiva respecto al cambio climático.

REFERENCIAS

- Brown, D. (2013). Tropical Cyclone Report Hurricane Nadine. National Hurricane Center.
- Cropper, T.E. (2013). The weather and climate of Macaronesia: past, present and future. *Weather*. Vol.68, N.11, pp. 300–307. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/wea.2155>
- Cropper, T. E., Hanna, E. (2013). An analysis of the climate of Macaronesia, 1865-2012. *International Journal of Climatology*. Vol. 34, N. 6, pp. 604-622.
- Díaz, F., Giambelluca, T., Eischeid, J. (2011). Changes in the vertical profiles of mean temperature and humidity in the Hawaiian Islands. *Global and Planetary Change*, Vol. 77, N.1, pp. 21-25.
- Dorta, P. (2007). Catálogo de riesgos climáticos en Canarias: amenazas y vulnerabilidad. *Geographicalia*, Vol. 51, pp. 33-160.
- Fraile-Jurado, P., Rodríguez, E., Fernández, M., López, M., Torres, J. (2014). Estimación del comportamiento futuro del nivel del mar en las Islas Canarias a partir del análisis de registros recientes. *Geographicalia*, Vol. 66, pp. 79-98.
- García-Herrera, R., Gimeno, L., Hernández, E., Prieto, R., Ribera, P. (2000) Reconstructing the North Atlantic atmospheric circulation in the 16th, 17th and 18th centuries from historical sources. *Climate research*, Vol. 14, N. 2, pp. 147-151.
- García-Herrera, R., Gallego, D., Hernández, E., Gimeno, L., Ribera, P. (2001). Influence of the North Atlantic oscillation on the Canary Islands precipitation. *Journal of Climate*. Vol 14, pp. 3889-3903.
- García-Herrera, R., Gallego, D., Hernández, E., Gimeno, L., Ribera, P. (2003). Precipitation trends in the Canary Islands. *International Journal of Climatology*. Vol. 23, pp. 235-241. doi: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.870>

- Held, D., Hervey, A. Theros, M. (Eds). (2011). *The Governance of Climate Change*. Cambridge: Science, Economics and Ethics. Polity Press.
- Máyer, P., Marzol, M. V. (2014). Daily precipitation concentration and the rainy spells in the Canary Islands: two risk factors. *Boletín de la Asociación de geógrafos Españoles*, Vol. 65, pp. 231-247.
- Máyer, P., Marzol, M. V., Parreño, J.M. (2015). Tendencias de la precipitación en Canarias”, Estudio, en aprovechamiento y gestión del agua en terrenos e islas volcánicas (II Workshop), M^a. C. Cabrera, T. Cruz-Fuentes, V. Mendoza-Grimón y M^a P. Palacios-Díaz (Eds.), Instituto Geológico y Minero de España y Asociación Internacional de Hidrogeólogos, Las Palmas de Gran Canaria.
- Martín, J.L., Bethencourt, J., Cuevas-Agulló, E. (2012). Assessment of Global Warming on the Island of Tenerife, Canary Islands (Spain). *Trends in Minimum, Maximun, and Mean Temperatures since 1944. Climatic Change*. Vol 112, N. 2, pp. 343-355. <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-012-0407-7>
- López, A., Dorta, P., Romero, C., Díaz, J. (2015). Movimientos de ladera en Canarias. El caso del Macizo de Anaga en el temporal de febrero de 2010. Análisis espacial y representación geográfica: innovación y aplicación. Universidad de Zaragoza-AGE. pp. 1725-1734.
- Luque, A., Martín, J., Dorta P., Mayer, P. (2014) Temperature Trends on Gran Canaria (Canary Islands). An Example of Global Warming over the Subtropical Northeastern Atlantic. *Atmospheric and Climate Sciences*. Vol. 4 N. 1, 2014, pp. 20-28. doi: <http://dx.doi.org/10.4236/acs.2014.41003>.
- Olcina, J. (2012). Turismo y cambio climático: una actividad vulnerable que debe adaptarse. *Investigaciones Turísticas*. N. 4, pp. 1-34.
- Semedo, A., Soares, P., Lima, D., Cardoso, R., Bernardino, M., Miranda, P. (2016). The impact of climate change on the global coastal low-level wind jets: EC-EARTH simulations. *Global and Planetary Change*, Vol. 137, pp. 88-106.
- Tarife Méndez, R., Hernández Barrera, S., Gámiz-Fortis, S.R., Castro-Díez, Y. Esteban-Parra, Ma.J. (2012). Análisis de los extremos pluviométricos en las islas Canarias y su relación con el índice NAO. VIII Congreso Internacional AEC. Salamanca.
- Tomé, R., Miranda, P., Brito de Azevedo, E., Teixeira, M. A. (2014). Climate Change in Small Islands. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vol. 16, p. 9056.

CRISIS CLIMÁTICAS Y ESPACIO LITORAL: EL CASO DE BENIDORM (ESPAÑA)

Emilio MARTÍNEZ IBARRA

Universidad de Granada

emibarra@ugr.es

RESUMEN

En el presente trabajo se propone una visión geográfica para comprender la influencia de las “crisis climáticas” en la ciudad de Benidorm: un centro litoral con vocación turística por excelencia a nivel mundial. En este sentido, los eventos climáticos de baja frecuencia constituyen un prisma adecuado para conocer como, en espacios tremendamente dinámicos, la ordenación del territorio se ha practicado desde una perspectiva sectorial, puramente urbanística. Por ello, como en el caso objeto de estudio, los problemas territoriales ligados a “exaltaciones climáticas” se han ido resolviendo a medida que éstos se han presentado con gravedad. Para lograr el enfoque global la prensa escrita y la técnica de análisis de contenido ha constituido la base del estudio.

Palabras clave: visión geográfica, crisis climáticas, territorio, turismo, Benidorm.

ABSTRACT

In this study, we proposes a geographical vision to understand the influence of the "climate crisis" in Benidorm: a coastline tourism-oriented center for excellence in worldwide. In this sense, the low frequency climatic events are a suitable prism to know how, in extremely dynamic spaces, spatial planning has been practiced from a sectoral perspective, purely urban. Therefore, as in the case under consideration, territorial problems linked to "climatic exaltations" have been resolved as they were presented with gravity. To achieve the global approach the written press and the content analysis technique has been the basis of the study.

Key words: geographic view, climate crisis, territory, tourism, Benidorm

1. INTRODUCCIÓN

El turismo es una de las actividades económicas más importantes a nivel global, que además manifiesta una gran elasticidad a las crisis económicas (Martínez-Ibarra, 2015), tal y como lo demuestran las cifras del último informe anual elaborado por la Organización Mundial del Turismo (World Tourism Organization, 2016).

Esto explica, en buena medida, a nivel global, el fenómeno de la litoralización, especialmente en algunas áreas, con es el caso español. Así, el 4,2% del país (los primeros 5 kilómetros de costa) concentran el 44% de la población española (Prieto y Navarro-Jurado, 2012). Al respecto, especial mención requiere el caso de Benidorm, que supone el 65% de las estancias turísticas hoteleras regladas del turismo interno y más del 90% de las correspondientes al turismo internacional en su comunidad autónoma (Maas *et al.*, 2000).

En el presente trabajo se parte un área de estudio (Benidorm), icono del turismo fordista (turismo de masas) (Bellot, Bonet, Peña y Sánchez, 2007; Ivars-i-Baidal, Rodríguez-Sánchez y Vera-Rebollo, 2013). Sus orígenes turísticos se remontan a la segunda mitad del s.XIX, si bien se puede indicar que fue a partir de su primer Plan General (1956) y la apertura ulterior de aeropuerto de Alicante (1967) las razones locales y regionales de su gran expansión (Martínez-Ibarra, 2015).

En este sentido, se ha entendido que los eventos climáticos de baja frecuencia (sequías, inundaciones y temporales marítimos) constituyen un prisma adecuado para conocer como, en espacios tremendamente dinámicos, la ordenación del territorio se ha practicado desde una perspectiva sesgada, puramente urbanística (en este caso con raíz turística). Por ello, podemos indicar que en líneas generales los problemas territoriales ligados a “exaltaciones climáticas” se han ido resolviendo a medida que éstos se han presentado con gravedad.

Para lograr el enfoque global la prensa escrita local de Benidorm y la técnica de análisis de contenido (cualitativo y cuantitativo) ha constituido la base del estudio.

2. MÉTODOS

Nosotros entendemos la Geografía como una ciencia de síntesis (Sala, 2009). Por ello el marco teórico-conceptual del trabajo se apoya en una visión geográfica, entendida desde la perspectiva antropocéntrica (García-Fernández, 2001), como ciencia social (Zamorano, 1998), que aporta una visión holística (Martínez-Ibarra, 2015). Bajo este marco, el espacio litoral y los procesos que en él se desarrollan se estudian desde una perspectiva integral, como un área tremendamente dinámica y compleja, tanto desde un punto de vista natural como social.

El caso de Benidorm se ha escogido porque, como se ha referenciado anteriormente, constituye un icono internacional del turismo fordista, planificado prácticamente desde sus inicios (a diferencia de la gran mayoría de núcleos turísticos), a partir del su Plan General de Ordenación Urbana de 1956.

Fig. 1: Síntesis metodológica. Fuente: Elaboración propia.

Para llegar a ese enfoque global la prensa local escrita y la técnica de análisis de contenido ha constituido el tendón de Aquiles. Ello ha permitido establecer un análisis diacrónico de las crisis “climáticas” más importantes que han afectado a Benidorm (las sequías, las inundaciones y los temporales marítimos), para un periodo representativo: 1969-2003 (Figura 1).

En este sentido, conviene tener presente que han sido varios los autores que han resaltado la importancia de la prensa para el análisis de los riesgos naturales (Barriendos, Martín-Vide, Peña y Rodríguez 2002; Pasquarè y Pozzetti 2007). Incluso, como es el caso, se han generado base de datos de riesgos climáticos a partir de la prensa (see Ruiz-Urrestarazu 1998; Llasat, Llasat-Botija y López 2009).

En este trabajo se ha recopilado y transcrito (en forma de resumen) todas las noticias referentes al turismo y las crisis climáticas (sequías, inundaciones y temporales marítimos), así como aquéllas que tuvieran una relación con estos eventos (p.ej. infraestructuras para afrontar dichos momentos críticos). Siguiendo los planteamientos de Piñuel-Raigada (2002) se ha puesto en práctica la técnica manual de análisis de contenido, técnica aplicada en otros trabajos (Tänzler, Feil, & Krömker 2008). Para el caso de los temporales marítimos y las sequías se ha realizado el recuento de noticias que aludían a estas dos problemáticas, con el objeto de sopesar la percepción y preocupación social, como han realizado otros investigadores para el caso exclusivo de las sequías (Bayés-Bruñol, Ribas-Palom, y Saurí-Pujol, 2003; Hernández-Varela *et al.*, 2003; García-Marín, 2008; and Tänzler *et al.*, 2008).

Para salvar los inconvenientes ligados a este tipo de fuentes (Hernández-Varela *et al.* 2003), también se han consultado otras: fotografías antiguas, informes técnicos y fuentes estadísticas. Además se han realizado algunas entrevistas a agentes claves del sector turístico de Benidorm (Roc Gregori –Director de Turismo del Ayuntamiento de Benidorm en el momento de realizar la entrevista, y antiguo Secretario de Turismo de la Comunidad Valenciana; y Ian Livesey, Director en ese momento del Tour Operador TUI en la Costa Blanca, y actual Jefe de Servicios de TUI en la España peninsular).

3. ÁREA DE ESTUDIO: PERSPECTIVA TERRITORIAL DIACRÓNICA

En este apartado conviene trascender las claves diacrónicas del desarrollo de Benidorm, pues las mismas son básicas para analizar bajo el prisma de las crisis climáticas la gestión territorial de esta ocio-urbe.

Durante el periodo previo a las primeras transformaciones territoriales ligadas al turismo, Benidorm tenía una economía pobre, basada en el cultivo de secano, ganado caprino y ovino en tierras semiáridas, y la pesca: economía de autoconsumo con migraciones temporales forzadas (muchos habitantes se embarcaban en la marina mercante).

En este contexto, desde finales del s.XIX se iniciaron los primeros cambios, modificaciones que a nivel territorial se traducían en cambios poco relevantes (sutiles). Ciertamente, los inicios del turismo en Benidorm se relacionan con la apertura de un balneario en 1893 y “la mejora” de las comunicaciones con el interior, con la apertura de la línea de ferrocarril Madrid-Almansa-Alicante en 1856. La conexión a través de vía estrecha entre Alicante-Altea (en 1914) permitió la conexión directa por

ferrocarril entre Alicante-Benidorm. Así las cosas, en 1929 se abrió el primer hotel de Benidorm (Hotel Bilbaino).

Fig. 2: Hotel Bilbaino y balneario (primer plano).

A finales de los años 40' (1948) se puso en marcha el Plan Hidráulico del Regadío: con el Canal Bajo del Algar se desarrollaron los primeros regadíos y se introdujo, por el sector de menor altitud del municipio, la huerta y el ganado mayor.

Los años 50 trajeron la revolución territorial para Benidorm. Primero con el proyecto de nuevas alineaciones de la playa de Levante, que destruyó el cordón dunar de la misma. Con todo, fue en 1956 cuando verdaderamente se iniciaron las transformaciones, cuando Benidorm, con menos de 6.000 habitantes, aprueba su primer Plan General. En el mismo se plantea la zonificación urbanística, mediante un modelo de ciudad jardín. Además, esto cabe subrayarlo, se definió un viario que es prácticamente idéntico al actual, con dos arterias principales de 4 carriles (algo inconcebible en el momento para el pueblo de Benidorm).

El Plan General de 1956 sufrió una serie de modificaciones desde 1958 a 1963. Ello comportó la transformación del modelo inicial de baja densidad en un modelo urbano compacto, con el cual hoy se identifica Benidorm. Éste a pesar de que comporta un impacto visual importante se relaciona con una gestión más eficaz de los recursos (Rico-Amorós, *et al.*, 2009).

En 1967 se abrió el aeropuerto de Alicante. Su apertura permitió la avalancha del turismo internacional, esencialmente británico. En 1970 la prensa local anunció la apertura de 24 nuevos hoteles con un total de 8.000 plazas. A pesar del gran despegue inmobiliario a partir de los años 60' del s.XX y la aparición de la nueva Ley del Suelo de 1975, no se llevó a cabo un nuevo Plan General en Benidorm. Ello permitió una gran flexibilidad en el planeamiento y un crecimiento frenético.

A partir del nuevo Plan General de 1990, y con la etapa del “desarrollismo” de la primera década del s. XXI, el crecimiento urbano en la ciudad se decantó, especialmente, por su sector poniente (siguiendo el modelo de grandes bloques exentos) y la falda de Sierra Cortina (complejos Terra Mítica, Terra Natura, Campos de Golf y urbanizaciones) (ver Ivars-i-Baidal, *et al.*, 2013). Se introdujo así el modelo extensivo en la ciudad de forma más importante.

4. RESULTADOS

4.1. Crisis de abastecimiento hídrico

El análisis de las noticias publicadas en la prensa local de Benidorm entre 1969-2003 y su relación con fuentes estadísticas (climáticas, hidrológicas, urbanas y turísticas) nos ha permitido comprobar: (1) la existencia de diferentes periodos críticos y su intensidad en el abastecimiento hídrico de Benidorm: 1976-1979, 1982-1984 y 1999-2001 (Figura 3); (2) han puesto en evidencia la relación de los periodos críticos con aspectos antrópicos (planificación hidrológica realizada a destiempo e incapaz de afrontar crecimientos de demanda desorbitados, la influencia del nivel de desarrollo en la intensidad de los mismos, la manifestación de relaciones centro -litoral- y periferia -interior- ante la materialización d crisis en abastecimiento hídrico y la influencia de la optimización de recursos hídricos); (3) la importancia del marco atmosférico en el desencadenamiento de las crisis hídricas, concretamente la relación de éstas con la inexistencia de episodios de precipitación intensa y valores del Índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental positivos (*WeMOi*) (Figura 3).

Fig. 3: Valores de precipitación en Guadalest (reservorio fundamental en el Sistema de Abastecimiento Hídrico del Consorcio donde se integra Benidorm) y *WeMOi* anual (sin verano). Fuente: Confederación Hidrográfica del Júcar y Elaboración propia

Fig. 4: Preocupación social respecto al problema del agua en Benidorm. Fuente: Periódicos "Ciudad" (1969-1977) y "Canfali" (1977-2003). Elaboración propia.

A.-Proyecto de canalización para abastecimiento desde el buque-stop al depósito de agua potable de Benidorm	
Empresa	Importe (ptas)
Fibrotubo S.A.	6.737.625
Cleop S.A.	3.347.609
Eman S.L.	1.462.872
Devesa	929.807
Total	12.477.913
B.-Proyecto de canalización de agua potable en la zona de Babel (Alicante)	
Fibrotubo S.A.	5.233.062
Cubiertas y Tejados S.A.	327.878
Cleop S.A.	3.576.740
Pérez Giménez	1.266.431
José Luis Martínez-Talleres Mecánicos	105.084
Total	10.509.195
C.-Obras de conducción submarina y otras	
Asgo S.A.	177.874
Sánchez Solé	7.766.480
Empetral S.A.	3.348.873
Anxini	549.950
Obras Civiles y Subterráneas	169.757
Compañía Auxiliar y de Mantenimiento	2.350.885
Limpieza de Buques Tanque	3.541.087
Alquiler de Boyas en puerto de Alicante	40.985
Revisión del Proyecto por el Colegio de Ingenieros	19.586
Comisión del Banco de Crédito Local de España	23.443
Coste total obras de abastecimiento (sin incluir el precio del agua ni el coste de transporte)	28.498.115

Tabla 1: Proyecto de abastecimiento de Benidorm a través de buques-cisterna desde Alicante en 1978. Fuente: Acta municipal del Ayuntamiento de Benidorm (09/11/1978). Elaboración propia.

4.2. Crisis asociadas a precipitaciones torrenciales

Respecto a los episodios de inundaciones, conviene tener presente que entre 1969 y 2003 se han contabilizado 23 ordinarios (los problemas se asocian sólo a escorrentía urbana), 2 extraordinarias (1971 y 1986), y otras de transición entre ambas categorías (1987, 1989 y 1997) (ver Martínez-Ibarra, 2006). Sus marcos sinópticos se asocian a episodios convectivos con débiles gradientes báricos y temporales de levante (los primeros sólo traen consigo episodios ordinarios) (ver Martínez-Ibarra, 2006). Las inundaciones extraordinarias se vinculan a la existencia de flujos con componente este, tanto en superficie como en altitud.

Desde el punto de vista geomorfológico es fácil advertir que el área de mayor riesgo de inundaciones de Benidorm se sitúa en el sector levante y a los pies de Sierra Helada, el de mayor tradición turística. Ciertamente, el mismo se ubica en la parte distal de diversos abanicos que descienden desde Sierra Cortina, el complejo montañoso Puig-Ponoch y la propia Sierra Helada. Esta zona está asociada a problemas de desagüe, de ahí la pretérita existencia en esta zona de un espacio inculto, visible en fotografías de principios del s.XX. Dicho espacio estaba cerrado por la costa con un cordón dunar, lo que fomentaba su inundación ocasional.

Sector	Empresa	Valoración de pérdidas (ptas.)
Levante	Hotel Impala	5.576.940
	Camping La Torreta	110.000
	Avenida Club	14.810.500
	Camping Los Olivos	1.207.000
	Bar Villachica	1.500.000
	Restaurante el Cisne	1.233.240
	Pipers Club	1.427.250
	Hotel Ancora	1.060.000
	Hotel Reymar	10.531.000
	Hotel Riviera	6.648.500
	Hotel Ruidor	2.962.000
	Hotel Don Rolf	6.985.539
	Hotel Jasmine Playa	4.981.920
	Hoteles Catalonia I y II	93.444.889
	Hotel Flamingo-Plaza	915.780
	Hotel Pueblo	7.000.000*
	Hotel Helios	9.579.000*
	Hotel Presidente	13.500.000*
	Hotel Calypso	14.115.000
	Hotel Costa Blanca	425.000*
Poniente	Hotel Celtíbero	11.993.000
	Hotel Fiesta	205.000
	Hotel Sabrina	8.376.996
	Hotel Bonanza	260.000
	Hotel Las Vegas y Rumba	2.178.844

Tabla 2: Valoración de pérdidas económicas en empresas turísticas de Benidorm asociadas a la inundación de 1971. Olcina (1994) y periódico Ciudad (1971). Elaboración propia.*

Todo este sector de mayor riesgo fue el primero en ser urbanizado (la playa de Levante de Benidorm), sin tomar en consideración el riesgo de inundaciones. Así las cosas, el 06/10/1971 se produjo una inundación extraordinaria, con corolarios catastróficos, que afectó principalmente al sector de levante de Benidorm (Tabla 2).

A pesar de dicha inundación catastrófica, no fue hasta 1973 cuando se empezaron a tomar medidas para abordar el problema, si bien hasta 1989 no concluyeron las obras de canalización de los principales barrancos que desaguan en la playa de Levante. Obras mejoradas a principios del s.XXI (información extraída de la prensa local de Benidorm).

Con todo, actualmente, no se han resuelto los problemas de las inundaciones ordinarias (a tenor de los efectos de episodios recientes) y tampoco, probablemente, los asociados a una inundación extraordinaria similar a la de 1971 (Figura 5). No ha acontecido un episodio de similares características desde entonces.

Fig. 5: Posible zona inundable ante un episodio de lluvia torrencial extraordinario en el sector levante de Benidorm. Fuente: Elaboración propia.

4.3. Crisis asociadas a temporales marítimos: regresión costera

Un rasgo que conviene subrayar es la orientación hacia el sur de las principales playas de Benidorm, y su localización en el norte de la costa Alicantina; allí donde cambia su orientación general, al adentrarse ésta hacia el este, hasta el cabo de la Nao. Ello explica que, a diferencia de lo que acontece en la mayor parte de la costa valenciana, los problemas de regresión costera no se asocien a temporales de Gregal, por manifestar protección frente a los mismos. En cambio, los temporales de levante y los temporales de SSW (Martínez-Ibarra, 2006) inciden sobre su costa. Temporales, estos últimos, que no afectan a la mayor parte de la costa del mediterráneo oriental de la península Ibérica; si bien también inciden en otras playas alicantinas como las

expuestas al medio día de Calpe y Moraira. Estos temporales de SSW desde el punto de vista sinóptico se asocian al Tipo 6, según la clasificación propuesta por Tros-de-Iladurya-Fernández (2013), y se relacionan con borrascas cantábricas y británicas, asociadas a elevados gradientes con dicha componente, tanto en altitud como en superficie (sector anterior a un frente frío).

Si bien la gestión de la ciudad de Benidorm ha velado por la salvaguarda de sus playas (en tanto que constituyen uno de sus principales atractivos turísticos) (ver Martínez-Ibara, 2006), no menos cierto es que ello no ha sido óbice para que el sector más oriental de la playa de poniente haya sido afectado por regresión costera, especialmente, el sector conocido como “Fontanelles”: el más turístico de esta playa hasta el “boom” constructivo de principios del s.XXI. De acuerdo con las referencias aparecidas en prensa, sobre esta problemática, el momento de mayor preocupación tuvo lugar en 1988, 1990 y 1991 (Figura 6).

Fig. 6: Referencias absolutas relativas a la regresión/regeneración de la Playa de Poniente de Benidorm en la prensa local. Fuente: Periódicos “Ciudad” (1969-1977) y “Canfali” (1978-2003). Elaboración propia.

La problemática de la regresión de la Playa de Poniente se asoció, principalmente, a la construcción del pequeño puerto de Benidorm (1919-1929) y las posteriores mejoras (1958) y ensanchamiento de la estructura del dique (1972), también de escasas dimensiones. Estas obras rompieron la dinámica natural, traduciéndose en problemas de regresión en el sector oriental de la playa de poniente (temporales de levante y SSW) y colmatación del puerto (temporales de SSW), siendo especialmente importantes en la segunda mitad de la década de los 80 e inicios de la de los 90 del s. XX (Figura 6). Además, durante ese periodo se materializaron importantes temporales de levante (diciembre de 1980, noviembre de 1985 y septiembre de 1989) y del SSW (diciembre de 1973 y octubre de 1984). Ello motivó, primero, una regeneración menor de la playa en 1990, con la arena dragada del puerto (que pronto se erosionó). La situación fue muy crítica, con la pérdida total de la playa en el sector de “Fontane-

lles”, tal y como lo reflejan imágenes publicadas en la prensa local el 19/10/1989 o el 02/11/1990. La regeneración de 1991 junto con la construcción ese mismo año de un pequeño dique que cerraba la entrada de material al puerto por el oeste, además de las mejoras introducidas en éste y en el dique principal en 1998, resolvieron el problema de regresión en el sector. Así lo demuestra la situación actual y la información publicada en el diario “El País” el 06/08/2007.

5. DISCUSIÓN

El análisis diacrónico de la prensa local de Benidorm (1969-2003) ha constituido un buen recurso para comprender las crisis climáticas que ha sufrido la ciudad turística de Benidorm, y, en líneas generales, nos ha permitido observar como se ha incrementado la elasticidad de la ciudad de Benidorm ante el desencadenamiento de las mismas.

Las crisis “climáticas” constituyen un prisma, que nos han permitido conocer desde un enfoque global, cómo, en un espacio tremendamente dinámico, las exaltaciones climáticas (paroxismos climáticos) han dejado ver como la ordenación del territorio se ha practicado desde una perspectiva sectorial/parcial, puramente urbanística (en este caso especialmente enfocada al sector turístico), y no integrada y compleja: esto es, atendiendo al enfoque de la Gestión Integrada del Área Litoral (GIAL). Por ello los problemas se han ido resolviendo a medida que se han ido presentando con intensidad suficiente como para impulsar las medidas.

Asimismo, a partir del análisis diacrónico realizado hemos podido observar relaciones territoriales de centro-periferia, a distintas escalas administrativas (comarcal y estatal), a través de la implementación de ciertas medidas de urgencia ante la materialización de situaciones críticas de origen parcialmente climático.

REFERENCIAS

- Barriendos, M., Martín-Vide, J., Peña, J.C. y Rodríguez, R. (2002). Daily Meteorological Observations in Cádiz-San Fernando. Analysis of the Documentary Sources and the Instrumental Data Content (1786-1996). *Climatic Change*, 53, 151-170.
- Bayés-Bruñol, C., Ribas-Palom, A. y Saurí-Pujol, D. (2003). Sequías y prensa regional en la cuenca del río Muga (Girona). *Geographicalia*, 44, 123-144.
- Bellot, J., Bonet, A., Peña, J., Sánchez, J.R. (2007). Human impacts on land cover and water balances in a coastal mediterranean county. *Environmental Management* 39, 412-422. doi: 10.1007/s00267-005-0317-9.
- García Fernández, J. (2001). Geografía Física o Ciencias Naturales. *Investigaciones Geográficas*, 25, 33-50.
- García-Marín R (2008). Riesgo de sequía y vulnerabilidad socioeconómica en la cuenca del Guadalentín. Tesis Doctoral, Murcia: Universidad de Murcia
- Hernández-Varela, L., Lozano-Valencia, M.A., Soletto-García, C. (2003). Estudio de los acontecimientos meteorológicos extraordinarios en la Comunidad Autónoma del País Vasco (1870-1954) a través de la prensa. *Investigaciones Geográficas*, 30, 165-180.

- Ivars-i-Baidal JA, Rodríguez-Sánchez I, Vera-Rebollo JF (2013). The evolution of mass tourism destinations: New approaches beyond deterministic models in Benidorm (Spain). *Tourism Management*, 34,184-195.
- Llasat, M.C., Llasat-Botija, M. y López L. (2009). A press database on natural risks and its application in the study of floods in Northeastern Spain. *Natural Hazards*, 9, 2049-2061.
- Maas, W., Hardel, M., Ouwerkerk, P., Bohigas i Arnau, G. y Salazar-Rückaver, J. (2000). *Costa Ibérica: hacia la ciudad del ocio*. Barcelona: ACTAR D.
- Martínez-Ibarra, E. (2015). Climate, water and tourism: causes and effects of droughts associated with urban development and tourism in Benidorm (Spain). *International Journal of Biometeorology*, 59 (5), 487-501. doi: 10.1007/s00484-014-0851-3
- Martínez Ibarra, E. (2006). *Consideraciones geográficas en torno al binomio clima-turismo: aplicación en el litoral alicantino*. Tesis Doctoral, Alicante: Universidad de Alicante.
- Olcina Cantos, J. (1994). *Tormentas y granizadas en el litoral alicantino*. Alicante: Publicaciones Universidad de Alicante.
- Prieto, F. y Navarro Jurado, E. (2012): Desarrollo litoral sostenible en España: proceso de litoralización (1960-2012). Tipificación de municipios y escenarios para el año 2030. Destrucción de un bien común y pérdida de los servicios de los ecosistemas. Lecciones aprendidas pensando en latino-América. La tragedia de los comunes en la costa española. En Barragán Muñoz, J.M. (coord.), *Libro de comunicaciones y pósters. I Congreso Iberoamericano de Gestión Integrada de Áreas Litorales*, Cádiz, Universidad de Cádiz.
- Pasquarè, F. y Pozzetti, M. (2007). Geological hazards, disasters and the media: The Italian case study. *Quaternary International*, 173-174, 166-171.
- Piñuel-Raigada, J.L. (2002). Epistemología, metodología y técnicas de análisis de contenido. *Estudios de Sociolingüística* 3(1), 1-42.
- Rico-Amoros, A.M., Olcina-Cantos, J. y Saurí-Pujol, D. (2009). Tourist land use patterns and water demand: evidence from the Western Mediterranean. *Land Use Policy*, 26, 493-501.
- Ruiz-Urrestarazu, E. (Dir.) (1998). *El clima del País Vasco a través de la prensa*. Vitoria: Servicio Vasco de Meteorología del Gobierno Vasco.
- Sala, M. (2009). Geography. En M. Sala (Ed.), *Geography-Volume I. Encyclopedia of Life Support Systems*, Barcelona, UNESCO.
- Tros-de-Ilarduya Fernández, M. (2013). Temporales marítimos y borrascas atlánticas en la provincia de Alicante: el caso de Benidorm. *Estudios Geográficos*, 74(274), 287-310.
- Tänzler, D., Feil, M. y Krömker, D. (2008). The challenge of validating vulnerability estimates: the option of media content analysis for identifying drought-related crises. *Regional Environmental Change*, 8,187-195. doi: 10.1007/s10113-008-0064-6
- World Tourism Organization (2016). *UNWTO Annual Report 2015*. Recuperado de http://cf.cdn.unwto.org/sites/all/files/pdf/annual_report_2015_lr.pdf

EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA (ET₀) Y CAMBIO CLIMÁTICO EN MÉXICO COMO HERRAMIENTA DE PLANEACIÓN DE LA ADAPTACIÓN

Alejandro Ismael MONTERROSO RIVAS, Jesús David GÓMEZ DÍAZ,
Antonio Rafael ARCE ROMERO, Miguel Ángel PALACIOS MENDOZA
y Lizeth Margarita LECHUGA GAYOSSO

Departamento de Suelos, Universidad Autónoma Chapingo. México.
aimrivas@correo.chapingo.mx

RESUMEN

Se presenta un estudio sobre evapotranspiración potencial (ETP) para México en condiciones actuales y con escenarios de cambio climático. Comprendió cinco modelos, tres horizontes de tiempo y dos RCP para 28 escenarios. El método aplicado fue Penman–Monteith y se calibró con una estación meteorológica con información medida. Los resultados muestran que actualmente la ETP va desde 460 hasta 2130mm con promedio nacional del orden de 1280mm anuales. En el horizonte cercano (2015-2039) con RCP de 4.5 para las zonas de más de 2000mm se estima que podrían aumentar 375% su superficie. En el horizonte medio (2040-2069) la misma región podría incrementar un 480% y para el horizonte lejano (2070-2099) se caracteriza por presentar valores extremos aún más drásticos. El valor máximo que se encontró en el año base es de 2129mm y el escenario de cambio climático más drástico alcanza los 2560mm. Por su parte, el valor más bajo actualmente es de 462mm y el escenario de cambio climático más drástico inicia en 947mm. Lo anterior corrobora que se esperan valores más elevados de ETP debido al aumento en temperaturas y disminución de la humedad relativa.

Palabras clave: ETP, evaporación, proyección, requerimientos hídricos, cultivos

ABSTRACT

A study on potential evapotranspiration (ETP) for Mexico is presented under current conditions and climate change scenarios. It comprised five models, three time horizons and two RCP's, for a total of 28 scenarios. The applied method was Penman–Monteith and it was calibrated with data from a weather station. The results show that the ETP currently ranges from 460 to 2130mm with national annual average of about 1280mm. In the near horizon (2015-2039) with a RCP 4.5 in areas of more than 2000mm, it was estimated an increase of 375% in surface. By middle horizon (2040-2069) the same region could increase 480% and the distant horizon (2070-2099) is characterized by even more drastic extremes. The maximum value found in the base year is 2129mm and the worst scenario of climate change reaches 2560mm. Meanwhile, the lowest value is currently 462mm and stage more drastic climate change starts at 947mm. This corroborates that higher values of ETP due to increased temperatures and decreased relative humidity are expected.

Key words: PET, evaporation, projection, water requirements, crops

1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento del balance hídrico es fundamental para definir los servicios ambientales hidrológicos proveídos por los ecosistemas. Con la información detallada del balance hídrico es posible comparar recursos específicos de agua en un sistema, en diferentes períodos de tiempo, y establecer el grado de su influencia en las variaciones del régimen natural. La comprensión del ciclo hidrológico mediante la estimación del volumen, en tiempo y espacio, es importante para encontrar el equilibrio entre los diferentes componentes del ecosistema (FAO, 2007). La cuenca como unidad de manejo, se cimienta en las evidencias del ciclo hidrológico: la lluvia, el escurrimiento superficial, la infiltración hacia los acuíferos, la evaporación y la transpiración de las plantas y animales, y de esa forma la naturaleza funge como protagonista hacia la integridad socioeconómica por el agua: cuenca arriba con cuenca abajo, cuerpos de agua superficiales como ríos, humedales, con los acuíferos y las cimas de las montañas con los valles.

A partir de un balance hídrico es posible hacer una evaluación cuantitativa del recurso agua y sus modificaciones por diversos factores y así determinar las zonas consideradas como potenciales para recarga de acuíferos (Dunne, 1978). También, es posible determinar el flujo de todas las variables, como lo es la evapotranspiración.

Se conoce como evaporación potencial (E_v) a la cantidad de vapor de agua que puede ser emitida desde una superficie libre con agua. Transpiración es la pérdida de agua liberada hacia la atmósfera a través de los estomas de las plantas. Evapotranspiración (ET) es la suma de las cantidades de agua evaporada desde el suelo y transpirada por las plantas. Evapotranspiración Real (ETR) es la cantidad de agua perdida por el complejo planta-suelo en las condiciones meteorológicas, edáficas y biológicas existentes. Evapotranspiración Potencial (ETP) es la máxima cantidad de agua capaz de ser perdida por una capa continua de vegetación que cubra todo el terreno, cuando es ilimitada la cantidad de agua suministrada al suelo. En estas últimas se incluye el tipo de cultivo y su fase de crecimiento y desarrollo (Ortiz-Solorio, 1987) y en particular sobre la última es sobre la que se presentan resultados en este trabajo. El objetivo del trabajo fue estimar la evapotranspiración actual y futura con escenarios de cambio climático, para conocer el cambio en la variable, tanto espacial como temporalmente, para que sirva como información base en la definición de programas de recomendación para cultivos con enfoque de adaptación al cambio climático.

2. MÉTODOS

El proceso se dividió en tres etapas: primero se estudió la evapotranspiración en una estación meteorológica (punto) y después se aplicó el método para todo el país (a partir de polígonos o áreas de influencia climática con cobertura espacial para todo el país) en condiciones actuales y con los escenarios de cambio climático. Las etapas son descritas a continuación:

Seleccionamos 37 estaciones meteorológicas (Tabla 1) distribuidas en el país, desde los 5 metros sobre el nivel del mar hasta los 2586, asegurando la represen-

tatividad de la mayoría de los grupos climáticos presentes en México. Se obtuvo la información climática del Extractor Rápido de Información Climática -ERIC versión III (IMTA, 2002), cuidando que las estaciones contaran con información climática completa sobre temperatura, humedad relativa, viento, insolación y radiación solar. Para cada estación se tomaron 10 años de información mensual de cada variable, comprendidos entre los años 1997 y 2012 (variando según cada estación). Con el objetivo de calibrar el método se tomó la estación Chapingo para comparar la ETo estimada con la información de evapotranspiración medida (con lisímetro), facilitando la calibración (Ojeda-Bustamante *et al.*, 2011).

Numero	Nombre de la estación	Altura (msnm)	Longitud	Latitud	Estado
30153	San Rafael	5	-96.869	20.194	Veracruz
18034	Santiago Ixcuintla	16	-105.203	21.814	Nayarit
25078	Rosario, Rosario	23	-105.860	22.990	Sinaloa
30107	Minatitlán	31	-94.559	17.989	Veracruz
6058	Tecomán	32	-103.874	18.908	Colima
27044	Teapa	40	-92.953	17.549	Tabasco
28086	San Fernando	49	-98.158	24.847	Tamaulipas
25015	Culiacán	61	-107.398	24.792	Sinaloa
30102	La Torre	97	-97.064	20.079	Veracruz
2056	San Vicente	104	-116.248	31.329	Baja California
28003	Aldama	127	-98.075	22.920	Tamaulipas
7200	Tapachula	156	-92.261	14.910	Chiapas
28084	San Carlos	468	-98.947	24.585	Tamaulipas
7094	La Mesilla	620	-92.287	16.184	Chiapas
2035	Ojos Negros	697	-116.265	31.912	Baja California
14019	Autlán	914	-104.369	19.771	Jalisco
18038	Tepic	916	-104.883	21.500	Nayarit
2121	El Hongo	1050	-116.303	32.516	Baja California
30179	Teocelo	1181	-96.974	19.386	Veracruz
30026	Coatepec	1182	-96.944	19.456	Veracruz
8044	Delicias	1227	-105.464	28.100	Chihuahua
7055	Finca Chayabe	1415	-91.711	16.381	Chiapas
16165	Uruapan	1595	-102.052	19.395	Michoacán
11028	Irapuato	1715	-101.348	20.670	Guanajuato
11060	Salvatierra	1748	-100.886	20.215	Guanajuato
11009	Celaya	1757	-100.815	20.529	Guanajuato
32059	Villa De Cos	1982	-102.344	23.289	Zacatecas
21035	Puebla	2135	-98.193	19.013	Puebla
15170	Chapingo	2251	-98.886	19.485	México
32054	Sombrerete	2302	-103.640	23.635	Zacatecas
30032	Coscomatepec	2382	-97.046	19.720	Veracruz
30128	Perote	2385	-97.248	19.581	Veracruz
20342	San José del Pacifico	2467	-96.500	16.167	Oaxaca
15009	Atlacomulco	2526	-99.883	19.800	México
29035	Calpulalpan	2586	-98.564	19.586	Tlaxcala

Tabla 1. Estaciones meteorológicas, coordenadas geográficas y altitud.

El cálculo de ETo fue con base en la metodología propuesta por Penman-Monteith adoptada por FAO (Allen *et al.*, 2010) de acuerdo con la ecuación:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (1)$$

En donde ETo es la evapotranspiración de referencia (mm/día); R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo (MJ/m²/día); R_a es radiación extraterrestre (mm/día); G es el flujo de calor del suelo (MJ/m²/día); T es la temperatura media del aire a 2 m de altura (°C), u_2 es la velocidad del viento a 2 m de altura (m/s); e_s se refiere a la presión de vapor a saturación (kPa); e_a la presión real de vapor (kPa); $e_s - e_a$ es el déficit de presión de vapor; Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor (kPa/°C) así como γ es una constante psicrométrica (kPa/°C).

Toda vez que se calibró una estación se aplicó la fórmula para todo el país en 313,283 áreas de influencia climática (AIC) mejor descritas en Gómez (2008). Cabe señalar que no se utilizó interpolación espacial. Para cada una de las AIC se calculó la ETo actual y futura bajo escenarios de cambio climático. Todos los cálculos de ETo fueron de acuerdo con el método de Penman–Monteith y la fórmula 1.

Finalmente se aplicaron los escenarios de cambio climático (Fernandez *et al.*, 2009) para cinco modelos: HadGEM2-ES (Inglaterra), GFDL_CM3 (Estados Unidos), MPI-ESM-LR (Alemania), CNRMCM5 (Francia) y el ensamble mexicano REA (*reliability ensemble averaging*); tres horizontes de tiempo: cercano (2015-2039), medio (2039-2069) y lejano (2075-2099); además de dos escenarios de concentración (*representative concentration pathways*) RCP: 4.5 y 8.5 W/m². Lo anterior implicó trabajar con 28 escenarios de cambio climático en total.

3. RESULTADOS

ETo, condiciones actuales. Las regiones que presentan valores más altos de ETo son el noroeste, la península de Baja California, los estados costeros de sur y Golfo, así como la península de Yucatán. Los valores más bajos de ETo estimados se relacionan con los sistemas montañosos como la Sierra Madre Oriental y Occidental, el Sierra Transversal y la Sierra Madre del Sur, principalmente (Figura 1). La ETo para el escenario base va de 460mm en las zonas de alta montaña del Pico de Orizaba a 2130mm en el norte de Sinaloa. Lo anterior resulta en una diferencia de 1670mm entre ambos valores extremos para el país. En el 67% del territorio nacional se pueden observar de 1200 a 1600mm anuales y en el 7% más de 1800mm y menos de 1000mm anuales en otro 7% de la superficie nacional. El promedio nacional es del orden de los 1280mm y la desviación estándar fue de 218mm.

Horizonte cercano de cambio climático (2015-2039). La clase de menos de 1000 mm anuales disminuye 7,369,072.07 has en promedio en relación al escenario base, lo cual representa una disminución del 97.68%. En un escenario RCP de 4.5 el modelo HADGEM pronostica una mayor disminución de dicha clase con 98.49%, mientras que el modelo CNRM es el más amigable con 94.49%. Dentro del RCP 8.5 el modelo GFDL reporta la mayor disminución con 99.06%, mientras que el modelo CNRM

sigue siendo el más bajo con una disminución en 94.86%. El rango de 1400 a 1600 mm resulta ser el más estable con un promedio de aumento de 10.05% en todos los escenarios, con una desviación estándar de 1.89%. La clase de más de 2000 mm de ETP reporta un aumento de 1,974,605.54 has en promedio, representando un aumento de 374.89% en comparación con el mismo rango del escenario base. En un escenario RCP de 4.5, el modelo GFDL pronostica el mayor aumento con 438.09%, mientras que el modelo CNRM pronostica el menor con 234.44%.

Figura 1: ET0 para condiciones de año base (cada 200mm)

Horizonte medio de cambio climático (2040-2069). En el horizonte medio la clase de menos de 1000 mm de ETP disminuye en 99.7% en promedio. Tanto para el RCP 4.5 como 8.5 el modelo GFDL reporta la mayor disminución, mientras que el CNRM pronostica la menor reducción. La clase que en el horizonte cercano permanecía relativamente estable con un aumento de 10.05% (de 1400 a 1600 mm), en este horizonte disminuye en un 13.77% aunque presenta una desviación estándar de 13.12% lo que implica una gran variación en los valores. El modelo GFDL reporta la mayor disminución en ambos RCP 4.5 y 8.5, con 22.03 y 31.26% respectivamente. El rango de más de 2000 mm aumenta en un 1039.33% en promedio, es decir, 665% más que el horizonte cercano. En una concentración RCP de 4.5, el modelo GFDL pronostica el mayor aumento con 1090.5% en relación al escenario base. No obstante, el modelo MPI proyecta sólo un 483.87% de cambio.

Horizonte lejano de cambio climático (2070-2099). El caso del horizonte lejano se caracteriza por presentar valores extremos aún más drásticos. En el caso del rango de menos de 1000 mm de ETP, prácticamente en todos los escenarios y modelos desaparece con un 99.83 % de disminución. El rango de 1400 a 1600 mm proyecta un 33.68 % de disminución en promedio, 20 % más que el horizonte medio y 43 % más que el horizonte cercano. Esto implica que la superficie que anteriormente proyectaba

una ETP más baja se estaría moviendo hacia rangos superiores de ETP. Por otro lado, el rango de más de 2000 mm aumenta drásticamente pues en promedio se proyecta un 2799.22 % más que el escenario base. En un RCP de 4.5, el modelo GFDL proyecta los mayores cambios con 1496.14 % a diferencia del MPI que arroja un 741.36 %. Finalmente, bajo un RCP 8.5 el modelo HADGEM pronostica el mayor incremento con 6211 %, mientras que el modelo CNRM pronostica sólo un 2026.81 % de cambio. No obstante, la desviación estándar de este rango resulta en 2017.44 %. La línea de tendencia del escenario base tiene un pico de superficie en el rango de 1400 a 1600 mm, mientras que el pico de superficie en el caso de los modelos de cambio climático se presenta en el rango de 1600 a 1800 mm. Además, el valor máximo de ETP base es de 2128.54 mm, mientras que el máximo en el peor escenario de cambio climático alcanza los 2559.66 mm, es decir, una diferencia de 431 mm de ETP. El valor mínimo en el escenario base fue de 461.5 mm, mientras que en el peor escenario de cambio climático apenas llega a los 947.45, es decir, reporta una diferencia de 485.95 mm. Esto denota un evidente “corrimiento” generalizado de la ETP en los diferentes escenarios de cambio climático, siendo claramente visible en la gráfica anterior.

Figura 2: Superficie ocupada por rango de ETo para escenario en horizonte a) corto, b) medio y c) largo de cambio climático

Figura 3: Superficie ocupada (%) de clases de ETo, actual y potencial con cambio climático (todos los escenarios futuros)

La tendencia general de ETP es a aumentar los valores extremos, así como la superficie que presenta rangos altos. El modelo HADGEM resultó arrojar valores más altos de ETP en los horizontes lejanos, mientras que para horizonte cercano y medio fue el modelo GFDL. El modelo CNRM resultó proyectar los valores más bajos dentro de los escenarios de cambio climático en cuanto a ETP respecta. El horizonte cercano presentó en promedio un 48.44 % de cambio, mientras que el medio un 176.5 % y el lejano un 447.11 %. Ello indica que a medida que varían los horizontes futuros, la ETP presenta incrementos acelerados.

Figura 4. Escenarios de evapotranspiración comparados con el año base: horizonte corto (líneas grises claro), horizonte medio (líneas grises medio), horizonte lejano (líneas grises oscuro) y media de todos los escenarios de cambio climático (línea roja)

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero del Centro de Investigación en Medio Ambiente y Recursos Naturales –CIRENAM-, al programa PROFONI y proyectos Estratégicos Institucionales, de la Universidad Autónoma Chapingo.

REFERENCIAS

- Allen, C., Macalady, A., Chenchouni, H., Bachelet, D., McDowell, N., Vennetier, M., Kizberger, T., Rigling, A., Breshears, D., Hogg, E., Gonzalez, P., Fensham, R., Zhang, Z., Castro, J., Demidova, N., Lim, J., Allard, G., Running, S., Semerci, A., Cobb, N., 2010. A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests. *For. Ecol. Manage.* 259, 660–684.
- Dunne, T., 1978. *Water in environmental planning*. W. H. Freeman and Co, New York, USA.
- FAO, 2007. Cambio climático y seguridad alimentaria: un documento marco. FAO, Roma, Italia.
- Fernandez, E.A., Zavala, H.J., Romero, C.R., 2009. Atlas Climático Digital de México. [WWW Document]. URL <http://uniatmos.atmosfera.unam.mx>
- Gómez-Díaz, J., Etchevers-Barra, J., Monterroso-Rivas, A., Gay-García, C., Campo-Alves, J., Martínez-Menes, M., 2008. Spatial estimation of mean temperature and precipitation in areas of scarce meteorological information. *Atmósfera* 21, 35–56.
- IMTA, 2002. Extractor rápido de información meteorológica (ERIC). Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Morelos, México.
- Ojeda-Bustamante, W., Sifuentes-Ibarra, E., Íñiguez-Covarrubias, M., Montero-Martínez, M., 2011. Impacto del cambio climático en el desarrollo y requerimientos hídricos de los cultivos. *Agrociencia* 45, 1-11.
- Ortiz-Solorio, C., 1987. Elementos de agrometeorología cuantitativa con aplicaciones en la República Mexicana. Departamento de Suelos. Universidad Autónoma Chapingo, Chapingo, México.

LOS TIPOS SINÓPTICOS DE JENKINSON & COLLISON Y LA INTENSIDAD DE LA ISLA DE CALOR BARCELONESA

Javier MARTÍN-VIDE, M^a Carmen MORENO GARCÍA, Víctor M. ARTOLA
y M^a José CORDOBILLA

Grupo de Climatología. Universidad de Barcelona.

jmartinvide@ub.edu, mcmoreno@ub.edu, victorm.artola@gmail.com, mj.cordobilla@gmail.com

RESUMEN

Las islas de calor urbanas (ICU) intensas han adquirido el carácter de riesgo durante las olas de calor en las aglomeraciones urbanas de latitudes medias, al agravar las condiciones de calor excesivo en horario nocturno, con efectos nocivos en la salud de personas mayores o enfermas. La intensidad de la ICU depende de factores geográficos, urbanos, temporales y meteorológicos. Con respecto a estos últimos, las ICU intensas se dan con viento flojo o en calma y cielos despejados o poco nubosos, condiciones que se asocian a situaciones anticiclónicas. Para verificar esta hipótesis en el caso del Área Metropolitana de Barcelona, se ha utilizado: (1) La clasificación sinóptica objetiva de Jenkinson y Collison, usando una rejilla de 16 puntos, para el período 2004-2010, y (2) las diferencias entre las temperaturas mínimas diarias de los observatorios de Barcelona (Vila Olímpica) y el aeropuerto de Barcelona de AEMET para los días del mismo período, como indicador de la intensidad de la ICU. El tipo sinóptico que presenta el mayor promedio de las diferencias es la advección del suroeste anticiclónica, con 2,7°C. A medida que la ICU es más intensa, superior a 5,0°C, el predominio del tipo anticiclón y de las advecciones anticiclónicas es más marcado.

Palabras clave: Área Metropolitana de Barcelona, Clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison, isla de calor urbana, riesgo climático.

ABSTRACT

The urban heat islands (ICUs) intense have acquired the status of risk during heat waves in urban mid-latitude agglomerations. They intensify the conditions of excessive heat at night, with harmful effects on the health of the old or sick people. The ICU intensity depends on geographical, urban, temporal and meteorological factors. With regard to the latter, the intense ICUs occur with light winds or calm, and clear skies or slightly cloudy, that are associated with anticyclonic conditions. To verify this hypothesis in the case of the Barcelona Metropolitan Area, it has been used: (1) The objective weather-types classification of Jenkinson and Collison, using a grid of 16 points, for the period 2004-2010, and (2) the differences between the minimum daily temperatures of the meteorological stations of Barcelona (Vila Olímpica) and Barcelona airport (AEMET) for the days of the same period, as an indicator of the intensity of the ICU. The synoptic type having the highest average of the differences is the anticyclonic southwest advection, with 2,7°C. As the ICU is more intense, e.g. more than 5.0° C, the prevalence of the anticyclone and anticyclonic advections types is starker.

Key words: Barcelona Metropolitan Area, climatic hazard, Jenkinson and Collinson's weather type classification, urban heat island

1. INTRODUCCIÓN. LA ISLA DE CALOR COMO RIESGO CLIMÁTICO POR CAUSA DEL CALENTAMIENTO GLOBAL.

Una de las cuestiones planteadas recientemente en Climatología urbana, en el contexto del cambio climático, es el posible aumento de la intensidad de las islas de calor urbanas (ICU) por causa del calentamiento global. La cuestión tiene un gran interés: (1) Por tratarse de la interrelación entre dos escalas climáticas; (2) de cara a facilitar la detección de la señal del calentamiento global en las series térmicas de las ciudades, o, inversamente, la corrección del efecto urbano en las citadas series; y (3) por el posible agravamiento de los efectos negativos de las ICU en la salud humana durante los episodios de ola de calor.

El tercer aspecto, de producirse, reforzaría la consideración de la ICU como riesgo climático bajo ciertas condiciones meteorológicas. En los centros de las ciudades españolas del este y de la mitad sur peninsular no eran desconocidas algunas noches aisladas con temperaturas mínimas iguales o superiores a 25°C, noches que, de momento, no han recibido una denominación “oficial” específica (a diferencia de las noches tropicales, con temperatura mínima superior a 20°C). Algunas olas de calor recientes, como la de San Juan a Santiago de 2015, entre las fechas onomásticas citadas, aproximadamente, han dado lugar a varias noches seguidas con temperaturas mínimas iguales o superiores a 25°C en los barrios centrales de algunas ciudades, como es el caso de Barcelona. Estas condiciones térmicas nocturnas provocan un acusado estrés térmico, si no se dispone de aire acondicionado, con efectos negativos en la salud humana. Piénsese que en el interior de las viviendas, bajo esas condiciones meteorológicas, la temperatura suele ser superior. Una habitación de un piso alto mirando a poniente alcanza valores térmicos por encima de los 30°C durante la noche y la primera mitad de la madrugada.

Algunos investigadores han señalado que el calentamiento global no aumentará la intensidad de las ICU, es decir, la diferencia entre el centro urbano y la periferia, pero sí su gravedad en cuanto a valores nocturnos muy elevados en los barrios centrales. El hecho de que no aumente la intensidad se atribuye al desecamiento edáfico por el calentamiento de los sectores periféricos con suelo no impermeabilizado, con lo que disminuirá en ellos la pérdida de calor latente, una de las causas que realza, por contraste, la isla de calor (Hamdi *et al.*, 2015). Suponiendo una ciudad sin variación poblacional y en la que no cambien ni los materiales de construcción, ni el SVF (factor de visión del cielo), ni la configuración de los edificios y calles, por un lado, y en la que la velocidad media del viento sea parecida y los valores de contaminación atmosférica se mantengan en niveles similares, la única causa de variación de la intensidad de la ICU es la referente a la mayor pérdida de calor latente en la periferia que en el centro de la ciudad. Sin embargo, aun sin aumentar la intensidad de la ICU, si las temperaturas globales son más elevadas, los valores térmicos en los barrios centrales de las ciudades pueden alcanzar, con el plus de la ICU, cotas peligrosas para personas mayores o con enfermedades crónicas o episódicas. Es reconocido en este sentido que la falta o la dificultad de un descanso nocturno reparador produce estrés por calor y

debilita los organismos y los expone a las complicaciones derivadas de enfermedades de base o de la propia edad. Así, las estadísticas de mortalidad durante los episodios de ola de calor son bien concluyentes, con aumentos notables sobre el promedio de muertos según el momento del año (Gabriel y Endlicher, 2011; Lemonsu *et al*, 2015). Se ha venido pensando que en la mortalidad por ola de calor las temperaturas máximas eran prácticamente la única causa, cierta en el caso de los golpes de calor fatales y en otros, pero, al alimón con ellas, hay que unir el efecto, relativamente silente, pero influyente de las temperaturas mínimas elevadas, o sea, del exceso de calor nocturno. Algunos estudios hablan ya de un efecto sinérgico combinado entre la isla de calor con estos episodios de olas de calor, que agravarían las condiciones térmicas en las ciudades (Li y Bou-Zeid, 2013).

En el presente trabajo se busca confirmar la hipótesis de que las situaciones sinópticas que potencian la ICU en el Área Metropolitana de Barcelona son predominantemente anticiclónicas, en especial en el caso de las más intensas, para lo que se usa una clasificación de situaciones sinópticas objetiva. Si la intensidad de la ICU es sensible a la situación sinóptica, la predicción meteorológica se erige en una herramienta imprescindible para la alerta ante los casos en los que el citado fenómeno pueda constituir un riesgo para la población.

2. METODOLOGÍA

Los pasos metodológicos seguidos para este estudio han sido los siguientes:

- 1) Elección de la clasificación objetiva de Jenkinson y Collison (1977)(J&C)(ver Anexo) y aplicación de la misma para clasificar sinópticamente los días del período 2004-2010, en total 2.286 fechas con datos térmicos disponibles y validados en las estaciones meteorológicas automáticas de AEMet de Barcelona (Vila Olímpica) y del aeropuerto de Barcelona.
- 2) Cálculo de las diferencias entre las temperaturas mínimas de las 2.286 fechas de las dos estaciones meteorológicas citadas, como indicador de la intensidad de la ICU barcelonesa (Martín-Vide *et al*, 2015).
- 3) Cálculo del promedio de las diferencias entre las temperaturas mínimas de las dos estaciones citadas para las fechas con cada uno de los 27 tipos sinópticos de J&C.
- 4) Determinación de los tipos sinópticos de J&C que suavizan y potencian la intensidad de la ICU en la AMB.
- 5) Cálculo porcentual de los tipos sinópticos de las fechas con una diferencia entre las temperaturas mínimas de los observatorios analizados igual o superior a 4,0°C, 5,0°C y 5,5°C.

La clasificación de J&C es una clasificación de situaciones sinópticas (*weather types*) objetiva o automática, cuyos tipos se obtienen siguiendo un algoritmo compuesto por unas reglas definidas, de modo que no interviene la subjetividad del operador, siendo así sus resultados reproducibles y transferibles. La clasificación de J&C contiene 27 tipos obtenidos a partir de la presión atmosférica en superficie en un retículo de 9, 16 o más puntos que englobe el área objeto de estudio. En nuestro caso, se ha usado el retículo octogonal de 16 puntos con puntos extremos en los paralelos 30°N y 50°N y en los meridianos 20°W y 10°E utilizado en Meseguer (2015)(figura 1).

Figura 1: Retículo octogonal de 16 puntos usado para la clasificación sinóptica de Jenkinson y Collison. Fuente: Meseguer (2015).

La descripción básica de los 27 tipos de J&C se resume en la tabla 1. Los correspondientes modelos isobáricos se representan en la figura 2.

<p>N, NE, E, SE, S, SW, W y NW: Advecciones puras del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW, respectivamente, constituidas por un haz de isobaras dispuestas rectilíneamente sobre la Península Ibérica marcando flujos de viento de las citadas direcciones.</p> <p>AN, ANE, AE, ASE, AS, ASW, AW y ANW: Advecciones mixtas de carácter anticiclónico del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW, respectivamente, constituidas por isobaras con curvatura anticiclónica sobre la Península Ibérica marcando flujos de viento de las citadas direcciones.</p> <p>CN, CNE, CE, CSE, CS, CSW, CW y CNW: Advecciones mixtas de carácter ciclónico del N, NE, E, SE, S, SW, W y NW, respectivamente, constituidas por isobaras con curvatura ciclónica sobre la Península Ibérica marcando flujos de viento de las citadas direcciones.</p> <p>A: Anticiclón centrado sobre la Península Ibérica.</p> <p>C: Depresión o borrasca centrada sobre la Península Ibérica.</p> <p>U: Campo de presión en superficie poco definido, sin apenas gradiente bórico, caracterizado por la ausencia de isobaras o la presencia de algunas laxas (pantano barométrico).</p>

Tabla 1: Descripción básica de los tipos de Jenkinson y Collison. Fuente: Elaboración propia.

Figura 2: Configuración isobárica básica de los 27 tipos sinópticos de Jenkinson y Collison sobre la Península Ibérica. (Las flechas representan isobaras). Fuente: Elaboración propia.

3. RESULTADOS

En la tabla 2 se presentan el número de casos por cada tipo sinóptico de J&C, el porcentaje sobre el total y la diferencia media entre las temperaturas mínimas de los observatorios de Barcelona Vila Olímpica y el aeropuerto de Barcelona de los 2.286 días analizados. Solo tres tipos engloban más del 40% del total de días: El A (19,4%), el C (12,3%) y el E (10,9%). Excepto el tipo CS, el menos frecuente, todos los demás contienen al menos 20 casos.

<i>Tipo de Jenkinson y Collison</i>	<i>Nº</i>	<i>%</i>	<i>Media Dif.Mínimas BCN-V.Olímp.y el aerop.</i>
N (Advectivo del N)	84	3,7	1,6
NE (Advectivo del NE)	97	4,2	1,4
E (Advectivo del E)	249	10,9	1,5
SE (Advectivo del SE)	120	5,2	2,0
S (Advectivo del S)	45	2,0	1,9
SW (Advectivo del SW)	81	3,5	2,1
W (Advectivo del W)	98	4,3	2,2
NW (Advectivo del NW)	95	4,2	1,7
AN (Advect. del N anticiclónico)	23	1,0	1,7
ANE(Advect del NE anticiclónico)	28	1,2	2,1
AE (Advect. del E anticiclónico)	61	2,7	2,2
ASE(Advect. del SE anticiclónico)	37	1,6	2,2
AS (Advect. del S anticiclónico)	23	1,0	2,2
ASW(Advec.del SW anticiclónico)	21	0,9	2,7
AW (Advect. del W anticiclónico)	29	1,3	2,0
ANW(Advec.del NW anticiclónico)	35	1,5	2,2
CN (Advect. del N ciclónico)	28	1,2	1,1
CNE (Advect. del NE ciclónico)	42	1,8	1,0
CE (Advect. del E ciclónico)	57	2,5	1,3
CSE (Advect. del SE ciclónico)	27	1,2	1,5
CS (Advect. del S ciclónico)	9	0,4	2,3
CSW (Advect. del SW ciclónico)	20	0,9	1,9
CW (Advect. del W ciclónico)	38	1,7	2,5
CNW (Advect. del NW ciclónico)	38	1,7	1,5
A (Anticiclón)	444	19,4	1,9
C (Depresión)	282	12,3	1,3
U (Indeterminado)	175	7,7	1,3
Total	2.286	100	

Tabla 2: Diferencia media entre las temperaturas mínimas de Barcelona-Vila Olímpica y el aeropuerto de Barcelona según los tipos sinópticos de Jenkinson y Collison, en el periodo 2004-2010. Fuente: Elaboración propia.

A la vista de la tabla 2, y considerando como tipos sinópticos que potencian la ICU en el Área Metropolitana de Barcelona los de promedios de las diferencias entre las temperaturas mínimas superiores a 2,0°C (valor en negrita en la tabla 2) y como tipos sinópticos que la suavizan, los inferiores a 1,5°C (valor en cursiva en la tabla 2), los principales resultados son:

- 1) La intensidad de la isla de calor del Área Metropolitana de Barcelona es sensible a la situación sinóptica, por lo que la predicción meteorológica es de gran importancia en la previsión de la intensidad de la misma en cada noche, así como en el establecimiento de alertas a la población en los casos críticos.
- 2) Todos los tipos sinópticos dan diferencias térmicas medias positivas entre las temperaturas mínimas de la ciudad y su periferia, lo que refleja la alta frecuencia y la notable intensidad de la ICU barcelonesa.
- 3) Los valores extremos de las diferencias térmicas medias van desde 1,0°C para la advección del nordeste ciclónica (CNE) hasta 2,7°C para la advección del suroeste anticiclónica (ASW), lo que supone un rango apreciable teniendo en cuenta que se trata de promedios.
- 4) Los tipos sinópticos que potencian la ICU son las advecciones del tercer cuadrante (SW y W) y los anticiclónicos mixtos (ANE, AE, ASE, AS, ASW y ANW), estos últimos asociados, casi siempre, a condiciones de estabilidad atmosférica, así como dos ciclónicos mixtos (CW y CS, este último con una representación residual). La presencia de tipos advectivos (mixtos) entre los que producen intensidades más altas ya fue señalada por Moreno-García (1994). El tipo A, o anticiclón puro, no aparece entre las situaciones sinópticas que potencian la ICU, presumiblemente por su alta frecuencia en la clasificación usada.
- 5) Los tipos sinópticos que producen islas de calor débiles o impiden el fenómeno son el tipo C, o ciclónico puro, el indeterminado (U), el advectivo del nordeste (NE) y los ciclónicos mixtos del primer cuadrante (CN, CNE y CE), la mayoría de ellos asociados a condiciones de inestabilidad atmosférica o atmósferas con estratificación neutra.

Con el objeto de indagar más en la hipótesis de partida se ha buscado qué tipos sinópticos son los de los días con las ICU más intensas. Para ello se identificaron las fechas con una diferencia entre las temperaturas mínimas de los dos observatorios empleados igual o superior a 4,0°C, 5,0°C y 5,5°C. Los 134 casos con una diferencia igual o superior a 4,0°C se distribuyeron así: 59 (44,0%) con los tipos A o advectivos anticiclónicos; 50 (37,3%) advectivos y 25 (18,7%) con los tipos C o advectivos ciclónicos. Los 29 casos con una diferencia igual o superior a 5,0°C presentaron la siguiente distribución: 14 (48,3%) con los tipos A o advectivos anticiclónicos; 8 (27,6%) advectivos y 7 (24,1%) con los tipos C o advectivos ciclónicos. Y los 7 casos con una diferencia igual o superior a 5,5°C ocurrieron con los tipos A o advectivos anticiclónicos en 6 casos (85,7%) y solo en uno con el tipo C. En resumen, a medida que la isla de calor es más intensa el predominio de los tipos sinópticos A y advectivos anticiclónicos es más predominante. Esta agrupación del tipo A y de los advectivos anticiclónicos está presente en 701 días en el período analizado, es decir, en un 30,7% del total de días, porcentaje significativamente inferior al de los casos con diferencias iguales o superiores a los tres umbrales establecidos para señalar las fechas con ICU intensas. Se concluye:

- 6) Cuanto más intensa es la isla de calor más presencia tienen los tipos A y advectivos anticiclónicos; por encima de 5,0°C están presentes en más del 50% de los casos.

4. CONCLUSIONES

Se ha confirmado la hipótesis de partida de que las situaciones sinópticas que potencian la ICU en el Área Metropolitana de Barcelona son predominantemente de carácter anticiclónico, en especial en el caso de las más intensas, sea el tipo anticiclón o las advecciones anticiclónicas.

La situación sinóptica con una mayor diferencia térmica media entre la ciudad y el aeropuerto es la advección del suroeste anticiclónica (ASW), con 2,7°C.

La predicción meteorológica ha de contemplarse como una herramienta imprescindible para la alerta, en el Área Metropolitana de Barcelona, ante los casos de ICU intensas en verano, que, en el contexto del cambio climático, pueden constituir un riesgo para la población.

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se ha desarrollado en el marco del Observatorio Metropolitano del Cambio Climático (METROBS) del Área Metropolitana de Barcelona, en concreto se vincula al proyecto “La isla de calor en el Área Metropolitana de Barcelona y la adaptación al cambio climático”, dirigido por el primer autor. Asimismo, se inserta en los trabajos del Grupo de Climatología (2014SGR300) de la Generalitat de Catalunya y emplea metodologías desarrolladas en el proyecto CSO2014-55799-C2-1-R del Ministerio de Economía y Competitividad. Gracias especiales a Óliver Meseguer por la base de datos de Jenkinson y Collison.

REFERENCIAS

- Gabriel, K.M. y Endlicher, W.R. (2011): Urban and rural mortality rates during heat waves in Berlin and Brandenburg, Germany. *Environmental Pollution*, 159(8-9), 2044-2050. doi: 10.1016/j.envpol.2011.01.016
- Grimalt, M.; Tomàs, M.; Alomar, G.; Martín-Vide, J. y Moreno-García, M. C. (2013): Determination of the Jenkinson and Collison's weather types for the western Mediterranean basin over the 1948-2009 period. Temporal analysis. *Atmosfera*, 26(1), 75-94. doi: 10.1016/S0187-6236(13)71063-4
- Hamdi, R.; Giot, O.; De Troch, R.; Deckmyn, A. y Termonia, P. (2015): Future climate of Brussels and Paris for the 2050s under the A1B scenario, *Urban Climate*, 12, 160-182. doi:10.1016/j.uclim.2015.03.003
- Lemonsu, A.; Vigié, V.; Daniel, M. y Masson, V. (2015): Vulnerability to heat waves: Impact of urban expansion scenarios on urban heat island and heat stress in Paris (France). *Urban Climate*, 14(4), 586-605. doi:10.1016/j.uclim.2015.10.007
- Li, D. y Bou-Zeid, E. (2013): Synergistic interactions between urban heat islands and heat waves: the impact in cities is larger than the sum of its parts. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, 2051-2064. doi: 10.1175/JAMC-D-13-02.1

- Martín-Vide, J.; Sarricolea, P. y Moreno-García, M.C. (2015): On the definition of urban heat island intensity: the “rural” reference. *Front. Earth Sc.*, 3:24. doi: 10.3389/feart.2015.00024
- Meseguer, Ó. (2015): La fractalidad temporal de la precipitación en la España Peninsular y Baleares, Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- Moreno-García, M.C.(1994): Intensity and form of the urban heat island in Barcelona. *Int. Jour. of Climatology*, 14, 705–710. doi:10.1002/joc.33701.40609

ANEXO: La clasificación objetiva de Jenkinson y Collison

La clasificación de Jenkinson y Collison se basa en 7 variables deducidas exclusivamente a partir de la presión atmosférica en superficie. Estas variables son:

W, componente zonal del viento (superficial) geostrófico, calculada, por ejemplo, como gradiente de presión, por ejemplo, entre 35° y 45°N para la Península Ibérica;

S, componente meridiana del viento (superficial) geostrófico, calculada, por ejemplo, como gradiente de presión, por ejemplo, entre 0° y 10°W para la Península Ibérica;

D, dirección del viento (° azimut);

F, velocidad del viento (m/s);

ZW, componente zonal de la vorticidad;

ZS, componente meridiana de la vorticidad;

Z, vorticidad total.

Para el ámbito de la Península Ibérica puede usarse el retículo octogonal de 16 puntos, P01, P02, P03,...,P16 de la figura 1, cuyos puntos son intersecciones de los paralelos 30°, 35°, 40°, 45° y 50°N con los meridianos 10°E, 0°, 10°W y 20°W, exceptuando los vértices del retículo. Podrían usarse otros retículos (Grimalt *et al*, 2013). Conociendo la presión atmosférica en superficie en los 16 puntos, sean, usando la misma notación, P01, P02, P03,...,P16, se hallan los valores de las 7 variables. Las expresiones analíticas empleadas para su cálculo son las siguientes (Meseguer, 2015):

$$W = 0,5(P12+P13)-0,5(P4+P5)$$

$$S = 1,3052[0,25(P5+2P9+P13)-0,25(P4+2P8+P12)]$$

$$D = \arctg (W/S)$$

$$F = (W^2+S^2)^{1/2}$$

$$ZW = 1,1207[0,5(P15+P16)-0,5(P8+P9)]-0,909[0,5(P8+P9)-0,5(P1+P2)]$$

$$ZS = 0,852[0,25(P6+2P10+P14)-0,25(P5+2P9+P13)-0,25(P4+2P8+P12)+0,25(P3+2P7+P11)]$$

$$Z = ZW + ZS$$

A partir de los valores de estas 7 variables se aplican las 5 reglas del método de Jenkinson y Collison siguientes:

- 1) La dirección del flujo viene dada por D (se usa una rosa de vientos de 8 rumbos y se tiene en cuenta el signo de W y de S).
- 2) Si $|Z| < F$, existe un tipo advectivo o direccional puro, definido según la regla 1 (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW).
- 3) Si $|Z| > 2F$, existe un tipo ciclónico (C), si $Z > 0$, o anticiclónico (A), si $Z < 0$.
- 4) Si $F < |Z| < 2F$, existe un tipo híbrido, según el signo de Z (regla 3) y la dirección del flujo (regla 1) (CN, CNE, CE, CSE, CS, CSW, CW, CNW, AN, ANE, AE, ASE, AS, ASW, AW y ANW).
- 5) Si $F < 4,8$ y $|Z| < 4,2$, existe un tipo indeterminado (U).

De este modo se obtienen los 27 tipos.

(Hay que indicar que las constantes de la regla 5 pueden variar dependiendo del realce que quiera darse al tipo indeterminado)

LA ISLA DE CALOR URBANO DE MADRID DURANTE LA OLA DE CALOR DE JULIO 2015

Domingo F. RASILLA ÁLVAREZ¹, Fernando ALLENDE ÁLVAREZ²
y Felipe FERNÁNDEZ GARCÍA²

¹ Depto. de Geografía, Urbanismo y OT, Universidad de Cantabria.

² Depto. de Geografía, Universidad Autónoma de Madrid.

domingo.rasilla@unican.es, fernando.allende@uam.es, felipe.fernandez@uam.es

RESUMEN

Este trabajo analiza la isla de calor urbana de Madrid durante julio de 2015. Los registros históricos de temperatura confirman que siguió el patrón de anteriores eventos: número elevado de días muy cálidos, pero sin alcanzar records absolutos, y noches muy cálidas. El fenómeno de la isla de calor atmosférica estuvo presente casi todas las noches con una notable magnitud (entre 2-4°C); por el contrario, durante las horas diurnas se registró una isla de frescor relativamente suave (< 1°C). Las imágenes de satélite revelan que el campo térmico superficial experimentó idéntico ciclo diario, estrechamente ligado a los usos del terreno, con la formación de una isla de calor nocturna de una magnitud similar a la atmosférica, y una isla de frescor diurna igual de potente. La correlación entre la evolución temporal de ambas manifestaciones, al igual que el contraste especial durante la noche más cálida, revela un comportamiento similar durante las horas nocturnas, lo cual ofrece perspectivas interesantes para la integración de ambas variables en estudios aplicados.

Palabras clave: Madrid, ola de calor, isla de calor urbano, Teledetección, MODIS.

ABSTRACT

This paper analyzes Madrid's Urban Heat Island, comparing air and land surface temperature records during July 2015. The long-term analysis of temperature records from Retiro confirms a long spell of very warm days, without diurnal breaking records, but very hot nights. The atmospheric UHI was a permanent feature, reaching 2-4°C on average; by day, a "cool" island was also detected, but weaker. Satellite images reveal an identical daily cycle, closely related to land uses, the "diurnal cool island" becoming as intense as the nocturnal UHI. The temporal correlation among both UHI's in two selected locations, as well as its spatial structure during the warmest night shows good agreement, offering interesting perspectives for the integration of both variables in applied studies.

Key words: Madrid, Heat wave, Urban Heat island, remote sensing, MODIS

1. INTRODUCCIÓN

La isla de calor urbano, esto es, la diferencia de temperatura entre un núcleo urbano y sus alrededores, es un fenómeno común sobre múltiples localidades del planeta (Arnfield, 2003). El método de análisis tradicional ha sido la comparación entre los

registros de la temperatura del aire de estaciones urbanas y rurales, o bien mediante transectos. Un método alternativo es la obtención de información térmica de la superficie terrestre, a través de sensores instalados en plataformas aerotransportadas. Éstos proporcionan información con mayor resolución espacial que las observaciones tradicionales. En comparación con otras plataformas (pe. ASTER o LANDSAT), su menor resolución espacial ($\sim 1 \text{ km}^2$) es compensada por una mayor resolución temporal (dos pasadas diarias), lo que permite estudiar la evolución del fenómeno tanto a escala anual como interanual, al disponerse de series de más de 15 años. Este producto ya ha sido usado en investigaciones sobre la UHI en ciudades de tamaños y climas diversos, por ejemplo en Europa (Pongracz *et al.*, 2006; Cheval y Dumitrescu, 2009) y Asia (Hung *et al.*, 2006).

Dado la creciente necesidad de adaptación a las consecuencias del calentamiento global en un contexto de envejecimiento de la población en el mundo desarrollado, y de crecimiento urbano explosivo en el resto, es necesario ofrecer un conocimiento lo más detallado posible de la dinámica espacio-temporal de este fenómeno para su incorporación en estudios sobre los riesgos en espacios urbanos (Rizwan *et al.*, 2008). La vulnerabilidad de las áreas urbanas durante eventos extremos como las olas de calor ha quedado plenamente demostrada (Basu and Samet, 2002; Conti *et al.*, 2005). El objetivo de esta aportación es investigar las características de la isla de calor de Madrid durante el mes de julio de 2015, en un contexto de ola de calor, comparando la isla de calor atmosférica con la superficial.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los registros de temperatura del aire fueron proporcionados por la red sinóptica convencional de AEMET, utilizándose tanto las históricas (1861-2015) de temperatura diaria (máxima y mínima) como los valores diarios y horarios correspondientes a julio de 2015.

El análisis de la isla de calor superficial se ha llevado a cabo mediante el producto MYD11A1 (V5)-MODIS/Aqua Land Surface Temperature and Emissivity Daily L3 Global 1 km Grid SIN. Aunque el sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) está instalado en dos plataformas, Aqua y Terra, sólo se ha hecho uso de la primera, ya que su hora de paso (01:30 y 13:30) es más cercana a los momentos de máxima intensidad de la isla de calor urbana. Estudios previos han confirmado la precisión del producto MODIS LST (superior a 1°C en el intervalo $-10/50^\circ\text{C}$), particularmente bajo cielos despejados (Wan *et al.*, 2004), aún mejor durante la noche (Rigo *et al.*, 2006); el resto de detalles técnicos pueden ser consultados en la página web de la NASA (<https://lpdaac.usgs.gov/>). Las imágenes originales fueron sometidas a un análisis de control de calidad utilizando sólo aquellas con más del 90 % de los píxeles válidos; las causas más habituales de eliminación son los errores del sensor y la presencia de nubes. Para relacionar los usos del suelo con la temperatura superficial se cruzaron las imágenes de satélite con la base de datos Global Land Cover 2000 (European Commission, Joint Research Centre, <http://forobs.jrc.ec.europa.eu/products/glc2000/glc2000.php>). Ésta cubre todo el planeta, proporcionando 22 categorías con una resolución de 1 km^2 , obtenida a partir del sensor

VEGETATION (satélite SPOT 4). Los tipos de uso de suelo se inspiran en los criterios proporcionados por la FAO (Land Cover Classification System, LCCS).

Para la definición de las “olas de calor”, se utilizó la metodología aplicada por AEMET, que propone que la temperatura máxima diaria supere el centil 95 de la serie histórica de los meses de julio y agosto (periodo 1971-2000) durante al menos tres días consecutivos

3. CARACTERIZACIÓN TÉRMICA DE JULIO DE 2015

En este apartado se analizan las temperaturas del citado periodo en el marco de la evolución térmica secular, como avance de las condiciones esperables en la ciudad de Madrid si se cumplen las previsiones de los modelos climáticos, y las causas sinópticas que propiciaron dicho episodio de calor.

3.1. Caracterización térmica de julio 2015

Julio de 2015 estuvo caracterizado por anomalías positivas de la temperatura en gran parte de Europa, con especial incidencia sobre la mitad oriental de la Península Ibérica, Italia y Balcanes. En lo que respecta a su comportamiento específico sobre España (26,5°C, 2,5° C por encima del periodo 1981-2010) ha sido el mes más cálido nunca registrado (agosto de 2003 alcanzó 26,2°C; AEMET, 2015), aunque sólo un número reducido de localidades superó anteriores registros en las máximas absolutas. Los días más rigurosos fueron el 6 y el 7 de julio, cuando se alcanzaron valores por encima de los 45°C en el Guadalquivir y la mitad E de la península.

De acuerdo con el cuadro 1, el verano de 2015 se convirtió en el más cálido de todo el registro instrumental en el observatorio de Retiro, tanto en lo que hace referencia a las temperaturas máximas como a las mínimas. En comparación con 2003, las temperaturas máximas fueron 0,9°C más altas en 2015, frente a 0,1°C en lo que hace referencia a las mínimas. Las mayores diferencias se observan, de hecho, al contrastar la variabilidad diaria: 2003 fue un verano caracterizado por una menor variabilidad térmica, tanto en las máximas (desviación típica de 2003 3,4 frente a 2015, 4,3°C) como en las mínimas (2,7 frente a 3,1°C).

	1861-2014	1971-2010	2015	Efeméride anterior (yr)
T media (JJA)	22,9	23,8	26,5	26.2 (2003)
T media de las máximas (JJA)	29,0	30,0	33,3	32.7 (2009)
T media de las mínimas (JJA)	16,9	17,5	19,7	19.3 (2003)
T maxima absoluta (JJA)	40,6	40,0	40,2	40,6 (2012)
T mínima absoluta (JJA)	26,8	25,4	25,6	26,8 (1903)

Tabla 1: Valores térmicos más representativos del verano de 2015 con respecto a todo el periodo instrumental (1861-2014) y al periodo de referencia más reciente (1971-2000).

La notable variabilidad térmica del verano de 2015 se puede observar claramente en la evolución de las temperaturas máximas y mínimas del Retiro desde el 1 de junio hasta el 31 de agosto de 2015; la figura 1 también incluye sus diferencias respecto

a los valores umbrales ($36,0^{\circ}$ y 22°C). El verano comenzó, paradójicamente, con un ambiente fresco, ya que casi todo el mes de junio registró temperaturas ligeramente por debajo de los valores normales. No obstante, en la segunda quincena de junio, un espectacular ascenso de las temperaturas llevó a una primera ola de calor entre los días 27 y 30 de junio, en los que se alcanzó una temperatura máxima de $39,6^{\circ}\text{C}$. El periodo más prolongado y severo se extendió entre el 3 y el 17 de julio, alcanzándose una máxima de $40,2^{\circ}\text{C}$ el 6 de julio (acompañado de una mínima la noche siguiente de $25,2^{\circ}\text{C}$). Aunque en la segunda mitad de julio se produjeron 3 episodios más de calor, estuvieron separados por periodos más prolongados de amortiguación térmica.

Figura 1: Evolución de las temperaturas máximas y mínimas desde el 1 de junio hasta el 31 de agosto de 2015 (línea) y anomalías diarias (barras) con respecto al periodo normal 1971-2010.

3.2. Caracterización sinóptica

Un rasgo compartido por las olas de calor en la Meseta Meridional es una circulación anticiclónica (figura 2); ésta favorece la advección de aire desde el N de África o el Atlántico subtropical; una subsidencia generalizada, que propicia un calentamiento adiabático adicional y valores elevados de radiación solar (García *et al*, 2002). El mapa de la topografía de 500 hPa muestra una amplia dorsal, con un eje ligeramente inclinado de SSW a NNE. El mapa de la temperatura a 850 hPa, con anomalías superiores a 5°C , muestra la potencia del evento.

Figura 2: Topografía de la superficie de 500 hPa y anomalía de la temperatura de 850 hPa durante julio de 2015. Fuente: NOAA/ESRL Physical Sciences Division en <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

4. LA ISLA DE CALOR URBANO DE MADRID EN JULIO 2015

Esta apartado muestra los efectos de las altas temperaturas sobre la isla de calor urbana tanto atmosférica como superficial, y compara ambas.

4.1. La isla de calor atmosférico

Aunque la isla de calor urbano de Madrid es un fenómeno presente a lo largo de todo el año, su frecuencia e intensidad varía según las condiciones atmosféricas; las más favorables son elevada insolación y vientos en calma. A pesar de que en invierno se registran episodios muy intensos (enfriamiento de los ámbitos rurales durante inversiones térmicas), la frecuencia de islas de calor es más elevada en verano, como corresponde al predominio de esas condiciones favorables. Tomando como referencia Torrejón de Ardoz, la diferencia de las temperaturas nocturnas del el centro superó los 2,5°C; por el contrario, durante el día, la situación se invirtió, con diferencias negativas próximas a 1°C.

	Tmax	Tmín	Δ diurna	Δ nocturna
Torrejón	37,4	20,1		
Barajas	37,1	20,7	-0,28	0,61
Getafe	36,8	23,0	-0,59	2,84
Cuatro Vientos	36,4	22,4	-0,92	2,29
Retiro	36,6	22,9	-0,82	2,77

Tabla II: Temperaturas máximas y mínimas en julio de 2015 en los observatorios de la red sinóptica de AEMET.

Una clasificación de su intensidad muestra que este fenómeno estuvo presente todas las noches de julio de 2015, y en el 50% de los casos alcanzó una intensidad moderada o fuerte, siendo mayor en el centro (Retiro) que en la periferia (Cuatro Vientos). Además, mostró una relación inversa con la temperatura máxima ($r=0,60$ en Retiro y $0,58$ en Cuatro Vientos); la baja correlación de Getafe ($0,28$) hace pensar que sus altas temperaturas nocturnas son resultado de una localización meridional y de un terreno más favorable a la conservación del calor diurno.

	Retiro	Cuatro Vientos
Sin isla de calor	0,0	3,2
Isla débil (<2°C)	6,5	16,1
Isla moderada (2-4°C)	54,8	51,6
Isla fuerte (4-6°C)	35,5	29,0
Isla muy fuerte (>6°C)	3,2	0,0

Tabla III: Intensidad de la isla de calor atmosférica en Madrid en julio de 2015.

La isla de calor también sigue un ciclo diario, en el que las máximas diferencias ocurren poco antes del amanecer (figura 3). Las diferencias comienzan hacia las 22 horas, alcanzan su máximo a las 5 de la madrugada y desaparecen a partir de las 8 horas, cuando la radiación directa eleva rápidamente las temperaturas en Barajas. A partir de las 13 horas la diferencia negativa entre Retiro y Barajas aumenta, proba-

blemente por un enfriamiento ligado a la evapotranspiración del parque del Retiro. El régimen térmico de los restantes observatorios “no urbanos” ofrece singularidades que afectan a la cuantificación de la isla de calor. Pozuelo y Ciudad Universitaria, en los márgenes de la vaguada del Manzanares, muestran un perfil diurno idéntico, pero el mayor enfriamiento nocturno de Pozuelo (4°C) resultaría de la topografía o a la distancia a Madrid, adelantándose dos horas a Madrid. A su vez, Ciudad Universitaria muestra una curva similar a Barajas durante la noche, pero sus valores se disparan por el día, debido a su mayor exposición a la radiación solar.

Figura 3: Ciclo horario de la temperatura durante julio de 2015. Fuente: elaboración propia a partir de datos de AeMet.

4.2. Relación entre temperatura y usos de suelo: la isla de calor superficial

La base de datos Global Land Cover 2000 considera el 14 % del territorio analizado urbano; el 86 % cultivos (67,1 %, mayoritariamente de secano), arbolado el 9,06% y matorral/pastizal el 9,88%. Los espacios urbanos se confirman como ámbitos con una gran inercia térmica y reducida amplitud diurna (Figura 4): son más frescos durante el día ($46,9^{\circ}\text{C}$) y más cálidos durante la noche ($23,1^{\circ}\text{C}$).

Figura 4: Distribución de las temperaturas de la superficie terrestre según usos de suelo durante julio de 2015 (derecha, imágenes nocturnas, izquierda, imágenes diurnas). Fuente: elaboración propia a partir de datos del Global Land Cover 2000.

La diversidad térmica es más elevada por el día en cualquier superficie (salvo la excepción de las superficies de matorral por la noche). Ello se explica por las múltiples reflexiones de la radiación solar asociada al recorrido del sol sobre el horizonte, las sombras generadas por los edificios o la presencia de masas de vegetación dentro de los ámbitos urbanos, frente a una emisión constante de radiación infrarroja durante la noche (Wang *et al.* 2008). Por otro lado, los usos urbanos muestran una distribución asimétrica de las temperaturas, con sesgo positivo (píxeles más cálidos) durante el día y negativo (píxeles más fríos) por la noche, mientras que los restantes ofrecen una distribución simétrica. La densidad de la cubierta vegetal es inversamente proporcional a la temperatura de la superficie durante el día, siendo los usos del suelo más frescos los correspondientes a las masas forestales. Por la noche, esta gradación se debilita, siendo característico el contraste en la reducida variabilidad térmica de las superficies arboladas y los máximos del matorral.

Los mapas correspondientes al promedio de la temperatura de la superficie muestran que tanto la isla de frescor diurno como la isla de calor nocturno coinciden en gran medida con el ámbito edificado, y particularmente con los barrios del centro de Madrid (figura 5). El mapa nocturno muestra una disposición concéntrica que contrasta con la disposición diurna, más irregular: durante el día, el volumen edificado, las sombras y la mayor capacidad calorífica de los materiales urbanos explica un lento calentamiento frente al resto de las superficies. Por la noche, el ritmo del enfriamiento se invierte por el calor acumulado en la ciudad. Además, por el día se aprecian anomalías cálidas sobre suelos desnudos (yesos) al SE de Madrid, al igual que el complejo aeroportuario de Barajas, mientras los píxeles más frescos se sitúan sobre superficies con disponibilidad de agua (regadíos del Jarama).

Figura 5: Patrones de la temperatura de superficie en julio de 2015 (derecha, imágenes nocturnas; izquierda, imágenes diurnas). Fuente: Elaboración propia a partir de datos MODIS MYD11 (Aqua).

Para determinar si existieron diferencias significativas en la intensidad y forma de las islas de calor y frescor durante julio de 2015 respecto a las observaciones entre 2002 y 2014, se elaboraron sendos transectos, uno N-S (izquierda) y otro W-E (dere-

cha). De ellos se deduce que los valores registrados en 2015 sólo difieren del promedio a largo plazo en términos de magnitud, mientras que la forma de ambas islas no sufre excesivas modificaciones (figura 6).

Figura 6: Transectos de la temperatura de superficie durante 2015 respecto al promedio 2002-2014 (derecha, transecto N-S, izquierda, transecto W-E).

4.3. Comparación de los registros de MODIS LST con observaciones de temperatura del aire

Con el fin de comprobar el grado de similitud entre las dos manifestaciones de la isla de calor, se comparó la evolución de la temperatura de superficie y la del aire en dos localizaciones representativas del comportamiento térmico de un ámbito rural (Barajas) y otro urbano (El Retiro). Los valores corresponden a la temperatura superficial del punto de rejilla más próximo a cada observatorio meteorológico (figura 7).

Figura 7: Evolución de las temperaturas de la superficie terrestre y del aire en Retiro (derecha) y Barajas (izquierda).

La magnitud de la temperatura de superficie difiere hasta 10°C de la temperatura del aire durante las horas diurnas en Barajas. Por el contrario, de noche, ambas curvas se solapan, si bien la temperatura de superficie se mantiene ligeramente más cálida. El coeficiente de correlación de Pearson confirma una variabilidad diaria similar en el caso de las mínimas (Barajas 0,85 frente a 0,79 en Retiro), pero mucho peor durante el día sobre superficies no urbanas (Barajas 0,26 frente a 0,49 en Retiro). La relación entre la temperatura del aire y la de superficie durante la noche también es reseñable a escala espacial. Durante la noche más cálida (madrugada del 7 de julio), el valor del coeficiente de determinación demuestra que ambas magnitudes comparten más del 50% de la variabilidad, respondiendo a mecanismos similares (usos de suelo).

Téngase en cuenta que no son magnitudes equivalentes, ya que se comparan la temperatura mínima del aire en una serie de localizaciones puntuales y la temperatura de la superficie en los píxeles correspondientes a su emplazamiento, y que la red de observatorios está a cargo de “no profesionales”.

Figura 8: Correlación entre la temperatura del aire (red METEOCLIMATIC, <http://www.meteoclimatic.net/>) y la temperatura de la superficie terrestre en Madrid durante la noche del 6-7 de julio de 2015.

5. CONCLUSIONES

Este trabajo analiza la isla de calor urbana de Madrid durante julio de 2015, que podría considerarse un buen análogo de las condiciones estivales en los próximos decenios, combinando información procedente de estaciones meteorológicas convencionales e imágenes de satélite (sensor MODIS).

La isla de calor atmosférica estuvo presente casi todas las noches, con notable magnitud; por el contrario, durante las horas diurnas se registró una isla de frescor relativamente suave. Las imágenes de satélite revela una isla de calor nocturna, de una magnitud similar a la atmosférica, y una isla de frescor diurna tan potente como la nocturna. La correlación temporal entre ambas manifestaciones durante todo el mes, al igual que la correlación espacial durante la jornada de temperaturas más altas revela un comportamiento similar durante las horas nocturnas.

Un resultado sorprendente es la imposibilidad de confirmar una intensificación de la isla de calor nocturna superficial durante episodios cálidos. Una posible explicación es el uso de imágenes de satélite correspondientes a noches con las mejores condiciones para la formación de la isla de calor, a diferencia todas las noches disponibles para la isla de calor atmosférica (éstas incluyen situaciones inestables que limitan la intensidad de la UHI nocturna). Otra posibilidad es el desfase horario entre las temperaturas mínimas (la máxima intensidad de la isla atmosférica ocurre poco antes del amanecer), frente a la observación del satélite, aproximadamente a las 01:30 de la noche.

REFERENCIAS

- AEMET (2015), Informe Mensual Climatológico Febrero 2015. [http://www.aemet.es/documentos/es/serviciosclimaticos/vigilancia_clima/resumenes_climat/mensuales/2015/res_mens_clim_2015_07.pdf]
- Arnfield A.J. (2003). Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology* 23: 1–26, doi:10.1002/joc.859.
- Basu, R. y Samet, J.M. (2002). Relation between elevated ambient temperature and mortality: a review of the epidemiologic evidence. *Epidemiologic Reviews* 24: 190–202, doi:10.1093/epirev/mxf007.
- Cheval, S.; Dumitrescu, A. y Bell, A. (2009). The urban heat island of Bucharest during the extreme high temperatures of July 2007. *Theoretical and Applied Climatology* 97: 391–401, doi:10.1007/s00704-008-0088-3.
- Conti, S.; Meli, P.; Minelli, G.; Solimini, R.; Toccaceli, V.; Vichi, M.; Beltrano, C. y Perini, L. (2005). Epidemiologic study of mortality during the Summer 2003 heat wave in Italy. *Environmental Research* 98: 390–399, doi:10.1016/j.envres.2004.10.009.
- García-Herrera, R.; Prieto, L.; Díaz, J.; Hernández, E. y del Teso, T. (2002). Synoptic conditions leading to extremely high temperatures in Madrid. *Annales Geophysicae* 20: 237–245.
- Hung, T.; Uchiyama, D.; Ochi, S. y Yasuoka, Y. (2006). Assessment with satellite data of the urban heat island effects in Asian mega cities. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 8: 34–48, doi:10.1016/j.jag.2005.05.003.
- Karl, T.; Diaz, H. y Kukla, G. (1988). Urbanization: Its detection and effect in the United States climate record. *Journal of Climate* 1: 1099–1123, doi:10.1175/1520-0442(1988)001<1099:UIDAEI>2.0.CO;2.
- Kukla, G.; Gavin, J. y Karl, T. (1986). Urban warming. *Journal of Applied Meteorology* 25: 1265–1270, doi:10.1175/1520-0450(1986)025<1265:UW>2.0.CO;2.
- Pongracz, R.; Bartholy, J. y Dezso, Z. (2006). Remotely sensed thermal information applied to urban climate analysis. *Advances in Space Research* 37: 2191–2196, doi:10.1016/j.asr.2005.06.069.
- Rigo, G.; Parlow, E. y Oesch, D. (2006). Validation of satellite observed thermal emission with in-situ measurements over an urban surface. *Remote Sensing of Environment* 104: 201–210.
- Rizwan, A.; Dennis, L. y Liu, C. (2008). A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island. *Journal of Environmental Sciences* 20: 120–128, doi:10.1016/S1001-0742(08)60019-4.
- Smith, C.; Lindley, S. y Levermore, G. (2009). Estimating spatial and temporal patterns of urban anthropogenic heat fluxes for UK cities: the case of Manchester. *Theoretical and Applied Climatology* 98: 19–35, doi:10.1007/s00704-008-0086-5.
- Wan, Z. (2008). New refinements and validation of the MODIS Land-Surface Temperature/Emissivity products. *Remote Sensing of Environment* 112: 59–74.
- Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Y. Q., & Li, Z. -L. (2004). Quality assessment and validation of the global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25, 261–274.

RIEGO-ASESOR: GESTIÓN DEL RIESGO HÍDRICO Y PLANIFICACIÓN SOSTENIBLE DEL AGUA EN LA AGRICULTURA

Jaime RIBALAYGUA^{1*}, José Manuel MIRÁS², Rafael Ángel FERRER³, Robert MONJO¹, Diego INTRIGLIOLO², Manuel MARTÍN³, Javier PÓRTOLES¹, Juan José ALARCÓN², Alfredo José AYALA³

¹Fundación para la Investigación del Clima (FIC).

²Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura (CEBAS-CSIC).

³Grupo Hispatec Informática Empresarial S.A.

*fic@ficlima.org

RESUMEN

La eficiencia en el uso de los recursos naturales es una prioridad para garantizar la sostenibilidad económica y ambiental de la agricultura. El proyecto Riego-Asesor analiza las relaciones entre la variabilidad climática y las necesidades requeridas en la gestión hídrica agrícola para así diseñar una batería de buenas prácticas de riego en base a pronósticos meteorológicos. El proyecto además desarrolla modelos semi-mecanicísticos de cultivos que permiten predecir el balance hídrico y simular así el déficit hídrico existente además de cuantificar la respuesta productiva frente al agua aplicada. Un aspecto importante de Riego-Asesor es la implementación de un sistema de predicción meteorológica que se adapta a las características microclimáticas de cada punto. Mediante la implantación de este sistema se esperan importantes beneficios en el ahorro y eficiencia de agua, incrementos de rendimiento y reducción del gasto energético, entre otros, gracias a la mejora de la predicción de la precipitación y de la evapotranspiración de referencia.

Palabras clave: eficiencia, sostenibilidad, agua, riego, agricultura.

ABSTRACT

The efficient use of natural resources is a priority to ensure economic and environmental sustainability of agriculture. Riego-Asesor project analyzes the relationship between climate variability and the needs required in agricultural water management in order to design a set of good irrigation practices based on weather forecasts. The project also develops semi-mechanistic crop models for predicting water balance and thus simulate the existing water deficit. In addition, these models try to quantifying the productive response to applied water. An important aspect of Riego-Asesor is the implementation of a weather forecasting system that adapts to the microclimatic characteristics of each point. By implementing this system important benefits are expected in water savings and efficiency, yield increases and reduced energy expenditure, among others, through the improved prediction of precipitation and reference evapo-transpiration.

Key words: efficiency, sustainability, water, irrigation, agriculture.

1. INTRODUCCIÓN

La agricultura contribuye positivamente al balance comercial de la economía española con un superávit de 8.017 M€ (Magrama, 2014). Esto se debe fundamentalmente a la producción de frutas y hortalizas que se localiza sobre todo en la costa mediterránea. En estas zonas de cultivo, el principal reto al que se enfrenta la agricultura es el de mantener la calidad y seguridad de la producción haciendo frente a una cada vez menor disponibilidad de agua, tanto en cantidad como en calidad, para cubrir las necesidades de los cultivos. Además, debido al cambio climático y a la competencia con otros sectores económicos, es esperable que en los próximos años los recursos hídricos disponibles para la agricultura puedan ser más escasos y caros (IPCC 2014).

Para hacer frente a esta situación, además de continuar con las modernizaciones de los regadíos, es cada vez más importante incrementar la eficiencia en el uso del agua (Estrategia Nacional para la Modernización Sostenible de los Regadíos, Horizonte 2015). En particular, a nivel de parcela, en la actualidad el riego suele aplicarse de forma muy empírica dado que no existen herramientas sofisticadas y de fácil empleo que permitan tomar decisiones sobre la programación del riego. Las investigaciones realizadas en los últimos diez años han puesto a punto nuevas técnicas de riego para el manejo eficiente del agua en parcela (Ballester *et al.*, 2014; Pedrero *et al.*, 2014), que sin embargo no se aplican a nivel comercial debido a: 1) carencia de capacitación, 2) difícil acceso a la información y 3) la complejidad que conlleva materializar las estrategias de riego eficiente en fincas comerciales.

Ante este reto científico-técnico, el proyecto Riego-Asesor tiene como objetivo desarrollar y validar en condiciones de campo un sistema integral de asesoramiento virtual (on-line) que ponga a disposición de los usuarios finales un sistema de toma de decisiones sobre el riego, centrado en cultivos hortofrutícolas típicos de la agricultura intensiva del litoral mediterráneo. Este proyecto permitirá obtener nuevos conocimientos sobre técnicas de riego eficiente y agrometeorología.

Desde un punto de vista meteorológico, este reto requiere combinar técnicas de modelización numérica y aproximaciones estadísticas, que habitualmente se apoyan de registros climáticos. Además de las observaciones históricas, si además se utilizan las observaciones en tiempo cuasi-real, los resultados mejoran notablemente, mediante la aplicación de técnicas de “error feedback-correction” (Zhuet *et al.*, 2007; Si *et al.*, 2015).

El presente estudio tiene como objetivo difundir los principales resultados de la primera fase del proyecto, que se corresponde con el desarrollo e implementación operativa de un Sistema de Predicción Meteorológica basado en correcciones a tiempo cuasi-real y funciones de transferencia (Monjo *et al.*, 2014).

2. ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS

2.1. Área piloto y observaciones

Para esta primera fase de la investigación de Riego-Asesor, se tomó un área piloto correspondiente a la parcela con rotaciones hortícolas del campo de Cartagena situada en las coordenadas 37° 45' 26.4" N, 0° 52' 26.7" W. Como fuente de observaciones meteorológicas de apoyo, se consideraron 5 observatorios (Tabla 1) pertenecientes a la red del Sistema de Información Agraria de Murcia (SIAM-IMIDA, <http://siam.imida.es/>).

En particular, se tomaron un total de 12 variables meteorológicas (Tabla 2), con resolución diaria y horaria. Además, se tomaron datos de precipitación observada de la red de 703 pluviómetros automáticos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), con una resolución horaria. En esta primera fase, el período analizado se corresponde con abril y mayo de 2016.

ID	Lon (°)	Lat (°)	Nombre	Población
TP22	-0,819578	37,791694	Santiago de la Rivera	San Javier
TP52	-0,883542	37,848119	El Mirador	San Javier
TP42	-0,898506	37,773858	Torre Blanca	Torre Pacheco
TP73	-0,931481	37,823894	Los Infernos	Torre Pacheco
TP91	-0,986672	37,747725	Torre Pacheco	Torre Pacheco

Tabla 1: Estaciones meteorológicas empleadas para el área piloto. Las coordenadas se muestran tanto en grados como en metros UTM-ETRS89.

Variable	Longitud de la serie (años)	Influencia sobre la ETo
Temperatura máxima	3	Media
Temperatura mínima	3	Media
Temperatura media	3	Baja
Humedad relativa máxima	3	Media
Humedad relativa mínima	3	Media
Humedad relativa media	3	Baja
Velocidad del viento media	3	Alta
Velocidad del viento máxima	3	Baja
Precipitación	3	Media
Radiación solar	3	Alta
Presión atmosférica	1	Baja
Temperatura de rocío	1	Baja

Tabla 2: Relación de las variables meteorológicas consideradas para el estudio.

2.2. Simulaciones de partida

Se emplearon tres simulaciones numéricas con salida 00Z diaria correspondientes al HIRLAM 0.05, el HIRLAM 0.16 y el ECMWF 0.25. Los horizontes de predicción que se emplean son 36h, 72h y 240h, respectivamente. La simulación de las variables meteorológicas (Tabla 2) se genera a escala local (parcela) con una resolución horaria para el horizonte de 3 días y con una resolución 6-horaria hasta 10 días.

Para el horizonte inferior a 6 horas, se emplean, además, datos de reflectividad de los radares meteorológicos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), con una

resolución espacial de 1km y temporal de 10 minutos. Especialmente se emplean los productos CAPPI del radar de Murcia y Almería.

3. METODOLOGÍA

3.1. Predicción meteorológica de temperatura y humedad

Una vez identificadas las variables meteorológicas de interés para el proyecto, se desarrolló y validó un Sistema de Predicción Meteorológica (SPM). Para ello se combinaron técnicas de predicción numérica y técnicas de “error feedback-correction” o corrección móvil, así como funciones de transferencia estadística (Monjo *et al.*, 2014).

Para el caso de las temperaturas (mínima, máxima, media y temperatura de rocío), se realizan transferencias lineales de la distribución de probabilidad observada durante los 7 días previos. Por ejemplo, si consideramos una distribución *gaussiana* de la temperatura, la temperatura simulada final será:

$$T_{sim}(D) = \bar{T}_{obs}(-1, -N) + \frac{\sigma_{obs}(-1, -N)}{\sigma_{pred}(-1, -N)} [T_{pred}(D) - \bar{T}_{pred}(-1, -N)] \quad \text{Ec. 1}$$

donde T , $\bar{T}$ y σ son respectivamente la temperatura en un día, la temperatura media y la desviación típica: Observada (*obs*), predicha por los modelos numéricos (*pred*) y simulada con el método utilizado (*sim*). Por otro lado, la información de los paréntesis D , -1 , y $-N$ representan el horizonte de D días y los valores de hace 1 hasta N días, respectivamente.

La humedad relativa máxima y mínima se obtiene mediante la relación de Clausius–Clapeyron a partir de la temperatura (T) y la temperatura de rocío (T_d):

$$HR = 100 \exp \left[5419.11 \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_d} \right) \right] \quad \text{Ec. 2}$$

La velocidad media y máxima del viento se corrige en base a las distribuciones de Weibull y Rayleigh, mientras que la precipitación se redistribuye según los modelos de probabilidad de Monjo *et al.* (2014, 2016).

El método de corrección por transferencia estadística fue verificado tanto para la temperatura como la humedad relativa, de acuerdo con una comparación del error absoluto medio que se obtiene antes y después de aplicar el método. De ese modo, se pudo obtener un indicador de habilidad o de mejora.

3.1. Predicción meteorológica de la lluvia

La predicción de la precipitación a menos de 6 horas se corrige en base a una proyección de la evolución (desplazamiento e intensificación/disipación) de los sistemas de precipitación, especialmente frontales. Para el horizonte de 1 a 2 horas, se incorpora además una corrección basada en el movimiento de los núcleos convectivos, identificados mediante *k-means clustering* (MacKay, 2003). Los datos de reflectividad del radar (Z) se traducen en una estimación de intensidad media (R) de acuerdo con la relación ZR de Marshall–Palmer (1948):

$$Z = aR^b$$

Ec. 3

donde a y b son parámetros de ajuste.

Esta relación se ajusta con los datos observados de precipitación de las horas previas y se incorpora como una tercera dimensión en una interpolación espacial de las observaciones, del tipo Thin-Plate-Spline (TPS). Para un mejor ajuste de la relación reflectividad-intensidad, se efectúa una interpolación temporal de la reflectividad hasta resolución 1-minutal. La bondad del método fue evaluada mediante una verificación cruzada de la interpolación espacial, y se obtuvo un error medio absoluto. Todos los cálculos se han realizado mediante lenguaje de programación R (Muenchen and Hilbe, 2010).

Para este primer trabajo, la presión atmosférica no se corrige ya que los modelos de simulación de la evapotranspiración de referencia son poco sensibles a esta variable.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Predicción de temperatura

La predicción de la temperatura realizada a partir del HIRLAM presenta errores absolutos medios que en general son bajos ya que oscilan entre 1 y 2°C para el área de estudio. Sin embargo, en algunos casos esos errores medios alcanzan los 3°C, especialmente en temperaturas máximas (Fig. 1). Después de aplicar el método de corrección móvil o *feedback-correction*, los errores medios se reducen en promedio hasta 1°C. Los casos con errores extremos también mejoran notablemente: Si en algunos días se producían como máximo errores de 6°C, con el método aplicado esos errores se reducen hasta 2 o 3°C (Fig. 1 y 2).

Fig. 1. (Izda) Temperatura máxima observada (línea negra), predicha (línea roja) y simulada con el método propuesto (línea azul), para Santiago de la Rivera (TP22). (Dcha) Diagrama de cajas del error absoluto medio obtenido según la predicción (caja roja) y la simulada (caja azul).

Fig. 2. (Izda) Temperatura mínima observada (línea negra), predicha (línea roja) y simulada con el método propuesto (línea azul), para Santiago de la Rivera (TP22). (Dcha) Diagrama de cajas del error absoluto medio obtenido según la predicción (caja roja) y la simulada (caja azul).

4.2. Predicción de humedad

En cuanto a la humedad relativa, los mayores errores de la predicción inicial se encuentran en la simulación de la humedad mínima, con desviaciones que en algunos casos son superiores al 15%. En el caso de la humedad máxima, los errores medios son en todos los casos inferiores al 10%. Después de aplicar la corrección móvil, el error medio se reduce por debajo del 5% en humedades máximas y por debajo del 10% en humedades mínimas (Fig. 3 y 4).

Figura 3. (Izda) Humedad máxima observada (línea negra), predicha (línea roja) y simulada con el método propuesto (línea azul), para Santiago de la Rivera (TP22). (Dcha) Diagrama de cajas del error absoluto medio obtenido según la predicción (caja roja) y la simulada (caja azul).

Fig. 4. (Izda) Humedad mínima observada (línea negra), predicha (línea roja) y simulada con el método propuesto (línea azul), para Santiago de la Rivera (TP22). (Dcha) Diagrama de cajas del error absoluto medio obtenido según la predicción (caja roja) y la simulada (caja azul).

4.3. Predicción de precipitación

La combinación de las observaciones locales a tiempo cuasi-real y la reflectividad obtenida por los radares meteorológicos de la AEMET proporciona una buena estimación de la distribución espacial de la lluvia. Según la verificación cruzada, los errores de la interpolación de las observaciones se reducen del 20% al 14% al incorporar los datos de los radares (Fig. 5).

Fig. 5. Estimación de la lluvia para el 14 de abril de 2016 obtenida a partir de la combinación de los radares meteorológicos y la red de pluviómetros automáticos de la AEMET.

Los errores relativos son ligeramente superiores para situaciones de tormentas debido a la gran variabilidad espacial que estas provocan. Además, existe un importante error sistemático (18%) en la estimación del área afectada por precipitaciones significativas ($>0.1\text{ mm}$), aunque el error disminuye cuando consideramos un umbral de 1 mm (error del 12%).

5. CONCLUSIONES

Las predicciones de partida de la temperatura y la humedad son en general adecuadas para su uso en predicción operativa de riesgos tales como las olas de calor y periodos cortos de sequía. Sin embargo, para el uso agrícola pueden ser insuficientes debido a las necesidades de gran precisión en la estimación del balance hídrico.

Combinando técnicas de predicción numérica y técnicas de “error feedback-correction”, se logra reducir notablemente el error sistemático de la temperatura y la humedad relativa. Para el caso de la temperatura, los errores medios finales son cercanos a 1°C en la mayoría de los casos. Para la humedad relativa, los errores son ligeramente superiores al 5% en humedades mínimas y algo inferior para las máximas.

Del mismo modo, combinando observaciones en tiempo cuasi-real de pluviómetros y reflectividad del radar, se obtuvo una estimación adecuada de la distribución espacial de la lluvia. De hecho, el error medio de la interpolación se redujo del 20 al 14%.

Mediante la implantación de este sistema se esperan importantes beneficios en el ahorro y eficiencia de agua, incrementos de rendimiento y reducción del gasto energético, entre otros.

AGRADECIMIENTOS

El proyecto Riego-Asesor está financiado por el MINECO con co-financiación FEDER a través del proyecto Retos Colaboración RTC-2015-3453-2: “Asesor virtual para la ayuda a la toma de decisiones sobre estrategias de riego sostenibles”.

REFERENCIAS

- Ballester, C.; Castel, J.; Abd El-Mageed, T.A.; Castel, J.R.; Intrigliolo, D.S. (2014). Long-term response of ‘Clementina de Nules’ citrus trees to summer regulated deficit irrigation. *Agric Water Manag*, 138, 78–84.
- IPCC (2014). Fifth Assessment Report. Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Europe.
- Pedrero, F.; Maestre-Valero, J.F.; Mounzer, O.; Alarcón, J.J.; Nicolás E. (2014). Physiological and agronomic mandarin trees performance under saline reclaimed water combined with regulated deficit irrigation. *Agric Water Manag*, 146, 228–237.
- MAGRAMA (2014). Análisis del comercio exterior agrario y pesquero. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA). *Annual Report 2013*. Enlace: http://www.magrama.gob.es/es/ministerio/servicios/analisis-y-prospectiva/Annual_reports.aspx
- MacKay, D. (2003). An Example Inference Task: Clustering. *Information Theory, Inference and Learning Algorithms*. Cambridge University Press. 284–292. ISBN 0-521-64298-1. MR 2012999.

- Marshall, J. S., and W. McK. Palmer 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.* 5, 165–166.
- Monjo, R.; Caselles, V.; Chust, G. (2014). Probabilistic correction of RCM precipitation in the Basque Country (Northern Spain). *Theor Appl Climatol*, 117, 317–329. doi: 10.1007/s00704-013-1008-8.
- Monjo, R.; Gaitán, E.; Pórtolles, J.; Ribalaygua, J.; Torres, L. (2016): Changes in extreme precipitation over Spain using statistical downscaling of CMIP5 projections. *Int J Climatol*, 36, 757–769. doi: 10.1002/joc.4380.
- Muenchen, R.A.; Hilbe, J.M. (2010). R for Stata Users. Statistics and Computing. Springer, ISBN: 978-1-4419-1317-3.
- Si, W, Bao W, Gupta HV (2015). Updating real-time flood forecasts via the dynamic system response curve method. *Water Resour Res*, 51, 5128–5144. doi:10.1002/2015WR017234.
- Zhu, D; Cheng, D; Robert P. Broadwater, RP; Scirbona, C (2007). Storm modeling for prediction of power distribution system outages. *Electric Power Systems Research*, 77, 973–979.

LA INTEGRACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA PLANIFICACIÓN DE LOS RIESGOS AMBIENTALES EN EL LITORAL CATALÁN

Elisabet ROCA BOSCH¹, Míriam VILLARES JUNYENT¹

¹*Institut de Sostenibilitat, Universitat Politècnica de Catalunya.*

Elisabet.roca@upc.edu, miriam.villares@upc.edu

RESUMEN

Los riesgos que afectan el litoral como la erosión de playas, la inundación y la contaminación marina se pueden ver agravados por los efectos del cambio climático. Tener mecanismos de respuesta adecuados requiere un sistema de planeamiento integrado, multinivel, holístico, multi-riesgo. El objetivo de esta investigación, dentro del Proyecto Pairis-Clima, es analizar el sistema de planeamiento para hacer frente a los riesgos que afectan al litoral catalán y evaluar la integración del cambio climático.

Los resultados apuntan a una planificación de la prevención y de la emergencia de los riesgos fragmentada y poco coordinada en diferentes niveles institucionales y sectoriales. La componente del cambio climático le añade complejidad a la cuestión. Todavía ausente en la planificación de la emergencia, se encuentra de manera explícita pero sólo a nivel formal en la normativa costera, mientras que en la planificación hidrológica y en la evaluación ambiental estratégica los avances parecen más significativos. Actualmente dos leyes catalanas en redacción, la del cambio climático y de litoral abren nuevas expectativas para mejorar en este campo.

Palabras clave: riesgo costero, integración normativa, litoral catalán, planeamiento normativo.

ABSTRACT

Those risks affecting our coasts such as beach erosion, flooding and marine pollution can be aggravated by climate change. Having adequate response mechanisms requires an integrated, holistic, multi-risk planning system. It should incorporate different phases of risk management, from prevention to emergency, with the participation of a wide range of authorities. This research aims to analyze the statutory planning system to cope with risks affecting the Catalan coast (northwestern of the Mediterranean Basin) and evaluate the level of integration of climate change in this legislation.

The results show a fragmentation and a poor coordination between the prevention planning and the emergency planning and the different institutional and sectoral levels. The component of climate change adds complexity to the issue at stake. Still absent in emergency planning, it is explicitly but only on a formal level in the coastal legislation, while in the water planning and strategic environmental assessment advances seem more significant. Currently two Catalan laws in elaboration, the climate change law and coastal planning law generate new expectations to improve in this field.

Key words: coastal risk, legal integration, Catalan coast, statutory planning

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Los riesgos que afectan al litoral como la erosión de playas, la inundación y la contaminación marina se pueden ver agravados por los efectos del cambio climático. Tener mecanismos de respuesta adecuados requiere un sistema de planificación integrado, multinivel, holístico, multi-riesgo que incorpore las diferentes fases de gestión del riesgo con la participación de actores de naturaleza diversa (Ribot, 2008). El vector del cambio climático añade más complejidad a la gobernanza del riesgo costero lo que requiere dotar al sistema planificador de más capacidad de adaptación para hacer frente al futuro (Dietz *et al.* 2003; Folke *et al.* 2005). Dotar de una visión más adaptativa la planificación del riesgo, implica trabajar con procesos que enfatizan el aprendizaje continuo, reconocimiento explícito de la complejidad y las incertidumbres (Allen *et al.* 2011) inherentes al sistema costero. Por lo tanto, los instrumentos de planificación deben ser lo suficientemente flexibles para ir incorporando el conocimiento que se genera en la ciencia y en la práctica. Al final se añade, un elemento clave del enfoque adaptativo: la participación social (Norton, 2005).

El objetivo de esta comunicación es analizar el sistema de planeamiento actual para hacer frente a los riesgos que afectan al litoral catalán y evaluar cómo se integra la normativa del vector del cambio climático. La comunicación se enmarca en el Proyecto El Paisaje del Riesgo Costero en el litoral catalán. La influencia del cambio climático (Pais-Clima) cuyo objetivo es analizar el paisaje del riesgo costero a lo largo del litoral catalán bajo diferentes escenarios climáticos a escala regional y, proponer medidas de gestión del riesgo a largo plazo que tengan en cuenta el efecto del cambio climático. El objetivo es identificar como el efecto del cambio climático se propaga en el sistema a través de su influencia en las diferentes componentes. Su uso permitirá al gestor valorar la importancia relativa del cambio climático en los diferentes procesos y consecuencias, valorando la necesidad de inclusión en la toma de decisiones en los procesos de gestión del riesgo.

La metodología que se ha seguido parte de un inventario de los instrumentos de planificación en materia de gestión de riesgos costeros, ordenación del territorio y protección del litoral. Este trabajo de revisión documental se ha complementado con una docena de entrevistas a responsables político-técnicos de la administración (estatal, autonómica y local) ha permitido aportar la opinión experta del planificador y del gestor para obtener una valoración del status quo de la gestión de los riesgos costeros y de cómo se está integrando el vector del cambio climático en este sistema normativo. En definitiva, el objetivo es identificar debilidades y oportunidades de mejorar teniendo como referencia los principios de la gestión adaptativa.

La comunicación parte del análisis de la planificación de los riesgos ambientales en el litoral catalán como punto de partida para valorar como se está produciendo la integración del vector del cambio climático en esta planificación.

2. LA PLANIFICACIÓN EN MATERIA DE RIESGOS LITORALES

Dentro del ciclo de gestión de los riesgos naturales podemos señalar tres etapas, la preparación, la respuesta y la recuperación, en relación al momento que tiene lugar el fenómeno natural. La planificación se produce de manera anticipada al evento, en la etapa de la preparación que puede clasificarse según dos momentos: la prevención y la emergencia. La planificación de la prevención es la que integra los riesgos naturales en la ordenación del territorio y el urbanismo (como por ejemplo la delimitación de zonas de inundables y su consideración en los planes territoriales o los planes de ordenación urbana municipal) y la planificación de la emergencia de naturaleza reactiva, la que acciona los protocolos

y mecanismos para hacer frente a situaciones de emergencia y paliar los efectos que se puedan producir (por ejemplo en los planes del Inuncat, Procicat y Camcat).

La procedencia diversa de los riesgos que afectan al litoral Catalán, se reflejan en un marco competencial complejo constituido por una superposición de normativa y planeamiento sectorial y procedente de administraciones de diferentes niveles competenciales. Para poder proceder a la identificación y análisis de los instrumentos de planificación se han inventariado y clasificado en función del nivel administrativo y de la etapa en la que se despliegan planes y normativa.

A nivel estatal, los principales instrumentos de planificación de recién o en fase de elaboración son: la Ley de Protección y Uso Sostenible del Litoral y de Modificación de la Ley de Costas (2013), la Estrategia Marina para la Demarcación Levantino-Balear, el Plan Estatal de Protección del Medio Marino contra la Contaminación (Plan Ribera) y la Estrategia para la Adaptación de la Costa a los Efectos del Cambio Climático. Todos ellos a manos del Ministerio de Agricultura Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA). Tanto la Ley de Costas como el Plan Ribera, integran la prevención como la emergencia de los respectivos riesgos que gestiona: la primera, la protección del Dominio Público Marítimo-Terrestre (DPMT) a los efectos de temporales, subida del nivel del mar y procesos erosivos y, el segundo, la calidad ambiental y el riesgo de contaminación marina.

A nivel autonómico, la titularidad de los instrumentos que gestionan la prevención y los que gestionan la emergencia está dividida. La planificación de la emergencia está en manos de Protecció Civil de la Generalitat de Catalunya responsable de Pla de Protecció Civil de Catalunya (PROCICAT), el Plan de Contaminación Marina de Catalunya (CAMCAT), el Plan de Inundaciones de Catalunya (INUNCAT), mientras que la ordenación del territorio, a través de los Plans Territorials está en manos del Departament de Territori i Sostenibilitat. Finalmente, la escala local desarrolla una función preventiva a través de la planificación urbanística y tiene un papel muy relevante en la gestión de la emergencia.

	Prevención	Emergencia
Estatal	Ley de Costas Estrategia Marina Plan Ribera Estrategia para la adaptación de la costa a los efectos del cambio climático Plan Hidrológico del Ebro Pla d'Usos dels Ports d'Interés general	
Catalan	Plans Territorials Pla de Ports Pla de Gestió de les Conques Internes de Cat Estrategia Catalana de Canvi Climàtic	PROCICAT CAMCAT INUNCAT
Municipal	POUM – Plan de Ordenación Urbana Municipal	Pla bàsic d'emergència municipal (PAEM) Plans d'actuació (PAM) municipal Plans específic municipal (PEM)
PARTICULAR		Plans d'Autoprotecció (PAU)

Tabla 1: Listado de planes vinculados a la gestión de riesgos litorales

Este listado de planeamiento como se observa en la tabla 1, está fragmentado entre diferentes niveles institucionales y departamentos dificultando la coordinación especialmente en momentos en que la distancia política es mayor. Si bien es cierto, que la planificación hidrológica y la de puertos reúnen en un mismo instrumento, ya sean los planes de cuenca o los planes de usos de los puertos, una visión multi-riesgo incorporando, erosión, contaminación, inundación, ya sea en sus fases de prevención como de gestión. Sin embargo, la unidad territorial de análisis es o bien la cuenca o bien la actividad portuaria y por lo tanto, no resulta suficiente para aproximarse a la realidad litoral. Además, si atendemos al tipo de riesgo la tradición planificadora es bastante diferente. Mientras en el riesgo de inundación, la participación institucional es amplia y multiescalar, en el riesgo de erosión, una componente muy relevante del riesgo global costero, la competencia se centraliza en el estado dejando poco margen de actuación a niveles administrativos inferiores.

Por ello se convierte en indispensable establecer mecanismos de coordinación y relación entre estos instrumentos si se quiere dotar al litoral de un enfoque más estratégico e integrado. Sólo hemos encontrado en el planeamiento hidrológico esta vocación más holística y una visión más integrada de los riesgos, aunque como veremos más adelante, existe una iniciativa del gobierno catalán muy incipiente para elaborar un plan de ordenación del litoral que podría convertirse en el instrumento estratégico, de cohesión y coordinación que requerimos.

Y a toda esta complejidad hay que incorporarle las previsiones de cambio climático y, por lo tanto, estudiar cómo se están planificando las estrategias de adaptación.

3. LA INTEGRACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA NORMATIVA ACTUAL Y PERSPECTIVAS DE FUTURO

Para alcanzar los objetivos de este trabajo se ha sometido este sistema de planeamiento a la valoración de responsables institucionales que nos ha permitido hacer una valoración cualitativa del nivel de integración del vector del cambio climático. También se han identificado oportunidades para un mayor reconocimiento normativo del cambio climático en un futuro próximo.

Las grandes directrices sobre cómo debe producirse esta integración están en manos de las diferentes oficinas de cambio climático. A nivel estatal, desde la Oficina Española de Cambio Climático y el MAGRAMA se está elaborando la Estrategia de Adaptación de la Costa al Cambio Climático (EACCC), iniciativa interesante que actualmente se encuentra en fase de evaluación ambiental. El documento actualmente es de naturaleza estratégica aportando escenarios regionales pero de difícil concreción para aplicar un proyecto específico.

Desde la Ley de Costas, principal instrumento legal y de ordenación, en su última modificación, la del 2013, se incorpora la exigencia de considerar el cambio climático en la redacción de nuevos proyectos. Sin embargo, a pesar del desarrollo de la EACCC, resulta poco operativa para el nivel de proyecto y es necesario especificar los escenarios por tramos de litoral y hacer evaluaciones más locales para que la Ley y la EACCC resulten efectivas. Más allá de esta intención aparente y con poca fuerza legal, la normativa prioriza un enfoque basado en la rigidificación y la ampliación de los regímenes concesionarios, hecho que evidencia cierta incoherencia con las estra-

tegias de adaptación litoral que requeriría una apuesta más fuerte por la restauración y la conservación dunar y de ecosistemas litorales. Por lo tanto, el proceso es lento y se identifica poco con la visión adaptativa, a parte debería buscar más complicidades en todos los agentes territoriales implicados a los efectos del cambio climático como la subida del nivel del mar y efectos de temporales.

A nivel catalán desde la Oficina Catalana de Canvi Climàtic (OCCC) se elaboró la Estratègia Catalana d'Adaptació al Canvi Climàtic (ESCACC) Horitzó 2013-2020 que, sin abordar el tema de la costa de manera directa y explícita, pone sobre papel la necesidad de concretar planes, instrumentos que establezcan medidas de actuación urgentes y prioritarias, relativas a sectores como el turismo, la agricultura, la pesca... Sin embargo, hay falta de concreción también porque no se especifican qué planes deben redactarse y en qué horizonte temporal. La ESCACC también reconoce que la integración de la adaptación del cambio climático en la legislación sectorial es un proceso complejo que requiere de mucha consciencia política y de nuevas metodologías.

Por lo tanto, la integración del cambio climático en la normativa y planificación vigente es un gran reto que todavía se encuentra en una etapa muy incipiente. Se ha ido produciendo estos últimos años a través de numerosas normativas sectoriales como la Evaluación Ambiental Estratégica (EAE). Por ejemplo, en la ordenación territorial y la urbanística, se exige a través de la EAE la previsión de riesgos derivados del cambio climático. En los Plans Territorials Parcials (la ordenación territorial por grandes áreas funcionales), estos riesgos se integran en la clasificación de suelo no urbanizable de protección especial. También desde estos se recomiendan medidas de adaptación diversas como la creación de cordones dunares y la protección de ecosistemas frágiles. Sin embargo, la competencia en muchos casos de estas medidas supera el ámbito del plan y recae en niveles administrativos superiores no sujetos a las determinaciones del plan.

En la planificación hidrológica, la más compleja y transversal en estos momentos, se referencia de manera explícita especialmente en los Planes de Gestión de Riesgos de Inundación el vector del cambio climático. Sin embargo, más allá de reconocer su existencia y alertar de sus riesgos, a la hora de cuantificar los fenómenos, la fiabilidad es baja, sobre todo cuando se quieren regionalizar los impactos, y por lo tanto, tiene pocos efectos operativos.

Finalmente, en la planificación de la emergencia se responde a unos objetivos que no necesariamente incorporan la variable climática. Por ello, no hay rastro del cambio climático en los instrumentos que se derivan de Protecció Civil, es decir, en los planes que tradicionalmente han servido para gestionar el momento de la emergencia ya sea a nivel autonómico como a nivel local.

Esta situación todavía muy precaria en cuanto a la consideración legal del cambio climático se pretende abordar a nivel catalán a través del impulso de dos nuevas normativas que pueden representar una gran oportunidad para cubrir los vacíos identificados anteriormente. Se tratan de la Llei d'Ordenació del Litoral y la Llei de Canvi Climàtic.

La primera se encuentra en una fase muy primigenia, en redacción y con mucho recorrido todavía por hacer. Esto le concede una oportunidad para solventar las vaguedades de la Ley de Costas en cuanto al cambio climático y se favorezca la creación

de un instrumento estratégico tan necesario como el Plan de Ordenación Litoral y su desarrollo reglamentario. Confiamos que sirva para integrar los escenarios de cambio climático tanto la ordenación de los usos actuales como en la redacción de nuevos proyectos en el litoral catalán, aunque se prevé el escollo competencial del DPMT.

Un poco más avanzada se encuentra, la Llei de Canvi climàtic que se está elaborando desde la OCCC, ahora en fase de anteproyecto. Su objetivo, tal y como se contempla en su artículo 7 es obligar a las administraciones competentes a introducir el vector del cambio climático en la planificación y programación sectorial. Hasta el momento la OCCC sólo actúa ejerciendo presión sobre las diferentes administraciones sectoriales para integrar el cambio climático pero con la ley se quiere tener la fuerza normativa necesaria para que gane significación este tema y se traduzca en medidas operativas. De nuevo, el principal problema sin embargo reside en la distancia institucional, ya que la gestión del DPMT está en manos del MAGRAMA y la OCCC tiene un alcance autonómico. Esto ya se visualiza en la Comisión de Coordinación de Políticas de Cambio Climático, órgano consultivo y de coordinación entre el ministerio y representantes territoriales tiene una vocación meramente informativa. Con una reunión anual apenas cumple con la función que por decreto se le ha sido asignada.

4. CONCLUSIONES

En nuestro sistema jurídico contamos con numerosos instrumentos de carácter sectorial que regulan de manera dispersa y fragmentaria los aspectos vinculados a los riesgos costeros. Su complejidad se hace patente en la distribución competencial, tanto sectorial como multinivel de los sistema de planeamiento y las instituciones responsables. En parte responde al origen diverso de los riesgos que afectan al litoral (mar, tierra, aire), su escala espacial (de locales a transfronterizo) y temporal (inmediatos vs. Procesos lentos). Esta complejidad se convierte en un problema cuando la coordinación es ineficiente y la distancia institucional es grande.

La falta de un instrumento de planificación con vocación holística e integrador en el ámbito litoral similar a lo existente en la planificación hidrológica genera desajustes importantes y nuevos retos de cara a la integración del cambio climático.

Aunque todavía existe una gran distancia entre la presencia del cambio climático en la normativa actual y elaboración de medidas operativas y vinculantes, existen dos iniciativas catalanas en marcha que pretenden allanar el camino. Tanto la Llei de canvi climàtic, como la Llei d'ordenació litoral abren nuevas expectativas para mejorar en este campo, aunque si no se resuelve el encaje competencial se pueden reproducir las dinámicas presentes. En este compromiso ayudaría que hubiera un marco estratégico a nivel europeo que dotara de elementos estratégicos y metodológicos como hizo la Directiva Marco del Agua o está haciendo la Directiva Marco de Estrategia Marina pero para el ámbito estrictamente litoral.

AGRADECIMIENTOS

Proyecto PaiRisClima (CGL2014-55387-R) financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad. Gobierno Español.

REFERENCIAS

- Allen, CR. Fontaine, JJ. Pope, KL. Garmestani, AS. (2011) Adaptive management for a turbulent future. *Journal of Environmental Management*, 92, 1339-1345.
- Dietz, T. Ostrom, E. Stern, PC. (2003). The struggle to govern the commons. *Science* 302, 1907-1912.
- Norton, B.G. (2005). *Sustainability: a Philosophy of Adaptive Ecosystem Management*. Chicago: University of Chicago Press.
- Ribot, E. (2008) El marc legal en matèria de riscos naturals a catalunya. En: Vilaplana, JM. Payàs, B. (Coords). *Els Riscos Naturals a Catalunya. Informe del CADS 6*. 1-144. Generalitat de Catalunya.

SOCIOCLIMAS, RIESGOS Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO EN LAS COMUNIDADES ANDINAS DEL DESIERTO DE ATACAMA

Hugo ROMERO ARAVENA y Dustyn OPAZO ALBARRÁN

Departamento de Geografía. Universidad de Chile.
hromero@uchilefau.cl, dustyn.opazo@gmail.com

RESUMEN

Mediante la integración de análisis digitales de imágenes satelitales, datos climáticos e investigación participativa se presenta el comportamiento de comunidades indígenas localizadas en la cordillera andina del Desierto de Atacama, uno de los más áridos del mundo, que han habitado estos paisajes por más de 10.000 años, desarrollando estrategias de mitigación y adaptación ante cambios y variabilidades climáticas, que incluyen la aplicación de un conjunto de conocimientos locales referidos a la predicción, enfrentamiento y reconstrucción ante eventos extremos tales como sequías, inundaciones, ondas de calor y de frío. La concepción cultural y división social de los riesgos climáticos a escala de la comunidad andina corresponde a prácticas productivas, modos de vida y representaciones simbólicas de los climas locales o *socioclimas* que integran las amenazas naturales a formas de resiliencia contexto-específicas, destacando la ocupación sistemática y simultánea de los pisos ecológicos, la comunidad translocalizada y la reconfiguración de órdenes territoriales ad-hoc.

Palabras claves: socioclimas, comunidades indígenas, desierto de Atacama, topoclimatología, investigación participativa.

ABSTRACT

Using integrated digital analysis of satellite images, climatic data and participatory research described the behavior of indigenous communities located in the Andes mountain chain in the Atacama Desert, one of the driest in the world, who have inhabited these landscapes for more than 10,000 years, developing strategies for mitigation and adaptation to climate change and variability, including the implementation of a set of local knowledge concerning the prediction, confrontation and reconstruction to extreme events such as droughts, floods, heat and cold waves. The cultural conception and social division of climate risks at the scale of the Andean community correspond to productive practices, households and symbolic representations of local climates or *socioclimates* that integrate natural hazards to forms of context-specific resilience, highlighting the systematic and simultaneous occupation of ecological belts, translocated communities and ad-hoc reconfiguration of territorial management.

Keywords: socioclimates, indigenous communities, Atacama Desert, topoclimatology, participatory research.

1. INTRODUCCIÓN

El Desierto de Atacama es probablemente el más árido del mundo. Los promedios anuales de sus lluvias solo alcanzan unas décimas de milímetros de agua caída

Figura 2. Organización territorial sobre la base de cuencas ambientales, humedales y pisos de altura en el Desierto de Atacama. Elaboración propia

Mientras los modelos de cambio climático pronostican un importante desecamiento en la mayor parte de la Cordillera de los Andes, se advierten significativas variabilidades espacio temporales relacionadas con la topoclimatología de los altiplanos, sistemas de laderas y valles que caracterizan complejos orográficos de gran magnitud y elevado dinamismo ecológico, geomorfológico e hidrológico, cuya comprensión y gestión requeriría conocimientos científicos que no se encuentran disponibles (Romero *et al.*, 2013). Existe una gran variedad en los climas de los lugares, que depende especialmente del alcance de las influencias amazónicas, de la distribución de los pisos ecológicos controlados por la altura y de las exposiciones de las montañas ante las masas de aire cargadas de humedad (Mendonca *et al.*, 2014). Los más recientes desastres hidrometeorológicos como los aluviones de marzo de 2012 y principalmente de marzo de 2015, han demostrado el desconocimiento de los topoclimas, lo que se está intentando resolver con la instalación de redes de observación ubicados sobre 3.000 m. de altitud, el análisis digital e interpretación de imágenes satelitales y mediante investigaciones participativas que intentan vincular dichos datos con los conocimientos locales de que dispone un conjunto de comunidades localizadas en los valles y altiplanos andinos (fig.1).

2. MÉTODOS

Dada la complejidad de los topoclimas, para su análisis e interpretación se están utilizando en forma integrada informaciones proporcionadas por estaciones meteorológicas instaladas en los sectores altos de las cuencas seleccionadas, análisis digitales de imágenes LANDSAT 5, que representan la distribución de las temperaturas superficiales de emisión, verdor vegetal y humedad de los suelos y métodos cualitativos que incluyen investigaciones participativas que comprenden conversaciones y entrevistas en profundidad con representantes de las comunidades indígenas andinas.

3. RESULTADOS

El conocimiento local de los climas regionales y de los mecanismos de mitigación y adaptación ante las variabilidades han sido fundamentales para la sobrevivencia de las comunidades locales y ello ha dependido de sistemas de información cuyos objetos y datos, no obstante, son diferentes a los aportados por la ciencia moderna, pero no por ello menos significativos.

3.1. Topoclimatología andina

Las figuras 3 y 4 presentan la comparación de rasgos topoclimáticos cuyo comportamiento espacial y temporal ha sido obtenido del procesamiento de imágenes satelitales LANDSAT TM correspondientes a los meses del verano climatológico (enero y febrero), que constituyen la estación lluviosa en el régimen amazónico que alcanza a las montañas andinas del altiplano chileno que bordea por el oriente el Desierto de Atacama. Se han seleccionado imágenes de los años 1989 y 2001 que corresponden al año más seco el primero y más lluvioso el último, con la finalidad de apreciar los cambios más relevantes que experimentan los paisajes.

Respecto a la distribución de las temperaturas superficiales se observan franjas altitudinales que conforman los cinturones ecológicos que han asentado a las comunidades biológicas y culturales. La más occidental da cuenta de las planicies y farrallones costeros por los cuáles el relieve se eleva bruscamente desde el nivel del mar hacia una depresión intermedia cuya altura supera los 1.000 m. y que conforma la llamada “pampa” o desierto interior, caracterizada por la total sequedad y por la acumulación de elevadas temperaturas. Las influencias oceánicas consiguen penetrar a través de quebradas y favorecen el registro de oscilaciones térmicas reducidas, alta humedad atmosférica y presencia habitual de neblinas costeras, llamadas localmente como “camanchacas” (Romero, 1985). El clima seco, cálido y de alta oscilación térmica diaria de las “pampas”, solo se ve interrumpido por “islas de frescor” que resultan de elevaciones locales y de la presencia excepcional de bosques de prosopis (*tamarugos*) en la llamada “Pampa del Tamarugal”, alimentados por el surgimiento de aguas subterráneas provenientes de la cordillera andina. Hacia el oriente, la altura aumenta gradualmente, generando una precordillera que fluctúa entre 2000 y 3000 m y cuya temperatura de emisión superficial varía entre 37 y 47°C y que culmina en un primer cordón montañoso que registra entre -25 y -67°C. Continuando hacia el oriente, comienzan a desarrollarse los climas altiplánicos, que generan condiciones topoclimáticas más favorables para las comunidades biológicas y humanas, salvo las áreas dónde se localizan las montañas más elevadas y los cordones volcánicos.

Figura 3. Comparación de la distribución de las temperaturas superficiales de emisión, índices vegetales y humedad del suelo en comunidades andinas seleccionadas de la región de Tarapacá en 1989. Elaboración propia.

Durante el año lluvioso de 2001, se mantiene la división entre las franjas costera, “pampa”, precordillera, cordillera y altiplanos, pero los valores de temperatura son más elevados como consecuencia de la mayor humedad y vegetación que cubre los suelos. Las temperaturas mínimas extremas registradas en el año seco no se observan en el año húmedo de la serie, lo que favorece la ecología local.

Respecto a la distribución espacial de la humedad de los suelos, se puede apreciar la absoluta sequedad que caracteriza al Desierto de Atacama, registrándose durante 1989 la presencia excepcional de algunos pixeles húmedos aislados en las quebradas de Tarapacá y Aroma, que corresponden a humedales y arroyos fragmentados. Los dos grandes cuerpos de agua del altiplano, los salares de Huasco y Coposa, se ven disminuidos y fragmentados en sus superficies hídricas, lo que manifiesta su extraordinaria sensibilidad ante los volúmenes de precipitaciones y la incertidumbre sobre la disponibilidad de agua para brindar sus servicios ambientales. Durante el año lluvioso de 2001 se advierte como el curso superior de la quebrada de Tarapacá, que nace en la cuenca altiplánica del Estero Sencata, se transforma desde un conjunto de pixeles húmedos aislados en un curso continuo de agua, que no obstante, desaparece prontamente aguas abajo. Los salares de Huasco y Coposa se consolidan como lagunas durante los periodos lluviosos, adquiriendo toda su importancia como ecosistemas biológicos y oasis culturales, ambos hechos excepcionales en el borde de uno de los paisajes más áridos del planeta.

Figura 4. Comparación de la distribución de las temperaturas superficiales de emisión, índices vegetales y humedad del suelo en comunidades andinas seleccionadas de la región de Tarapacá en 2001. Elaboración propia.

Bajo tales condiciones climáticas restrictivas para los paisajes naturales y culturales, la vegetación solo se advierte en las franjas más frías de las precordilleras y altiplanos que caracterizan los bosques y matorrales de los cursos superiores de las cuencas, mientras que las estepas y pajonales se generalizan en las tierras más altas, controlando la existencia de pastos y con ello, la presencia de ganado auquénido que sirve de sustento a las comunidades pastoriles. Fuera del dominio cordillerano, durante el año seco, en el desierto interior de las “pampas” la vegetación se restringe a oasis como los ocupados por la Pampa del Tamarugal y algunos sectores de quebradas que concentran la emergencia de aguas subterráneas que ingresan al sistema en las tierras altas, constituyendo otra serie de ecosistemas y sociosistemas de extraordinaria vulnerabilidad. Durante el año lluvioso, se observa el aumento de los índices de verdor debido a la mayor densidad y continuidad espacial de la vegetación, especialmente sobre la región precordillerana, área que comanda la organización de los circuitos de transhumancia de las comunidades pastoriles aymaras.

3.2. Climatología cultural y socioclimas andinos

Para Tadaki *et al.* (2012), “Las actividades humanas alteran e interactúan con la física y química de la atmósfera a través de las escalas global-local. Modificaciones humanas de los paisajes y los biomas corren de diferentes maneras a través del espacio y tiempo, y los actores humanos y las instituciones proponen y coordinan

estructuras metafísicas para vincular observaciones e ideas acerca del mundo natural” (547). La tesis central de Tadaki *et al.* (2012) es que el giro cultural de la geografía física debe ser presidido por el reconocimiento de que esta disciplina ha sido siempre cultural y que sus practicantes e instituciones proveen de un sistema significativo a través del cual “el orden es comunicado, reproducido, experimentado y explorado” (Williams, 1981, cit. 550).

Las comunidades ancestrales han habitado y gestionado por miles de años estos paisajes lo que ha requerido conocimientos e informaciones que les han permitido adoptar decisiones para mitigar los cambios de corto plazo y adaptarse a los de plazo mediano y largo. La consideración de estos conocimientos requiere de un amplio proceso de diálogo (Gaillard and Mercer, 2012) entre los científicos y los habitantes indígenas, entre los agentes externos e internos de la comunidad y entre las decisiones adoptadas desde abajo hacia arriba y desde arriba hacia abajo. Los vientos, las nubes, la lluvia, los escurrimientos superficiales y subterráneos de agua, el almacenamiento de ésta en el suelo y en los vegetales, la fauna y flora y desde luego, las comunidades humanas y no-humanas constituyen un sistema holístico de múltiples interacciones recíprocas manifestadas en flujos materiales y simbólicos. Así entendido, el clima es un hecho socrático en la medida que no significa solo un evento o fenómeno atmosférico, sino que trata de un constructo cultural que asocia y ordena las fases del ciclo climático, relacionándolas con acciones humanas y divinas específicas, en un sistema de conocimientos que no separa los hechos físicos de los metafísicos o la vida del tiempo y del espacio (Boelens, 2014). De esta forma, la condensación y las precipitaciones ocurren por voluntad de los dioses de las montañas, que controlan a su vez a las divinidades del viento y las nubes, y finalmente el escurrimiento de las aguas, a través de otras tantas deidades. Las respuestas de los dioses son proporcionales a la fe y sacrificios que acompañan las rogativas presentadas por los comuneros en ceremonias especialmente convocadas antes que comience la estación de las lluvias. Mientras la quema de incienso vincula las rogativas de los comuneros directamente con las nubes y las montañas al viajar por los aires, el vaciamiento de depósitos con agua de mar sobre los arroyos de las laderas, pretende acelerar las fases de evaporación-condensación-precipitación, al mismo tiempo que la sangre de los animales sacrificados aumenta el escurrimiento superficial de las aguas.

El socioclima vincula conocimientos, valores, prácticas y gestión de los territorios, que finalmente contribuyen a la identidad comunitaria, que comprende elementos y significados físicos, abstractos y sobrenaturales generando una representación de carácter híbrido que también alcanza al agua a través de los territorios y redes hidrosociales, así como a la totalidad de los *actantes* ecológicos, destacando especialmente el carácter de los animales domésticos, considerados integrantes de las familias. El estudio de los socioclimas se realiza a través de investigaciones participativas mediante entrevistas en profundidad y conversaciones practicadas en forma sistemática entre los investigadores y los miembros de la comunidad. En este caso, los hallazgos presentados han sido recogidos en las comunidades de Lirima, Cancosa, Copaquilla y Salar del Huasco, todos lugares de residencia de comunidades aymaras situadas sobre 3.000 m. de altura, en los bordes de humedales y arroyos, por Basaure (2015). La organización del sistema socioecológico posiciona a todos sus integrantes en igualdad de condiciones y exige una permanente conversación y respetabilidad mutua entre la

naturaleza y la sociedad de alto valor conservacionista. Los habitantes locales deben respeto permanente a los dioses que encarnan al clima y las aguas, destacando por su importancia, el monte más alto de la localidad, donde se concentran los flujos de humedad provenientes del océano y del interior. Las peticiones de los comuneros, principalmente relacionadas con la ocurrencia de lluvias abundantes, suaves, bien repartidas en el tiempo y el espacio, que aseguren la disponibilidad de agua, pastos y alimentos todo el año, deben ser expuestas en ceremonias públicas, donde los sabios locales los transmiten hacia las alturas de las montañas. Producidas las lluvias, es necesario aumentar su fluidez aguas abajo por lo que se sacrifican corderos y llamas para que el vertido de su sangre incremente los caudales, al mismo tiempo que la comunidad implora sobre su persistencia y su fusión con la “madre tierra” (*pachamama*), mediante bailes y carnavales, para asegurar la fertilidad de los suelos y el abastecimiento alimenticio.

Como la variabilidad y los cambios climáticos siguen registrándose como parte de los ciclos normales, la comunidad debe adoptar acciones sociales de mitigación y adaptación para lo cual es indispensable disponer de un sistema de pronósticos. Los habitantes locales identifican principalmente a las sequías, ondas de frío (debido al fuerte viento y las bajas temperaturas), los aluviones y los adelantos o retrasos de las estaciones del año (lluviosa o seca) como las principales amenazas climáticas. Estas variaciones son predichas mediante la observación rigurosa del comportamiento de diversos componentes de la flora y fauna de los paisajes de los lugares ocupados por la comunidad. El momento del florecimiento y fructificación de pastos y cactáceas en los alrededores de los humedales y en las estepas altoandinas son reconocidos como hechos anticipatorios de las características climáticas del verano próximo, como también los son el apareamiento de determinados insectos, la abundancia de batracios y la cantidad, color y forma de volar de los flamencos que nidifican en los cuerpos de agua (Basaure, 2015). El conocimiento local sobre la ocurrencia de los eventos extremos, sin embargo, no los relaciona causalmente con eventuales procesos de cambio climático sino que con las dificultades crecientes que debe enfrentar la comunidad para convocar a sus miembros a participar en forma masiva en las rogativas, debido a que la mayor parte ha emigrado hacia las ciudades o bien por el envejecimiento de sus poblaciones. Para ellos, sería necesario no solo aumentar el número de participantes y la frecuencia de las ceremonias sino que además exigirles a éstos mayores niveles de fe en sus actos y rogativas, así como perfeccionar los ritos practicados: invitar a un sabio más poderoso desde la vecina Bolivia, sacrificar más animales y especialmente, realizar las ceremonias en forma completa, como lo hacían los abuelos. La emigración y los cambios de modos de vida han resentido la relevancia de las ceremonias y con ello disminuido la capacidad de interacción con las divinidades, componente fundamental de los socioclimas.

4. CONCLUSIONES

Este trabajo ilustra sobre desafíos y resultados preliminares obtenidos por una investigación climatológica concebida como un diálogo entre conocimientos científicos universales y locales vernaculares, que sintetiza procesos multiescalares y que se expresa culturalmente a través de acciones materiales, simbólicas y metafísicas ejecutadas por comunidades indígenas que han sobrevivido en parajes extremos por

miles de años. Los socioclimas se encuentran entre los conceptos híbridos que responden a una perspectiva de análisis multidisciplinario que requiere de aproximaciones metodológicas que aúnan procedimientos cuantitativos y cualitativos en sus estrategias de investigación. En la actualidad, se intenta relacionar como unidades geográficas de análisis los lugares donde habitan las comunidades, sus particularidades topoclimáticas -especialmente montañas, cuencas y altiplanos-, los datos registrados en estaciones meteorológicas fijas y móviles, imágenes satelitales, y principalmente conocimientos, interpretaciones y gestiones que ejecutan los habitantes locales, pueblos indígenas andinos que pueden enseñarnos cómo administrar el territorio si se trata de lograr procesos de mitigación y adaptación ante los cambios y variabilidades climáticas. Si bien estas comunidades han asegurado su sobrevivencia por miles de años, en la actualidad amenazan con desaparecer como consecuencia de equivocados procedimientos de construcción del conocimiento y de formulación y aplicación de los planes de desarrollo socioeconómico en territorios socio-ecológicos específicos.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo presenta resultados obtenidos en el Proyecto Regular del Fondo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de Chile (FONDECYT), N°1150701, a quienes se agradece su colaboración.

REFERENCIAS

- Basaure, M.F. (2015). Población Aymara y agua en los humedales de la Comuna de Pica. Región de Tarapacá, Chile. Memoria de Título para optar al Título de Antropóloga Social. Departamento de Antropología, Universidad de Chile. Recuperado de: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/137487>
- Boelens, R. (2014). Cultural politics and the hydrosocial cycle: Water, power and identity in the Andean highlands. *Geoforum*, 57, 234-247. DOI: 10.1016/j.geoforum.2013.02.008
- Mendonça, M., Romero, H. y Opazo, D. (2014). Análise multiescalar para a compreensão de causas e consequências da variabilidade climática na América do Sul. Experimentos em Climatologia Geográfica. Coordinadores: Charlei Aparecido de Silva, Edson Soares Fialho e Ercilio Torres Steinke. Asociación Brasileña de Climatología Geográfica, pp. 271-290. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v14i1>
- Romero, H. (1985). Geografía de los Climas, Tomo IX de la Colección Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar de Chile. Santiago de Chile, 250 p.
- Romero, H. (2009). Comodificación, exclusión y falta de justicia ambiental. Globalización y territorio en América Latina. Editores Delgado Mahecha, y Cristancho Garrido. Biblioteca Abierta, Colección General, serie Geografía. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias Humanas, Departamento de Geografía, pp.243-291. Recuperado en <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/118085>.
- Romero, H., Méndez, M., & Smith, P. (2012). Mining development and environmental injustice in the Atacama Desert of Northern Chile. *Environmental Justice*, 5(2), 70-76. DOI:10.1089/env.2011.0017.

- Romero, H., Mendonça, M., Méndez, M. y Smith, P. (2011). Multiescalaridad, relaciones espaciales y desafíos ecológico-sociales de la climatología sudamericana. El caso del desierto de Atacama. *Revista Brasileira de Climatología*. Año 7. Vol. 8. Pp.7-29. DOI: <http://dx.doi.org/10.5380/abclima.v9i0>.
- Romero, Hugo, Smith, Pamela, Mendonça, Magaly, & Méndez, Manuel. (2013). Macro y mesoclimas del altiplano andino y desierto de Atacama: desafíos y estrategias de adaptación social ante su variabilidad. *Revista de geografía Norte Grande*, (55), 19-41. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-34022013000200003>
- Romero, H., Smith, P. and Vásquez, A. (2009). Global Changes and economic globalization in The Andes. Challenges for developing nations. *Global Change and Sustainable Development in Mountain Regions*. Editors: Psenner, R., Lackner, R., Borsdorf, A. Innsbruck University Press, University of Innsbruck, Vice-rectorate for Research, Austria. pp.71-95. Recuperado de <https://www.uibk.ac.at/alpinerraum/publications/vol7/romero.pdf>.
- Romero Aravena, H; Sarricolea Espinoza, P; (2015). Variabilidad y cambios climáticos observados y esperados en el Altiplano del norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, () 169-183. Recuperado de <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=30042325010>
- Tadaki, M., Salmond, J., Le Heron, R. and Brierley, G. (2012), Nature, culture, and the work of physical geography. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 37: 547–562. doi: 10.1111/j.1475-5661.2011.00495.

ANÁLISIS COMPARATIVO DE EMISIONES DE CO₂ Y SU IMPACTO ECONÓMICO EN DOS COMPLEJOS HABITACIONALES DE MEXICALI, MÉXICO

Néstor SANTILLÁN SOTO¹, Rafael GARCÍA CUETO¹, Gabriela PEÑUELAS GARCÍA¹,
José Ernesto LÓPEZ VELÁZQUEZ¹, Sara OJEDA BENÍTEZ¹,
Nicolás VELÁZQUEZ LIMÓN¹, Samantha CRUZ SOTELO²

¹*Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, Blvd. Benito Juárez
y calle de la Normal s/n Col. Insurgentes Este, C.P. 21280.*

²*Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, Campus Mexicali.*

nsantillan@uabc.edu.mx, rafaelcueto@uabc.edu.mx, gabriela.penuelas@uabc.edu.mx,
ernesto.lopez16@uabc.edu.mx, sara.ojeda.benitez@uabc.edu.mx, nicolas.velazquez@uabc.edu.mx,
samantha.cruz@uabc.edu.mx

RESUMEN

Los riesgos climáticos a nivel urbano son promovidos principalmente por los cambios de coberturas que la urbanización impone. Esos cambios alteran la temperatura en la baja atmósfera y pone en riesgo a sus habitantes. En la ciudad de Mexicali, México, durante buena parte del año prevalecen altas temperaturas, por lo que se requieren equipos de aire acondicionado para satisfacer el confort térmico. En esta comunicación se evalúa el impacto energético, económico y ambiental como resultado de una urbanización no planificada. Se presenta una comparación teórica del desempeño de un equipo de 5 toneladas operando en dos zonas urbanas. Una de ellas presenta planeación homogénea, la otra crecimiento heterogéneo. Utilizando un anemómetro sónico ubicado a 20 metros de altura, se registraron las temperaturas del aire en ambos sitios. Estos datos se procesaron en un modelo de regresión lineal deducido del manual del equipo. Se sustituyeron las temperaturas registradas, obteniéndose el consumo eléctrico. Los resultados indican que la zona heterogénea consume 24,700 KWh por encima de la planificada; generando un costo extra de \$3,195 USA y emitiendo 17,032 kg de CO₂. Se discuten algunas implicaciones que generan estos dos diferentes esquemas de distribución urbana.

Palabras clave: aire acondicionado, consumo de energía, emisiones de CO₂, urbanización.

ABSTRACT

At urban level, climate risks are promoted primarily by changes in coverage that urbanization imposes. These alter the temperature in the lower atmosphere and threatens its inhabitants. In the city of Mexicali, Mexico, for much of the year prevailing high temperatures, so air conditioner equipment are required. In this communication, energy, economic and environmental impacts as a result of unplanned urbanization is evaluated. A theoretical performance comparison of a 5 tons equipment operating in two urban areas is presented. One presents homogeneous planning, the other heterogeneous growth. Using a sonic anemometer located 20 meters high, air temperatures were recorded at

both sites. These data were processed in a linear regression model deducted from the equipment manual. The registered temperatures were replaced, obtaining electricity consumption. The results indicate that the heterogeneous zone consumes 24,700 KWh above the planned; generating an extra cost of \$ 3,195 USA and issuing 17,032 kg of CO₂. Some implications generated by these two different urban distribution schemes are discussed.

Key words: air conditioning, energy consumption, CO₂ emissions, urbanization.

1. INTRODUCCIÓN

La evaluación de la energía, de los beneficios económicos y ambientales son los parámetros que algunas investigaciones y políticas han abordado referente a equipos de aire acondicionado (A.C.) dadas las crecientes demandas de crecimiento urbano (Pérez-Lombard *et. al*, 2011). Para las ciudades actuales ubicadas en climas extremos con altas temperaturas, los sistemas de aire acondicionado representan el factor dominante en el consumo eléctrico en viviendas y edificios. En tales ciudades, la prioridad es mejorar la eficiencia en el uso de electricidad para el aire acondicionado, y por lo tanto, una medida central para la conservación de los recursos energéticos y la protección del medio ambiente (Yik *et. al*, 2001).

Los edificios han jugado un papel importante para el consumo de energía en los sectores residencial y comercial, este consumo se ha incrementado de manera constante, los indicadores que oscilan entre el 20% y el 40% en los países desarrollados, han superado a otros grandes sectores como el industrial y de transporte. Para los edificios, el servicio de más rápido crecimiento es el uso de la energía para los sistemas de A.C., y es particularmente significativo debido a que representa el 50% del consumo en los edificios y el 20% del consumo total en los Estados Unidos de América (Pérez-Lombard *et. al*, 2008; Al-Rabghi y Akyurt, 2004), para Malasia el 57% para A.C., que vino a ser el de mayor consumo de energía (Saidur, 2009), y en particular en la demanda de energía del Sur de Asia, ya que el aire acondicionado residencial podrían aumentar en un 50% debido al cambio climático (Isaac y Van Vuuren, 2009).

Scott (1994) y Huang (1986) documentaron para ciudades de Estados Unidos, un impacto significativo del consumo de energía en edificios debido a las fluctuaciones del clima, esto debido a las condiciones climáticas que juegan un papel decisivo en el consumo de electricidad (Sailor, 2009). Las estimaciones de los modelos climáticos relacionan los parámetros climáticos con el consumo de electricidad residencial (Ihara, 2008), y sugieren una sensibilidad nominal de 2-4% por cada grado Celsius de aumento de las temperaturas (Sailor y Pavlova, 2003).

Como factor de variabilidad del clima urbano, en las últimas décadas, la importancia de la isla de calor no sólo se ha analizado en términos de la climatología urbana, también se estudia como un aspecto que ha generado efectos ambientales negativos (Kikegawa *et. al*, 2006) y, como consecuencia si la isla de calor aumenta, la demanda de energía eléctrica para el A.C. también. Este impacto negativo genera calor residual y también provoca aumentos en el consumo de combustibles fósiles. Por lo tanto, si este fenómeno persiste, surge un alto riesgo debido a que las islas de calor aumentan sin control el consumo de energía eléctrica y, en consecuencia, aumentan los gases de efecto invernadero antropogénicos como el CO₂, que está directamente relaciona-

do como la principal causa del cambio climático global. De acuerdo con el enfoque anterior, las estrategias de mitigación contra las islas de calor deben ser propuestas como una herramienta para reducir el consumo de energía en las ciudades, y estas estrategias deben dar lugar a la reducción global de las emisiones de CO₂ (Kikegawa et. al, 2006). Es de destacar que en México se estima que las emisiones de CO₂ por combustible/electricidad relacionadas con aire acondicionado doméstico o el consumo de energía de enfriamiento, fue de 5.5 Tg de CO₂ en 2006 (Rosas-Flores et. al, 2011). Algunos datos indican que a nivel mundial las emisiones de CO₂ asociadas, tanto para la calefacción y la refrigeración se incrementará a 2.2 Gt de C en 2100, es decir, aproximadamente el 12% de las emisiones totales de CO₂ derivadas del uso energético, destaca China y U.S.A. (Isaac y Van Vuuren, 2009).

Teniendo en cuenta el consumo de energía y los posibles efectos ambientales como los antes mencionados, este estudio presenta un enfoque comparativo en dos zonas residenciales de la ciudad de Mexicali, México, donde cada zona presenta diferencias en su distribución urbana, que crean diferentes microclimas en el que se opera teóricamente una equipo de A.C. de 5 toneladas en cada casa. Esta comunicación es analizada y discutida en términos de consumo de energía, los impactos económicos y efectos ambientales.

2. MÉTODOS

2.1. Sitios y datos

La investigación se realizó en la ciudad de Mexicali, Baja California, México, que se encuentra en una zona semi-desértica, con coordenadas 32 ° 39'48 "N, 115 ° 28'4" W. En esta ciudad se han registrado temperaturas extremas, en julio una máxima promedio de 42.2°C, y en enero una mínima promedio de 21°C. El 28 de julio de 1995, que alcanzó un máximo histórico de 52°C (Santillán-Soto et. al, 2013). Dos anemómetros sónicos CSAT3, se instalaron a 20 m de altura mediante maquinaria de elevación dentro de dos complejos habitacionales separados por 9 km. de distancia. Uno de ellos SEV el cual presenta un esquema planificado de urbanización homogénea denominado fraccionamiento, con solo dos diseños de casa habitación, con la característica de que todos los techos son de color blanco, destacando que prácticamente los terrenos sin construcción y áreas verdes son muy pocos. El otro sitio denominado CUE, correspondiente a una urbanización heterogénea tradicional donde todas las casas se construyeron según las posibilidades y el gusto del dueño, destaca que los techos de las casas no presentan una cobertura similar, cada una está construida con diferentes materiales, se cuenta con pocas áreas verdes y a diferencia del sitio SEV, existen terrenos sin construcción.

Al mismo tiempo, los equipos de adquisición de datos CR3000 registraron datos promedio cada 60 minutos durante 25 días (Figuras 1 y 2). Los sensores se colocaron a la altura antes dicha para así obtener datos más representativos de la zona, más estable y con menos turbulencia proveniente de los equipos de aire acondicionados instalados en los techos de las casas. Las edificaciones más altas circundantes a la estación presentaban una altura máxima de 6 m aproximadamente. El período de análisis fue del 20 de marzo al 14 de abril de 2015.

Fig. 1. Sitios de estudio.

Fig. 2. Estaciones de anemómetros sónicos a 20 m. altura.

Las temperaturas registradas durante los 25 días se procesaron como promedios horarios y se presentan en la Figura 3. Como se puede apreciar, CUE presenta valores más altos, esto puede relacionarse con la presencia de terrenos sin construcción y techos poco reflectivos. Por otra parte, para SEV los techos blancos permiten reflejar más energía proveniente de la radiación solar, lo que puede ser un factor influyente para temperaturas menores circundantes a la estación de monitoreo. Para este trabajo, estas temperaturas serán utilizada como datos de entrada.

Fig. 3. Temperaturas promedio horarias en los dos sitios de estudio.

2.2. Tecnologías de aire acondicionado

Se consideraron tres tipos de tecnologías de equipos de 5 toneladas. Esta capacidad no está relacionada con la carga térmica de algún tipo de casa habitación, solo se consideró como un equipo “testigo” trabajando continuamente por 25 días bajo las temperaturas registradas en cada sitio. Su comportamiento de consumo de energía en condiciones de prueba fueron documentadas de las especificaciones del fabricante (Goodman Air Conditioning & Heating, 2016; York Heating and Air conditioning, 2009; Faramazi et. al, 2004). La figura 4 muestra en términos de temperatura la energía consumida para obtener 23.8 C° (75° F) de temperatura interior. La tecnología más moderna (KW_G) presentó la menor pendiente y fue seleccionada para este estudio debido a que es más eficiente. Las letras "G" y "Y" son nuevas tecnologías cargadas con refrigerante R410 (las letras representan el nombre de la empresa). La tecnología con refrigerante R-22 se presenta con la letra "O". Esta última es obsoleta y sólo se presenta en forma comparativa.

Fig. 4. Modelos de regresión de los tres equipos de aire acondicionado de 5 toneladas deducidos de las temperaturas externas del manual del fabricante.

Después de obtener el modelo de regresión lineal, la variable independiente “x” es decir la temperatura exterior a la que realmente funcionan los equipos de aire acondicionado, se propone en los dos sitios de estudio como valor de entrada (Figura 3), y fue sustituida en el modelo de regresión (Ecuación 1) con el fin de obtener el consumo eléctrico por hora (KWh), para posteriormente, sumar todos los resultados horarios, y obtener una suma diaria para cada uno de los 25 días (Ecuación 2).

$$y=0.0446x+3.182 \quad (1)$$

$$\sum_{i=0}^{n=23 \text{ hr}} KWhD1, \sum_{i=0}^{n=23 \text{ hr}} KWhD2, \dots, \sum_{i=0}^{n=23 \text{ hr}} KWhD25 \quad (2)$$

En la Ecuación 2, D1 a D25 significan primer día hasta el día veinticinco.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los siguientes resultados corresponden al consumo de energía por día de los aparatos de aire acondicionado de 5 toneladas en los dos sitios de estudio, el costo total para el período considerado y algunos datos sobre las emisiones de CO₂ como resultado de la operación excedente debido al ambiente externo con temperaturas más altas. Como se muestra en la Figura 5, el consumo de energía en el sitio CUE es mayor que en el sitio SEV. Estos resultados fueron sustituidos en el modelo de regresión lineal de consumo del equipo KW_G, estos valores más elevados para CUE nos indican que el microclima que rodea el sitio presenta influencias térmicas que elevan las temperaturas de la zona y aumenta el consumo de energía. La diferencia entre cada sitio también puede ser observada debido a que el diferencial de temperatura promedio es 1.8 Celsius (Tabla 1). El excedente eléctrico del sitio CUE por casa ((2603.5-2554.1)/4.25), equivale a 11 días de consumo de energía para el sitio SEV, considerando un promedio diario de 4.25 KWh en este último, esto significa que 500 casas pueden ser refrigerados 11 días adicionales (Tabla 1).

Fig. 5. Acumulado diaria de consumo eléctrico calculado por el modelo de regresión.

Concepto/variable	CUE	SEV
Temperatura promedio (°C)	25.9	24.1
KWh acumulados por casa	2603.5	2554.1
KWh promedio por casa	4.33	4.25
KWh Total para 500 casa	1,301,750	1,277,050
Costo por casa dólares norteamericanos	338.45	332.06
Costo total dólares norteamericanos para 500 casas	169,225	166,030
Emisiones totales Kg. CO ₂ Equivalente	897,623	880,591
Δ KWh (excedente)	24,700	
Δ \$ (excedente)	3,195	
Δ Emisiones (excedente)	17,032	

Tabla 1: Variables de análisis para los sitios de estudio

Notas:

- 1) El costo promedio del KWh se considera en 2.22 pesos mexicanos equivalentes a 0.13 dólares norteamericanos.
- 2) Se consideran 500 casas para cada sitio con un equipo de 5 toneladas cada una.

El impacto económico también es un factor que se ve afectado, ya que el costo total aumenta un 1.9%, pero profundizando en un análisis detallado, como se muestra en la Tabla 1, la diferencia en el costo por casa es de \$ 6.39, lo que representa 1.52 veces el salario mínimo diario en México (73.04 pesos = \$4.19), por lo que el excedente del costo total asciende a el salario mínimo diario de 762 trabajadores.

En un enfoque ambiental, según las proyecciones de la Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos (E.P.A., 2016), la diferencia de emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) entre los dos sitios se muestran en la siguiente tabla.

Δ Kilowatt-hour = Δ Emisiones	Equivalencias de GEI
24,700 KWh = 17,032 Kg. CO ₂	1916 galones de gasolina consumidos
	1.6 energía anual de una casa
	2.3 electricidad de una casa durante un año
	6.1 Toneladas de basura enviadas al basurero
	446 Lámparas incandescentes cambiadas a lámparas fluorescentes compactas
	49.6 Barriles de petróleo consumido

Tabla 2: Consumo excedente en KWh, CO₂ y equivalentes

La Tabla 2 muestra claramente que el exceso de energía impone cargas adicionales sobre el medio ambiente. En primer lugar la equivalencia de KWh se establece de acuerdo con los Kg de CO₂ generados (columna izquierda), en la siguiente columna los conceptos descritos son algunas estimaciones calculadas en el referido sitio web,

introduciendo como dato de entrada el exceso de energía. Al tratarse de un enfoque residencial, se destacan dos conceptos relacionados con el consumo de energía en los hogares: 1) el uso de energía para 1.6 hogares durante un año y 2.3 veces la electricidad utilizada durante un año para una casa. Estos resultados nos dan una idea del impacto ambiental que 500 equipos de aire acondicionado causan cuando se trabajan en condiciones más severas, como una zona urbana con temperaturas más altas respecto a otra. Debido a los aspectos antes mencionados, y coincidiendo con (Mahlia *et. al*, 2002), podemos establecer que los impactos económicos y ambientales son una función de la utilización y ahorro de energía, también son factores dominantes primarios que determinan el consumo de energía y las emisiones de GEI: la ubicación, la tipología de las viviendas, su densidad, diseño y materiales (Fuller y Crawford, 2011; Guo *et. al*, 2014).

4. CONCLUSIONES

Los aspectos relacionados con el desarrollo de las ciudades sin duda se manifiestan en el suministro de energía, el costo de los servicios y efectos ambientales. El análisis de estos aspectos pueden ser factores determinantes que permitan a los urbanistas proponer esquemas que reduzcan las diferencias térmicas dentro de la ciudad debido a una distribución urbana incorrecta, y por lo tanto, minimizar la formación de microclimas no deseados, promoviendo quizás, reglamentos para que los techos sean pintados de colores reflectivos y se establezca un mejor aprovechamiento de los terrenos libres de construcción para incrementar la presencia de zonas verdes y promover así temperaturas que impliquen menor rigor térmico a los equipos acondicionadores. En particular, derivado de esta comunicación se puede concluir que: los excedentes de consumo de energía aumentan el costo y las emisiones contaminantes cuando un aire acondicionado funciona en un área con temperaturas más altas dentro de la misma ciudad.

Será entonces importante controlar la distribución urbana, los cambios de uso del suelo, la demanda de energía, las implicaciones económicas tanto para los consumidores como para las empresas de generación de energía y no menos importante, el daño ambiental debido a las emisiones de G.E.I.

Debe tenerse en cuenta que los resultados de este estudio son principalmente un análisis exploratorio, asociado con variables medibles. Un siguiente paso podría ser identificar la magnitud de las islas de calor urbanas en los sitios de estudio, la ampliación de las mediciones y también utilizar termografía infrarroja con el fin de identificar las influencias térmicas que aumentan las temperaturas. Además dentro de esta futura etapa será necesario una evaluación-simulación térmica que permita conocer a detalle la demanda energética y posteriormente seleccionar la mejor tecnología acondicionadora para climas extremos y adoptar nuevas propuestas que minimicen el impacto energético, económico y ambiental (Yik F.W.H. *et. al*, 2001)

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el recurso brindado para la realización de este proyecto.

REFERENCIAS

- Al-Rabghi, O.M., Akyurt, M.M. (2004). A survey of energy efficient strategies for effective air conditioning. *Energy Conversion and Management*, 45, 1643–1654.
- E.P.A. (2016). Greenhouse Gas Equivalencies Calculator. United States Environmental Protection Agency. <https://www.epa.gov/energy/greenhouse-gas-equivalencies-calculator> (accesado en Marzo 17, 2016).
- Faramarzi, R., Coburn, B., Sarhadian, R., Mitchell, S., Pierce, R.A. (2004). Performance Evaluation of Rooftop Air Conditioning Units At High Ambient Temperatures. *Actas del European Council for an Energy Efficient Economy*, panel 3, paper 5, 52-63. http://www.eceee.org/library/conference_proceedings/ACEEE_buildings/2004/Panel_3/p3_5
- Fuller, R.J., Crawford, R.H. (2011). Impact of past and future residential housing development patterns on energy demand and related emissions. *Journal of Housing and the Built Environment*, 26: 165-183.
- Goodman Air Conditioning & Heating (2014). Product especificacions. <http://www.goodmanmfg.com/Portals/0/pdf/SS/SS-GPC14H.pdf>
- Guo, J., Liu, H., Jiang, Y., He, D., Wang, Q., Meng, F., He, K. (2014). Neighborhood form and CO₂ emission: evidence from 23 neighborhoods in Jinan, China. *Front. Environ. Sci. Eng.*, 8(1), 79–88.
- Huang, Y.J., Ritschard, R., Bull, J., Chang, L. (1987). Climatic indicators for estimating residential heating and cooling loads. Lawrence Berkeley Laboratory report LBL-21101. <https://publications.lbl.gov/islandora/object/ir%3A88480>
- Ihara, T., Kikegawa, Y., Asahi, K., Genchi, Y., Kondo, H. (2008). Changes in year-round air temperature and annual energy consumption in office building areas by urban heat-island countermeasures and energy-saving measures. *Applied Energy*, 85, 12–25.
- Isaac, M., Van Vuuren, D. (2009). Modeling global residential sector energy demand for heating and air conditioning in the context of climate change. *Energy Policy*, 37: 507–521.
- Kikegawa, Y., Genchi, Y., Kondo, H., Hanaki, K. (2006). Impacts of city-block-scale countermeasures against urban heat-island phenomena upon a buildings energy-consumption for air-conditioning. *Applied Energy*, 83, 649–668.
- Mahlia, T.M.I., Masjuki, H.H., Choudhury, I.A., Ghazali, N.N.N. (2002). Economical and environmental impact of room air conditioners energy labels in Malaysia. *Energy Conversion and Management*, 43, 2509–2520.
- Pérez-Lombard, L., Ortiz, J., Pout, C. (2008). A review on buildings energy consumption information. *Energy and Buildings*, 40, 394–398.
- Pérez-Lombard, L., Ortiz, J., Coronel, J.F., Maestre, I.R. (2011). A review of HVAC systems requirements in building energy regulations. *Energy and Buildings*, 43, 255–268.

- Rosas-Flores, J.A., Rosas-Flores, D., Morillón-Gálvez, D. (2011). Saturation, energy consumption, CO₂ emission and energy efficiency from urban and rural households appliances in Mexico. *Energy and Buildings*, 43, 10-18.
- Saidur, R. (2009). Energy consumption, energy savings, and emission analysis in Malaysian office buildings. *Energy Policy*, 37, 4104-4113.
- Sailor, D.J. (2001). Relating residential and commercial sector electricity loads to climate evaluating state level sensitivities and vulnerabilities. *Energy*, 26, 645-657.
- Sailor, D.J., Pavlova, A.A. (2003). Air conditioning market saturation and long-term response of residential cooling energy demand to climate change. *Energy*, 28, 941-951.
- Santillán-Soto, N., García-Cueto, R., Ojeda-Benítez, S., Velázquez-Limón, N., Quintero-Núñez, M., Schorr, M. (2013). Greenhouse gases mitigation against climate change: United States-Mexico border study case. *Atmósfera*, 26 (4), 499-507.
- Scott, M.J., Wrench, L.E., Hadley, D.L. (1994). Effects of climate change on commercial building energy demand. *Energy Sources*, 16, 317-32.
- Yik FWH, Burnett J, Prescott I. Predicting air-conditioning energy consumption of a group of buildings using different heat rejection methods. *Energy and Buildings*, 2001,33: 151-166.
- York Heating and Air conditioning (2009). Technical guide. <http://www.usair-eng.com/pdfs/251933-YTG-J-1009%28SunlineXP%29.pdf>

ESTUDIO DEL CONFORT TÉRMICO Y LA CALIDAD CLIMÁTICA EN EL ESPACIO PÚBLICO. ESTUDIO DE CASO EN LA CIUDAD DE CHILLÁN, CHILE

Pamela SMITH GUERRA¹, Cristián HENRÍQUEZ RUÍZ²

¹Departamento de Geografía, Universidad de Chile.

²Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile.
pamelasmit@uchilefau.cl, autora@email.com

RESUMEN

En las últimas décadas, el estudio del clima en áreas urbanas ha venido despertando un interés creciente, en la medida que se han constatado problemas ambientales de las ciudades relacionados en mayor o menor grado, con los parámetros que lo definen. El estudio del clima urbano comprende diversas escalas de análisis espacial. Esta investigación abordó, en primer lugar, el estudio del Disconfort térmico a escala local en cuatro ciudades chilenas: Antofagasta, Viña del Mar, Chillán y Concepción, para luego profundizar en la micro escala a través del estudio del Confort Térmico Percibido en Espacios Públicos Exteriores seleccionados. Para la micro escala se escogió la ciudad de Chillán, debido a que concentra la mayor cantidad de horas diurnas expuestas a Disconfort térmico por calor en verano. Se realizaron encuestas de percepción durante una ola de calor ocurrida entre el 29 de enero y el 01 de febrero del año 2016. Los resultados expuestos corresponden a un avance de la investigación que a través de un enfoque metodológico mixto que combina metodologías cuantitativas que consideran datos instrumentales, y cualitativas, busca conocer cómo afecta el micro clima el uso de los espacios públicos, y evaluar también la calidad climática de estos espacios y el área urbana en general, entendiendo que ésta aporta a aumentar la calidad de vida en la ciudad.

Palabras clave: Clima urbano, Confort Térmico, Espacio público, Chillán.

ABSTRACT

In recent decades, the study of climate in urban areas has been arousing increasing interest, to the extent they have found environmental problems of cities related to a greater or lesser degree, with the parameters that define it. The study of urban climate comprises different scales of spatial analysis. This research addressed, first, the study of thermal discomfort at the local level in four Chilean cities: Antofagasta, Vina del Mar, Chillán and Concepción, and then delve into the micro scale through the study of Thermal Comfort Perceived Foreign Public Spaces selected. For the micro scale Chillán was chosen because it has the largest number of daylight hours exposed to thermal discomfort in summer heat. perception surveys were conducted during a heat wave occurred between 29 January and 1 February 2016. The above results correspond to an advance of research through a mixed methodological approach that combines quantitative methodologies considered instrumental data, and qualitative, seeks to understand how it affects the micro climate the use of public spaces, and also evaluate

the climatic conditions of these spaces and urban areas in general, understanding that it brings to improve the quality of life in the city.

Key words: Urban climate, Thermal Comfort , Public Space , City of Chillán,

1. INTRODUCCIÓN

El acelerado proceso de urbanización experimentado en las últimas décadas a escala global se traduce en importantes alteraciones de origen antrópico asociadas al funcionamiento de la ciudad (Terradas *et al.*, 2011). La modificación del ciclo hidrológico, la fragmentación de hábitats, la contaminación y formación de un clima urbano específico corresponden a algunos de los impactos socio-ambientales producidos por la urbanización, debido a su intensa transformación del medio natural. En las últimas décadas, el estudio del clima en áreas urbanas ha venido despertando un interés creciente, en la medida que se han constatado problemas ambientales relacionados en mayor o menor grado, con los parámetros que lo definen.

El clima urbano resulta de las modificaciones locales que las superficies, materiales y actividades de las áreas urbanas provocan en los balances de energía, masa y movimiento al reemplazar las condiciones naturales previas (Arnfield, 2003). Se entiende como una perturbación local del clima regional (Montávez *et al.*, 2000) y se define por comparación de los rasgos climáticos al interior de la ciudad con aquellos presentes en su entorno rural próximo (Stewart & Oke, 2009). Entre las características del clima urbano destacan la formación de islas de calor, sequedad, frío y humedad, las cuales pueden llegar a ser un factor de riesgo, favoreciendo la ocurrencia de enfermedades respiratorias, situaciones de disconfort y estrés térmico, entre otros.

El estudio del clima urbano comprende diversas escalas de análisis espacial. En cada una de ellas, el comportamiento de la temperatura atmosférica se explica por diferentes factores ambientales y urbanos, a partir de los cuales se han construido diversas clasificaciones. La presente investigación aborda la micro-escala. Las escalas regional (ciudad – entorno) y local (ciudad / intraurbana) se consideran como un marco que ayuda a describir el contexto y definir las articulaciones con la micro escala. La micro-escala corresponde a la escala de vecindad inmediata, abarca algunos cientos de metros y se desarrolla en el UCL (Urban Canopy Layer), que comprende el espacio ubicado entre el suelo y el límite superior de las edificaciones (Oke, 1987), esto es, el espacio donde las personas viven, actúan y sufren los agravios de los problemas de la ciudad (Gómez y Ferrer, 2010). La importancia de esta escala, desde el punto de vista climático, es que nos permite comprender la relación que se establece entre la sociedad y las condiciones micro meteorológicas, evaluar el bienestar térmico del peatón y entender el nexo entre la morfología urbana y el microclima, aportando insumos a la planificación sustentable de la ciudad (Cárdenas, 2012).

El hombre tiene necesidad de mantener su organismo a una temperatura constante en torno a un valor de 37°C. La temperatura corporal puede verse afectada por las condiciones ambientales del entorno y aun cuando esto no signifique un riesgo para la salud, sí puede incidir en el nivel de satisfacción de las personas y en consecuencia, en su experiencia, modificando el uso y permanencia en un lugar expuesto a condiciones poco favorables.

De acuerdo a Nikolopoulou *et al.* (2001), hoy existe un gran interés por conocer el confort térmico en espacios públicos exteriores, considerando que estos pueden contribuir a la calidad de vida de las ciudades y a disminuir el aislamiento y la exclusión social.

El concepto de confort climático es fundamental en la planificación de una ciudad, dado que la modificación de las condiciones climáticas que esta produce afecta la calidad de vida urbana, así como la percepción de las personas respecto del espacio público exterior y el uso que dan al mismo. En asociación al clima han surgido conceptos como el de justicia climática, para referirse a la distribución desigual de las consecuencias de la modificación climática al interior de la ciudad.

La presente investigación aborda el estudio de espacios públicos seleccionados en la ciudad de Chillán. En primer lugar se seleccionaron cuatro ciudades, las ciudades costeras de Antofagasta y Viña del Mar, ubicadas a la latitud 23° 39' S y 33° 02' S respectivamente, y luego, las ciudades de Chillán y Concepción, ubicadas a similar latitud (36° 36' S y 36° 49' S), la primera, en el interior y la segunda en la costa. Del estudio de las horas diurnas con Disconfort Térmico se seleccionó una de estas. Como fin último se busca determinar el modo en que el microclima afecta el uso de los espacios públicos, a partir del estudio del confort instrumental y percibido, así como evaluar la calidad climática de estos espacios con el fin de proponer lineamientos de planificación y diseño urbano que consideren el micro clima en la planificación de los mismos, como un aporte al mejoramiento de la calidad de vida en la ciudad. Se presenta un avance de los resultados asociados a la medición del Confort Térmico percibido en verano por los usuarios de los espacios públicos seleccionados.

2. MÉTODOS

La investigación se desarrolla a través de una aproximación metodológica mixta, que combina métodos de naturaleza cualitativa y cuantitativa. Esta etapa de la investigación presenta un enfoque principalmente cuantitativo. La información cuantitativa es generada a partir de fuentes secundarias pre-existentes, del procesamiento de imágenes satelitales y del levantamiento de datos en terreno, a través de la observación y medición instrumental.

En primer lugar se caracterizan las ciudades escogidas a partir del análisis de las horas estudio del confort térmico a escala local considerando la propuesta de Zonas de Confort de Olgyay (1967) a partir del comportamiento de la temperatura atmosférica y humedad relativa del aire. Olgyay propuso una zona de confort que se encontraba entre los 21,1 y 26,7°C para una humedad relativa que oscila entre 20 y 80%. Lo anterior fue definido para la latitud 40° para un arropamiento de 1 clo, que corresponde a una unidad arbitraria para determinar el grado de aislamiento de una prenda de vestir y un índice metabólico de 1,5 que corresponde a un paseo ligero. El autor plantea una metodología de adaptación basada en la localización de las ciudades, indicando que por cada 5° menos de latitud, debían sumarse 0,4°C al límite superior de la zona de confort. Se identifican las horas expuestas a condiciones de confort y disconfort térmico en la estación de primavera y verano de acuerdo a los límites indicados en la tabla 1.

Ciudad	Latitud	Dif. con Olgay (°)	Aumento límite superior (°C)	Límite superior	Límite Inferior
Antofagasta	23	13	1,04	27,74	21,1
Viña del Mar	33	7	0,56	27,26	21,1
Chillán	36	4	0,32	27,02	21,1
Concepción	36	4	0,32	27,02	21,1

Tabla 1. Límites de la zona de confort de las ciudades estudiadas.

El Confort Térmico Percibido se midió a partir de la realización de encuestas en terreno entre el 29 de enero y 01 de febrero de 2016. Se consultaron usuarios de los espacios públicos, mayores de 18 años, seleccionados al azar. La encuesta incluyó cuatro dimensiones: 1. Descripción general del encuestado, 2. Percepción del clima, 3. Análisis Espacial, 4. Uso del Espacio. Dentro de la percepción del clima se evaluó el Confort General del a través de la pregunta ¿Cómo se siente respecto de la temperatura? que era contestada considerando una escala de 11 puntos, que va de 0 a 10, los valores de 0 a 3 se asocian con una situación de Frío, muy inconfortable, de 4 a 6, el estado general era bueno, y de 7 a 10, el individuo sentía Calor, muy inconfortable basados en la escala utilizada por Lamarca (2014).

3. RESULTADOS

3.1. Confort térmico a escala local

Para el cálculo de confort térmico de la ciudad se escogieron estaciones meteorológicas representativas de las áreas urbanas, localizadas en áreas construidas cercanas al centro de cada una de las ciudades. El gráfico 1 muestra como se distribuyen las horas diurnas (entre las 8 am y 10 pm) durante el año, clasificadas en situaciones de Confort y Disconfort Térmico, este último asociado a Disconfort por calor. Las horas restantes corresponden a aquellas cuya temperatura atmosférica se encuentra bajo el límite inferior de la zona de confort definida en la tabla 1.

La ciudad que presenta un mayor número de horas de disconfort térmico diurno es Chillán, destacando la proporción de horas de disconfort por calor concentradas principalmente en verano. Las ciudades de Concepción y Viña del Mar registran una importante proporción de horas con disconfort por frío, con temperaturas que se encuentran por debajo del límite inferior de 21,1°. Antofagasta, pese a su latitud, concentra el menor número de horas en confort térmico, lo que puede deberse en parte a su ubicación costera, pero además a las bondades de la orientación que predomina en su trama urbana que favorece la entrada y circulación de los vientos de mar a tierra durante el día.

La mayor cantidad de horas asociadas a Disconfort térmico se presentan en la estación de verano, distribuidas durante el día con un pic cercano a las 16:00 hrs.

Por lo anteriormente expuesto se analiza más profundamente la ciudad de Chillán y se escoge además un día de verano promedio para espacializar las zonas de confort y disconfort térmico en la ciudad a partir de la interpolación de temperaturas a las 16:00 hrs.

Gráfico 1. Horas de Confort y Disconfort Térmico en las ciudades estudiadas.

Fuente: Elaboración propia.

3.2. Confort térmico a micro escala

Al interior de las comunas de Chillán y Chillán Viejo se escogieron cinco espacios públicos:

- La plaza de Armas de Chillán (nº1 de la figura 1)
- El Paseo Peatonal Arauco (nº2 de la figura 1)
- El Parque Estero Las Toscas (nº3 de la figura 1)
- Parque Sara Gajardo (nº4 de la figura 1)
- Parque Monumental Bernardo O'Higgins (nº5 de la figura 1)

Durante la campaña de terreno del verano de 2016 se realizaron un total de 362 encuestas. Del total de encuestados, 45,5% (143) son mujeres y 54,5% (171) son hombres. Esta proporción se mantiene para todos los espacios públicos considerados. La mayor proporción de mujeres se observa en el Paseo Peatonal Arauco con 47.7% y la menor proporción en Estero Las Toscas representando el 42. La mayor cantidad de encuestados tiene entre 21 y 30 años. El 95% de los encuestados se encuentra entre los 18 y 60 años. La mayoría corresponde a trabajadores dependientes o estudiantes.

En términos generales, considerando de manera agregada todos los espacios públicos estudiados, las categorías asociadas al calor, muy inconfortable dominan representando un 76% del total de respuestas, el 24% restante se encontraba en una situación de confort térmico. Solo un encuestado ubicado en la Plaza de Armas de Chillán declaró sentirse en una situación muy inconfortable debido al frío a las 18:35 hrs. del día viernes 29 de enero. No se registran diferencias significativas asociadas al sexo de los encuestados.

Si se observa lo anterior por espacio público, prevalece el desconfort por calor (más del 80% de los encuestados) en la Plaza de Armas de Chillán, el Paseo Peatonal Arauco y el Parque Monumental Bernardo O'Higgins de Chillán Viejo, todos ubicados en las zonas más cálidas de ambas comunas. Los espacios públicos en que la percepción de confort térmico alcanza el 30% son Parque Estero Las Toscas y Sara Gajardo.

Figura 1. Espacios públicos seleccionados en la ciudad de Chillán.

Fuente: Elaboración propia.

Considerando la naturaleza compleja del concepto de confort térmico, su análisis puede enriquecerse incorporando categorías de análisis subjetivas como por ejemplo el nivel de expectativas en torno al comportamiento de la temperatura (Lenzholzer *et al.*, 2015), las expectativas son dinámicas y van fijando nuevos límites de resistencia de los individuos. Estas pueden estar influidas por la experiencia al largo, mediano o incluso el corto plazo, por el lugar de origen, de residencia, la estación del año, el comportamiento del tiempo los días u horas previas, o el motivo de uso del espacio público.

En un primer intento por relacionar el confort térmico con las expectativas se cruzó el resultado de la encuesta con los motivos de uso, agrupados en ocho categorías como se muestra en el gráfico número dos. Para la interpretación del gráfico se debe recordar que los valores superiores a 7 se asocian a desconfort por calor (“calor, muy

insostenible”) y que el confort térmico se encuentra entre los valores 5 y 6. Si bien, en la mayoría de los casos el desconfort se asocia a más del 80% de las respuestas, existen algunas excepciones tales como el relajarse y descansar, o la recreación en que la importancia relativa de quienes se encuentran en situación de confort térmico aumenta, alcanzando el 20%. Lo anterior solo es superado por quienes declaran estar trabajando o realizando trámites en el espacio público, en este caso los encuestados se asocian principalmente al Paseo Peatonal Arauco que se configura como un cañón urbano de dos cuadras, con presencia de árboles en ambos costados, sin circulación vehicular y donde los usuarios se encuentran en movimiento, de pasada, sin permanecer largos períodos en el espacio público.

Gráfico 2. Percepción de Confort y Disconfort Térmico según motivo de uso.
Fuente: Elaboración propia.

La mayoría de los usuarios encuestados en los espacios públicos declara que existen diferencias en el uso de estos en las diferentes estaciones del año. El gráfico tres muestra las principales razones que explican por espacio público las diferencias en el uso. Destacan las razones que se asocian al clima, como por ejemplo el calor, el frío o la lluvia. En algunos espacios públicos como el Parque Bernardo O'Higgins alrededor del 90% de los encuestados señalo al clima como el responsable de la disminución del uso en invierno por el frío y la lluvia y el aumento en verano por las “mejores condiciones climáticas” principalmente asociadas a mayores temperaturas. Entre las razones de otra índole que explican la disminución en la frecuencia de uso de los espacios públicos destaca la disminución del tiempo libre, la disminución de las horas de luz, menos usuarios y menos actividades, sobre todo en la estación de invierno.

Gráfico 3. Razones que explican la modificación del uso de los espacios públicos durante el año.
Fuente: Elaboración propia.

4. DISCUSIÓN

Pese a su latitud, a escala local la ciudad con mayor discomfort térmico es Chillán, y esto se demuestra tanto por el número de horas al año asociadas a esta condición, como al observar espacialmente la distribución, con un gran número de espacios públicos afectados por discomfort por calor durante la tarde de un día promedio, y más aún, durante la tarde del día más caluroso del verano. Por otra parte, la ciudad de Antofagasta, aun cuando corresponde a la ciudad más septentrional estudiada, registra el mayor número de horas asociada a confort térmico, principalmente en verano y en las estaciones intermedias, primavera y otoño. Lo que puede deberse en parte a la orientación de la trama urbana, al menos en su parte fundacional, que permite la entrada de los vientos desde el mar, generando una mayor ventilación de la ciudad.

El estudio del Confort Térmico percibido permite el análisis desde variados puntos de vista, en primer lugar se realizó una descripción general de los resultados que dan cuenta de la situación de insatisfacción que perciben los usuarios de los espacios públicos seleccionados en la ciudad de Chillán en las tardes de verano que además coinciden con la existencia de una ola de calor que comienza el segundo día de terreno, el sábado 30 de enero.

De acuerdo a la literatura, las expectativas constituyen un asunto importante a la hora de evaluar el confort térmico percibido, en este sentido, el cruce de este con los motivos de uso marca una sutil tendencia, sin embargo los resultados encontrados para quienes declaran trabajar o realizar trámites llaman la atención y podrían estar relacionados con la naturaleza del espacio público en que principalmente se concentran, el Paseo Peatonal en que el uso es en movimiento.

Se espera profundizar en lo anterior y en otros aspectos que permitan ir dando cuenta de la importancia de las expectativas en el confort, sobre todo aquellas que se

relacionan con factores geográficos como el lugar de residencia de los usuarios que podría ser un indicador de la existencia de injusticia climática urbana.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se encuentra financiada por el Proyecto de Investigación FONDECYT 1130305 “Estudio y modelación del clima urbano a escala local, como base para la proposición de lineamientos de adaptación frente al cambio climático en una red de ciudades Chilenas”.

Se agradece a: Marianela Baeza, Valentina Durán, Matías González, M^a. Alejandra Moreno, Paulo Moreno, Carolina San Martín, Braian Villarreal y Camila Yáñez que participaron en la realización de encuestas y monitoreo de parámetros meteorológicos durante la campaña de terreno realizada en los meses de enero y febrero del año 2016.

REFERENCIAS

- Arnfield, J. (2003). Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology* 23 (1), 1 – 26.
- Cárdenas, L. (2012). Caracterización de patrones bioclimáticos en tejidos urbanos residenciales. *Cuadernos de Investigación Urbanística* 82 (1), 1 – 71.
- Gómez, N. and Ferrer, M. (2010). Microclimatic study of the space between buildings. Case: Urban housing developments, Maracaibo (Venezuela), *Rev. Téc. Ing. Univ. Zulia*. 33 (3), 223 – 234.
- Lamarca, C. (2014). Comparación de modelos físicos y perceptuales para determinar el confort térmico en distintos cañones urbanos de la ciudad de Concepción. (Tesis de Master. Director: Dr. Cristian Henríquez, Pontificia Universidad Católica de Chile. Instituto de Geografía, Santiago de Chile).
- Lenzholzer, S.; Klemm, W. & Vasilikou, C. (2015). New qualitative methods to explore thermal perception in urban spaces. *Conference proceedings ICUC9 – 9th International Conference on Urban Climate jointly with 12th Symposium on the Urban Environment*, Julio 2015.
- Montávez, J; Rodríguez, A & Jimenez, J. A (2000). study of the urban heat island of Granada. *International Journal of Climatology* 20 (1), 899 – 911.
- Nikolopoulou, M.; Baker, N. and Steemers, K. (2001). Thermal comfort in outdoor urban spaces: understanding the human parameter. *Solar Energy* 70 (3), 227-235.
- Olgyay, V. (1963). *Arquitectura y Clima: Manual de diseño bioclimático para arquitectos y urbanistas*, Editorial Gustavo Gili: Barcelona.
- Stewart, I and Oke, T. (2009). Classifying urban climate field sites by local climate zones: The case of Nagano Japan. *Seventh International Conference on Urban Climate*. 29 June – 3 July. Yokohama. Japan, 1 - 5.
- Terradas, J. (2001). *Ecología Urbana*. Barcelona, Rubes Editorial, S. L. Tobler. Terradas, J.; Franquesa, T.; Parés; M. y Chaparro, L. . En *Ecología Urbana. Investigación y Ciencia*, 52 – 60.

RIESGO POTENCIAL POR CAMBIO CLIMÁTICO Y VECTORES. FACTORES LOCALES DE CIUDAD: USO DE SUELO Y VEGETACIÓN

Carlos Manuel WELSH-RODRIGUEZ¹, Carolina Andrea OCHOA-MARTINEZ¹,
Marco Aurelio MORALES-MARTINEZ¹, María Esther NAVA-BRINGAS¹,
Q'enty DELGADO¹, Andrew MONAGHAN², Mary HAYDEN²,
Ramos HERRERA-ZAVALA¹

¹Centro de Ciencias de la Tierra. Universidad Veracruzana.

²RAL. National Center for Atmospheric Research.

cwelsh@uv.mx

RESUMEN

El cambio climático está relacionado con la presencia y abundancia de vectores, en particular con *Aedes aegypti* (responsable de la transmisión de dengue, chikungunya y zika) a nivel urbano; nuestra hipótesis asocia la presencia del vector con la climatología y factores socio-ambientales tales como el uso de suelo y la vegetación en espacios urbanos, mismos que inciden en favorecer un hábitat para el vector. Estudiamos una región tropical en la parte central del golfo de México desde los 0 y hasta los 2200 m.s.n.m., ya que es un reto observar el acoplamiento entre los sistemas mencionados para estimar un posible escenario de riesgo presente y futuro ante el calentamiento del sistema climático. Se usan datos de la investigación de 2011 a 2014, donde se ha estudiado la presencia de *Aedes aegypti* en un transecto altitudinal, con datos de factores urbanos para observar el acoplamiento entre dichas variables por medios estadísticos.

Palabras clave: Riesgo, hábitat, cambio climático, vector.

ABSTRACT

The climatic change is related with the vector presence and abundance, particularly with *Aedes aegypti* (responsible of dengue, chikungunya and zika transmission) at urban level; our hypothesis associate vector presence with socio-environmental factors and climatology, as land use and vegetation in urban areas, these provide easily a vector habitat. We studied a tropical region on the central Gulf of México from 0 to 2200 meters above sea level, due to the challenge of coupled with the factors mentioned before, in order to estimate a possible risk scenario present or future associated at global warming. We use research data from 2011 to 2014, in which we studied the presence of *Aedes* on altitude transect, with urban data to observe through statistical methods variables coupling.

Key words: Risk, habitat, climatic change, vector

1. INTRODUCCIÓN

Según una estimación reciente de casos de dengue, se producen 390 millones de infecciones cada año (intervalo creíble del 95%: 284 a 528 millones), de los cuales

96 millones (67 a 136 millones) se manifiestan clínicamente (cualquiera que sea la gravedad de la enfermedad) (Bhatt S. *et al.*, 2013 en OMS, 2016). En otro estudio sobre la prevalencia del dengue se estima que 3900 millones de personas, de 128 países, están en riesgo de infección por los virus del dengue (Brady O.J., 2012 en OMS, 2016), enfermedad transmitida por el vector *Aedes aegypti* y para la cual no hay vacuna. El aumento acelerado de casos en América, llevo a un grupo de instituciones: Universidad Veracruzana (UV), *Colorado State University* (CSU) y el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) a desarrollar un proyecto de investigación de 2011 a 2014 donde se ha estudiado la presencia y abundancia de *Aedes aegypti* en un transecto altitudinal del nivel del mar hasta los 2100 m.s.n.m., financiado por la *National Science Foundation* (NSF)

Uno de los hallazgos más significativos fue confirmar las cotas de presencia del vector y su relación positiva con variables climáticas, puesto que no había sido reportada la presencia del vector por encima de los 1800 m.s.n.m. y se encontró el vector entre los 1700 y 2130 m.s.n.m., fueron pocos individuos pero suficientes para poder confirmar que ya alcanzaron dicha cota (Lozano Fuentes *et al.*, 2012a).

Con la finalidad de integrar productos en la base de datos SERVIR, Crosson *et al.*, (2012) emplearon datos de percepción remota (NASA), utilizando observaciones ambientales tales como clima, uso de suelo, tipo de vegetación, humedad y la presencia/abundancia del vector. Como resultado de lo anterior los autores estimaron un modelo de regresión lineal donde se encontró el vector, asociado a variables tales como precipitación, temperatura y se exploró de manera muy general el uso de suelo.

Mientras que Moreno *et al.*, (2014) utilizando sensores remotos, evaluaron la abundancia del vector con las condiciones climáticas en la zona de montaña superior a los 1700 m.s.n.m., donde se encontraron correlaciones fuertes entre la abundancia del mosquito, la temperatura de superficie y la precipitación, situación que dejó establecer la hipótesis de la posible relación con factores socio-ambientales locales como uso de suelo y vegetación que dependen de la gestión y ordenamiento municipal.

1.1. Región de estudio

El Valle de Orizaba es una región amplia en la zona montañosa central del estado de Veracruz, sitio que conecta el corredor de comercio más grande de la República Mexicana entre el Golfo de México (teniendo como punto de partida la ciudad y Puerto de Veracruz) y llegando a la ciudad de México. El estudio está focalizado en las ciudades de Orizaba, Camerino Z. Mendoza, Maltrata y Acultzingo, entre altitudes que van desde los 1300 m.s.n.m. hasta 2100 m.s.n.m. es una zona con topografía muy variada con condiciones geográficas que inciden en una abundante precipitación en verano con escurrimientos y vegetación abundante. La ciudad de Puebla será utilizada como sitio de control debido a las condiciones climatológicas y topográficas.

Esta región es conocida por su riqueza vegetal, la cual está compuesta por selva mediana subperennifolia, bosque de encino y bosque mesófilo de montaña en la ciudad de Orizaba. La ciudad de Mendoza tiene presencia de bosque de pinos, encinos, coníferas en la zona de mayor altitud y en las de menor cuenta con vegetación de galería como ahuehuetes y álamos principalmente. Por su parte las ciudades de Maltrata

y Acultzingo comparten mayormente similitudes en su vegetación la cual es bosque de pináceas (Florescano y Ortiz, 2010).

En conjunto las ciudades cuentan con una población total de 200,644 habitantes al 2010 en cifras de Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI). Las actividades económicas de estas ciudades son diversas y cubren los tres sectores productivos, por su parte, las ciudades de Orizaba y Mendoza tienen un sector terciario desarrollado el cual cubre el 75 % y 71 % de su demanda de empleos respectivamente, las ciudades de Maltrata y Acultzingo cuentan con un sector terciario menos desarrollado, no obstante este es el de mayor ocupación de empleos con el 46.1 % y 41.3% respectivamente, en estas dos últimas ciudades el sector primario toma fuerza, ocupando el 23.2 % y 28.2% de la fuerza laboral (SEFIPLAN, 2015).

Fig. 1: Transecto de estudio original.

1.2. El clima local

Tiene diversos microclimas, que van desde el semicálido húmedo y el templado húmedo, ambos con lluvias abundantes en verano en las ciudades de Orizaba y Mendoza, hasta el templado subhúmedo y en ciudades como Acultzingo y Maltrata.

De acuerdo con Ruíz *et al.*, (2010), la zona presenta una temperatura media anual entre los 16 y 18°C (una precipitación entre los 1000 y 1600 milímetros de lluvia anuales). A continuación se describen los meses representativos para cada estación en la zona de estudio: Para el caso de la temperatura mínima promedio Enero y Octubre presentan 6.9°C; Abril y Julio tienen 11.7°C; mientras que la temperatura máxima promedio es de Enero 21°C, Abril 26.9°C, Julio 23.7°C y Octubre 23.4°C. Así también se muestra que Puebla es la ciudad con las temperaturas mínimas más bajas en los 80's, mientras las siguientes ciudades presentan las temperaturas mínimas más bajas en la década de los 2000.

Fig. 2: Variables climatológicas en la región de estudio. Fuente: NASA, 2016 .

1.3. El uso de suelo

El uso de suelo es una variable compleja por múltiples razones, la falta de datos locales, las clasificaciones que utilizan diferentes categorías en función de la vocación municipal y contar con datos históricos. En virtud de lo anterior y con las imágenes

disponibles *LANDSAT* se realizó una reclasificación en nueve clases: área agrícola, cuerpos de agua, pastizal, bosque, selva, vegetación baja, zona urbana, sin vegetación y vegetación hidrófila.

Fig. 3: Uso de suelo en la región de estudio. Fuente: INEGI Serie I y II uso de suelo modificado, Landsat 1985 y 2002.

Fig.4: Uso de suelo en la región de estudio. Fuente: INEGI Serie V uso de suelo modificado, Landsat 2011.

1.4. La vegetación local

La vegetación local cobra importancia por la relación directa al favorecer un hábitat propicio para la presencia y abundancia del vector, sobre todo si han existido cambios bruscos en el marco temporal de cuatro décadas que han traído cambios significativos en el entorno. Carrington *et al.*, (2013), demostraron que las condiciones fluctuantes de temperatura alteraban de manera significativa el ciclo de vida del mosquito vector. De la misma forma, Chowell *et al.*, (2011) demostraron que el dengue persiste en áreas con vegetación de tipo selvática y clima tropical mostrando su pico más alto durante la temporada de lluvia y con ello pudieron determinar que las epidemias de dengue se presentan de manera cíclica lo cual está fuertemente asociado a los ciclos de temperaturas estacionales en la región del Perú.

1.4.1. Orizaba

Se encuentran tres tipos principales de vegetación original que son: la selva mediana subperennifolia, bosque de encino y bosque mesófilo de montaña. Además de

estos tipos de vegetación, también hay vegetación secundaria derivados de estos, cuyas especies pertenecen en su mayoría a las familias Compositae, Gramineae, Leguminosae y Euphorbiaceae. En el Cerro del Borrego dos tipos de vegetación: bosque mesófilo de montaña y selva mediana subperennifolia, montaña y selva mediana subperennifolia. Esta diversidad vegetal arbustiva y arbórea permite la captación de humedad en el ambiente circundante y la mantiene a lo largo del año, disminuyendo la temperatura durante la temporada de lluvia.

1.4.2. Camerino Z. Mendoza

Su ubicación geográfica permite la presencia de diversos ecosistemas como bosque de pinos, encinos, coníferas en la parte alta y hacia la parte baja se caracteriza por tener una vegetación de galería por la presencia de ahuehuetes y álamos principalmente, los cuales sirven de refugio a una diversidad importante de flora y fauna. El tipo de vegetación de éste municipio permite la generación de sombra y con ello mantiene la temperatura y humedad ambiental de la zona.

1.4.3. Maltrata

Los ecosistemas que coexisten en el municipio son los de bosque frío de pináceas con pino colorado, ayacahuite, encino, cedro, fresno, tecojote, capulín y ocote. En el municipio se cuenta con recursos forestales en los cuales encontramos las siguientes especies: pino colorado, pinos estrobos, ayacacuite, encino, tecojote, capulín y ocote. La ubicación geográfica de Maltrata permite la conservación de la humedad ambiental lo cual está favorecido por el tipo de vegetación circundante de la zona.

1.4.4. Acultzingo

Los ecosistemas que coexisten en el municipio son el de bosque de pináceas. Su riqueza está representada por su vegetación en donde sobresalen el pino y el encino por lo apreciado de su madera. Cabe mencionar que este tipo de ecosistemas fríos son bien estudiados por contribuir a la captación de humedad ambiental.

1.4.5. Puebla

La ciudad tiene especies introducidas en los años 20's y 40's como palmeras, eucaliptos, álamos y jacarandas. El único árbol endémico del estado es el Cuatrecornate (*Crescentia alata*), el cual llega a medir entre cinco y 14 metros de altura y sus flores son amarillo-verdosas y rojas. En este caso, la vegetación original de la zona se ha visto modificada drásticamente por la introducción de especies no nativas, las cuales si bien no contribuyen a la captación de humedad, sí la conservan al haber actualmente más espacios con sombra en la ciudad y sus alrededores.

2. MÉTODOS

Se realizó una climatología básica a partir de datos diarios de reprocesamiento del DAYMET (*Daily Surface weather and climatological summaries*) de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) de los Estados Unidos de Norte América, correspondientes a las décadas de los ochenta, noventa y la primera del

siglo XXI, además de los datos tomados in situ del proyecto original, se obtuvieron comportamientos, tendencias y promedios de temperatura y precipitación.

Para el análisis de suelo se realizó una reinterpretación en un Sistema de Información Geográfica (SIG) de imágenes del INEGI, los datos utilizados están a una escala 1/250 000 y las clasificaciones incluidas fueron analizadas y agrupadas de forma que tuvieran sentido en nueve clases para poder comparar cinco años distintos (1985, 1993, 2002, 2007, 2011). Con el fin de poder evaluar la posible relación entre el cambio de uso de suelo, el cambio en la vegetación original y urbana, las variables climatológicas se realizaron tres pruebas descriptivas para valorar la dependencia, es decir, que tanto influye una variable sobre la otra; la correlación con la finalidad de cuantificar y medir el alcance de la relación existente entre las variables y el comportamiento.

A partir de imágenes satelitales *Landsat* se realizó un enfoque sobre el transecto de estudio con énfasis en la mancha urbana para entender la dinámica de la presencia de vegetación in situ (1987 a 2015). A través de una clasificación supervisada por máximo de verosimilitud apoyándose de la composición de falso color de cada imagen, se realizaron tres clases para diferenciar el agua, la vegetación, el suelo sin vegetación con el programa con un SIG. Las clasificaciones fueron supervisadas con muestras de píxeles que se comprobaron con el índice de *Kappa* para asegurar sus calidades. Como una estrategia para observar la población potencial a partir de datos climatológicos en las décadas señaladas se aplicó el modelo desarrollado por Focks *et al.*, (1993) mismo que permite observar la dinámica de la población de *Aedes aegypti* denominado *Skeeter Buster*.

3. RESULTADOS

Este apartado se presenta en dos grandes áreas, la primera dedicada al clima urbano, en función de la climatología 1980-2010 y la segunda en relación al hábitat.

3.1. Clima

Para la ciudad de Orizaba el análisis de temperatura muestra que la variabilidad en el invierno se ha hecho menor lo que puede incidir en la conservación huevos del vector, por otro lado los otoños han sido más cálidos factor que incide de manera directa en la abundancia del vector, mientras que la temperatura mínima inhibe el ciclo de vida del vector de manera directa, en promedio se observa un ligero incremento que puede estar asociado al cambio en el uso de suelo.

La ciudad que experimentó un cambio radical fue Camerino Z. Mendoza, donde se observa que la anomalía en temperaturas mínimas es cercana a los 2°C, mientras que la variabilidad se ha incrementado del orden de 3°C, que va por encima de lo que reporta la literatura a nivel global (0.1°/década) en poco más del doble, además de observarse un incremento cercano al 20% en la precipitación de Verano, factores que inciden en favorecer la presencia del vector en la zona, situación que puede ser validada con el incremento de casos confirmados del padecimiento.

Para Maltrata ubicada ligeramente al Norte del transecto con clima templado húmedo y vegetación mixta entre zona templada y fría, se observa que en relación a

los años 80's se ha incrementado la variabilidad en la zona en poco más de 2°C, con temperaturas mínimas cercanas a los 8°C en el otoño y 10°C para el verano, efecto que puede ser positivo en la presencia del vector en la zona aunado a un incremento mínimo en la precipitación, combinación de factores que pueden ser la razón de los hallazgos de Lozano (Lozano-Fuentes *et al.*, 2012 b).

Acultzingo situado a unos 10 kilómetros en línea recta de Maltrata, donde en el estudio previo se habían encontrado diferencias significativas con Maltrata, se puede observar una tendencia en el incremento de la temperatura máxima para 30 años menor a 1°C y un incremento en la precipitación, sin embargo la evidencia de presencia del vector es menor que en Maltrata, situación que puede ser explicada por el grado de conservación del hábitat. En la región de Puebla se tiene que la variabilidad de temperatura se ha incrementado a una tasa diferente a la que ha crecido su infraestructura urbana y el cambio en el uso de suelo, sin embargo es posible observar que hay inviernos más calientes y veranos más lluviosos, además de un incremento en las temperaturas mínimas.

3.2. Hábitat

Entre 1985 y 2011 la tasa de crecimiento urbano es superior al 30% lo que sin lugar duda trajo como consecuencia impactos directos sobre el hábitat potencial del vector. En todos los municipios de estudio, la mancha urbana crece. En unos municipios con vocación rural en 1985, vemos aparecer infraestructura urbana que desplaza vegetación local, por ejemplo en Camerino Z. Mendoza la zona urbana llega ocupar 22,8% del territorio municipal en 2011. Así mismo, el municipio de Acultzingo ve aparecer una zona urbana después de 1995.

El espacio ocupado por las manchas urbanas de 2011 eran zonas rurales o de vegetación local que incidían en el clima local, tales como espacios agrícolas o pastizales. Entre 1985 y 2011, los bosques tuvieron una ligera reducción cercana al 5%, la reducción más drástica fue en agricultura y el pastizal. Para el caso de Puebla, vemos que el bosque aumentó en 3% aproximadamente y el equipamiento urbano estuvo asociado a un crecimiento de espacio verde inducido de casi 25% lo que incide de manera clara en el clima local de la ciudad.

Los cambios de uso de suelo en el transecto de la zona de estudio entre 1987 y 2015 muestran un cambio significativo en la vegetación dentro de la zona urbana. Comparando los años, se observan cambios drásticos en todos los municipios y de menor intensidad en Acultzingo y Maltrata. La agricultura es el uso que perdió más espacio (Orizaba, Ciudad Mendoza, Río Blanco, Puebla), mismo que fue reemplazado por zonas urbanas. Los municipios de Orizaba, Acultzingo y Maltrata, desarrollan una zona urbana desde 1993. Los bosques se redujeron en los municipios centrales del transecto y en Atlixco por manchas reducidas con la presión agrícola o urbana.

4. DISCUSIÓN

El clima tiene un rol vital en las enfermedades causadas por vectores. Mismos que son extremadamente sensibles a los efectos directos de temperatura, patrones de precipitación y humedad, ya que influyen en su ciclo de vida. Si el cambio climático

mejora la longevidad, aumenta la reproducción, aumenta la frecuencia de piquetes de estos insectos a la población o altera sus rangos de distribución, puede ocurrir un aumento en la cantidad de gente infectada (Ize, 2007).

El aumento en el calor en zonas montañosas urbanas es posiblemente la razón del incremento en las infecciones transmitidas por vectores, así mismo los fenómenos extremos tales como inundaciones y sequías favorecen hábitats para el desarrollo de insectos.

Ciudades	Pob (hab) INEGI 2010	Elev. m.s.n.m.	Uso de suelo (% de cambio)	Var. de Temp (°C, 80-00)	Aedes aegypti (%)
Orizaba	121,000	1230	25	13.9	0.39
Río Blanco	40,000	1300	22.8	9.3	0.62
C. Mendoza	35,000	1340	35	9.1	0.43
Acultzingo	7,040	1660	10	9.2	0.26
Maltrata	11,840	1797	2.86	-1.5	0.07
Ciudad de Puebla	1,434,000	2140	25	13.9	0.05

Tabla 1: Factores a evaluar por ciudad.

Los efectos potenciales del cambio de la estructura urbana inciden en el clima local, y si a esto se agrega los efectos cada vez adversos del cambio climático se estarían generando las condiciones ambientales (suficientes o necesarias) para la presencia del vector en sitios donde las condiciones ambientales antes no lo eran, tal como está ocurriendo en la región de estudio, donde se observa que existe una correlación más fuerte entre la presencia del vector con el cambio en el uso de suelo que con la variabilidad de la temperatura.

En estadística, el coeficiente de correlación es utilizado para medir la fuerza y dirección de una relación lineal entre dos variables, siendo usado con mayor frecuencia del Coeficiente de Pearson. La tabla 2 muestra los valores obtenidos para este caso, donde se analizaron la relación Temperatura vs Suelo; Suelo vs Aedes y Temperatura vs Aedes. Se observa que Temperatura vs Suelo y vs Aedes tienen una relación lineal moderada con valores de 0.69 y 0.68, mientras que la relación existente entre el tipo de suelo y el vector se considera una relación lineal fuerte con un valor de 0.72. Esta tendencia se mantiene al calcular el coeficiente de determinación y el coeficiente de determinación ajustado.

Sin embargo, si se analizan los errores típicos la relación temperatura vs suelo, tiene el error más grande, lo que debilita la relación; mientras que la relación Temperatura vs Aedes se vuelve estadísticamente más fuertes al tener el error más pequeño.

Ya se había reportado por Lozano Fuentes *et al.*, (2012a) que en México no había sido registrada la presencia del vector por encima de la cota de 1700 m.s.n.m debido a que las condiciones geográficas (climatológicas y de uso de suelo) eran una barrera natural para el vector, sin embargo con los datos modelados en el *skeeter buster* para

las décadas previas y con los datos de las capturas e identificación in situ en el verano para el proyecto base, dejan abierta la hipótesis de que la intervención antrópica en zonas de montaña con inviernos menos fríos, tal como se observa en la región de estudio, parece que favorecerá la presencia del vector en un futuro cercano.

Análisis	Temp vs Suelo	Suelo vs Aedes	Temp vs Aedes
Coeficiente de correlación múltiple	0.69	0.72	0.68
Coeficiente de determinación R ²	0.48	0.53	0.47
R ² ajustado	0.30	0.37	0.29
Error típico	10.57	10.05	4.81

Tabla 2: Correlaciones estadísticas obtenidas.

La variabilidad climática y los eventos extremos (sequía e inundación) incidirán en la presencia y abundancia del vector, sabemos que una vez que se pasa la sierra madre oriental hay climas secos y fríos que inciden en el ciclo del vida del vector, sin embargo al estar ligado a una ruta de comercio muy importante el riesgo de contagio es latente ante la presencia de personas portadoras del virus de zonas endémicas, sobre todo cuando en el mismo transecto se localizan ciudades como Camerino Z. Mendoza (1340 ms.n.m.) con una presencia significativa y Alcultzingo (1660 m.s.n.m) donde el vector ya se encuentra establecido en una proporción menor, inclusive en la misma ciudad de Puebla se localizaron algunos pocos ejemplares de vector.

Nuestros resultados sirven para señalar que los cambios en políticas públicas asociadas a la conservación y restauración vegetal pueden incidir en favorecer hábitats para la presencia de especies que favorecen el riesgo potencial de adquirir alguna enfermedad como dengue, chikungunya o zika.

AGRADECIMIENTOS

Es necesario agradecer a la Coordinación de Observatorios de Metropolitanos de la Universidad Veracruzana por el apoyo para la obtención de imágenes y cartografía.

REFERENCIAS

- Bhatt S., Gething P.W., Brady O.J., Messina J.P., Farlow A.W., Moyes C.L., Drake J.M., Brownstein J.S., Hoen A.G., Sankoh O., Myers M.F., Goerge D.B., Jaenisch T., Wint G.R., Simmons C.p., Scott T.W. Farrar J.J., Hay S.I. (2013). The global distribution and burden of dengue. *Nature*. 496 (7446), 504-507. Doi:10.1038/nature12060. Epub 2013 Apr 7. Recuperado de <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC3651993/>.
- Brady O.J., Gething P.W., Bhatt S., Messina J.P., Brownstein J.S., Hoen A.G., Moyes C.L., Farlow A.W., Scott T.W., Hay S.I. (2012). Refining the global spatial limits of dengue virus transmission by evidence-based consensus. *PLoS Negl Trop Dis*. 6(8):e1760. doi:10.1371/journal.pntd.0001760. Epub 2012 Aug 7. Recuperado de <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22880140>.

- Carrington L.B., Armijos M.V., Lambrechts L., Barler C.M., Scott T.W. (2013). Effects of fluctuating daily temperatures at critical thermal extremes on *Aedes aegypti* Life-History traits. PLoS ONE 8(3): e58824. Doi: 10.1371/journal.pone.0058824.
- Chowell G., Cazelles B., Broutin H., Munayco C. (2011). The influence of geographic and climate factors on the timing of dengue epidemics in Perú, 1994-2008. BMC Infectious Diseases. 11(164). Doi: 10.1186/1471-2334-11-164. Recuperado de <http://www.biomedcentral.com/1471-2334/11/164/prepub>.
- Crosson, W, Estes, S., Estes, M., Moreno, M., Hemmings, S., Irwing, D., Hayden, M., M. Monaghan., A. Sternhoff, D., Zielinski, E., Welsh, C., Lozano, S., Eisen, L. (2012). Investigation the potential Range Expansion of the vector Mosquito *Aedes aegypti* in México with NASA Earth Science Remote Sensing Results. Health and Aire Quality Applications Program Review. Newport. RI.
- Eastman J.R. (2012). IDRISI SELVA. Guide to GIS and Image Processing. Volume 2. Clark Labs, Clark University. Release 2. 322 p.
- Florescano E. y Ortiz J. (Coords). (2010). Atlas del Patrimonio Natural, Histórico y Cultural de Veracruz. Comisión del Estado de Veracruz para la Conmemoración de la Independencia Nacional y de la Revolución Mexicana. México Gobierno del Estado de Veracruz.
- Frost Attaway D. and All. (2016). Risk analysis for dengue suitability in Africa using the ArcGIS predictive analysis tools (PA tools), Acta Tropica 158. 248–257.
- Focks, D.A., D.G. Haile, E. Daniels, and G.A. Mount. (1993). Dynamic Life Table Model for *Aedes aegypti* (Diptera: Culicidae): Analysis of the Literature and Model Development. Journal of Medical Entomology 30(6): 1003 - 1015.
- Girard (M.C.), GIRARD (C.M.) (2010). Traitement des données de Télédétection, Environnement et Ressources Naturelles, Paris, Dunod, 576 p.
- http://www.cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/pue/territorio/recursos_naturales.aspx?tema=me&e=21
- <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM30veracruz/municipios/30099a.html>
- <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM30veracruz/municipios/30006a.html>
- <http://www.mendoza.gob.mx/municipio.html>
- <http://regiondeorizaba.blogspot.mx/2011/07/tipo-de-vegetacion-de-la-zona-de.html>
- <http://www.verarboles.com/ZOrizabaZongolica/orizabazongolica.html>
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). (2010). Censo de Población y Vivienda 2010. Recuperado de <http://www.inegi.org.mx/est/contenidos/proyectos/ccpv/cpv2010/Default.aspx>
- Ize, I. (2007). Cambio climático y salud humana. INE. México. Recuperado en: <http://www2.ine.gob.mx/publicaciones/gacetitas/367/cambioysalud.html> 2012.
- Lozano-Fuentes S., Hayden M., Welsh-Rodríguez C.M., Ochoa-Martínez C.A., Tapia-Santos B., Kobylinski K.C., Uejio C.K., Zielinski-Gutiérrez E., Delle-Monache L., Monaghan A.J., Steinhoff D.F., Eisen L. (2012a). The dengue virus mosquito vector *Aedes aegypti* at high elevation in México. American Journal of Tropical Medicine and Hygiene. 87(5). 902-909.

- Lozano-Fuentes S., Welsh-Rodríguez C.M., Hayden M., Tapia-Santos B., Ochoa-Martínez C.A., Kobylinski K.C., Uejio C.K., Zielinski-Gutiérrez E., Delle-Monache L., Monaghan A.J., Steinhoff D.F., Eisen L. (2012b). *Aedes* (*Ochlerotatus*) *epactius* along an elevation and climate gradient in Veracruz and Puebla states, México. *Journal of Medical Entomology*. 49(6). 1244-1253.
- Moreno, M., Crosson, W., Eisen, L., Estes, S., Estes, M., Hayden, M., Hemmings, S., Lozano, S., Monaghan, A., Quattrochi, D., Welsh, C. and Zielinski, E. (2014). Correlating Remote Sensing Data with the Abundance of Pupae of the Dengue Virus Mosquito Vector *Aedes aegypti*, in Central Mexico. *SPRS International Journal of Geo-Information*. Vol. 3, 732-749. ISSN 2220-9964; doi:10.3390/ijgi3020732.
- NASA (National Aeronautics and Space Administration). (2016). Daily surface weather and climatological summaries. Recuperado de <https://daymet.ornl.gov/>
- Organización Mundial de la Salud (OMS). (2016). Centro de Prensa. Dengue y dengue grave. Nota descriptiva. Abril. Recuperado de <http://www.who.int/mediacentre/factsheets/fs117/es/>.
- Robin M. , (2002). La télédétection, Nathan Université, 318 p.
- Ruiz, A., Tejada, A., Miranda, S., y Flores, R. H. (2010). Climatología. En G. Benítez-Badillo, & C. Welsh-Rodríguez (Eds.), *Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz*. Tomo I, Patrimonio Natural. (págs. 65-84). Xalapa, México: Gobierno del Estado y Universidad Veracruzana.
- Secretaría de Finanzas y Planeación del Estado de Veracruz (SEFIPLAN). (2015). Sistema de Información municipal, Cuadernillos municipales, 2015: Maltrata. Orizaba. Acultzingo. Camerino Z. Mendoza. Gobierno del Estado de Veracruz.

PONENCIA 4

CLIMA Y ACTIVIDAD TURÍSTICA

ANÁLISIS DE LOS EPISODIOS DE LLUVIA TORRENCIAL EN EL PARQUE NACIONAL DE LA CALDERA DE TABURIENTE (LA PALMA, ISLAS CANARIAS, ESPAÑA)

Pablo MÁYER SUÁREZ¹, María Victoria MARZOL JAÉN²,
José HERIBERTO LORENZO³, Andrés DÍEZ-HERREO⁴, Mar GÉNOVA FUSTER⁵,
Miguel Ángel SAZ SÁNCHEZ⁶

¹ Instituto de Oceanografía y Cambio Global (IOCAG), ULPGC.

² Departamento de Geografía e Historia, ULL.

³ Parque Nacional de la Caldera de Taburiente.

⁴ Instituto Geológico y Minero de España.

⁵ Escuela Universitaria de Ingeniería Técnica Forestal, UPM.

⁶ Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza.

pablo.mayer@ulpgc.es, mmarzol@ull.es, caldera.cmayot@gobiernodecanarias.org,

andres.diez@igme.es, mar.genova@upm.es, masaz@unisaz.es

RESUMEN

El Parque Nacional de la Caldera de Taburiente en la isla de La Palma, con un promedio anual de 390.000 visitantes en los últimos 5 años, tiene en los procesos de vertientes y las avenidas torrenciales sus dos principales amenazas. El objetivo de este trabajo es analizar, mediante la única serie de precipitación disponible en el entorno del Parque Nacional, las características de la pluviosidad y de los episodios de lluvia extrema (≥ 200 mm/24h) ocurridos entre 1978 y 2013. Se determinan sus causas atmosféricas, su distribución espacial y las consecuencias geomorfológicas y antrópicas que tienen en el ámbito de la Caldera. En este entorno la precipitación tiene una fuerte concentración, pues a) el 80% de la misma se produce en el 25% de los días más lluviosos, b) el 50% de los episodios lluviosos se registran en un único día y c) en el 45% de los días más lluviosos la intensidad es igual o superior a ese umbral. La principal causa de esos episodios es la presencia de DANAS en los niveles medios y altos de la troposfera, observándose diferencias según la procedencia de las perturbaciones en superficie o la existencia, incluso, de situaciones anticiclónicas. Estos episodios causan significativas modificaciones en los cauces y vertientes por la movilización de importantes volúmenes de sedimentos y, sobre todo en las últimas décadas, víctimas mortales, generalmente turistas, que son arrastrados por súbitas avenidas o que tienen que ser evacuados al quedar aislados en el interior del Parque.

Palabras clave: Parque Nacional, Taburiente, episodios de lluvia extrema, riesgo, avenidas torrenciales.

ABSTRACT

The Caldera de Taburiente National Park on the island of La Palma has had an average of 390,000 visitors a year over the past 5 years. The greatest threat to this park is when extreme heavy rainfall comes down the steep slopes and sweeps away rocks and anything else in its path. The aim of this paper is to analyze, using the only

series of rainfall available for the National Park, the characteristics of rainfall and episodes of extreme rainfall (≥ 200 mm/24h) which occurred between 1978 and 2013. The atmospheric causes and the spatial distribution of the episodes of extreme rainfall and the geomorphological and anthropical consequences on the environment of the Caldera are determined. The precipitation in this environment is highly concentrated, because a) 80% of it occurs on 25% of the rainiest days, b) 50% of the rainy episodes are recorded in a single day and c) on 45% of the rainiest days, the intensity is equal to or greater than the abovementioned threshold. The main cause of these episodes is the presence of DANAS in the middle and upper levels of the troposphere, with differences being observed depending on the origin of low-pressure area on the surface or even the existence of anticyclone situations. These episodes cause significant changes in the water courses and slopes by the movement of significant volumes of sediment and above all have caused human deaths, usually of tourists, who are carried away by sudden floods or who have had to be evacuated when they have been stranded in the interior of the park.

Key words: National Park, Taburiente, risk, episodes of extreme rainfall, flash flood.

1. INTRODUCCIÓN

El Parque Nacional de la Caldera de Taburiente ocupa una posición central en la isla canaria de La Palma. Tiene una superficie de 4.690 hectáreas, 8 km de diámetro, desniveles de más de 2.000 metros (el pico más alto situado en el sector septentrional de la caldera es el Roque de los Muchachos con 2.426 m de altitud) y su perímetro es de 27 km. Fue declarado como tal el 6 de octubre de 1954 y en su interior alberga una zona especial de protección de aves (ZEPA), un lugar de interés comunitario (LIC) y es, junto con el resto de la isla, Reserva de la Biosfera desde el año 2002. El promedio de visitantes entre 2006 y 2014 es de 382.447 y en 2014 visitaron el parque 382.447 personas.

El motivo de su declaración como Parque Nacional es su alto valor geológico (BOE nº 303, 30/10/1954, p.7292) y en la actualidad es el principal atractivo turístico. El término que le da nombre proviene de una de las depresiones más grandes existentes en el mundo en su género: una caldera erosiva excavada sobre el edificio volcánico más antiguo de la isla (Rodríguez-Fernández, 2011). Hay que señalar que las imponentes pendientes de la Caldera, la alternancia de materiales de distinta naturaleza (volcánica, subvolcánica y plutónica) muchos de ellos deleznable, y los fuertes aguaceros que se producen en su interior motiva la generación de movimientos en masa, incorporando materiales detríticos de diverso tamaño a las aguas de escorrentía. Esta dinámica ha sido estudiada por Díez-Herrero *et al.* (2012) y Génova *et al.* (2015) utilizando técnicas como la dendrogeomorfología que ha permitido datar, junto con los escasos datos de precipitaciones disponibles, los principales eventos de lluvia torrencial en la Playa de Taburiente, uno de los lugares más transitados y uno de los principales accesos al área de servicios y zona de acampada del espacio protegido

Es necesario reseñar que entre los motivos que justifican su declaración como Parque Nacional se alude a "aguas cayendo impetuosas en grandes trombas invernales" (BOE, nº 303, 30/10/1954). Es, precisamente, el análisis de la precipitación como

factor de peligrosidad lo que este trabajo pretende profundizar al tiempo que se caracterizan los principales eventos tormentosos, se identifican sus causas atmosféricas y se sintetizan sus consecuencias socioterritoriales.

2. LOS DATOS Y EL MÉTODO

En el interior de La Caldera y el entorno del Parque Nacional sólo hay 5 pluviómetros, gestionados por la Agencia Estatal de Meteorología -AEMET- (figura 1). De ellos, sólo uno (C106U-Caldera de Taburiente-Taburiente) posee datos diarios. Sin embargo, se trata de una serie irregular pues comienza en octubre de 1957, se interrumpe desde noviembre de 1958 a junio de 1973; desde ésta fecha hasta septiembre de 1977 sólo registra datos durante 13 meses de manera discontinua. A partir de 1978 la serie pluviométrica adquiere cierta continuidad, aunque con ausencia de datos entre octubre de 1981 y agosto de 1984 y meses aislados entre 1998 y 2008. Así pues, sólo se dispone de 22 años con información completa. Los restantes pluviómetros son totalizadores mensuales cuyos registros comienzan en la década de 1980, pero sus series tampoco son continuas.

Fig. 1: Localización de las estaciones pluviométricas en la cuenca del barranco de Taburiente. Fuente: de las estaciones pluviométricas AEMET; de la ortofoto digital: Grafcan, S.A.

Dado que el objetivo principal es establecer la peligrosidad de la pluviosidad la metodología empleada es la analítica, de tipo estadístico, aplicada a los datos diarios del periodo 1978 a 2013, de la estación C106U situada prácticamente en el centro de la cuenca a 820 metros de altitud.

El trabajo se ha realizado a distintas escalas temporales. Por un lado, se analizan las variaciones interanuales de la precipitación aplicando estadísticos básicos como la media, la desviación tipo y el coeficiente de variación. Un segundo análisis, a escala mensual, permite conocer los meses con mayor concentración de la precipitación y caracterizar su torrencialidad. Finalmente, del análisis diario se infiere cuestiones referentes a la duración de la lluvia, su concentración y los episodios más intensos registrados durante el período de estudio.

Una vez identificados los episodios de lluvia torrencial, utilizando el umbral de 200 mm/24 horas, se analizan las situaciones atmosféricas mediante la consulta de los mapas sinópticos de superficie y 300 hPa disponibles en los *Boletines Meteorológicos Diarios* de la AEMET.

Finalmente, para el análisis de las consecuencias socioeconómicas y territoriales se consultan los documentos editados por el antiguo Instituto Nacional de Conservación de la Naturaleza (Arozarena *et al.*, 1976) así como la prensa escrita (*Diario de Avisos*, *El Día*, *Canarias 7* y *La Provincia*). La Universidad de Las Palmas de Gran Canaria tiene disponible en la web de su biblioteca una base de datos (Jable) donde se encuentran digitalizada la prensa escrita de Canarias. Este recurso ha permitido, mediante búsquedas selectivas, identificar las noticias de interés desde 1950 hasta la actualidad.

3. RESULTADOS

3.1. La lluvia anual y mensual

La posición favorable del sector occidental de la isla de La Palma a la llegada de frentes y perturbaciones atlánticas implica unas cantidades considerables de precipitación anual. La media anual es de 1.016,8 mm, que caen en tan sólo 35 días de lluvia lo que supone que sólo llueve algo menos del 10% de los días del año.

Uno de los rasgos que definen la precipitación en Canarias es su irregularidad (Marzol *et al.*, 2006). Aunque este rasgo es mucho más evidente en las zonas orientales y meridionales próximos a la costa, con coeficientes de variación que superan el 70% (Dorta, 2007); no menos significativo es este índice en las zonas de altitud media orientadas al Oeste, así como las zonas de cumbre. Taburiente, que se encuentra en el primer ámbito, posee un coeficiente de variación del 50%. Otros índices que corroboran esa irregularidad pluviométrica es el valor acusado de la desviación tipo, 526,8 mm. Tal y como señalan Marzol *et al.* (2006), las precipitaciones en las islas atlánticas de la Macaronesia tienen un fuerte carácter estacional y los valores de la serie de Taburiente así lo demuestran. Más de la mitad de la lluvia cae en invierno, el 56%, en otoño un 25% y en la primavera un 19%. Durante el verano, meses en los que las islas están bajo la acción del anticiclón de las Azores, las cantidades recogidas son poco significativas y sólo representan un 1%. Los meses más lluviosos son diciembre y enero, en los que se recoge, de media, 227,1 mm y 213,3 mm respectivamente; ello supone que más del 40% de la lluvia anual cae sólo en los dos meses más lluviosos. No obstante, no es difícil encontrar meses en los que se triplican esas cantidades como diciembre de 2009 (703,2 mm) o enero de 1980 (556,5 mm). Como caso extremo destacan las lluvias registradas durante febrero de 1979, fecha que septuplica la media pues se totalizó la cifra de 1.626,0 mm.

3.2. La lluvia diaria

El análisis de la intensidad diaria de la lluvia en el interior de la Caldera de Taburiente muestra que algo más de un tercio de la precipitación suele tener una intensidad entre débil o muy débil (inferior a 5,0 mm), mientras que aquellas que superan los 100 mm/24 horas suponen el 5% de los días de lluvia. Se trata de un porcentaje relativamente elevado y desde el punto de vista de su peligrosidad deben ser considerados por los gestores del Parque. Un índice que permite incidir aún más en la peligrosidad de las lluvias es el Índice de Concentración de las Precipitaciones (Martín-Vide, 2004) que, en el caso de la serie de Taburiente, adquiere el valor de 0,7. Ello implica que el 80% de la lluvia anual proviene del 25% de los días más lluviosos. Con respecto a la duración de la lluvia, hay una probabilidad de algo más del 50% de que ésta caiga en un solo día. Las secuencias lluviosas de dos días suponen el 20%, las de tres días el 10% y las de cuatro días el 6%. La precipitación acumulada en todas esas secuencias es muy similar y oscila entre el 14% y el 9% de la lluvia anual (figura 2). El período más largo de días consecutivos lloviendo sucedió entre el 12 y el 27 de enero de 1979 pues en esos 6 días se totalizó 1.108,9 mm. Entre ellos habría que señalar los días 17, 23 y 26 con 185,5 mm, 210,0 mm y 197,5 mm respectivamente.

Fig. 2: Relación entre la duración de los episodios lluviosos y la cantidad de lluvia recogida en la Caldera de Taburiente. Fuente: AEMET.

Existe una probabilidad del 30% de que diciembre registre el día más lluvioso del año. Esa probabilidad se reduce casi a la mitad (el 18%) en los meses de enero, febrero y octubre. Con respecto a la cuantía de agua que cae el día más lluvioso del año lo más habitual es que ésta tenga una intensidad superior a 100,0 mm en 24 horas. Sin embargo, es preciso destacar el elevado número de días en los que se han superado los 200 mm/24 horas, pues supone el 45% de los días más lluviosos. Estas precipitaciones torrenciales son las que generan graves procesos erosivos, así como cotas de inundación muy significativas.

Pese a las limitaciones de los datos meteorológicos en el ámbito de la Caldera de Taburiente se han podido identificar 11 episodios en los que se alcanzaron o superaron los 200 mm/24 horas entre 1979 y 2013 (tabla 1). No obstante, hay que señalar que en los años en los que la estación ha estado registrando datos en 54 ocasiones se han superado los 100 mm/24 horas que, igualmente, pueden producir importantes daños en la cuenca.

Nº	Fecha	Precipitación (mm)	Nº	Fecha	Precipitación (mm)
1	10/02/1978	399,3	7	22/12/2000	209,5
2	23/01/1979	210,0	8	13/03/2001	200,0
3	25/01/1980	243,9	9	19/03/2007	279,0
4	27/02/1986	217,0	10	23/12/2009	226,0
5	23/01/1987	240,0	11	15/02/2010	241,1
6	04/12/1991	208,0			

Tabla 1: Precipitaciones ≥ 200 mm/24 horas en Caldera de Taburiente. Fuente: AEMET.

3.3. Causas meteorológicas de los episodios de lluvia extrema

En todos los casos analizados las precipitaciones fueron originadas por la presencia de depresiones aisladas en los niveles altos (DANAS). De los once episodios, ocho (los numerados en la tabla 1 como 1, 2, 3, 5, 6, 7, 10 y 11) se caracterizan por una circulación meandriforme de la corriente en chorro que termina por aislar, en el entorno de Azores y NW de Canarias, un embolsamiento de aire frío. Se genera, en las capas medias y altas de la atmósfera, un eje NW-SE desde la península de Terranova hasta el NW de Canarias que refleja la advección de aire frío en esos niveles. En superficie las borrascas siguen trayectorias W-E, al Sur del paralelo 40°N, cuyos activos frentes atraviesan la isla generando aguaceros que se ven potenciados por un relieve de acusadas pendientes. En la figura 3 (A1 y A2) se muestra un ejemplo de este tipo de configuración isobárica asociada al episodio del 23 de enero de 1987 que dejó cantidades de lluvia que superaron los 250 mm en la cabecera del barranco de Taburiente.

Un matiz diferenciador en cuanto a la advección de la masa de aire frío en los niveles altos y la trayectoria de la perturbación en superficie se corresponde con el episodio del 27 de febrero de 1986 (episodio número 4 de la tabla 1), pues en este caso la masa de aire frío en los niveles altos tiene un marcado eje N-S, desde las islas Británicas y N de la Península Ibérica hasta Canarias. En superficie, la formación de una profunda depresión (995 hPa) que termina situándose al N de Canarias es fiel reflejo de esta acusada inestabilidad (figura 3B1 y 3B2). En este caso las lluvias más intensas se concentran en el interior de la Caldera con cantidades que superan los 200 mm.

Finalmente, se señala la existencia de situaciones sinópticas que difieren considerablemente de las anteriores, pues se trata de dos episodios en los se forma una depresión aislada en los niveles altos, acompañada de altas presiones en superficie (números 8 y 9 de la tabla 1). Ejemplo de ello fueron las lluvias del 17 de marzo de 2007, que dejaron cantidades de más de 270,0 mm en el interior de la Caldera. En la imagen 3 (C1 y C2) se han insertado los mapas del tiempo del día 19 que muestran de una manera nítida la situación de inestabilidad en las capas altas.

Fig. 3: Mapas del tiempo en superficie y 300 hPa de los episodios de lluvias torrenciales de los días 23 de enero de 1987(A1 y A2), 27 de febrero de 1986 (B1 y B2) y del 19 de marzo de 2007(C1 y C2). Fuente: AEMET.

3.4. Consecuencias territoriales de los episodios de lluvia torrencial

De la consulta de la prensa escrita regional, entre 1950 y 2015, se obtienen veinte noticias que hacen referencia a las consecuencias de las lluvias en la cuenca del barranco de Las Angustias. De éstas, ocho sólo aluden al abundante caudal que circula por el cauce, mientras que las doce noticias restantes mencionan diferentes perjuicios. Como es lógico, casi todas las referencias se concentran en la desembocadura del barranco, pues es donde se encuentra el núcleo de población de Los Llanos de Aridane y es donde se han producido las mayores transformaciones en el cauce por la construcción de vías y edificaciones.

Las descripciones de las avenidas hacen referencia a la gran cantidad de sedimentos y restos vegetales que circulan por los diferentes barrancos. Es significativo, por ejemplo, que tras la avenida del 22 de octubre de 1962 se mencione cómo los troncos de los árboles (*Pinus canariensis*) destrozaron los muros de los edificios cercanos al cauce, además de su inundación entre los que se incluye un centro escolar donde la altura del agua alcanzó un metro.

En lo que concierne a los daños, se mencionan de manera frecuente los problemas de los diques construidos entre los núcleos del Puerto y Tazacorte, y la destrucción de la carretera y el puente que conecta ambas poblaciones. En el periodo analizado al menos en cinco ocasiones se refieren a estos problemas por lo que no es de extrañar que el alcalde de Tazacorte instara, en noviembre de 1987 (*Canarias* 7, p. 48), a la rápida restauración del muro de contención, entre la iglesia y el mar, por el peligro de derrumbe inminente y la consecuente interrupción del tráfico entre el municipio de Tijarafe y el Puerto, señalando el riesgo que supondría la apertura de un nuevo cauce que terminaría afectando a los habitantes de este último barrio. Esta situación se volvió a repetir en diciembre de 2009, con idénticas consecuencias.

Otros problemas tienen que ver con el sector agrícola, pues las avenidas torrenciales deterioran los canales que derivan las aguas del cauce hacia los predios agrícolas destruyendo, al tiempo, los cultivos de plataneras más próximos al cauce.

En lo que concierne a las consecuencias en el interior del Parque Nacional Taburiente destaca, por un lado, la muerte de tres excursionistas que se vieron sorprendidos por las aguas de avenida el 20 de noviembre de 2001. En el momento de las lluvias se encontraban en el interior del Parque 191 personas, que tuvieron que ser evacuadas. En sus relatos cuentan que se vieron sorprendidos por la riada y mencionan cómo el nivel del agua subió rápidamente y trece de ellos pudieron escapar a través de uno de los senderos más próximos. El aislamiento de los excursionistas y su necesaria evacuación es frecuente durante estos episodios de lluvia torrencial, como sucediera el 21 de octubre de 2011 que hubo que evacuar a 52 turistas que quedaron atrapados en el interior del Parque.

Figura 4. Secuencia de imágenes del episodio torrencial del 11 de diciembre de 2013. A) Modelo de predicción meteorológica GFS previsto para las 12 horas (UTC); B) Imagen del satélite METEOSAT a las 00:30 horas (UTC). Debajo, C) y D), se muestra la secuencia de los espectrogramas horarios de la estación sísmica TBT entre las 04 y las 06 horas UTC.

Fuente: www.ogimet.com, Meteosat e IGN.

Finalmente hay que mencionar las profundas transformaciones geomorfológicas que se producen en los diferentes cauces de los barrancos de Taburiente. A raíz de las lluvias intensas del 11 de diciembre de 2013 se dispone de un detallado informe

realizado por Lorenzo (2013) que relata, de manera pormenorizada, tanto sus causas atmosféricas como sus consecuencias geomorfológicas. Hay que señalar que este episodio de lluvias no alcanzó, en la estación C106U, los 200 mm/24h, lo que evidencia su carácter local (se concentró en la cara N del pico Benjenado, al S de la estación), motivo por el cual no aparece en la tabla 1. Como se observa en la figura 3A, las fuertes precipitaciones obedecen a una depresión que se situó al Noroeste de las islas Canarias, muy similar al episodio del 23 de enero de 1987 (figura 3). Como se puede observar en la imagen del satélite Meteosat (figura 4B) el frente frío comenzó a atravesar la isla de La Palma en la madrugada del día 11, con diversos núcleos convectivos. Los truenos asociados a los rayos generaron importantes vibraciones que quedaron registrados en los sismogramas y espectrogramas de la estación TBT que tiene el IGN en Taburiente (figura 4C y 4D). De la misma manera, también quedó registro de la importante avenida que se produjo durante la tormenta con una señal similar a la de las erupciones volcánicas (tremor). Las ondas sísmicas producidas por los truenos de la tormenta, unido a la fuerte precipitación, produjeron múltiples desprendimientos y flujos de lodo y piedras que modificaron sustancialmente numerosos cauces.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Hay que señalar las dificultades a la hora de evaluar los daños ocasionados en el entorno del Parque en los diferentes episodios de lluvia, pues las fuentes de documentación se circunscriben a las zonas habitadas y, por tanto, a la desembocadura del barranco, lugar donde se constata la destrucción de vías de acceso, inundaciones y perjuicios en los cultivos situados en las márgenes de los cauces. Sería interesante, para hacer una mejor valoración de los perjuicios producidos en los diferentes eventos, profundizar en otras fuentes de información histórica como, por ejemplo, los documentos donde se alude a las reparaciones de los canales de distribución de agua de las heredades o a los archivos parroquiales y otros documentos históricos del Ayuntamiento de Los Llanos de Aridane. De la misma manera hay que resaltar la utilidad de los análisis dendrogeomorfológicos para, entre otras cuestiones, datar las avenidas torrenciales en áreas como ésta carente de registro de precipitación continua o con series muy cortas (Génova *et al.*, 2015).

Como conclusión se puede indicar que las características geológicas/geomorfológicas de este Parque Nacional motivan una importante dinámica erosiva, especialmente durante los episodios de lluvia intensa. Las profundas transformaciones de los cauces y de las vertientes después de estos episodios suponen, junto con las avenidas torrenciales en los cauces, dos de las principales amenazas. La escasa información que se tiene de la precipitación muestra tres de los rasgos principales de la lluvia en Canarias: su acusada irregularidad interanual, su fuerte concentración en los meses de finales del otoño hasta principios de la primavera y su torrencialidad. Este último rasgo, junto con los importantes volúmenes de precipitación anual, explican la activación de diversos procesos geomorfológicos. En las últimas décadas, y a medida que hay una mayor afluencia de turistas, son significativas las noticias donde se refleja la evacuación de excursionistas que transitan por el Parque pues se ven sorprendidos por estos temporales destacando la muerte de tres de ellos el 20 de noviembre de 2001. La forma en que se produjo el siniestro demuestra cómo la precaución y la prevención son las mejores herramientas para evitar este tipo de sucesos.

REFERENCIAS

- Arozarena, A., Hernán, M., Vega J.A. (1976). Parque Nacional de la Caldera de Taburiente. Isla de La Palma. Madrid: Ministerio de Agricultura. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza.
- Díez-Herrero, A., Génova, M., Mayer, P., Ballesteros, J.A., Becerril, L., Rubiales, J.M., Hernández-Ruiz, M., Saz, M.A., Bodoque, J.M., Ruiz-Villanueva, V. (2012). Investigaciones dendrogeomorfológicas aplicadas al estudio de la peligrosidad por avenidas e inundaciones en el Parque Nacional de la Caldera de Taburiente (La Palma, Islas Canarias). En A. González-Díez (coord.), XII Reunión Nacional de Geomorfología (pp. 159-162). Santander: PUBliCan Ediciones, Universidad de Cantabria.
- Dorta, P. (2007). Catálogo de riesgos climáticos en Canarias: amenazas y vulnerabilidad. *Geographica*, 51, pp. 133-160.
- Génova, M., Máyer, P., Ballesteros-Cánovas, J., Rubiales, J.M., Saz, M.A., Díez-Herrero, A. (2015). Multidisciplinary study of flash floods in the Caldera de Taburiente National Park (Canary Islands, Spain). *Catena* 131, pp. 22-34.
- Lorenzo, J.H. (2013). Lluvias torrenciales y desprendimientos en la cara Norte del Benjenado. Cambio en la geomorfología del barranco de Las Angustias. Informe técnico. La Palma: Parque Nacional de La Caldera de Taburiente.
- Martín-Vide J. (2004). Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, 24, pp. 959-971.
- Marzol M^a.V., Yanes A., Romero C., Brito de Acevedo E., Prada S. y Martins A. (2006). Caractéristiques des précipitations dans les îles de la Macaronesia (Les Açores, La Madère, Les Canaries et le Cap Vert). En G. Beltrando, M. Madelin y H. Quérol (Eds.), *Les risques liés au temps et au climat* (pp. 415-420). Maison Moët & Chandon: Publications de l'A.I.C.
- Rodríguez Fernández, R. (2011). Parque Nacional de la Caldera de Taburiente. Guía Geológica. León: Instituto Geológico y Minero de España y Organismo Autónomo de Parques Nacionales.

PROPUESTA DE ADAPTACIÓN DEL ÍNDICE TURÍSTICO DE MIECZKOWSKI AL TURISMO DE INTERIOR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA: EL CASO DE MADRID¹

Alfredo MILLÁN LÓPEZ

Departamento de Geografía Geografía. Universidad Autónoma de Madrid.
millan330@msn.com

RESUMEN

En esta comunicación se presenta el desarrollo e implementación de un índice climático-turístico, denominado ICTI (Índice Climático Turístico de Interior) elaborado a partir de la modificación del Tourism Climate Index de Mieczkowski (1985). Se trata de un proceso de adaptación al turismo de interior en la Península Ibérica, en el que se pretende comprobar sus posibilidades y limitaciones para la evaluación del clima y su influencia en este tipo de turismo. Con este índice se analiza y caracteriza el modelo de aptitud climático-turística de la ciudad de Madrid y el clima como indicador del potencial turístico de un destino de interior.

Palabras clave: ICTI, Madrid, Clima, Turismo, Aptitud, Modelo

ABSTRACT

In this paper is presented the development and implementation of climate-tourism index, called ICTI (Interior Tourism Climate Index) prepared from Tourism Climate Index modification of Mieczkowski (1985). It is a process of adaptation to interior tourism in the Iberian Peninsula, which is to check its possibilities and limitations for the assessment of climate and its influence on this type of tourism. With this index it is analyzed and characterized the climate-tourist model of the city of Madrid and the weather as an indicator of the tourism potential of an interior destination.

Key words: ICTI, Madrid, Climate, Tourism, Aptitude, Model

1. INTRODUCCIÓN

El Tourism Climate Index (TCI) de Mieczkowski (1985) es el índice climático-turístico de mayor aceptación entre la comunidad científica dedicada a la Climatología del Turismo, pero presenta algunas deficiencias y ciertas limitaciones por lo que ha sido objeto de revisiones y adaptaciones (Scott *et al*, 2001; De Freitas *et al*, 2004; Amelung y Viner, 2006; Matzarakis *et al*, 2009; Perch-Nielsen *et al*, 2010 y Tang, 2013). En este caso, y en general del turismo de interior, el problema que presenta el TCI para su aplicación es que sus umbrales son más adecuados para un tipo de turismo de sol y playa, actividades turísticas más sensibles al clima, donde los índices de sensación térmica se ven más condicionados por temperaturas elevadas

1 Avance de la Tesis Doctoral sobre Clima y Turismo en la Comunidad Autónoma de Madrid, que se está realizando, bajo la dirección del profesor Felipe Fernández García.

(Millán y Lallana, 2010). La modificación que proponemos nos permite conocer el modelo climático-turístico actual y futuro, y se desarrolla con la intención de ser una herramienta eficaz en la planificación turística.

En el análisis y caracterización temporal de las condiciones de confort climático-turístico en la ciudad de Madrid incorporamos, junto al análisis de los valores diarios y mensuales, un análisis de los valores horarios del ICTI. Desde este estudio se considera necesaria la realización de este tipo de análisis en escala horaria en polos turísticos con las condiciones particulares del turismo urbano, como las que tiene Madrid. Este tipo de turismo basado en la visita a museos, asistencia a espectáculos, visita de atracciones familiares, a parques y jardines, cascos antiguos, de compras, terrazas, ocio nocturno etc., tiene jornadas turísticas delimitadas por los horarios de las actividades. Por lo tanto, introducir la escala horaria permitiría planificar, teniendo en cuenta la aptitud climático-turística horaria a partir de los escenarios de confort, extendiendo o reduciendo la jornada turística.

2. MÉTODOS

El desarrollo e implementación del índice ICTI, se basa en dos importantes modificaciones del TCI:

- a) En primer lugar, la modificación más importante es la sustitución de la *Effective Temperature* (ET) por la *Physiological Equivalent Temperature* (PET). La elección de este índice se justifica en que es más sofisticado y completo que la ET; a las variables climáticas comunes con el TCI (temperatura, humedad relativa y velocidad del viento) el PET añade en su cálculo la nubosidad y la radiación; introduce variables geográficas (latitud, longitud, altitud); introduce parámetros personales; por último, introduce la temperatura radiante media .

$$TCI = 2 * (4TEMAX + 1TEMD + 2Pp + 1Vv + 2Hs)$$

(TEMAX: Temperatura Efectiva Máxima; TEMD: Temperatura Efectiva Media; Pp: Precipitación; Vv: Viento; Hs: Horas de Sol)

$$ICTI = 2 * (4PETMAX + 1PETMD + 2Pp + 1Vv + 2Hs)$$

(PETMAX: Temperatura Fisiológica Efectiva Máxima; PETMD: Temperatura Fisiológica Efectiva Media; Pp: Precipitación; Vv: Viento; Hs: Horas de Sol)

- b) En segundo lugar, se modifica la ponderación de los subíndices que integran el ICTI (tabla 1). En el índice TCI cada una de las variables que lo componen se transforma en un subíndice, con valores que van desde 5, para los más favorables, hasta valores negativos para los más desfavorables. En el caso del ICTI los valores de los subíndices se reajustan en un proceso de adaptación a las condiciones climático-turísticas de la ciudad de Madrid excepto en el caso de los valores del subíndice insolación. También se cambia la escala temporal, que en el ICTI pasa a ser diario en vez de mensual como en el TCI. En el subíndice PET se utilizan los rangos del PET establecidos por Matzarakis *et al* (1996). En las modificaciones de los subíndices precipitación y viento se tiene en cuenta la influencia ejercida en

los valores finales del ICTI (calculada a partir del porcentaje del peso que tienen cada subíndice en el valor total del índice) y los resultados obtenidos de combinar estos subíndices con la afluencia de visitantes diaria (a partir del análisis de la correlación lineal entre los valores obtenidos en los subíndices y datos de turistas).

VALOR ÍNDICE ICTI PETMAX Y PETMD		VALOR ÍNDICE TCI TEMAX Y TEMD	
-1	inf. 8	-1	inf. 1
0	superior a 8 e inferior a 13	0	superior a 1 e inferior a 9
3	superior a 13 e inferior a 18	2	superior a 9 e inferior a 17
5	superior a 18 e inferior a 23	4	superior a 17 e inferior a 21
3	superior a 23 e inferior a 29	5	superior a 21 e inferior a 23
0	superior a 29 e inferior a 35	4	superior a 23 e inferior a 27
-1	superior a 35	0	superior a 27 e inferior a 30
		-1	superior a 30
VALOR ÍNDICE ICTI PRECIPITACIÓN MM		VALOR ÍNDICE TCI PRECIPITACIÓN MM	
5	inferior a 1	5	inferior a 1
2	superior a 1 e inferior a 5	4	superior a 1 e inferior a 3
0	superior a 5 e inferior a 10	3	superior a 3 e inferior a 5
-1	superior a 10 e inferior a 15	2	superior a 5 e inferior a 7
-2	superior a 15 e inferior a 20	1	superior a 7 e inferior a 9
-3	superior a 20	0	superior a 9 e inferior a 15
		-1	superior a 15
VALOR ÍNDICE ICTI INSOLACIÓN (HORAS)		VALOR ÍNDICE TCI INSOLACIÓN (HORAS)	
5	10 o mas	5	10 o mas
4.5	9 a 9.59	4.5	9 a 9.59
4	8 a 8.59	4	8 a 8.59
3.5	7 a 7.59	3.5	7 a 7.59
3	6 a 6.59	3	6 a 6.59
2.5	5 a 5.59	2.5	5 a 5.59
2	4 a 4.59	2	4 a 4.59
0	inferior a 4	0	inferior a 4
VALOR ÍNDICE ICTI VIENTO KM/H		VALOR ÍNDICE TCI VIENTO KM/H	
5	inf a 2.88	5	inf a 2.88
4	inf. a 5.75	4.5	2.88 a 5.75
3	inf a 9.03	4	5.76 a 9.03
2	inf a 12.23	3.5	9.04 a 12.23
1	inf a 19.79	3	12.24 a 19.79
-1	inf. a 24.29	2.5	19.80 a 24.29
-2	Sup. A 24.29	2	24.30 a 28.79
		0	superior a 28.8

Tabla 1. Elaboración propia. Adaptado a partir de Mieczkowski (1985) y Matzarakis et al (1996)

Además de estas importantes modificaciones introducidas en el ICTI respecto al TCI, se introducen otras de especial interés para el modelo climático-turístico de interior:

- Se produce un cambio en la escala temporal ya que el ICTI pasa a ser un índice diario, frente al carácter mensual del TCI. Esto nos permite clasificar el modelo climático-turístico en periodos diarios, lo que otorga una gran ventaja al turista en el momento de seleccionar los días para realizar la actividad turística. También proponemos una escala horaria, suministrando una inestimable información para la planificación turística e introduciendo una importante novedad en la investigación climático-turística.
- Con la incorporación del índice PET se han introducido nuevas variables climáticas que también influyen sobre el confort climático-turístico como son la nubosidad, la radiación solar, y parámetros como la vestimenta con el índice clo (índice que mide el aislamiento térmico que proporciona la ropa).
- Se reducen las categorías de aptitud climático-turística de 10 a 5 con el fin de facilitar la lectura y comprensión de los resultados (tabla 2).

VALOR	CÓDIGO	CATEGORÍA TCI	CATEGORÍA ICTI	CÓDIGO	VALOR
90-100	9	Ideal	Óptimo	5	70-100
80-89	8	Excelente			
70-79	7	Muy bueno			
60-69	6	Bueno	Muy Bueno	4	60-69
50-59	5	Aceptable	Bueno	3	50-59
40-49	4	Marginal	Desfavorable	2	30-49
30-39	3	Desfavorable			
20-29	2	Muy desfavorable	Muy desfavorable	1	< 30
10-19	1	Extr. Desfavorable			
< 10	0	Imposible			

Tabla 2. Categorías de aptitud climático-turística del ICTI. Elaboración propia

3. RESULTADOS

El patrón de distribución de aptitud climático-turístico que presenta el modelo climático-turístico en la ciudad de Madrid coincide con el patrón Bimodal-Shoulder Peaks (Scott *et al*, 2001). Se observan tres situaciones confort climático-turístico: un grupo de meses desfavorables para la actividad turística; un grupo de meses favorables; y un grupo de meses transicionales (Figs. 1 y 2):

Grupo de meses desfavorables:

- Disconfort por frío: este grupo se compone de los meses invernales de enero, febrero y diciembre. Enero y diciembre se distinguen por ser los meses con peores condiciones de disconfort por frío y presentan una situación análoga: en el 92%

de los días la aptitud climático-turística es muy desfavorable y el 8% desfavorable. En febrero el modelo es más heterogéneo: el 74% de los días tienen una aptitud muy desfavorable, el 18% desfavorable, el 4% bueno y el 4% muy bueno.

- **Disconfort por calor:** en este grupo se incorporan junio, julio, agosto y septiembre como meses con una aptitud climático-turística asociada a las altas temperaturas estivales. Estas condiciones se definen en junio por un 86% de los días con aptitud desfavorable, un 4% como muy desfavorable y un 10% como bueno; julio se caracteriza por un modelo donde el 94% de los días tienen una categoría desfavorable y el 6% muy desfavorable; en agosto el 80% de los días con escenario desfavorable, un 16% muy desfavorable y un 4% bueno; en septiembre el 62% de los días tienen una aptitud desfavorable, el 32% bueno y el 6% óptimo.

Grupo de meses favorables:

- En este grupo se encuadran abril, mayo y octubre, que se convierten en los meses más propicios para la actividad turística. En abril el 46% de los días presentan un escenario muy bueno, el 38% bueno, el 4% óptimo, y el 12% desfavorable; en mayo la aptitud climático-turística se define por un 42% de días con escenario muy bueno, un 28% bueno, un 4% óptimo y un 26% desfavorable; en octubre el modelo se caracteriza por una aptitud de categoría muy bueno en el 49% de los días, un 28% como bueno, el 10% óptimo y el 13% desfavorable.

Grupo de meses transicionales:

- En este caso componen este grupo los meses de marzo y noviembre. Marzo como mes transicional hacia la época estival presenta una gran heterogeneidad y en su modelo se encuentran todas las aptitudes climático-turísticas: el 18% de los días tienen una categoría de óptimo, el 25% muy bueno, el 22% bueno, el 20% desfavorable y el 15% muy desfavorable. En noviembre el 10% de los días tiene un escenario muy bueno, el 20% bueno, el 28% de los días son desfavorable y el 42% muy desfavorable.

Figura 1. Frecuencia mensual de las categorías ICTI. Fuente: elaboración propia

Figura 2. Distribución de los valores diarios del ICTI. Fuente: elaboración propia

En Madrid los periodos de aptitud climático-turística se dividen en cuatro: invern­al, primaveral, estival y otoñal. El periodo invern­al se caracteriza por las situaciones de disconfort por frío y su amplitud temporal cubre desde el 1 de noviembre al 15 de marzo; el primaveral tiene una aptitud favorable con una categoría confortable y se desarrolla desde el 16 de marzo al 31 de mayo; el estival con situaciones de disconfort por calor se desarrolla desde el 1 de junio al 15 de septiembre; por último, el periodo otoñal tienen una aptitud favorable y una categoría confortable y una amplitud tem­poral desde el 16 de septiembre al 31 de octubre.

PERIODO	AMPLITUD TEMPORAL	CATEGORÍA	APTITUD
Invern­al	1-noviembre /15-marzo	Disconfort por frío	Desfavorable
Primaveral	16-marzo/31-mayo	Confortable	Favorable
Estival	1-junio/15 de septiembre	Disconfort por calor	Desfavorable
Otoñal	16-septiembre/31-octubre	Confortable	Favorable

Tabla 3. Periodos favorables/desfavorables. Fuente: elaboración propia

La clasificación de meses favorables y meses desfavorables para la actividad tu­rística (Tabla 4) a partir de los promedios mensuales de los valores ICTI (Fig. 3) queda de la siguiente forma:

El análisis del ICTI a escala horaria se realiza a partir de la elaboración de un cuadro (Fig. 4) donde los umbrales de aptitud climático-turística se representan nu­méricamente y por gama de colores para su fácil comprensión (en la columna horaria se resaltan en color verde el horario de jornada turística). Este cuadro refleja unos resultados interesantes:

- En el grupo de meses con aptitud climático-turística de disconfort por frío: enero y diciembre destacan por la ausencia de horas con escenario propicio para la acti­vidad turística. En febrero si hay un reducido espacio horario, entre las 12:00h y las 14:00h, donde el escenario es bueno.

	ÓPTIMO	MUY BUENO	FAVORABLE	DESFAVORABLE	MUY DESFAVORABLE
Enero					
Febrero					
Marzo					
Abril					
Mayo					
Junio					
Julio					
Agosto					
Septiembre					
Octubre					
Noviembre					
Diciembre					

Tabla 4. Clasificación mensual de los valores ICTI. Fuente: elaboración propia

Figura 3. Valores mensuales del ICTI. Fuente: elaboración propia

- En los meses de disconfort por calor el escenario horario presenta resultados interesantes para la planificación: dentro de la jornada turística en junio se representa un amplio espacio horario donde el escenario es desfavorable, entre las 11:00h y las 16:00h. Sin embargo, entre las 18:00h y las 21:00h el escenario pasa a ser de óptimo. Es necesario destacar que las horas adyacentes con la actual jornada turística apuntan escenarios muy buenos y óptimos. En julio se produce una situación similar, aunque se amplía el horario con escenario de disconfort: de 10:00h a 17:00h la aptitud es desfavorable; a partir de las 19:00h el escenario cambia a óptimo, situación que se extiende a las horas adyacentes de la jornada turística. Agosto tiene una aptitud climático-turística análoga, aunque se reduce en una hora el espectro horario donde se produce disconfort, entre las 10:00h y

las 16:00h, y se aumenta en una el de confort. A partir de las 18:00h y en horas adyacentes de la jornada turística el escenario pasa a ser óptimo. En septiembre también las horas centrales aparecen con escenario de desconfort; la banda horaria donde el escenario es de confort se distribuye de la siguiente forma: entre las 9:00h y las 11:00h y entre las 15:00h y las 21:00h horas los escenarios se encuentran entre muy bueno y óptimo; el horario adyacente con la jornada turística también aparece con un escenario de confort para la actividad turística

- En el grupo de meses favorables: Abril y octubre son meses análogos en la distribución de las horas con aptitud climático-turística de confort: entre las 9:00h y las 17:00h se producen escenarios entre óptimo y muy bueno, destacando el intervalo 10:00h-11:00h y 15:00h-16:00h como óptimo. Destacar las 8:00h con escenario muy bueno en el límite de la jornada turística. Entre las 18:00h y las 21:00h el escenario es de desconfort con aptitud desfavorable y muy desfavorable. En mayo, en las horas centrales se producen situaciones de desconfort con escenario desfavorable entre las 12:00h y las 14:00h; entre el intervalo de las 9:00h y las 11:00h y entre las 15:00h y las 20:00h los escenarios son entre muy bueno y optimo; fuera de la jornada turística entre las 7:00h y las 8:00h el escenario es muy bueno y óptimo.
- En el grupo de meses transicionales: en marzo se encuentra una banda horaria, entre las 10:00h y las 16:00h horas, donde se produce escenarios de confort entre muy bueno, bueno y con aptitud de óptimo en las horas centrales del día. El resto de horas se muestran con escenarios de desconfort. Noviembre presenta un cuadro diferente: tiene una banda horaria entre las 11:00h y las 14:00h horas con escenario muy bueno, mientras que el resto de horario está por debajo de los umbrales de confort.

Figura 4. Frecuencia horaria de los valores de aptitud climático-turística.
Fuente: elaboración propia

Para conocer la idoneidad del índice ICTI en mostrar la capacidad del clima como indicador del potencial turístico de interior frente al índice TCI, se ha realizado una comparación de los resultados de ambos índices con los datos de visitas de turistas a la ciudad de Madrid. El gráfico resultante muestra la comparación de los valores mensuales entre los índices y datos de visitas (Fig. 5). La variación mensual de llegadas de turistas muestra una tendencia en la que los meses invernales y los meses estivales se presentan como temporada baja para la actividad turística, aunque en el turismo urbano la estacionalidad presenta valores muy bajos. En los meses invernales el ICTI y el TCI coinciden en señalarlos como desfavorables para la actividad turística. Donde divergen ambos índices es en los meses estivales donde el TCI los señala con aptitud climático-turística más favorable y el ICTI como desfavorable, correspondiendo con tasas bajas de visitas. Tanto el ICTI como el TCI apuntan los meses primaverales y otoñales como favorables para la actividad turística, pero es el ICTI el que presenta sus mejores valores en estos meses coincidiendo con las épocas de mayor afluencia turística. Tras esta comparación se demuestra la idoneidad del índice ICTI frente al TCI, ya que el modelo climático-turístico del ICTI representa el reflejo de la tendencia de visitas con respecto a la idoneidad de las condiciones climáticas para el turismo.

Figura 5. Comparación mensual de los índices ICTI y TCI con datos de turistas.

Fuente: elaboración propia

4. DISCUSIÓN

El proceso de comparación del índice ICTI con los datos de afluencia de turistas, nos ha ofrecido información interesante sobre su idoneidad respecto a la tendencia temporal de la demanda turística en un destino de interior. Al comparar los modelos climáticos-turísticos, producto de la aplicación de los índices ICTI y TCI, el resultado indica que el ICTI refleja de forma más efectiva la idoneidad de las condiciones de confort climático, respecto a la actividad turística, que el TCI, ya que se ajusta de modo más objetivo al modelo temporal de la demanda turística de la ciudad de Madrid. Las diferencias entre ambos índices se deben al patrón proporcionado por el ICTI, bimodal-shoulder peak, concordante con el modelo de demanda turística. Mientras que el TCI presenta un patrón summer peak, discordante con la demanda.

Estas diferencias son consecuencia del rediseño del índice TCI a partir de la sustitución de la de la Effective Temperature (ET) por la Physiological Equivalent Temperature (PET), y por la modificación de la ponderación de los valores de los subíndices dentro del ICTI, resultado del proceso de adaptación a las características climático-turísticas del turismo de interior.

Por otra parte, el análisis a escala horaria del modelo de aptitud climático-turística nos ha ofrecido una información interesante para la planificación de la actividad turística. La ventaja que ofrecen los estudios a esta escala se pueden reflejar en una adecuación de los horarios en los meses donde la aptitud es más desfavorable.

REFERENCIAS

- Amelung, B. y Viner, D. (2006): Mediterranean Tourism: Exploring the Future with the Tourism Climatic Index, *Journal of Sustainable Tourism*, vol. 14, 349-366 pp. <http://dx.doi.org/10.1080/09669580608669064>
- De Freitas, C.R., Scott, D. y McBoyle, G. (2004): A Second Generation Climate Index for Tourism (TCI), *Proceedings of the International Society of Biometeorology Commission on Climate, Tourism and Recreation*, 9-12 pp. <http://dx.doi.org/10.1080/09669580608669064>
- Matzarakis, A. y Mayer, H. (1996): Another Kind of Environmental Stress: Thermal Stress, *WHO Colloaborating Centre for Air Quality Management and Air Pollution Control*, 7-10 pp. Retrieved from/Recuperado de <https://www.researchgate.net/>
- Matzarakis, A., Mayer, H. (2009): Dependence of urban climate on urban morphology, H. Mayer and A. Matzarakis (eds.) *5th Japanese-German Meeting on Urban Climatology*. Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg, nº 18, 277-282 pp. Retrieved from/Recuperado de <http://www.urbanclimate.net/>
- Mieczkowski, Z. (1985): The Tourism Climate Index: a method of evaluating world climates for tourism, *The Canadian Geographer/Le Géographe Canadien*, nº 29, vol. 3, 220-233 pp. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1541-0064.1985.tb00365.x>
- Millán, A., Lallana, V. (2010): Clima y turismo de interior en la Península Ibérica: estudio de casos en la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, en *Espacios y destinos turísticos en tiempos de globalización y crisis*, XII Coloquio de Geografía del Turismo, Ocio y Recreación. Retrieved from/Recuperado de <http://e-archivo.uc3m.es/handle/10016/16437>
- Perch-Nielsen, S., Amelung, B. y Knutti, R. (2010): Future Climate Resources for Tourism in Europe Based on the Daily Tourism Climatic Index, *Climate Change*, nº 103, 363-381 pp. <http://dx.doi.org/10.1007/s10584-009-9772-2>
- Scott, D., McBoyle, G. (2001): Using a 'tourism climate index' to examine the implications of climate change for climate as a tourism, *Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*, 69-89 pp. Retrieved from/Recuperado de <http://www.urbanclimate.net/>
- Tang, M. (2013): Comparing the Tourism Climate Index and Holiday Climate Index in Major European Urban Destinations, *Tesis Doctoral University of Waterloo, Canadá*, 109 pp. Retrieved from/Recuperado de <https://uwspace.uwaterloo.ca>

CONFORT CLIMÁTICO, CAMBIO CLIMÁTICO Y ACTIVIDAD TURÍSTICA EN ALICANTE

Javier MIRÓ PÉREZ¹, Jorge OLCINA CANTOS², M^a José ESTRELA NAVARRO³
y Vicente CASELLES MIRALLES⁴

¹*Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica. Universitat de València.*

²*Instituto Interuniversitario de Geografía. Universidad de Alicante.*

³*Departamento de Geografía. Universitat de València.*

⁴*Departamento de Física de la Tierra y Termodinámica. Universitat de València.*

Javier.Miro-Perez@uv.es

RESUMEN

Los rasgos climáticos son esenciales para comprender la vocación turística de los territorios. En el litoral mediterráneo desde los años sesenta del siglo XX hay una especialización en el producto turístico basado en los rasgos climáticos de verano (sol y playa). La provincia de Alicante es un destino turístico principal en el área mediterránea española y esta actividad representa el 18% de su PIB provincial. Las condiciones climáticas actuales proporcionan valores de confort climático, según el índice TCI, muy buenos o excelentes durante la temporada alta turística de verano; no obstante, el calentamiento térmico planetario proporciona valores de pérdida de excelencia climática hacia el final del presente siglo en los meses cálidos del año, lo que condicionará la adopción de medidas por parte del sector turístico y de la administración para intentar minimizar el impacto de la nueva realidad climática proyectada.

Palabras clave: clima, confort climático, actividad turística, efectos del calentamiento térmico

ABSTRACT

Climatic characteristics are essential for understanding the tourist vocation of the territories. In the Mediterranean coast since the sixties of the twentieth century there is a specialization in the tourism product based on summer climate characteristics ("sun and beach"). Alicante province is a premier tourist destination in the Spanish Mediterranean area and this activity represents 18% of provincial GDP. Current weather conditions provide climate comfort values very good or excellent during peak summer tourist season, according to the TCI index. However, the global warming provides loss in the values of climate excellence towards the end of this century, especially in the warm months of the year, which will determine the action by the tourism sector and public administration to try minimize the impact of the new climate reality.

Key words: climate, climate comfort, tourism, effects of global warming

1. CLIMA Y CONFORT CLIMÁTICO, RECURSO BÁSICO PARA EL TURISMO EN ALICANTE. EL EFECTO DEL CALENTAMIENTO GLOBAL

Los territorios definen su función a partir de unos factores que favorecen el desarrollo de actividades económicas. La existencia de dinamismo social, de capacidad

empresadora, las posibilidades de acceso a los recursos naturales, el desarrollo de redes de transporte y comunicación rápidas, la consolidación de mecanismos de financiación o la puesta en marcha de políticas públicas son básicas para entender el mayor o menor éxito de las iniciativas de desarrollo económico. Todos estos aspectos integran el conjunto de factores endógenos y exógenos que, desde el siglo XIX, han permitido la consolidación de las diversas formas de organización económica del espacio geográfico, con sus evidentes efectos socio-territoriales. Y junto a ellos, es pieza básica la presencia de un medio natural con rasgos geológicos, geomorfológicos, climáticos, hídricos, edáficos y biogeográficos favorecedores de las actividades puestas en marcha por las sociedades que en él existen, especialmente en aquellos sectores que dependen ampliamente de estos elementos del medio físico. La actividad turística es una de estas actividades cuyo desarrollo territorial está en estrecha relación con las características físicas del medio donde tiene lugar. La provincia de Alicante, en la fachada mediterránea española, dispone de unos recursos del medio natural muy idóneas para la implantación de actividades de ocio y recreación que son la base del desarrollo turístico.

Entre estos valores del medio, destaca el clima como principal factor de atracción del turismo. La existencia de un clima de filiación mediterránea, con una temperie generalmente tranquila, temperaturas agradables, abundancia de días de sol, sople de vientos generalmente suaves, efecto refrescante de la brisa en verano, a lo que se une un área de aguas con temperaturas muy agradables para el baño entre la primavera y el otoño, hacen del territorio alicantino un área privilegiada para el desarrollo de la actividad turística. No en vano, desde los años sesenta del siglo pasado, la provincia de Alicante se ha convertido en un destino principal del litoral mediterráneo español y uno de los destacados a escala europea en la modalidad de turismo de sol y playa.

Hay tres procesos principales que pueden desarrollarse en nuestras latitudes mediterráneas por efecto del cambio climático con implicaciones directas en la actividad turística: a) un aumento de los extremos atmosféricos (mayor peligrosidad climática); b) una reducción de precipitaciones y de volúmenes de agua disponible; y c) la pérdida de confort climático en el sur y este peninsular por aumento térmico en los meses centrales de verano.

El V Informe del IPCC (2013-14) señala que el cambio climático que pueda desarrollarse en las próximas décadas, si se sigue confirmando la hipótesis de efecto invernadero como parece, no supondrá sólo el aumento de las temperaturas medias, sino también de su variabilidad. De manera que el clima tiende a un calentamiento, pero también a una mayor frecuencia en el registro de temperaturas extremas, con aumentos en las medias, máximas y mínimas. Al respecto, en el litoral mediterráneo español Quereda *et al.* (2001) señalan que el aumento de temperaturas medias anuales experimentado desde 1950 en localidades de la fachada este española se debe más al incremento de las mínimas nocturnas que de las máximas extremas diurnas que se hayan podido registrar. En Miró *et al.* (2006) se señala asimismo que estos cambios son más pronunciados para los meses estivales. De modo que es notable el aumento del número de “noches tropicales” (temperatura mínima $>20^{\circ}\text{C}$) que ha tenido lugar en muchas ciudades del litoral mediterráneo español y entre ellas en las ciudades costeras de la provincia de Alicante. En este aumento de las temperaturas mínimas es importante el papel de un creciente efecto urbano proporcionando más persistencia del calor. Pero también es relevante el papel que tiene el calentamiento que experimenta

el mar Mediterráneo desde hace tres décadas en los meses de verano, tal y como confirman las termografías de satélite (Pastor *et al.*, 2015), unido a un calentamiento continental de base manifestado en las zonas rurales y montañosas, que en este caso es más importante para las temperaturas máximas y partes altas del interior (Miró 2014; Miró *et al.*, 2015, 2016a, 2016b).

En efecto, desde mediados de los años noventa del pasado siglo, la cuenca occidental del Mediterráneo se calienta antes (junio) y más (la temperatura superficial marina llega a alcanzar picos de 27-28° C) de lo que lo hacía en los años ochenta. Este colchón estival de aguas calientes eleva la humedad ambiental, frena el descenso nocturno de la temperatura e incrementa, en suma, la sensación térmica. Y todo ello es ya indicativo de un cambio climático en curso, puesto que el ritmo térmico considerado normal en un espacio geográfico sufre alteraciones, experimenta una pérdida de confort térmico; en suma, el clima cambia.

El informe “*Proyecciones climáticas para el siglo XXI*” (Aemet, 2015), como actualización de las proyecciones elaboradas en 2011, ha manejado tres variables (temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación) en el análisis de la evolución modelizada del clima para el conjunto de España. Para la provincia de Alicante, los datos se pueden estimar a partir de los resultados regionales obtenidos para la Comunidad Valenciana y Murcia. En definitiva, la situación prevista nos habla de un incremento de temperaturas, un aumento de la frecuencia de días cálidos y olas de calor y un descenso preocupante de los valores de precipitación (vid. tabla 1).

	C. VALENCIANA	MURCIA
Tª máxima (°C)	+1 a +5	+2 a +5
Duración olas de calor (días)	5-35	10-45
Días cálidos (%)	15-50	20-55
Tª mínima (°C)	+1 a +4.5	+2.5 a +4.5
Días de heladas (días)	-5 a -8	-3 a -7
Noches cálidas (%)	15-50	20-50
Cambio volumen precipitación (%)	0 a -10	0 a -5
Cambio precipitaciones intensas (%)	0 a -7	+1 a -1
Duración períodos secos (días)	0 a +2	0 a +2.5
Nª días de lluvia (días)	-2 a +5	-2.5 a +2.5

Tabla 1. Cambios en las variables climáticas principales de la Comunidad Valenciana y región de Murcia (horizonte 2100). Fuente: AEMET. *Proyecciones climáticas para el s. XXI*. Elaboración propia.

A efectos de confort climático en áreas turísticas del litoral mediterráneo, como la nuestra, resulta significativo el aumento que se prevé en el número de días cálidos, de noches cálidas y en la duración de las olas de calor en todas las regiones del mediterráneo español. Se trata de variables que, unidas a valores de humedad atmosférica altos, se relacionan con la génesis de sensaciones térmicas de discomfort. Y a ello hay que sumar el calentamiento de las aguas del Mediterráneo occidental en los meses cálidos del año que ha experimentado un aumento en los últimos años prolongando, asimismo, el período de temperaturas elevadas ($< 25^{\circ}\text{C}$) entre junio y septiembre.

2. DATOS Y MÉTODOS

El presente estudio ha llevado a cabo una evaluación a escala de detalle de cambios previstos en el confort climático durante el siglo XXI, en un contexto de cambio climático, a partir de la aplicación del Índice de Confort Climático de Mieczkowski (Mieczkowski, 1985), ó TCI, en la provincia de Alicante. Esta evaluación se ha aplicado para cada estación del año, según el siguiente modo: primavera (marzo, abril y mayo), verano (junio, julio y agosto), otoño (septiembre, octubre y noviembre), e invierno (diciembre, enero y febrero).

Se ha calculado el TCI inicial o de referencia que da cuenta de la situación actual (inicio del siglo XXI) de confort climático para Alicante, a partir de datos observados en los últimos decenios. A continuación se ha aplicado el cambio previsto para calcular la hipotética situación que adoptará el TCI a finales del siglo XXI, y la evaluación del cambio previsto.

La formulación del TCI, datos utilizados, aplicación y proyección futura se desarrollan en los siguientes subapartados.

2.1. Índice de Confort Climático de Mieczkowski

En aras de establecer una herramienta que mida la aptitud turística de un clima, la comunidad científica ha desarrollado múltiples índices que combinan variables climáticas tales como las temperaturas, insolación, precipitaciones, humedad, o el viento, de tal manera que se sintetice en un único parámetro dicha aptitud. El quizás más conocido y empleado al respecto es el Índice de Confort Climático de Mieczkowski (Mieczkowski, 1985) ó TCI. Éste se determina por la suma ponderada de 5 subíndices. Su formulación y forma de resolución es la siguiente:

$$\text{TCI} = 8\text{CID} + 2\text{CIA} + 4\text{R} + 4\text{S} + 2\text{W}$$

donde CID es el índice de confort diurno, determinado por la temperatura y humedad a la hora de mayor calor (temperatura máxima y humedad mínima diarias medias); CIA es el subíndice de confort medio, determinado por la temperatura y humedad medias; R es el subíndice pluviométrico determinado por la precipitación total media (mensual, estacional o anual, según resolución temporal de cálculo del TCI); S es la cantidad efectiva media de horas de sol al día; y W es la velocidad media del viento.

Estos subíndices no se calculan a partir de las unidades en que se expresan las variables climatológicas utilizadas, sino que éstas sirven para ponderar un valor den-

tro de una horquilla fija que va de 0 (desfavorable) a 5 (óptimo) para R, S y W, que en el caso del CID y CIA se establece entre -3 y 5. Ello supone, al aplicar la fórmula anterior, que el valor máximo posible para el TCI es 100 (valor idealmente óptimo). De esta manera, según el TCI resultante, se establece el grado de confort y aptitud turística del clima de acuerdo a la Tabla 1.

Valor TCI	Categoría
90 - 100	Ideal
80 - 89,9	Excelente
70 - 79,9	Muy bueno
60 - 69,9	Bueno
50 - 59,9	Aceptable
40 - 49,9	Marginal
30 - 39,9	Desfavorable
20 - 29,9	Muy desfavorable
10 - 19,9	Extremadamente desfavorable
< 10	Imposible

Tabla 1: Categorías del TCI (Mieczkowski, 1985).

2.2. Datos empleados en el cálculo del TCI de referencia

Para una correcta estimación a fina escala, la variable más decisiva, por ser la que más fluctúa en la vecindad espacial al depender mucho de la altitud, es la temperatura. Por ello se ha hecho uso del dataset SDSITVC (Miró, 2014; Miró *et al.*, 2015, 2016a y 2016b) como fuente de temperaturas a fina escala. Dicho dataset cubre la Comunidad Valenciana y áreas limítrofes con una resolución de 90 m, homogeneidad, y para el periodo completo 1948-2011. Para las precipitaciones se ha hecho uso de todas las series de la red de estaciones pluviométricas de AEMET disponibles en Alicante, con al menos 20 años observados entre 1950 y 2010, con un control de calidad previo.

Sin embargo, el resto de variables necesarias (humedad, insolación y viento) no están disponibles para la red de observatorios de AEMET con más de 20 años observados, a excepción de los escasos disponibles de primer orden, insuficientes para una cartografía de detalle. Por ello, como fuente para estas variables, se ha hecho uso de la red de estaciones automáticas del IVIA-SIAR¹, utilizando los datos de 20 estaciones, observados entre 1999 y 2012.

Cabe indicar que, para poder realizar el cálculo espacial del TCI fue necesario interpolar previamente cada una de las variables utilizadas según las mismas características del SDSITVC, esto es, una resolución espacial de 90 m (coordenadas UTM huso 30). Se interpolaron mediante *kriging* ordinario, a excepción de las precipitaciones con las que se usó el método de mínima curvatura.

1 Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias – Sistema de Información Agroclimática para el Regadío (<http://portal.magrama.gob.es/websiar>)

Aunque los periodos de observación no son coincidentes para todas las variables, podemos asumir que permiten una caracterización del TCI lo suficientemente buena para ser representativa de su estado inicial al comienzo del siglo XXI.

2.3. Proyección del TCI al periodo 2071-2100

Para el cálculo de la proyección futura del TCI se ha aplicado básicamente el cambio causado por el forzamiento térmico asociado al cambio climático. El cambio previsto en las temperaturas es el que hoy por hoy está relativamente mejor establecido, y también el que, por otro lado, puede mayormente forzar un cambio en el confort climático de la región de estudio. Por el contrario, las proyecciones para precipitaciones arrojan resultados más dispares, al igual que las escasas proyecciones existentes para las otras variables como la humedad, la insolación o el viento (Argüeso, 2011; Brunet *et al.*, 2009; IPCC, 2013; Morata, 2014). Por tanto, para el cálculo de la proyección se ha decidido ponderar únicamente el cambio de confort atribuible a un cambio de temperaturas, dejando por defecto sin cambios el resto de variables.

Para calcular el cambio térmico al periodo 2071-2100 en primer lugar se ha tomado la información a fina escala del SDSITVC sobre patrones espaciales de cambio térmico ya en curso en las últimas décadas, y que han sido bien establecidos en Miró *et al.* (2015, 2016a, 2016b). A continuación, la magnitud de dichos patrones espaciales se ha proyectado al futuro aplicando el forzamiento térmico previsto por AEMET en su modelo de regionalización AR5-IPCC para el periodo 2071-2100 (http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat). El resultado es una proyección de cambio basada en los patrones espaciales de cambio a fina escala ya detectados actualmente, pero redimensionada según la estimación general de cambio futuro en la región proporcionada por la proyección de AEMET.

3. RESULTADOS

Se muestra en primer lugar (Fig. 1) la estimación del TCI de referencia, o sea, en un punto de partida representativo de la actualidad.

Como es de esperar, se parte de una situación en la que es la estación estival la que proporciona mejores niveles en el TCI. Toda la franja litoral y las áreas montañosas prelitorales, dulcificadas por las brisas de origen marino, gozan de un TCI en la categoría de ‘excelente’ durante el verano. Las áreas interiores que bajan un escalón, a ‘muy bueno’, coinciden con aquellas en que las temperaturas máximas caniculares se disparan más y la oscilación térmica diurna es mayor.

En el otro extremo, el invierno es la estación con niveles de TCI más bajos, así como se dan las mayores diferencias entre el interior montañoso y el litoral. Con todo, todavía la franja litoral y la mayor parte de la mitad Sur mantienen un nivel en la categoría de ‘bueno’, que pasa a ser ‘aceptable’ en la mayor parte del interior Norte. Pero llega a ser ‘marginal’ en la zona más montañosa entre las comarcas de la Marina Alta y El Comtat, y en las cumbres más elevadas.

Las estaciones equinocciales marcan una transición. De ellas, la primavera es la que muestra niveles de confort mejores, cuando alcanza a ser ‘excelente’ en el litoral del tercio Sur y algún enclave del litoral central, predominando la categoría ‘muy bueno’ en la mayor parte de la provincia, y la categoría ‘bueno’ en la zona montañosa del Norte. Mientras, en otoño, seguramente debido a una mayor probabilidad de lluvias, el

TCI queda en niveles algo inferiores, sobre todo en el tercio Nordeste. Aun así se mantiene la categoría de ‘muy bueno’ en toda la mitad Sur y tercio Oeste de la provincia.

Figura 1. TCI de referencia (actual) calculado para cada estación del año.

Sobre la base del TCI de referencia (Fig. 1), la Figura 2 muestra la magnitud de cambio previsto para el periodo 2071-2100 en unidades propias del TCI.

Puede observarse una pérdida clara de confort para el caso del verano, asociada a unas temperaturas por encima del nivel óptimo de confort térmico. La pérdida es mayor en los valles y hoyas más septentrionales (hasta 7 puntos en algún lugar), pero también es cercana a los 5 puntos de pérdida de confort en la mayor parte del litoral. El descenso sólo es débil, y hasta se invierte en algún caso, para las montañas y partes más elevadas, al menos para las más expuestas a las brisas, que mantendrían aquí su confort debido a la pérdida de temperatura con la altitud.

Sin embargo, el caso contrario ocurre para el invierno. En este caso tenemos una mejora de confort en toda la provincia (entre 2 y 5 puntos), indicando que la pérdida de confort en verano se compensaría con una prolongación de buenos niveles de confort al resto del año.

Figura 2. Cambio previsto en unidades del TCI para el periodo 2071-2100 con respecto al TCI de referencia, según la proyección climática utilizada en el estudio.

Es muy destacable que los mayores aumentos de confort se esperen para las áreas montañosas y partes altas, lo cual se aprecia especialmente en las estaciones equinocciales, en las que aparecen tendencias de cambio opuestas entre las tierras altas (aumento de confort) y las tierras bajas (sin cambios o muy ligero descenso). La diferencia es más acusada en primavera, cuando la proyección señala un acusado aumento de confort (5 a 7 puntos en TCI) en las partes altas por encima de 500mts, mayor cuanto más elevadas. Por el contrario en el litoral los cambios son menos importantes, e incluso aparece una débil pérdida de confort hacia el interior de la comarca de la Vega Baja, donde los episodios de calor ya tendrían en primavera un impacto negativo.

En otoño también se proyecta un aumento de confort en las tierras altas del Norte de la provincia, pero mucho más moderado que en primavera, mientras que la mayor parte del territorio provincial (valles, hoyas y litoral) quedan con cambios muy débiles (pérdida en torno a 1 punto).

Figura 3. TCI proyectado al periodo 2071-2100 para cada estación del año.

Este panorama proyectado coloca en escena una posible pérdida de confort para el turismo litoral de sol y playa del semestre estival; pero también un considerable aumento de las aptitudes turísticas de la zona montañosa de la provincia a lo largo del año (turismo de espacios naturales, culturales, ocio, etc.), así como mejora las aptitudes del litoral en invierno. No obstante cabe destacar el tercio Sur, en especial el interior de la Vega Baja, como el área en que se produciría una pérdida de confort durante casi todo el año, a excepción sólo del invierno.

Al aplicar los cambios proyectados, el TCI y sus categorías quedarían para el periodo 2071-2100 del modo representado en la Figura 3. Si la comparamos con la Figura 1 se advierten bien los cambios proyectados. Así se observa que, dada una relativa pérdida de confort en verano y un aumento en zonas interiores para la primavera, ahora tanto primavera como verano quedarán prácticamente a la par como las estaciones con mejor aptitud turística, predominando en general un TCI en la categoría de muy bueno.

Al analizar cómo quedan las categorías del TCI proyectado, se destaca en primer lugar la pérdida de la categoría 'excelente' para la mayor parte del territorio en verano.

Sólo se mantiene en puntos del litoral y las montañas prelitorales cercanas al litoral central. Pero de cara a la primavera esa misma categoría ‘excelente’ aumenta algo su presencia en el litoral central y Sur, y casi todo el sector montañoso del Norte de Alicante asciende un escalón, de ‘Bueno’ a ‘Muy Bueno’.

En otoño se aprecian también mejoras en la categoría del TCI hacia el Nordeste de la provincia, extendiéndose más la categoría de ‘Muy bueno’, y casi desapareciendo la categoría ‘Aceptable’ en las zonas altas, por la de ‘Bueno’. El resto de la provincia se mantendría en la categoría de ‘Muy bueno’.

Y en invierno se destaca bastante la mejora del TCI en el interior montañoso al Norte, de manera que los sectores bajo categoría ‘Marginal’ se reducen hasta sólo quedar enclaves aislados. Pero también se destaca la aparición de la categoría ‘Muy bueno’, que antes no llegaba a estar presente en invierno, hacia el litoral central y Sur de la provincia.

4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El impacto de estos procesos de cambio climático afectará previsiblemente a los niveles de confort climático y la propia aptitud del clima para el turismo. Sin embargo, estos cambios podrían ser positivos o negativos, dependiendo de la época del año. La proyección realizada del índice de confort climático hacia el final del presente siglo presenta una pérdida clara de confort para el caso del verano, esencialmente a causa de un aumento de episodios de calor asociados a bajo confort. Sin embargo, el caso contrario ocurre para el invierno. En este caso tenemos una mejora de confort en toda la provincia, como se ha señalado, lo que es indicativo de que, aunque se pronostique una pérdida de confort en verano, se compensaría con una prolongación de buenos niveles de confort al resto del año. Esta mejoría en confort es más evidente en las zonas montañosas que originalmente tenían niveles de confort más bajos fuera del verano.

A efectos de planificación y adaptación de los espacios turísticos del litoral mediterráneo a los efectos del cambio climático, estos datos de proyección futura de variables atmosféricas, índices de confort y de temperatura de aguas marinas suponen:

- La posibilidad de modificar el calendario de “temporada alta”, muy centrada en la actualidad en julio y sobre todo agosto, que podrá prolongarse desde junio a septiembre, incluidos, además de considerar la estación primaveral junto con octubre muy aptos para las estancias turísticas en este espacio geográfico. Junto a ello, ganarían interés actividades turísticas en áreas montañosas de mayor altitud en la provincia.
- La necesidad de acondicionamiento climático de los establecimientos turísticos, de las viviendas residenciales y de las tramas urbanas a una situación más habitual de altas temperaturas y elevada humedad, diurna y nocturna, a los efectos de compensar el desconfort térmico que se estima creciente en los espacios costeros, especialmente a partir de mediados del siglo actual.
- La obligación de tener bien diseñados los sistemas de abastecimiento de agua, a escala regional y local, en un área con natural escasez de recursos, donde la propia reducción de precipitaciones, el aumento de la irregularidad en su desarrollo y el

incremento de la evaporación en embalses, originará una disminución de volúmenes de agua superficial disponible.

- La necesidad, asimismo, de modificar, en la escala local, los protocolos de protección civil y sanidad pública, puesto que se van a alterar los calendarios de riesgo frente a determinados peligros de causa climática (tormentas y lluvias intensas por la presencia de aguas calientes en el Mediterráneo occidental durante un período del año mayor), así como la frecuencia e intensidad de aparición de extremos atmosféricos (olas de calor y sus efectos en grupos de riesgo). En esta cuestión será necesario mejorar los sistemas de drenaje de precipitaciones intensas en las ciudades turísticas en aras a la reducción de sectores de riesgo de anegamiento e inundación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha podido realizar gracias al programa para grupos de investigación de excelencia PROMETEOII (2014/086) de la Comunidad Valenciana, y el proyecto CGL2015- 64268-R (MINECO/FEDER, UE) del Ministerio de Economía y Competitividad y el FEDER.

REFERENCIAS

- Argüeso, D. (2011). *High-resolution projections of climate change over the Iberian Peninsula using a mesoscale model*. Ph. D. Thesis. Departamento de Física Aplicada. Universidad de Granada.
- Brunet, M., Casado, M.J., De-Castro, M., Galán, P., López, J.A., Martín, J.M., Pastor, A., Petisco, E., Ramos, P., Ribalaygua, J., Rodríguez, E., Sanz, I. y Torres, L. (2009). *Generación de escenarios climáticos regionalizados para España*. Agencia Estatal de Meteorología. Madrid, 157 p.
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge. United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi: 10.1017/CBO9781107415324
- Mieczkowski, Z. (1985). The tourism climatic index: a method of evaluating world climates for tourism. *The Canadian Geographer*, 29: 220-33
- Miró, J.J., Estrela, M.J., Millán, M. (2006). Summer Temperature Trends in a Mediterranean Area (Valencia Region). *International Journal of Climatology*, 26, 1051-1073, doi: 10.1002/joc.1297
- Miró J.J. (2014). *Downscaling estadístico de series climáticas mediante redes neuronales: Reconstrucción en alta resolución de la temperatura diaria para la Comunidad Valenciana. Interpolación espacial y análisis de tendencias (1948-2011)*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, y Universidad de Valencia. 523p., doi: 10.13140/RG.2.1.2059.1523

- Miró, J.J., Estrela, M.J. y Olcina-Cantos, J. (2015). Statistical downscaling and attribution of air temperature change patterns in the Valencia region (1948–2011). *Atmos. Res.*, 156: 189-212, doi:10.1016/j.atmosres.2015.01.003
- Miró, J.J., Estrela, M.J. y Olcina-Cantos, J. (2016a). Reconstrucción de la señal térmica local en la Comunidad Valenciana entre 1948 y 2011 a partir de un downscaling estadístico mediante una red neuronal artificial: Detección de patrones locales de cambio. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 70, 113-147 (eng:471-475), doi:10.21138/bage.2165
- Miró, J.J., Estrela, M.J., Caselles, V. y Olcina-Cantos, J. (2016b). Fine-scale estimations of bioclimatic change in the Valencia region, Spain. *Atmos. Res.*, 180: 150-164, doi:10.1016/j.atmosres.2016.05.020
- Morata, A. (2014). Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR4. Nota técnica AEMET. 197p.
- Olcina Cantos, J. y Miró Pérez J.J. (2016). “El clima, recurso básico del turismo alicantino. De la valoración del clima invernal al aprovechamiento intensivo del clima estival”, *Rev. Canelobre*, nº 65 (monográfico sobre la actividad turística en la provincia de Alicante) Diputación Provincial de Alicante, 3-21.
- Pastor, F., Valiente, J.A. y Estrela, M^a J. (2015). *Sea surface temperature and torrential rains in the Valencia region: modelling the role of recharge areas*. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, nº 15, p.1677-1693, doi:10.5194/nhess-15-1677-2015.
- Quereda Sala, J. *et al.* (2001). *Nuestro porvenir climático, ¿Un escenario de aridez?*. Universitat Jaume I, Castellón, 224 p.
- Vera Rebollo, J. F. (1985). “Las condiciones climáticas y marítimas como factores de localización del turismo histórico alicantino”, *Investigaciones Geográficas* nº 3, 161-178.
- Vera Rebollo, J.F. (1987). *Turismo y urbanización en el litoral alicantino*. Instituto de estudios Juan Gil Albert, Diputación Provincial de Alicante.

IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA ESTACIONALIDAD TURÍSTICA

Domingo F. RASILLA ÁLVAREZ¹, Guillermo CALLEJA HERRERO

¹Depto. de Geografía, Urbanismo y OT. Universidad de Cantabria.

domingo.rasilla@unican.es

RESUMEN

Este trabajo analiza la relación entre el clima y la demanda turística en diferentes destinos turísticos internacionales y explora el impacto de dos escenarios de cambio climático en la estacionalidad de la actividad turística. Los resultados muestran que la relación entre clima y demanda turística muestra sensibles diferencias entre destinos, a causa de las distintas ofertas turísticas y mercados que los utilizan, siendo los situados en latitudes medias los que ofrecen una relación más clara. Las proyecciones mejoran la aptitud turística general a través de sustanciales cambios en la estacionalidad de la demanda turística.

Palabras clave: Clima, TCI, Turismo, Cambio climático.

ABSTRACT

This memory analyzes the relationship between climate and tourism demand in several international tourist destinations and explores the impact of two climate change scenarios on tourism demands.

The results show that the relationship between climate and tourism demand differs among destinations because of the different tourism attractions and markets, the Mediterranean region being which displays a closest relationship. Tourism demand projections show an overall improvement of the suitability, through substantial changes in tourism demand seasonality.

Key words: Climate, TCI, Tourism, Climate Change.

1. INTRODUCCIÓN

El turismo es uno de los sectores económicos más dinámicos a escala mundial, habiendo experimentado un fuerte crecimiento a lo largo del último tercio del siglo XX; actualmente, su aportación al PIB mundial es superior al 10% (WTO *et al.*, 2013). Para algunos países constituye el principal motor económico, y en muchos otros es clave para compensar los déficits en la balanza comercial, caso de Grecia o España, donde los ingresos por turismo suponen un 15% del PIB nacional, frente al 5,5% de la década de los 70 (Prados *et al.*, 2003). Aunque en la actualidad prácticamente la totalidad de los países actúan indistintamente como emisores o receptores de turistas, el flujo internacional de viajeros sigue estando dominado por los desplazamientos desde latitudes medias a las subtropicales e intertropicales, constituyendo el clima uno de los factores que mayor poder de atracción ejercen sobre los turistas (Amelung *et al.*, 2007; Gómez Martín, 2005; Hamilton *et al.*, 2005).

Sin embargo, determinar el impacto del tiempo y del clima sobre la actividad turística no es una tarea sencilla, dado que no todos los turistas tienen las mismas preferencias, y la propia actividad turística engloba diferentes opciones que requieren condiciones atmosféricas diversas. Una dificultad añadida es cuantificar el papel de cada variable meteorológica sobre la práctica turística, evaluando de manera objetiva la idoneidad de un destino. Con este propósito, la aplicación inicial de índices bioclimáticos clásicos fue complementada por otros desarrollados específicamente para el turismo, como el “Tourism climate index” de Mieczkowski (1985), su modificación por Morgan (2000), el “Beach climate index” (Becker, 1998) y el “Climate tourism index” (de Freitas, 2008). Su validación requiere su contraste con datos de demanda turística, habitualmente difíciles de conseguir (Scott *et al.*, 2004; Amelung y Viner, 2006).

Crecientes evidencias indican que el clima terrestre está experimentando una serie de cambios en comparación con la época preindustrial, y estos cambios se acentuarán a lo largo del s. XXI. En su último informe, el IPCC considera que es muy probable que la evolución del sistema climático se acelere si prosiguen las emisiones de gases de efecto invernadero al ritmo actual, con una estimación de aumento de las temperaturas de entre 1,8 y 4°C. Este calentamiento vendrá acompañado, igualmente, de cambios en la magnitud, distribución espacial y régimen de otros parámetros climáticos, como precipitación, nubosidad o viento etc...

Es evidente, por tanto, la necesidad de afrontar sus consecuencias a través de la adaptación y mitigación (Wilbanks *et al.* 2007). Los impactos estimados del cambio climático en las actividades turísticas se pueden agrupar en dos grandes categorías. Por un lado, los directos, en relación a su capacidad para determinar la localización de los destinos, la gama de actividades turísticas, la estacionalidad de la demanda y los costos de operación (calefacción/refrigeración, suministro de agua y alimentos, coste de los seguros etc...). Por otro lado, si la frecuencia o magnitud de ciertos extremos climáticos (olas de calor, sequías, huracanes) también varía, la industria turística se verá afectada a través del coste adicional para la reparación de daños o unos gastos de explotación más elevados, consecuencia de la necesidad de asegurar los bienes en situación de riesgo. Cabe señalar por último, que el cambio climático actuará también sobre otros recursos, como la disponibilidad de agua, la biodiversidad, el paisaje, el nivel del mar etc..., acentuando la pérdida de competitividad de algunos destinos.

En relación a lo expuesto, los objetivos de este trabajo son dos:

1. Analizar la relación entre clima y demanda turística en varios destinos turísticos internacionales, comparando los valores del índice TCI con indicadores de demanda turística.
2. Explorar el impacto que el cambio climático podrá causar en la estacionalidad de la demanda turística en los citados destinos.

2. FUENTES DE INFORMACIÓN Y METODOLOGÍA

En relación con los objetivos, se seleccionaron 10 destinos turísticos, siguiendo como criterios su relevancia internacional, su diversidad climática y la disponibilidad de información accesible a través de Internet. La mayoría pertenecen a destinos de sol y playa, pero se añadieron dos destinos de naturaleza en los que predominan activida-

des al aire libre (trekking, senderismo etc...). La demanda turística está representada por los promedios mensuales, correspondientes al menos a 5 años completos, del número de visitantes o de pasajeros de los aeropuertos más próximos. Los datos brutos mensuales fueron transformados en porcentajes con respecto al promedio anual para el cálculo de la estacionalidad de la demanda.

Los datos climáticos, correspondientes a la estación más cercana al destino turístico seleccionado fueron extraídos mayoritariamente de la herramienta Climate Change World Weather File Generator for World-Wide Weather Data- CCWorldWeatherGen (<http://www.energy.soton.ac.uk/ccworldweathergen/>). Esta herramienta proporciona valores medios mensuales de temperatura, precipitación, insolación, humedad relativa y viento, para el periodo 1971-2000, y también genera proyecciones de esas mismas variables para el periodo 2071-2100, basadas en el modelo HadCM3. Para este trabajo se han seleccionado los escenarios A2 y B2. El primero, basado en un modelo de desarrollo agresivo, reproduce un fuerte crecimiento demográfico y económico, con ausencia de políticas e innovaciones tecnológicas en beneficio del medio ambiente. El escenario B2 presenta un importante crecimiento de la población y de la economía, pero a un ritmo más lento, y una mayor preocupación por el medio ambiente, que se traduce en políticas para combatir al cambio climático y en la búsqueda de nuevas tecnologías para reducir la dependencia de los combustibles fósiles.

El TCI (Tourism Climate Index, Mieczkowski, 1985) es uno de los índices de aptitud climático-turística más utilizados al integrar las tres facetas climáticas esenciales (térmicas, estéticas y físicas), combinando los promedios mensuales de 7 variables meteorológicas, según una fórmula que incorpora factores de ponderación para resaltar la importancia relativa de cada una de ella:

$$TCI = (8*CLD) + (2*CLA) + (4*R) + (4*S) + (2*W)$$

Componente	Subíndice	Variable	Descripción	Ponderación (%)
CID	Confort diurno	Temperatura máxima diaria y humedad relativa mínima	Confort térmico en las horas de máxima actividad	40
CIA	Confort diario	Temperatura y humedad relativa	Confort térmico diurno	10
P	Precipitación	Promedio mensual	Negativo	20
S	Insolación	Horas de sol	Positivo	20
W	Viento	Promedio	Desigual	10

Cuadro I. Componentes del índice TCI

Se considera que un valor superior a 70 es demostrativo de una buena aptitud turística; por el contrario, meses por debajo de 40 indican una pobre aptitud (Amelung y Viner, 2006).

La relación entre la demanda y la aptitud turística se evaluó mediante un modelo de regresión lineal entre los porcentajes mensuales de demanda turística (variable dependiente) y los valores mensuales de aptitud climático- turística (variable independiente o predictora), para desarrollar a continuación una ecuación que será utilizada con fines predictivos.

3. RESULTADOS

3.1. Relación entre aptitud climático-turística y demanda turística.

El cuadro II muestra el potencial climático turístico actual en los destinos seleccionados. Los valores inferiores a 40 aparecen resaltados en color verde, mientras que los valores superiores a 70 aparecen en rojo, con el fin de facilitar la comparación entre destinos.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
Denali	8	14	22	31	45	62	73	66	53	33	20	12	37
Yellowstone	41	46	55	61	74	89	92	94	88	66	50	41	66
Reus	58	60	62	68	78	93	95	89	84	75	61	58	73
Tenerife	80	82	86	86	90	96	98	97	94	92	87	82	89
Honolulu	84	86	86	90	92	92	91	90	89	86	84	82	88
Arica	98	98	97	89	79	70	65	63	67	75	84	93	82
Camboya	80	82	78	75	73	66	68	65	62	60	70	74	71
San José	90	89	90	81	67	65	71	67	64	64	72	86	76
Tahiti	62	62	63	66	74	79	78	78	75	76	68	61	70
Seychelles	61	67	66	65	70	74	74	74	71	72	68	64	69

Cuadro II. Valores medios mensuales del TCI según destino turístico.

Aplicando los criterios propuestos por Scott y McBoyle (2004), los destinos seleccionados pertenecen a 4 modelos de distribución estacional; no están presentes ni el régimen desfavorable (típico de ámbitos árticos) ni el bimodal, característico de regiones áridas.

El régimen con máximo estival está representado por los destinos de latitudes medias y altas, donde el verano es el periodo más favorable, aunque los contrastes son evidentes en función del tipo de clima (en particular del régimen térmico). Así, mientras en los ámbitos mediterráneos (Reus) el contraste estacional es reducido (entre 58 y 95 puntos, en torno a 6 meses óptimos y sin ningún mes por debajo de 40 puntos), en ámbitos subárticos (Denali) resalta un invierno largo y poco favorable (7 meses por debajo de 40 puntos) y un corto verano (sólo julio supera los 70 puntos). El clima continental de Yellowstone se sitúa a medio camino, con un periodo desfavorable más corto (3 meses) y uno favorable más prolongado (5 meses). La correspondencia entre aptitud y demanda turística es considerable: el 75% de los visitantes se desplazan en verano, frente a menos del 5 % en invierno. La influencia del clima debe relativizarse a favor de factores como la proximidad a los centros emisores de visitantes, nacionales en el caso de los parques de EEUU o comunitarios en el de Reus, al igual que su perfil socioeconómico; en el caso de los parques naturales de EEUU suelen ser amantes de las actividades al aire libre (trekking, senderismo, etc...; <http://www.nps.gov/dena/planyourvisit/things2do.htm>), mientras que Reus ha sido el paraíso del turismo “low cost” con estancias breves buscando sol, playa y ocio nocturno, a veces complementado con visitas a parques temáticos.

Dos destinos turístico (Canarias y Hawai) reproducen el conocido como régimen óptimo todo el año, pues ningún mes posee un $TCI \leq 80$, lo que se traduce en la ausencia de estacionalidad (aunque el verano muestra valores ligeramente superiores). En

comparación con los valores de demanda turística, se observa una relación moderada, pero negativa, dado que la época con más visitantes es el invierno.

Los destinos San José de Costa Rica y Phnom Penh muestran un régimen con un “máximo invernal”, típico de latitudes intertropicales. En estos lugares, el solsticio de invierno es más confortable, debido a temperaturas frescas, alisios constantes y sobre todo, a un volumen de precipitaciones mucho menor que en el solsticio de verano. La relación entre aptitud turística y demanda es significativa y de nuevo positiva; incluso, se percibe en San José un ligero aumento de visitantes coincidiendo con un periodo de remisión de las precipitaciones conocido popularmente como “veranillo”. En Phnom Penh también se aprecia este pico secundario en julio y agosto, en pleno monzón de verano; dado que no existe una remisión de las precipitaciones análoga al de San José, este segundo máximo se puede atribuir al periodo de vacaciones habitual en los países desarrollados del hemisferio norte, dado que en ambos casos, la mayoría de los turistas proceden de América del Norte o Europa, buscando un tipo de esparcimiento basado también en turismo natural y de aventura (Costa Rica cuenta con algunas de las mejores reservas biológicas del planeta) y el cultural (Khmer). Por su parte, otro destino que disfruta de un clima muy atractivo para el turismo es Arica, dada su moderación térmica y ausencia de precipitaciones, aunque la frecuencia de nieblas costeras (“camanchaca”) durante el solsticio de invierno explicaría la reducción del número de visitantes durante este periodo del año.

Figura 1. Régimen anual del TCI (barras) y la demanda turística (líneas) correspondiente a los destinos seleccionados.

Los observatorios de Tahití y Male (Seychelles) corresponden al tipo con “máxima aptitud durante la estación seca”. Por su localización cercana a la ZCIT y reducida variabilidad térmica, la aptitud viene determinada por el régimen de precipitaciones, con máximos durante el alisio seco del SE, que coincide con el periodo de vacaciones en el Hemisferio N, siendo el principal mercado turístico personas con alto poder adquisitivo, de nacionalidad europea, estadounidense y recientemente, rusa o china. Sin embargo, cabe destacar la ausencia de relación entre aptitud turística y demanda en Seychelles. Sin descartar errores en los datos de demanda consultados (basados en una muestra de 5 años, que podría magnificar variaciones puramente aleatorias), una explicación alternativa es una oferta basada en un amplio abanico de actividades, como los deportes

acuáticos (vela, submarinismo, windsurf, surf...), el turismo de naturaleza (gran riqueza biológica tanto marina como terrestre) etc., menos condicionado por el clima.

3.2. Cambios en la aptitud turística y la estacionalidad de la demanda causados por el cambio climático.

De la aplicación las relaciones estadísticas encontradas entre aptitud turística y demanda, bajo las condiciones actuales, a los escenarios de cambio climático propuestos, se deduce que, para finales del siglo XXI, la aptitud turística aumentará en destinos ubicados en latitudes medias y altas, disminuyendo en los situados en latitudes bajas. Para analizar con detenimiento estos cambios, se hará hincapié en las variaciones en la aptitud turística (TCI anual) y en la longitud de la estación óptima (número de meses con TCI>70; cuadro III). La figura 2 ofrece una visión más amplia de los cambios esperados.

	TCI			Num meses TCI > 70			
	ACTUAL	B2	A2	ACTUAL	B2	A2	Resultado
Denali	37	44	47	1	2	3	Aumento
Yellowstone	66	70	71	5	6	7	Aumento
Reus	73	75	75	6	7	8	Aumento
Tenerife	89	93	94	12	12	12	Igual
Honolulu	88	85	79	12	12	10	Disminución
Arica	82	88	90	8	12	12	Aumento
Camboya	71	69	63	6	6	3	Disminución
San José	76	74	69	7	6	4	Disminución
Tahiti	70	61	54	6	3	1	Disminución
Seychelles	69	60	53	5	1	0	Disminución

Cuadro III. Cambios en el valor anual del TCI para el periodo 2070-2100 bajo los escenarios A2 y B2.

En los observatorios de latitudes medias y altas la mejora de la aptitud turística general estará condicionada fundamentalmente por el impacto de la elevación de las temperaturas. Por ejemplo, la mejora en Denali provendrá de la reducción del frío invernal y la prolongación del periodo estival, aunque mitigado por un aumento simultáneo de las precipitaciones. El régimen de aptitud turística mantendrá su máximo de verano, alargando la duración del periodo óptimo hasta 3 meses. En Yellowstone, el aumento de las temperaturas alargará la estación óptima (ahora 7) pero exacerbará el carácter continental del verano, lo cual hace esperar una cierta reducción de la concentración estival de la demanda a favor de las estaciones equinocciales (mayo y septiembre-octubre) y una consecuente transformación hacia un régimen bimodal, particularmente en el escenario A2. Una evolución análoga es esperable en los destinos mediterráneos (Reus), donde el considerable aumento térmico y la disminución de las precipitaciones, sobre todo primaverales, reducirán la aptitud estival, pero mejorará la primaveral (marzo, abril y mayo), y en menor medida de la otoñal (septiembre y

octubre). La demanda responderá en la misma dirección, desplazándose hacia la primavera, como ya ha sido propuesto en estudios anteriores (Amelung y Viner, 2006).

Figura 2. Cambios esperados en el régimen anual del TCI para el periodo 2070-2100 bajo los escenarios A2 y B2.

En las localizaciones con un régimen óptimo no se producirá una mejora adicional a su ya elevada aptitud turística. Tanto en Canarias como Hawai los cambios proyectados igualarán la aptitud turística de los meses de invierno y primavera a los de verano. En el caso de Canarias, dada la escasez de precipitaciones, la causa fundamental de la mejora invernal son las temperaturas, que en verano están amortiguadas por la corriente fría de las Canarias. El impacto de estos cambios climáticos sobre la demanda turística tenderá hacia una homogenización estacional, con valores similares a lo largo de todo el año. De hecho, y siempre en función de los datos aquí registrados, Canarias podría beneficiarse si, manteniendo su oferta invernal, los flujos estivales europeos prefieren otros destinos ante el rigor térmico de los ámbitos mediterráneos. Por su parte, Honolulu experimentará un marcado decrecimiento de su aptitud turística (reducción del valor anual de 88 a 79, sólo 10 meses aptos), particularmente durante el verano (julio y agosto), ya que no disfruta del efecto amortiguador de una corriente fría. La mejora de la aptitud turística invernal no sería, por tanto, suficiente para compensar la tendencia general, por lo que mantendrá un régimen óptimo todo el año.

Dado que el aumento térmico ligado al calentamiento global será más limitado en los trópicos, son los cambios en la precipitación y/o insolación, los que explican las modificaciones en la aptitud turística. En los destinos con un máximo invernal se espera un cierto empeoramiento de los niveles generales de aptitud y de la longitud del periodo óptimo anual, al coincidir dos procesos desfavorables, el aumento notable de las temperaturas durante la estación seca y el exceso de las precipitaciones durante la húmeda, algo más acentuado en Phnom Pehn. Las proyecciones de demanda ofrecen una imagen relativamente compleja, con ligeras variaciones de escasa entidad, tendiendo a reducir la estacionalidad de su demanda. A diferencia de los otros dos destinos subtropicales, Arica experimentará una sustancial mejora de su aptitud turística (el

promedio anual del TCI pasará de 82 a 90; el número de meses óptimos a 12), debido fundamentalmente a que el calentamiento global se traducirá en una menor probabilidad de nieblas costeras durante el invierno, mientras que la corriente fría de Humboldt seguirá moderando las temperaturas estivales. Como consecuencia, también es esperable una homogeneización de la demanda a lo largo del año.

Sin embargo, serán los destinos más lluviosos y con régimen de estación seca los que experimenten un mayor retroceso. Así, Tahití sufrirá un fuerte retroceso de la aptitud turística, con una caída de 6 puntos en su TCI y una reducción del número de meses favorables desde 6 hasta 1. Este empeoramiento se debe principalmente al efecto combinado de aumento de la temperatura y de las precipitaciones. Como consecuencia de ello, la estacionalidad de la demanda se acentuará, con una concentración adicional durante la estación seca. En el caso de Seychelles, al no existir una relación significativa entre aptitud y demanda no se ha realizado ninguna proyección.

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El objetivo de este trabajo ha sido identificar y cuantificar la relación entre la aptitud climático-turística y el régimen anual de demanda turística, y posteriormente, determinar cómo afectará el cambio climático a dicha demanda turística. Para ello se seleccionaron una serie de destinos turísticos de relevancia mundial, calculándose el valor mensual del índice turístico de Mieczkowski (TCI). Estos valores fueron comparados con datos de demanda turística a través de la elaboración de un simple modelo estadístico, utilizado posteriormente para obtener proyecciones de demanda futura bajo dos escenarios de cambio climático.

En relación al primer aspecto, cabe señalar que la relación entre demanda turística y condiciones climáticas no siempre es significativa y ni siquiera positiva, llegando a invertirse en algún destino por el comportamiento de los principales mercados a los que dirige su oferta. La relación más estrecha, de carácter positivo, es característica de latitudes medias y altas, que muestran un máximo estival de actividad (predominio de turistas de clase media). La relación es positiva, pero más débil, en la mayoría de los ámbitos tropicales y monzónicos ligados a una marcada estacionalidad climática. La causa de esta menor conexión estaría vinculada a alguna de las conocidas deficiencias del TCI, que al estar basado en promedios mensuales de precipitación, podría sobreestimar el efecto negativo de las precipitaciones convectivas. Merece especial atención la relación negativa entre aptitud turística y demanda en destinos subtropicales bajo la influencia de los alisios (Canarias y Hawai). Amén de una notable estabilidad en las condiciones atmosféricas a lo largo de todo el año, ambas localizaciones son destinos refugio para mercados europeos y americanos durante el periodo de rigor invernal; su atractivo disminuye durante la estación cálida, por la competencia de destinos clásicos, como el Mediterráneo, más próximos y baratos a los mercados domésticos europeo y estadounidense.

En cuanto al impacto previsible del cambio climático en la demanda turística, el análisis señala impactos significativos tanto en la aptitud general como en la duración y estacionalidad de los periodos favorables para el desarrollo de actividades turísticas. En relación al primer aspecto, se aprecia un patrón espacial claro: mejora en latitudes medias y altas (Denali, Yellowstone y Reus), estabilidad en climas secos

subtropicales (aumento en Arica, mantenimiento en Tenerife, reducción en Honolulu) y disminución en climas húmedos tropicales, ya que al aumento térmico durante la estación seca se añadirá el aumento de las precipitaciones durante la estación húmeda. En los subtrópicos la diversidad podría estar relacionada con las incertidumbres asociadas al aumento de las temperaturas en destinos próximos a afloramientos de corrientes frías. Las mejoras previsibles en latitudes medias y altas están acompañadas de una prolongación de la estación favorable a la actividad turística, sin cambio de régimen (“máximos estivales”), o bien de una redistribución de los meses más favorables a la práctica turística, lo que supone un cambio de régimen de “máximos estivales” a “máximos equinocciales”. Esta última circunstancia afectará a destinos turísticos como el Mediterráneo, obligando a un rediseño de la oferta turística en un intento de compensar los flujos turísticos hacia destinos más septentrionales.

Cabe concluir que, aunque este y otros trabajos similares constituyen una primera aproximación a los impactos del cambio climático, sus resultados son claramente mejorables. En primer lugar, el clima no es el único factor que modula la actividad turística a escala global, sobre todo a gran escala. En realidad, existe una amalgama de factores implicados, entre los que se incluyen los económicos (ingresos de los turistas, precios de los destinos, costo del desplazamiento), los ambientales (paisajes) o incluso sociales (herencia cultural). Más aún, no sólo las condiciones climáticas del destino son importantes, sino también las de las áreas emisoras (Hamilton *et al.*, 2005). Como se ha puesto de manifiesto de manera repetida en los últimos años, la estabilidad política y/o la situación económica condicionan de manera sustancial el potencial turístico de un país. En segundo lugar, este trabajo aborda el problema desde una óptica general, requiriéndose estudios específicos para las distintas modalidades turísticas, cuyas preferencias climáticas son aún desconocidas. Además, cabe señalar la disparidad en el formato (espacial y temporal) de la información climática y turística, ya que normalmente es difícil encontrar datos de demanda segregados con una resolución temporal inferior al año y desagregados a escala sub-nacional. Finalmente, todavía persisten numerosas incertidumbres en las proyecciones de cambio climático, dado que éstas resultan de unos escenarios teóricos de desarrollo económico y social y de unos modelos climáticos en continuo proceso de mejora.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo está basado en el Trabajo de Fin de Grado *Impactos del cambio climático en la estacionalidad turística*, elaborado para la obtención del Grado en Geografía y Ordenación del Territorio. Fue leído el 4 de septiembre de 2015 en la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Cantabria, siendo su autor Guillermo Calleja Herrero.

REFERENCIAS

- Amelung, B y Viner, D. (2006). “Mediterranean tourism: exploring the future with the tourism climatic index”. *Journal of Sustainable Tourism*, 14, pp. 349-366.
- Amelung, B; Nicholls, S y Viner, D. (2007). “Implications of global climate change for tourism flows and seasonality”. *Journal of Travel Research*, 45, pp. 285-296.

- Becker, S. (1998). "Beach Comfort Index—A new approach to evaluate the thermal conditions of beach holiday resorts using a South African example". *GeoJournal*, 44, pp. 297-307.
- De Freitas, C. (2003). "Tourism climatology: evaluating environmental information for decision making and business planning in the recreation and tourism sector". *International Journal of Biometeorology*, 48, pp. 45–54.
- Gómez Martín, B (2005). "Reflexión geográfica en torno al binomio clima-turismo". *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 40, pp. 111-134.
- Hamilton, J. (2005). *Climate and the Destination Choice of German Tourists*. Centre for Marine and Climate Research, Hamburg University, Hamburg, Germany. <http://www.fnu.zmaw.de/fileadmin/fnu-files/models-data/htm/climtour.pdf> [Consulta: 1 de septiembre de 2015].
- Hamilton, JM. y Lau, MA. (2005). "The role of climate information in tourist destination choice decision-making". En: Gossling S. y Hall CM. (Eds). *Tourism and Global Environmental Change*. London: Routledge.
- Mieczkowski, Z. (1985). "The Tourism Climatic Index: A method of evaluating world climates for tourism". *Canadian Geographer*, 29, pp. 220-233.
- Morgan, R.; Gatell, E.; Junyent, R.; Micallef, A.; Ozhan, E. y Williams, A. (2000). "An improved user-based Beach Climate Index". *Journal of Coastal Conservation*, 6, pp. 41-50.
- Prados, L (2003). "El progreso económico de España (1850-2000)". *Las estimaciones del Consejo de Economía Nacional*, pp. 32: 34.
- Scott, D; McBoyle, G y Schwartzentruber, M. (2004). "Climate change and the distribution of climatic resources for tourism in North America". *Climate Research*, 27, p. 105-117.
- UNWTO (2013). UNWTO world tourism barometer. On-Line: http://dtxqt4w60xqpw.cloudfront.net/sites/all/files/pdf/unwto_barom13_02_apr_excerpt.pdf [Consulta: 1 de septiembre de 2015].
- Wilbanks, TJ. *et al.* (2007). "Industry, Settlement and Society". En: Parry ML *et al.* (eds.): *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the IPCC, Cambridge University Press, Cambridge and New York, p. 357–390.

ANÁLISIS ESPACIO-TEMPORAL DE LAS NOCHES CÁLIDAS EN EL LITORAL MEDITERRÁNEO DE ESPAÑA

Dominic ROYÉ¹, Alberto MARTÍ EZPELETA²

¹*Dep. de Geografía. Universidad de Cantabria.*

²*Dep. de Geografía. Universidad de Santiago de Compostela.*

dominic.roye@unican.es, alberto.marti@usc.es

RESUMEN

En este trabajo se aplica un nuevo enfoque al estudio de las noches calurosas, también denominadas “tropicales”, en el litoral mediterráneo de España de cara a identificar aquellas noches en las que la población pueda verse afectada por estrés térmico. La utilización de un indicador obtenido a través de datos semihorarios ha permitido definir con más detalle las características térmicas de las noches veraniegas, pudiendo así evaluar con más precisión el riesgo para el bienestar y la salud de la población. Se produce un importante aumento de la frecuencia de noches tropicales y noches cálidas en el litoral mediterráneo, desde Cataluña hasta el sur de Andalucía. La menor latitud y la proximidad a la costa están relacionadas con la mayor persistencia del calor y del estrés térmico durante estas noches. En áreas de interior la persistencia es menor.

Palabras clave: noches tropicales, noches cálidas, Mediterráneo, España, salud humana.

ABSTRACT

This paper presents a new methodology for the study of hot nights, also called "tropical nights", across the Mediterranean coast of Spain in order to identify those nights where people can be affected by heat stress. The use of one indicator obtained through half-hourly data has allowed to define in more detail the thermal characteristics of the nights, thereby being able to assess more accurately the risk to the health and well-being of the population. There is a significant increase in the frequency of tropical nights and hot nights on the Mediterranean coast, from Catalonia to the south of Andalusia. The lower latitude and proximity to the coastline are associated with greater persistence of heat and thermal stress during these nights. The hottest nights are more frequent and intense in the city center due to the effect of the urban heat island.

Key words: tropical nights, warm evenings, Mediterranean, Spain, human health

1. INTRODUCCIÓN

Los episodios de calor constituyen un fenómeno recurrente en los climas templados durante el periodo estival, especialmente en las regiones más meridionales y más expuestas a las masas de aire cálidas procedentes de latitudes subtropicales, causantes de dichos episodios. Se trata de un fenómeno que repercute negativamente tanto en

el bienestar como en la salud de la población. Los efectos de las olas de calor en la población han sido descritos por diferentes autores, que han encontrado relaciones evidentes entre las altas temperaturas y la morbi-mortalidad (Bobb *et al.*, 2014; Gronlund *et al.*, 2014; Ye *et al.*, 2012; Hajat & Kosatky 2010). En la última década se ha podido observar a escala global un considerable aumento de estos episodios (Coumou y Robinson, 2013; Coumou y Rahmstorf, 2012). En el último informe del Grupo de Trabajo II del IPCC (2014) señala que hay evidencia de mayor mortalidad relacionada con el calor y menor con el frío en algunas zonas del planeta como Europa, y se advierte del muy probable incremento de la frecuencia e intensidad de los episodios de calor extremo que conllevará el calentamiento global. El IPCC destaca también como muy probable que los días y noches cálidos sean más numerosos y más cálidos, y no siempre asociados a las olas de calor.

La consecuencia más habitual de las noches calurosas sobre la salud es su impacto en el sueño y en el descanso de las personas. El calor puede llevar, entre otros efectos, a alteraciones y privaciones de éste debidos a la puesta en marcha de los procesos de termorregulación (Buguet, 2007). Concretamente, las temperaturas superiores a las del confort pueden influir en el aumento del desvelo y en la disminución de las fases REM (Rapid Eye Movement) y SWS (Slow-wave Sleep) (Haskell *et al.*, 1981; Okamoto y Mizuno 2005, 2012). Las alteraciones del sueño se dan con mayor incidencia, al igual que el riesgo general de morbi-mortalidad durante los episodios de calor, en personas con avanzada edad (Buguet, 2007; Koppe *et al.*, 2004).

Hay que recordar que en las ciudades los impactos negativos del calor sobre el confort y la salud se ven agravados por el fenómeno urbano de “isla de calor”. Temperaturas más elevadas que en el entorno, favorecidas por diversos factores urbanos, y el más lento enfriamiento nocturno, generan durante los episodios de calor unas condiciones de mayor estrés térmico y el aumento del riesgo para la salud de los habitantes de las ciudades, en contraste con el medio rural circundante (Andrade y Alcoforado, 2008; Laaidi *et al.*, 2012; Royé y Martí, 2015).

Teniendo en cuenta las proyecciones de cambio climático, en las que se estima una mayor frecuencia, duración e intensidad de los episodios de calor que afectarán a Europa, con mayores impactos en la península ibérica y en las regiones del Mediterráneo (Fischer & Schär, 2010; IPCC, 2014), consideramos de interés poder disponer de indicadores adecuados que permitan evaluar el riesgo de impacto del calor nocturno sobre la salud y el bienestar de la población. Es por ello que el objetivo de este trabajo consiste en analizar con una metodología nueva el comportamiento espacio-temporal de las noches calurosas en el litoral mediterráneo.

2. EL CONCEPTO DE “NOCHE TROPICAL”

El concepto de “noche tropical” (NT) ha sido definido como una noche en la que la temperatura mínima es superior o igual a los 20°C (Vincent *et al.*, 2005; Alexander *et al.*, 2006; WMO, 2009; EEA Report, 2012; Donat *et al.*, 2013; DWD, 2013). El Expert Team on Climate Change Detection and Indices utiliza los días con temperaturas mínimas >20°C como uno de los indicadores climáticos para el seguimiento del cambio climático (Lisa *et al.*, 2009; Russo y Sterl, 2011). Se trata de un índice de umbral, que pertenece a un grupo de índices en el que también se

integran otros como días de fuerte precipitación o días de helada. En estos índices se fijan unos umbrales para identificar los días en los que se superan o no se alcanzan éstos. Como consecuencia, estos umbrales fijos no pueden ser válidos para todas las zonas climáticas del planeta (Alexander *et al.*, 2006). En el caso de las noches tropicales es evidente que su umbral de 20°C puede ser útil en Europa o EEUU, pero para un clima tropical con temperaturas mínimas superiores a éstos durante varios meses, sería cuestionable. Un ejemplo ilustrativo al respecto de este problema puede verse en la página web del servicio meteorológico de Hong Kong (Hong Kong Observatory, 2012). En ella no se habla de “noches tropicales” sino de “hot nights”; y, en segundo lugar, el umbral aplicado se define como igual o superior a 28°C. Incluso en un estudio sobre los efectos biometeorológicos de las temperaturas nocturnas de Atenas (Nastos y Matzarakis, 2008), se usó una temperatura mínima de 23°C como umbral. La mención de “tropical” es, pues, una referencia a una situación no habitual para las regiones extratropicales, como es el caso de Europa o gran parte de EEUU.

Se ha observado que el uso exclusivo de la temperatura mínima como referencia para delimitar las noches tropicales, puede resultar insuficiente para llevar a cabo un análisis detallado del impacto del calor nocturno en la salud (Royé & Martí, 2015; Royé, 2015). Por una parte hay que tener en cuenta que la temperatura mínima suele alcanzarse habitualmente en los momentos próximos a la salida del sol; pero se pueden registrar temperaturas superiores a 20°C durante muchas horas de la noche y obtener, como registro mínimo, una temperatura inferior a los 20°C. En estos casos el estrés térmico no es necesariamente menor que en los días con una temperatura mínima igual o superior a 20°C, sobre todo si tenemos en cuenta que la fase inicial del sueño, en comparación con las siguientes, se describe como la más sensible y la que acumula las mayores alteraciones por estrés térmico (Okamoto *et al.*, 2005). Estos autores demuestran la importancia de la temperatura en las primeras horas de la noche para el descanso durante las fases posteriores.

Pero también existe otro problema. Se han detectado diversos días en los que la temperatura mínima se ha producido antes de la media noche, en la franja comprendida entre las 23 y las 24 h, aumentando la temperatura en las horas posteriores. En todos estos casos la temperatura mínima del día no sería un indicador adecuado de noche tropical ni de estrés térmico nocturno.

Estas limitaciones en el uso de la temperatura mínima como indicador de noches con riesgo de estrés térmico ha llevado a los autores Royé & Martí (2015) a desarrollar y proponer un nuevo indicador de cara a mejorar la evaluación de este tipo de riesgo térmico.

3. MÉTODOS

Para utilizar el indicador propuesto es necesario disponer de datos horarios o subhorarios de la temperatura del aire (T_a). El índice de las Noches Cálidas (NC) o “Hot Nights” se calcula sumando el número de horas durante la noche en las que se supera el umbral de 20°C. Posteriormente se relativiza el valor obtenido en función del número total de horas nocturnas para poder comparar las distintas noches del año, obteniendo así un porcentaje (Ecuación 1):

$$NC = \frac{\sum_i h_i}{\sum_i n_i} \times 100, \quad (1)$$

donde: h_i es el número de horas nocturnas del día i en las que $T_a \geq 20^\circ\text{C}$, y n_i es el número total de horas nocturnas del día i .

El umbral térmico de los 20°C se estableció para poder hacer una comparación con el índice clásico de las Noches Tropicales. No obstante, para el cálculo de las noches cálidas, este umbral fijo ha sido sustituido por el percentil 95% de la temperatura mínima de cada lugar, con el objeto de adaptar el índice al clima local. La noche se define como el periodo comprendido entre la puesta y la salida del sol. Todo el proceso necesario para el cálculo del indicador se ha realizado con el entorno estadístico R-GNU (3.3). Para el cálculo de la variación del número de horas entre la puesta y la salida del sol, se ha usado el paquete *Sun-methods* {*maptools*}, que a su vez usa el algoritmo de la *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA).

En una primera aproximación se ha establecido un mínimo del 40% de horas en las que se ha superado el percentil 95% para clasificarlas como “noches cálidas”, con el objetivo de diferenciarlas de las noches tropicales en las que el umbral se supera en el 100% de las horas nocturnas. La fijación del umbral en el 40% de las horas nocturnas se ha hecho teniendo en cuenta que las primeras fases del sueño son las más sensibles y las que afectan en mayor medida el descanso del organismo. Por ello, hemos considerado que aquellas noches en las que durante las primeras horas se supere este umbral, pueden generar estrés térmico y problemas en el sueño e, incluso, en la salud.

El área de estudio comprende el litoral mediterráneo español (Fig. 1), donde se aplica el indicador propuesto para analizar las posibles relaciones existentes entre la ocurrencia de noches cálidas y los factores geográficos, teniendo siempre al mar Mediterráneo como factor geográfico común. Las estaciones elegidas corresponden a los aeropuertos de Barcelona, Girona, Valencia, Palma de Mallorca, Alicante, Málaga y Almería. Los datos usados corresponden al *Integrated Surface Global Hourly Data*, accesibles desde la NOAA. Los registros de temperatura tienen un intervalo de 30 minutos. Los valores ausentes fueron estimados con una interpolación de splines a través de la función *na.spline* de la librería {*zoo*}.

Fig. 1: Red de estaciones analizadas

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El primer aspecto destacable a vista de los resultados (Tabla 1) es el elevado número de NT en todas las ciudades bañadas por el Mediterráneo, con valores que van desde las 28 noches anuales en Palma, pasando por las 43 de Barcelona, hasta las 81 noches que padecen en Almería, donde casi una de cada cuatro noches del año tienen carácter tropical. Girona, por su carácter interior, registra un escaso número medio anual de NT, tan solo 6. Como se puede observar en la tabla, estos valores están directamente relacionados con las temperaturas medias de las mínimas. Entre las ciudades que están situadas en la costa occidental peninsular se observa claramente un aumento del número de NT de norte a sur, desde Barcelona con 43 noches, pasando por Valencia con 54 y Alicante con 61 hasta Almería con 81 noches. Málaga, situada en la costa sur peninsular, con una latitud similar a la de Almería, registra sin embargo un número bastante inferior de NT a esta última. La explicación de este comportamiento espacial podría encontrarse en la combinación del factor latitudinal y la mayor exposición a las masas de aire cálido y seco procedentes del norte de África, sobre todo en verano, además de la influencia de la temperatura superficial del mar Mediterráneo.

	NT [cv]	Rachas ¹ NT [cv]	Percentil 95% (Tmin)	NC [cv]	Rachas NC [cv]	Tª media de las mínimas (°C)
Girona	6 [95]	1,6 [70]	18,8	60 [42]	4,6 [200]	8,65
Barcelona	43 [61]	4,5 [178]	22	88 [14]	7,0 [176]	11,91
Valencia	54 [29]	4,6 [167]	22	83 [21]	4,5 [195]	12,31
Palma	28 [60]	2,4 [110]	20,7	62 [24]	4,6 [161]	10,8
Alicante	62 [23]	7,5 [164]	22,3	80 [17]	6,2 [198]	13,17
Almería	81 [19]	7,5 [176]	23,5	84 [16]	5,3 [155]	14,68
Málaga	56 [35]	3,7 [164]	22	82 [21]	5,1 [191]	13,48

Tab. 1: Valores medios anuales de noches tropicales y noches cálidas (1974-2015).

¹promedio de días consecutivos; cv = coeficiente de variación %.

Durante los meses de verano, sobre todo entre julio y septiembre, las temperaturas de las aguas superficiales del Mediterráneo que bañan la costa oriental peninsular experimentan un gradiente de aumento entre el golfo de León y la costa de Alicante y Almería (Fig. 2), para volver a descender por el litoral del sur de la península hacia el estrecho de Gibraltar, debido a la mezcla de las aguas del Atlántico con las del Mediterráneo. Ello explica en buena parte que el número de NT en Málaga sea inferior al de Almería, a pesar de estar situadas a una misma latitud, pues las temperaturas del mar algo más frescas favorecen una mayor disminución de las temperaturas nocturnas del aire en las localidades costeras. Estas variaciones espaciales de norte a sur también se observan en las secuencias de noches tropicales consecutivas, siendo más persistentes en la mitad meridional de la costa oriental, donde las rachas alcanzan valores medios de 7,5 noches continuadas con mínimas superiores a los 20°C, mientras que en Barcelona las secuencias medias son de 4,5 noches. Esta estrecha interacción entre el mar y la climatología mediterránea ya ha sido destacada por Quereda *et al.* (2002), Miró *et al.* (2006) o por Sigró *et al.* (2014) entre otros.

Fig. 2: Temperaturas medias de la superficie del mar Mediterráneo en julio y agosto. Fuente de datos: NOAA High Resolution SST data (NOAA/OAR/ESRL PSD), Reynolds et al., (2007).

Tras calcular el número de NC según el método descrito anteriormente, se observa cómo a diferencia de las NT todas las estaciones costeras peninsulares registran un número superior a 80 noches en las que durante más del 40% de las horas han estado por encima de los umbrales térmicos correspondientes al percentil 95% de las temperaturas mínimas (Tabla 1). El número de NC es ahora similar en la mayoría de las estaciones analizadas, debido al aumento de los valores umbrales desde Barcelona hasta Almería. En el caso de Girona, la enorme diferencia entre las 6 NT y las 60 NC se debe, por un lado, a que el percentil 95% utilizado como umbral es algo menor que 20°, umbral utilizado para las NT; pero sobre todo este fuerte incremento se debe al carácter interior y más continental de la ciudad, donde las temperaturas mínimas descienden más rápidamente durante la noche, de tal forma que, aunque en las primeras horas nocturnas las temperaturas puedan ser elevadas y generar estrés térmico, en la madrugada, cuando se alcanza habitualmente la temperatura mínima, ésta ya ha descendido por debajo del umbral de los 20° que designaría la noche como tropical. Un comportamiento similar fue analizado en Ourense, la ciudad más calurosa de Galicia, con un escaso número de NT pero con un elevado número de NC (Royé y Martí, 2015).

La mayor parte de esas NT y NC se concentran en los meses de julio y agosto, con valores medios comprendidos entre 25 y 30 NC o entre 15 y 25 NT en cada uno de los meses, especialmente en las estaciones de la costa oriental peninsular (Fig.3). Pero también durante los meses de junio y septiembre este tipo de noches calurosas son relativamente frecuentes, sobre todo en este último mes, en el que se registran una

media de entre 15 y 20 NC y entre 10 y 15 NT en todos las ciudades salvo en Palma y en Girona. Si bien muy puntualmente se han registrado NC en los primeros cuatro meses del año y en los dos últimos, no es hasta mayo cuando las temperaturas nocturnas alcanzan unos valores lo suficientemente elevados como para dar lugar a noches cálidas y a situaciones de estrés térmico, que se muestran más frecuentes a partir de junio y hasta mediados de octubre. Como se puede observar en la Fig.4 es en Girona donde el periodo de riesgo de NC y NT es más corto. Al contrario que en Almería, donde se observa cómo existe probabilidad de noches cálidas durante prácticamente todo el año, si bien son muy puntuales los primeros y últimos meses del año.

Fig. 3: Frecuencia mensual de las noches cálidas y de las noches tropicales.

Fig. 4: Fechas de inicio y final durante el año de las noches cálidas y tropicales.

Tanto las NT como las NC han experimentado una tendencia de aumento durante el periodo de 41 años analizado (Fig. 4 y 6). En el caso de las NT los incrementos han

sido muy fuertes en Barcelona (Tabla 2), donde han sufrido un aumento medio de 1,7 noches/año; otras ciudades como Málaga o Palma han visto también incrementado el número de NT de forma considerable (1,17 y 1 noche/año respectivamente). El incremento se sitúa en torno a 0,7 noches/año en el resto de estaciones, salvo en Girona, donde apenas varía. Las NC han experimentado igualmente fuertes tendencias de aumento, con valores que van desde los 0,5 días/año en Barcelona, pasando por los 0,96 de Valencia, hasta los 1,45 de Girona.

En un trabajo reciente sobre extremos térmicos en el litoral mediterráneo (Sigró *et al.*, 2012) se detectaron también fuertes incrementos en las tendencias de las noches y días cálidos a partir de los inicios de los años 70. Los autores obtuvieron aumentos de las noches cálidas (percentil 90) para el periodo 1973-2005 de 10,5 noches/década en verano, de 5,6 noches en primavera y de 4,3 noches en otoño, cuando en el periodo más amplio de 1901-2005 la tendencia de aumento había sido sólo de 0,76 noches/década.

	Alicante	Almería	Barcelona	Girona	Málaga	Palma	Valencia
NC	0,62	0,23*	0,51	1,45	1,0	0,68	0,96
NT	0,65	0,72	1,76	0,09	1,17	1,0	0,68

Tab. 2: Tendencias anuales de las noches cálidas y tropicales (Sen's Slope) para el periodo 1974-2015, con $p \leq 0,01$; * $p = 0,11$.

Para explicar dichas tendencias tenemos que hablar de una multicausalidad. Por un lado el incremento de las temperaturas del aire asociadas al calentamiento global que afecta a toda la península, y especialmente a las regiones mediterráneas (Quereda *et al.*, 2000), con mayor intensidad desde los años 70, cuando se constata el incremento más riguroso observado en las temperaturas españolas (Brunet *et al.*, 2007). La transformación del territorio, los cambios de usos del suelo, el fuerte desarrollo urbanístico que ha tenido lugar en las últimas décadas en España en general, y en muchas áreas del litoral mediterráneo en particular, constituyen otro posible factor explicativo de los incrementos de las noches cálidas, si tenemos en cuenta los efectos directos que dichos cambios tienen sobre las temperaturas del entorno. Quereda *et al.* (2000) ya hablaban de una tendencia de calentamiento significativa en muchas ciudades de la España mediterránea, y ponían especial acento en el efecto urbano y en el cambio de usos del suelo en el entorno de las estaciones meteorológicas como factores a tener en cuenta a la hora de explicar parte de dichas tendencias.

Otro importante factor es el incremento constatado de la temperatura superficial del mar Mediterráneo. Ya vimos anteriormente cómo el gradiente de la SST del Mediterráneo occidental influía, junto a la latitud, en la variación espacial de las noches tropicales. Sigró *et al.* (2012) señalan a la SST del Mediterráneo como principal factor de rozamiento asociado a los cambios en los extremos de temperatura, y es en verano cuando obtienen los mayores coeficientes de correlación significativos entre ambas variables. Miró *et al.* (2006) señalan también un incremento en la persistencia de días cálidos en el verano en la región valenciana, relacionándolos con la temperatura superficial del mar Mediterráneo. En un reciente trabajo, Shaltout y Omstedt (2014) obtienen una tendencia de calentamiento de la SST en el Mediterráneo occidental de

0,33° por década entre 1982 y 2012, y señalan la posibilidad de escenarios con incrementos de 2°C a finales del siglo XXI. Igualmente, en sendos estudios de Vargas *et al.* (2010) y de la Agencia Europea de Medioambiente (2015) se constata un incremento medio de casi 1°C para el mar Mediterráneo entre 1975 y 2010, que puede explicar, junto a los factores anteriores, las fuertes tendencias de aumento que han sufrido las noches calurosas en todo el Mediterráneo occidental.

Fig. 5: Evolución temporal de las noches tropicales entre 1974 y 2015.

Fig. 6: Evolución temporal de las noches cálidas entre 1974 y 2015.

5. CONCLUSIONES

Con la aplicación del método propuesto para la cuantificación de noches cálidas se ha comprobado que un importante número de noches con posible estrés térmico en

la primera mitad de la noche queda oculto si solamente se tienen en cuenta las temperaturas mínimas como indicador. La utilización de datos horarios permite valorar con más detalle las características térmicas de las noches, especialmente en los meses estivales, pudiendo así evaluar con más precisión el riesgo para el bienestar y la salud de la población. Hay que tener en cuenta, además, que son las primeras horas de la noche y la primera fase del sueño la que se describe como la más sensible y la que acumula las mayores alteraciones por estrés térmico. Con la utilización de un umbral relativo de la temperatura mínima, el percentil 95, se han tenido en cuenta las características termométricas del clima local y la aclimatación de la población.

Los resultados del análisis han constatado, en primer lugar, una elevada frecuencia de NT en el área de estudio, que aumenta de norte a sur en toda la franja litoral oriental; en segundo lugar una gran diferencia entre el número de NC y el de NT, de más del doble en el caso de Girona y Barcelona; en tercer lugar una concentración de estas noches calurosas entre los meses de junio y septiembre, especialmente en julio y agosto, cuando en la mayor parte del litoral mediterráneo español se registran como media entre 25 y 30 NC y entre 15 y 25 NT. El análisis de los datos en el periodo 1974-2015 muestra también un aumento continuado de la frecuencia de NT y de NC en todas las estaciones analizadas, especialmente destacado en Barcelona, en Málaga o en Palma. El incremento general de las temperaturas, más intenso desde la década de los 70, los cambios de uso del suelo en el entorno de los observatorios meteorológicos y el incremento de la SST del Mediterráneo explican esas tendencias de aumento.

La menor latitud y la proximidad al litoral están directamente relacionados con la mayor persistencia del calor y del estrés térmico durante las noches cálidas. En zonas más continentales, como el caso de Girona, la persistencia del calor es, sin embargo, menor, debido al más rápido enfriamiento de las temperaturas nocturnas.

REFERENCIAS

- Alexander, L. V., Zhang X., *et al.*, (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Andrade, H. y Alcoforado, M.-J. (2008). Microclimatic variation of thermal comfort in a district of Lisbon (Telheiras) at night. *Theor. Appl. Climatol.*, 92, 225-237.
- Buguet, A. (2007). Sleep under extreme environments: Effects of heat and cold exposure, altitude, hyperbaric pressure and microgravity in space. *Journal of the Neurological Sciences*, 262, 145-152.
- Bobb, J.F.; Peng, R.D.; Bell, M.L. y Dominici, F. (2014). Heat-Related Mortality and Adaptation to Heat in the United States. *Environmental Health Perspectives*, 122:811-816.
- Brunet, M.; Jones, M.; Sigró, P.; Saladié, J. y Aguilar, O. (2007). Temporal and spatial temperature variability and change over Spain during 1850-2005. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 112.
- Coumou, D. y Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. *Nature Climate Change*, 2, 491-496.
- Coumou, D. y Robinson, A. (2013). Historic and future increase in the global land area affected by monthly heat extremes. *Environ. Res. Lett.*, 8.

- Donat, M.G., *et al.*, (2013). Updated analyses of temperature and precipitation extreme indices since the beginning of the twentieth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 1-16.
- DWD (2013): Deutscher Wetterdienst - Wetterlexikon (Servicio Alemán de Meteorología – enciclopedia meteorológica), http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=dwdwww_menu2_wetterlexikon&_nfls=false, 25/09/2013.
- EEA Report (2012). Urban adaptation to climate change in Europe: Challenges and opportunities for cities together with supportive national and European policies. Nr 2. Copenhagen: European Environment Agency.
- Fischer, E.M. y Schär, C. (2010). Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves, *Nature Geoscience*, 3, 398-403.
- Gronlund, C.J.; Zanobetti, A.; Schwartz, J.D.; Wellenius, G.A. and O'Neill, M.S. (2014). Heat, Heat Waves, and Hospital Admissions among the Elderly in the United States, 1992–2006. *Environmental Health Perspectives*, 122, 1187-1192.
- Hajat, S. y Kosatky, T. (2010). Heat-related mortality: a review and exploration of heterogeneity. *J Epidemiol Community Health*, 64, 753-760.
- Haskell E.H.; Palca J.W.; Walkera J.M.; Bergera R.J.; Hellera H.C. (1981). The effects of high and low ambient temperatures on human sleep stages. *Electroencephalography and Clinical Neurophysiology*, 51, 494-501.
- Hong Kong Observatory (2012): <http://www.hko.gov.hk/cis/regione.htm>, 25/09/2013.
- IPCC (2014). Impacts, Adaptation and Vulnerability. Working Group II Contribution to AR5.
- Koppe, C.; Kovats, S.; Jendritzky, G. y Menne, B. (2004). Heat-waves: risks and responses, WHO Regional Office for Europe.
- Laaidi, K.; Zeghnoun, A.; Dousset, B.; Bretin, P.; Vandentorren, S.; Giraudet, E. y Beaudeau, P. (2012). The Impact of Heat Islands on Mortality in Paris during the August 2003 Heat Wave. *Environmental Health Perspectives*, 120, 254-259.
- Lisa, V.; *et al.*, (2009). Climate extremes: progress and future directions. *International Journal of Climatology*, 29, 317-319.
- Miró, J.; Estrella, M.J. y Millán, M. (2006): Summer temperature trends in a Mediterranean area (Valencia región). *International Journal of Climatology*, 26, 1051-1073.
- Nastos P. T. y Matzarakis A. (2008). Human-Biometeorological effects on sleep disturbances in Athens, Greece: A Preliminary Evaluation. *Indoor Built Environment*, 17, 535-542.
- Okamoto-Mizuno K. y Mizuno K. (2012). “Effects of thermal environment on sleep and circadian rhythm”, *Journal of Physiological Anthropology*, 31:1:14.
- Okamoto-Mizuno, K.; Tsuzuki, K. y Mizuno K. (2005). Effects of humid heat exposure in later sleep segments on sleep stages and body temperature in humans. *Int J Biometeorol*, 49, 232-237.

- Quereda, J.; Gil Olcina, A.; Pérez, A.; Olcina, J.; Rico, A. y Montón, E. (2000). Climatic warming in the spanish Mediterranean: natural trend or urban effect. *Climatic Change*, 46, 473-483.
- Quereda, J.; Montón, E. y Escrig, J. (2002). Las interacciones atmósfera-mar en la climatología mediterránea del 2001. *Investigaciones Geográficas*, 29, 23-38.
- Reynolds, R.W.; Smith, T.M.; Liu, C.; Chelton, D.B.; Casey, K.S.; Schlax, M.G. (2007). Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, 20, 5473-5496.
- Royé, D. y Martí, A. (2015). Análisis de las noches tropicales en la fachada atlántica de la Península Ibérica. Una propuesta metodológica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 69, 351-368.
- Royé, D. (2015). Another Approach for Tropical Nights: Case Studies of Faro, Lisbon and Porto. En: Pina, H. & Martins F., *The overarching issues of the european space: spatial planning and multiple paths to sustainable and inclusive development*, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, 269-283.
- Russo, S. y Sterl, A. (2011). Global changes in indices describing moderate temperature extremes from the daily output of a climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116.
- Shaltout, M. y Omstedt, A. (2014). Recent sea surface temperature trends and future scenarios for the Mediterranean sea. *Oceanología*, 56, 411-443.
- Sigró, J.; Brunet, M. y Aguilar, E. (2014). Los extremos térmicos en el litoral mediterráneo: evolución y factores de forzamiento. *Territoris*, 8, 265-281.
- Vargas, M.; García, M. y Moya, F. (2010). Cambio climático en el Mediterráneo español. Instituto Español de Oceanografía. Mº Ciencia e Innovación. Madrid.
- Vincent, L.A.; Peterson, T.C.; *et al.*, (2005). Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960–2000. *AMS Journal of Climate*, 18, 5011-5023.
- WMO (2009). Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. World Meteorological Organization. Geneva. WCDMP-No. 72.
- Ye, X.; Wolff, R.; Yu, W.; Vaneckova, P.; Pan, X. and Tong, S. (2012). Ambient Temperature and Morbidity: A Review of Epidemiological Evidence. *Environ Health Perspect*, 120, 19-28.

LA RELACIÓN CLIMA-TURISMO: LA ISLA DE CALOR URBANO EN DOS CIUDADES TURÍSTICAS

Juan Antonio SERRA PARDO

NOTUS

juanantonioserrapardo@gmail.com

RESUMEN

El principal objetivo de la investigación es estudiar la isla de calor urbano (ICU) en dos ciudades mediterráneas (Ibiza y Lloret de Mar) cuya principal actividad es el turismo. Asimismo, también se observa si la actividad turística influye y/o modifica el fenómeno de la ICU. Ambas ciudades son importantes destinos turísticos que han experimentado procesos de rápida urbanización y dónde se producen tasas de ocupación hotelera mensual dispares, alcanzando los valores máximos en verano mientras que en invierno no se produce casi ocupación, dando lugar a dos periodos de actividad contrapuestos.

Mediante el método de los transectos o recorridos móviles se recogieron datos sobre el terreno en ambas ciudades durante cuatro campañas anuales, entre 2010 y 2014, divididas en dos periodos, estival e invernal, permitiendo generar una base de datos total de 22.760 valores térmicos, 12.400 en la ciudad de Ibiza y 11.360 en Lloret de Mar. El análisis estadístico permite caracterizar la ICU en ambas ciudades, mostrando la existencia de una ICU de intensidad moderada en ambas ciudades, cuya máxima intensidad absoluta se registra durante el periodo estival. Además, se incorpora la proposición de soluciones concretas para poder mitigar los efectos negativos de la ICU, en especial para el sector turístico. Respecto a la actividad turística y su influencia sobre la ICU, no se puede demostrar que ésta influya en la mayor o menor intensidad del fenómeno, aunque sí parece influir en la configuración espacial de la ICU en ambas ciudades.

Palabras clave: isla de calor urbano, mitigación, clima urbano, turismo, ciudades turísticas.

ABSTRACT

The main goal of the research is the study of the urban heat island (UHI) in two Mediterranean cities (Ibiza and Lloret de Mar), where the chief activity is tourism. Likewise, it observes if the tourist activity affects and/or changes the UHI. Both cities are important tourist destinations that have suffered a high-speed urban growth and show different monthly hotel occupancy rates. In summer, the rates reach maximum values while in winter the rates chop to zero. Therefore, two opposite periods exist with regard to the activity of the cities.

The method of mobile surveys was used to acquisition of data which allowed to gather data in both cities during four annual campaigns, between 2010 and 2014, carried out in summer and winter. This resulted in an important database with the 22.760

thermal values, 12.400 in Ibiza and 11.360 in Lloret de Mar. The statistical analysis allows to characterise the UHI in both cities, showing the existence of a moderate UHI intensity in both, whose highest absolute intensity is in summer season. In addition, the study incorporates the proposal of solutions that might mitigate the negative effects of the UHIs, especially in the tourist sector. With regard to tourist activity and its influence on UHI, it has not been demonstrated that tourism has an influence on the higher or lower intensity of the phenomenon, even if it seems to influence on the UHI spatial configuration in both cities.

Key words: urban heat island, mitigation, urban climate, tourism, tourist cities.

1. INTRODUCCIÓN

La influencia del tiempo y el clima en la actividad humana, especialmente en las actividades económicas, ha sido percibida por el hombre desde la antigüedad y se ha presentado como un factor limitante o favorable para desarrollar ciertas actividades. En este caso, el ejemplo de la relación entre el clima y actividades económica que se quiere comentar es el binomio clima-turismo.

La Geografía se ha interesado por las relaciones existentes entre la distribución de la actividad humana y las variaciones espaciales del clima, por lo que también ha estudiado la relación entre los elementos climáticos y las actividades turísticas. Esta relación ha sido abordada desde la Geografía del Turismo, analizando principalmente el clima como soporte, factor de localización, recurso y atractivo turístico, y desde la Climatología en la creación de técnicas que permitan la evaluación del potencial turístico de los lugares (Gómez Martín, 1999).

Así varios estudios trataron el binomio clima-turismo a partir de que las condiciones climáticas, especialmente el clima local y la meteorología, condiciona la actividad turística (emplazamiento, calendario de actividad, tipología de productos, infraestructura, etc.). No obstante, el reconocimiento del cambio climático y de la influencia de la actividad antrópica en éste, genera la aparición de nuevas líneas de investigación. Por un lado, aparecen trabajos encaminados al estudio de medidas de adaptación a los impactos que tendrá el cambio climático sobre la actividad turística e introducirlas en la planificación. Por otro lado, se produce un replanteamiento de la relación clima-turismo y se pasa a considerar como el turismo, como actividad económica, influye sobre el clima. En este sentido, aparecen trabajos que analizan como la actividad turística contribuye al calentamiento global y medidas de mitigación pueden ser aplicadas en el sector.

Dentro de éstos últimos trabajos se puede situar parte de esta investigación. Se trata de un estudio de clima urbano, cuyo principal objetivo es estudiar la isla de calor urbano (ICU) en dos ciudades de rango medio cuya actividad económica más importante es el turismo y observar si esta actividad influye y/o modifica dicho fenómeno.

El término *isla de calor urbana* se utiliza para designar el fenómeno por el cual se observa el incremento de la temperatura del aire de las ciudades respecto a la de los alrededores. La ICU es uno de los mejores ejemplos de cómo la actividad humana impacta sobre el clima local. Además, se trata del elemento más significativo y reconocible del clima urbano, siendo el efecto mejor estudiado de la modificación climática

provocada por la urbanización. Algunos investigadores reafirman a la ICU como uno de los principales problemas de este siglo derivado de la acción humana, especialmente en ciudades y áreas metropolitanas con grandes concentraciones de población y actividades económicas (Rizwan *et al.*, 2008). El fenómeno de la ICU se asocia al deterioro de la calidad del aire urbano, el incremento del consumo energético, la mayor concentración de partículas contaminantes sobre áreas urbanas y el incremento de las tasas de mortalidad en las ciudades. Esto ha despertado un gran interés de científicos e ingenieros, lo que ha permitido establecer sus características, causas, impactos y consecuencias, en primer lugar, para luego desarrollar estrategias que permitan actuar sobre los impactos negativos ambientales y económicos que tiene sobre la sociedad y los beneficios asociados a medidas que ayudan a reducir o mitigar esos impactos.

Respecto a investigaciones que analicen la relación entre el turismo y la ICU, no son muy numerosas, como ejemplos pueden citarse una primera aproximación al estudio de la ICU en Ibiza (Serra Pardo, 2007) y un trabajo realizado en la ciudad china de Sanya, dónde se analiza el diferente comportamiento de la ICU antes, durante y después de las vacaciones del Año Nuevo Chino (Zhang y Wu, 2015). En el entorno mediterráneo, hay varios estudios en ciudades costeras que observan una mayor intensidad estival de la ICU (Founda *et al.*, 2015), aunque parece atribuirse a la mayor radiación solar y al dominio de situaciones atmosféricas estables características de esa época y no al efecto del turismo (Vardoulakis *et al.*, 2013). Otros trabajos se centran en analizar la ICU durante el verano en ciudades mediterráneas, ya que es cuando mayor incidencia tiene debido al incremento de discomfort térmico que conlleva (Giannaros y Melas, 2012), relacionado el fenómeno con episodios fuertes de calor (olas de calor), la calidad del aire (Poupkou *et al.*, 2011) y la mayor demanda energética (Vardoulakis *et al.*, 2013). Por último, se pueden mencionar algunas investigaciones que muestran cómo las actividades económicas influyen sobre la ICU, ya sea generando un diferente comportamiento espacio-temporal de la ICU (Fabrizi *et al.*, 2010) o determinando que el máximo térmico se localice en áreas de importante actividad como zonas portuarias o áreas industriales (Stathopoulou y Cartalis, 2007).

2. ÁREAS DE ESTUDIO

La investigación se realiza en dos ciudades mediterráneas que representan importantes destinos turísticos, referentes a nivel internacional como son Ibiza y Lloret de Mar (fig 1). La ciudad de Ibiza, es la capital de la isla de Ibiza, cuenta con una población de 49.975 habitantes, una extensión del municipio de 11km² y una elevada densidad de 4.543,2 hab/km². Conviene señalar que el fenómeno urbano supera los límites municipales y se extiende por los municipios vecinos de Sant Josep y Santa Eulalia. La ciudad de Lloret de Mar, ubicada en el sector septentrional de la Costa Brava, tiene una población de 37.618 habitantes, una superficie de 48,7km² y una densidad 772,4hab/km².

Ambas son destinos de “sol y playa” mediterráneos que han experimentado procesos de rápida e incontrolada urbanización en el último cuarto del siglo XX, con fenómenos de especulación y fuerte impacto medioambiental sobre los ecosistemas y el paisaje, como el boom edilicio y de segundas casas, y donde se observan unas tasas de ocupación hotelera mensual muy dispar (tabla 1), alcanzando los valores máximos

en los meses del verano mientras que en invierno no se produce ocupación, dando lugar a dos periodos de actividad contrapuestos. Esto significa una ciudad que presenta dos ritmos de vida urbana en un mismo espacio urbano, habiéndose de adaptar a una época de gran demanda de servicios y gran actividad humana, mientras que en otra época se caracteriza por una demanda de servicios más reducida y sectores urbanos que casi no registran actividad.

Fig. 1: Situación de Ibiza y Lloret de Mar. Fuente: Google Maps

	E	F	Mr	A	My	Jn	Jl	A	S	O	N	D
Ibiza	..	..	28,9	56,2	63,5	82,1	93,3	95,5	85,2	55,6	..	..
Lloret de Mar	..	..	61,9	62,2	51,0	69,5	77,3	89,0	74,3	68,9	49,1	41,6

Tabla 1: Tasa de ocupación hotelera en 2014. Fuente: Encuesta de ocupación hotelera, INE

De este modo la actividad turística, en ambas ciudades, surge como principal agente transformador del territorio, factor de desarrollo de la actual morfología urbana, motor económico y dinamizador de sus economías locales y generador de importantes incrementos demográficos.

3. METODOLOGÍA

El método utilizado es la técnica de transectos o recorridos móviles. Dicho método consiste en la utilización de vehículos automóviles para realizar recorridos urbanos donde tomar medidas meteorológicas localizadas en diversos puntos a lo largo de los mismos, permitiendo obtener una serie de medidas meteorológicas sobre el terreno. De esta manera, el método de los transectos pone el acento, mediante el trabajo de campo, en la obtención de una serie de medidas que van a incidir más sobre la distribución espacial y la configuración del fenómeno de la ICU.

En la ciudad de Ibiza se diseñan un total de tres transectos que suman una longitud de 26,3km y se establecen un total de 67 puntos de observación donde realizar la

toma de temperaturas. En el caso de Lloret de Mar se diseñan también tres transectos que presentan una longitud total de 18,9km y 47 puntos de observación distribuidos por la ciudad. Los transectos presentan puntos en común entre sí para permitir el ajuste en las temperaturas anotadas y, así, poder ser consideradas como simultáneas.

Los datos se registran mediante dos campañas anuales, una, en invierno, durante los meses de diciembre a marzo, y otra, en verano, durante los meses de junio a septiembre, que se desarrollarán durante 4 años. Entre el 1 de julio de 2010 y el 4 de abril de 2014, durante 315 noches, se recopilan un total de 22.760 valores térmicos, de los que 10.360 son en Lloret de Mar y 12.400 en Ibiza.

4. RESULTADOS

El análisis estadístico de la amplia base de datos permite caracterizar la ICU (intensidad, configuración espacial y localización del máximo) en ambas ciudades. Además, se establecen correlaciones entre la intensidad de la ICU y otros parámetros como: la presión atmosférica, la situación sinóptica y el día de la semana para ambas ciudades y, en el caso de Ibiza, la velocidad del viento, visibilidad y energía eléctrica. Además del análisis general de los datos, también se realiza la comparación entre los periodos estacionales (invierno y verano) para observar si influye o no la actividad turística sobre la isla de calor y, por tanto, sobre el clima urbano.

4.1. Ibiza

Los resultados muestran la existencia de una ICU moderada en esta ciudad, con una intensidad media de 3,6°C. La intensidad media invernal (3,8°C) en la ciudad es 0,3°C mayor que la estival (3,5°C). La máxima intensidad absoluta se registra durante el periodo estival, el 5 de agosto de 2010 se observa una intensidad de 7,5°C, siendo 0,5°C superior a la máxima intensidad invernal, registrada 25 de diciembre de 2010 con 7°C.

En la tabla 2 se muestran las intensidades de la ICU de Ibiza, clasificadas según la propuesta de Fernández (1996). A nivel general, se contempla que las intensidades moderadas (de 2°C a 4°C) son las que más frecuentemente se han registrado durante el análisis de la ICU de Ibiza. Aunque también resulta destacable el alto número de días con una intensidad fuerte (de 4°C a 6°C). Analizando los datos según en la época donde se obtienen las intensidades, destaca cómo en invierno se produce una mayor heterogeneidad, con presencia de intensidades débiles (de 0°C a 2°C) y con intensidades muy fuertes (de 6°C o más). Mientras que durante el verano se contemplan unas intensidades más homogéneas, donde casi 2/3 de los días presentan una intensidad moderada y muy pocas veces se producen intensidades débiles o muy intensas.

Intensidad	Verano		Invierno		Total	
Débil	5	6,7%	15	18,8%	20	12,9%
Moderada	46	61,3%	24	30,0%	70	45,2%
Fuerte	22	29,3%	29	36,3%	51	32,9%
Muy fuerte	2	2,7%	12	15,0%	14	9,0%
Totales	75	100,0%	80	100,0%	155	100,0%

Tabla 2: Clasificación de las intensidades de la ICU en Ibiza

La ICU muestra una configuración espacial que suele ser de forma concéntrica sobre el área central de la ciudad (Eixample). Resulta destacable cómo durante las diferentes campañas se advierte que la extensión del núcleo de la ICU varía. En general, durante el verano se observa un núcleo menos extenso, mientras que en invierno el centro térmico presenta una mayor extensión. Otro aspecto reseñable es el diferente comportamiento térmico que manifiestan los sectores turísticos de la ciudad, en especial Platja d'en Bossa, según la época del año. Así, como muestra la fig 2., en las campañas estivales estas áreas tienen un comportamiento térmico más cálido, similar al del área central de la ciudad, mientras que en invierno presentan una temperatura más fresca, especialmente bajo la influencia de los humedales próximos (Prat d'en Fita y Ses Feixes).

Fig. 2: Configuración espacial de la ICU en Ibiza a) Día 9 de agosto de 2010, b) Día 23 de diciembre de 2013. Fuente: Elaboración propia a partir de la Base cartográfica del IGN

Respecto a las correlaciones establecidas entre la intensidad de la ICU y otros parámetros, se ha observado que la presencia de situaciones atmosféricas estables y dominadas por altas presiones favorecen unas mayores intensidades, así los días con situaciones anticiclónicas presentan una intensidad media de $3,8^{\circ}\text{C}$. En sentido contrario, la velocidad del viento aparece como un factor que debilita la intensidad de la ICU, presentando una correlación negativa de 0,389. Al analizar las intensidades medias según el día de la semana, parece que los fines de semana hay unas mayores intensidades de la ICU. Aunque el parámetro que ha obtenido una mayor correlación, del 0,644, ha sido el retraso de la hora en que se produce el pico de demanda eléctrica y la mayor intensidad.

4.2. Lloret de Mar

En esta ciudad gerundense se observa una ICU moderada, cuya intensidad media es de $3,3^{\circ}\text{C}$. La intensidad media estival ($3,5^{\circ}\text{C}$) es $0,4^{\circ}\text{C}$ superior a la invernala ($3,1^{\circ}\text{C}$). La intensidad máxima se obtiene en verano, el 10 de julio de 2010 se registra $6,6^{\circ}\text{C}$, y es $1,1^{\circ}\text{C}$ mayor a la máxima intensidad invernala, recogida el 28 de febrero de 2013 con $5,5^{\circ}\text{C}$ su configuración espacial muestra una forma semicircular con el núcleo sobre el frente litoral del centro histórico de la ciudad.

La clasificación de las intensidades de la ICU (tabla 3) permite observar cómo las intensidades moderadas se dan con mayor frecuencia, en algo más de la mitad de los días analizados. También resultan destacables las jornadas que manifiestan una

intensidad fuerte, representando casi 1/3 del total. Por último, hay que señalar que en invierno es cuando se da un mayor número de días con una ICU débil.

Intensidad	Verano		Invierno		Total	
Débil	5	6,3%	15	18,8%	20	12,5%
Moderada	50	61,3%	40	50,0%	89	55,6%
Fuerte	25	31,3%	25	31,3%	50	31,3%
Muy fuerte	1	1,3%	0	0,0%	1	0,6%
Totales	80	100%	80	100,0%	160	100,0%

Tabla 3: Clasificación de las intensidades de la ICU en Lloret de Mar

Fig. 3: Configuración espacial de la ICU en Lloret de Mar a) Día 17 de julio de 2011, b) Día 9 de febrero de 2011. Fuente: Elaboración propia a partir de la Base cartográfica del IGN

La configuración espacial de la ICU de Lloret de Mar muestra una forma semi-circular con su máximo térmico ubicado sobre el frente litoral del centro histórico de la ciudad. Cabe destacar cómo la extensión del máximo térmico ocupa una mayor o menor extensión en las distintas campañas. Por lo general, en verano surge un centro térmico más extenso que penetra hacia el interior del núcleo antiguo de la ciudad y hacia el sector turístico colindante, mientras que en invierno el centro térmico ofrece una menor extensión, ubicándose de forma más localizada en el frente litoral (véase fig. 3). La actividad turística, gran parte localizada en el barrio del Nucli Antic, parece afectar que el centro térmico extienda su influencia sobre una mayor superficie de la ciudad.

En el caso de Lloret de Mar, las correlaciones analizadas señalan cómo las intensidades máximas se ven favorecidas por la presencia de altas presiones, de este modo las situaciones anticiclónicas muestran una intensidad media de 3,9°C. El análisis de las intensidades medias según el día de la semana no permite establecer tendencias claras, no obstante parece que los sábados presentan una mayor intensidad.

5. DISCUSION

La investigación no permite demostrar que la actividad turística influya en la mayor o menor intensidad de la ICU en Lloret de Mar y en Ibiza y sí que parece influir en la configuración espacial del fenómeno en ambas ciudades.

Los datos examinados resultan insuficientes para poder analizar qué grado de importancia tiene la actividad turística en que durante la época estival se haya alcanzado una máxima intensidad.

En cambio, en la configuración espacial de la ICU se evidencian diferencias estacionales que sí pueden ser atribuibles a la actividad turística. En especial existen dos aspectos, el primero es la diferente extensión y localización del máximo térmico de la ICU en ambas ciudades. En el caso de Lloret de Mar, en verano el máximo térmico presenta una mayor superficie al extenderse por sectores urbanos donde se intensifican la actividad durante la temporada turística, mientras que en invierno el máximo térmico tiene una menor superficie y se encuentra más localizado. En el caso de Ibiza, el máximo térmico presenta una diferente localización. El segundo aspecto, es la existencia de sectores urbanos, donde domina o tiene una importante presencia la función turística, que presentan un diferente comportamiento térmico estacional atribuible a la apertura de establecimientos hoteleros y locales relacionados con actividades turísticas durante la temporada. Estos sectores tienen un comportamiento más cálido y cercano a los centros térmicos de la ICU durante el verano, pudiendo localizarse núcleos secundarios o incluso, en alguna ocasión, el núcleo principal de la ICU. Un ejemplo sería Platja d'en Bossa y Figueretas en Ibiza, mientras que en Lloret de Mar los ejemplos estarían en Fenals y el barrio de la Riera.

Además del análisis estadístico, la investigación incorpora una vertiente aplicada mediante la proposición soluciones concretas para poder mitigar los efectos negativos del fenómeno de la ICU, especialmente en el sector turístico. En este sector se pueden aplicar medidas destinadas a mitigar sus efectos pensando en mejorar, en general, la calidad del aire, y, en especial, la eficiencia energética a partir de disminuir la mayor demanda estival de energía, especialmente la destinada a mejorar el confort térmico de los turistas (aires acondicionados). Por ejemplo, en el caso de Ibiza la demanda de energía durante el verano se incrementa un promedio del 85% respecto a la invernada. Así que, el principal problema en estas dos ciudades sería el incremento del disconfort térmico que supone la ICU, sobre todo nocturno, que genera un mayor consumo energético y la introducción de medidas de eficiencia energética que reduzcan ese consumo.

Los hoteles representan una porción significativa de las edificaciones en ambas ciudades, constituyendo una parte fundamental del incremento de la demanda de energía estival, por lo que aplicar medidas de eficiencia energética sobre la infraestructura hotelera se traducirá en importantes beneficios. Las medidas pueden ser de carácter opcional que puedan efectuar los hoteleros por voluntad propia o por la existencia de incentivos o bien de carácter obligatorio, mediante la elaboración de una legislación por parte de la administración pública. Las medidas a aplicar podrían ser:

- a) La utilización de materiales fríos. El uso de pinturas con un alto albedo es una medida fácil de aplicar y económica. Un ejemplo sería los techos fríos mediante el pintado de blanco. Antes de iniciar la temporada, los hoteles deben acometer una puesta a punto u obras de mejora, momento apropiado para aplicar esta medida.
- b) Instalación de paneles solares y termo solares en los techos de los hoteles. Por un lado, los paneles solares suponen un beneficio económico ya que una parte de la demanda energética queda satisfecha por el autoconsumo, y por otro, estos reducen la radiación solar absorbida por el propio edificio que se traduciría en una menor necesidad de refrigeración para lograr un ambiente agradable.

- c) Fomentar el uso de aparatos eléctricos de alta eficiencia energética e iluminación de baja intensidad. Antes del inicio de cada temporada debería ser necesario presentar una evaluación de la eficiencia energética del establecimiento, incluyendo mejoras realizadas respecto al año anterior.
- d) Incrementar las superficies verdes alrededor de los edificios hoteleros. En los hoteles de nueva construcción, se podría obligar mediante ordenanzas. Otro modo de incrementar las superficies verdes en los hoteles se puede ser mediante la introducción de vegetación alrededor de los espacios exteriores, como terrazas o piscinas, o creando espacios verdes para el uso de clientes en las azoteas o generando muros verdes. Esto también se traduciría en una mejor estética de los establecimientos por suponer un elemento ornamental.
- e) Asegurar un buen aislamiento térmico. La revisión periódica, quizás en el comienzo de cada campaña, que no haya pérdidas de aislamiento debido a puertas o ventanas que no cierran bien. También se deben contemplar la instalación de cierres automáticos, ya sea electrónico o mecánico, en puertas que den a espacios exteriores.
- f) Elaborar y distribuir trípticos sobre criterios de sostenibilidad y eficiencia energética para que los clientes tengan en cuenta durante su estancia, como por informar que no tengan el aire acondicionado encendido con la puerta del balcón abierto.
- g) Fomentar entre los establecimientos la incorporación de criterios de eficiencia para obtener certificados internacionales que supongan un sello de calidad que despierte interés entre posibles clientes concienciados ambientalmente.

REFERENCIAS

- Fabrizi, R., Bonafoni, S. y Biondi, R. (2010). Satellite and Ground-Based Sensors for the Urban Heat Island Analysis in the City of Rome. Remote sensing, vol. 2, nº 5, pp. 1400-1415. Doi: <http://dx.doi.org/10.3390/rs2051400>
- Founda, D., Pierros, F., Petrakis, M. y Zerefos, C. (2015). Interdecadal variations and trends of the Urban Heat Island in Athens (Greece) and its response to heat waves. Atmospheric Research, vol. 161-162, pp. 1-13. Doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2015.03.016>
- Fernández García, F. (1996). Manual de Climatología Aplicada: clima, medio ambiente y planificación. Madrid: Síntesis.
- Giannaros, T.M. y Melas, D. (2012). Study of the urban heat island in a coastal Mediterranean City: The case study of Thessaloniki, Greece. Atmosphere Research, vol. 118, pp. 103-120. Doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.06.006>
- Gómez Martín, M. B. (1999). La relación clima-turismo: consideraciones básicas en los fundamentos teóricos y prácticos. Investigaciones Geográficas, nº 21, pp. 21-34. Doi: <http://dx.doi.org/10.14198/ingeo1999.21.04>
- Poupkou, A., Nastos, P., Melas, D. y Zerefos, C. (2011). Climatology of Discomfort Index and Air Quality Index in a Large Urban Mediterranean Agglomeration. Water Air Soil & Pollution, vol. 222, nº 1, pp. 163-183. Doi: <http://dx.doi.org/10.1007/s11270-011-0814-9>

- Rizwan, A. M., Dennis, L. y Liu, C. (2008). A review on the generation, determination and mitigation of urban heat island. *Journal of Environmental Sciences*, vol. 20, n° 1, pp. 120-128. Doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S1001-0742\(08\)60019-4](http://dx.doi.org/10.1016/S1001-0742(08)60019-4)
- Serra Pardo, J.A. (2007). Estudio de la isla de calor de la ciudad de Ibiza. *Investigaciones Geográficas*, n° 44, pp. 55-73. Doi: <http://dx.doi.org/10.14198/ingeo2007.44.03>
- Stathopoulou, M. y Cartalis, C. (2007): Daytime urban heat islands from Landsat ETM+ and Corine land cover data: An application to major cities in Greece. *Solar Energy*, vol. 81, n° 3, pp. 358-368. Doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.solener.2006.06.014>
- Vardoulakis, E., Karamanis, D., Fotiadi, A. y Mihalakakou G. (2013). The urban heat island effect in a small Mediterranean city of high summer temperatures and cooling energy demands. *Solar Energy*, vol. 94, pp. 128-144. Doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.solener.2013.04.016>
- Zhang, J. y Wu, L. (2015). Modulation of the urban heat island by tourism during the Chinese New Year holiday: a case study in Sanya City, Hainan Province of China. *Science Bulletin*, vol. 60, n° 17, pp. 1543-1546. Doi: <http://doi.org/10.1007/s11434-015-0864-2>

EVALUACIÓN DE RIESGOS EN LOS SECTORES TURISMO Y VIVIENDA FRENTE AL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA COSTA DEL PRINCIPADO DE ASTURIAS

Alexandra TOIMIL¹, Iñigo J. LOSADA¹, Pedro DÍAZ-SIMAL¹

¹Instituto de Hidráulica Ambiental "IHCantabria" (Universidad de Cantabria – Fundación IH)
Avda. Isabel Torres 15, Parque Científico y Tecnológico de Cantabria 39011, Santander, España.
toimila@unican.es, losadai@unican.com, diazp@unican.es

RESUMEN

Este trabajo presenta una metodología novedosa que permite analizar los impactos costeros de inundación y erosión por cambio climático, a escala regional y con una alta resolución. Para ello se han empleado modelos de impacto eficientes, calibrados con datos de campo. Se han utilizado bases de datos históricas y proyecciones de dinámicas marinas de alta resolución. Para una serie de escenarios que combinan cambios en las variables climáticas y en la exposición, se ha determinado el riesgo sobre los sistemas socioeconómico y natural en la costa del Principado de Asturias. Se muestran los costes de la inacción sobre los sectores vivienda y turismo agregados a nivel de concejo, y enfocados principalmente a la planificación territorial y a la elaboración de estrategias adaptación.

Palabras clave: cambio climático, inundación costera, erosión, riesgos, vivienda, turismo.

ABSTRACT

This work presents a new methodology to analyze coastal impacts of flooding and erosion due to climate change, at regional level and with high resolution. To that end, efficient impact models have been employed and calibrated with field data. High-resolution historical databases and projections of marine dynamics have been used. For a number of scenarios that combine changes in climate variables and exposure, risk on the socioeconomic and natural systems has been estimated throughout the coast of Asturias. Costs of inaction on housing and tourism sectors are shown aggregated at municipal level, and mainly focusing on territorial planning and strategy building on adaptation.

Key words: climate change, coastal flooding, erosion, risks, housing, tourism.

1. INTRODUCCIÓN

El dinamismo y la alta vulnerabilidad que caracterizan a las áreas costeras de todo el mundo se traduce en una mayor exposición a una serie de peligrosidades entre las que se encuentra el aumento del nivel medio del mar, uno de los principales efectos del cambio climático. El cambio climático conlleva, además, posibles alteraciones en la excepcionalidad de eventos climáticos extremos, haciéndolos mucho más frecuentes de lo que hoy en día son. La combinación del aumento del nivel medio del

mar y los cambios en los eventos extremos darán lugar a inundaciones especialmente acusadas en zonas bajas y acelerarán la erosión costera, un impacto particularmente preocupante en playas urbanas, donde no habría posibilidades de un retraqueo natural a partir del movimiento del sistema dunar.

La gran incertidumbre que existe en la evolución del riesgo hace necesaria la mejora del estado del conocimiento en materia de análisis de riesgos, desde el desarrollo y aplicación de nuevos procedimientos integrados hasta la elaboración de herramientas que permitan mejorar su evaluación. En este estudio se presenta una metodología para evaluar las consecuencias sobre la población, la vivienda, las infraestructuras críticas, la industria, la agricultura y los servicios ecosistémicos derivadas del impacto de inundación en la costa del Principado de Asturias (norte de España). Para ello, se han definido escenarios de riesgo que combinan proyecciones climáticas de eventos extremos y aumento del nivel medio del mar, y cambios en el sistema socioeconómico basados en tendencias históricas. Por otro lado, se propone una aproximación para evaluar las consecuencias que conlleva la erosión de playas sobre el turismo en términos de pérdida de valor de uso recreativo.

2. MÉTODOS

En este estudio se propone una metodología para analizar la inundación y la erosión costeras bajo distintos escenarios (Fig. 1), enmarcándose el análisis de estos impactos dentro de una metodología más general de riesgo. En este marco más general, el riesgo (R) se define como la probabilidad de un evento y sus consecuencias negativas, como resultado de la combinación de peligrosidad (P), definida a través de las dinámicas marinas, exposición (E), asociada al medio físico, y vulnerabilidad (V), ligada a las características socioeconómicas de la zona ($R=P \cdot E \cdot V$). De este modo, si alguno de estos factores aumenta, también lo hará el riesgo.

Fig. 1: Esquema de la metodología.

El análisis del riesgo requiere, en primer lugar, la definición de la magnitud y duración de la peligrosidad, caracterizada en este caso a partir de las dinámicas marinas. Se ha contado con bases de datos históricas de alta resolución de oleaje en costa (DOW, Camus *et al.*, 2013), marea meteorológica (GOS, Cid *et al.*, 2014) y marea astronómica (reconstruida a partir de las componentes armónicas de la base de datos TPOX). Estas variables se combinan en un índice conocido como Cota de Inundación (CI), definido como la suma lineal de la MM, la MA y el Runup del oleaje (Ru), éste último término calculado mediante la formulación de Stockdon *et al.* (2006). La reconstrucción histórica de las CI ha permitido reconstruir su régimen extremal y obtener cuantiles elevados de su distribución, principales responsables de los eventos de inundación. Se han estudiado las tendencias de los datos históricos y también se han realizado proyecciones locales de oleaje, marea meteorológica (Camus *et al.*, 2014) y aumento del nivel medio del mar (Slangen *et al.*, 2014) para los escenarios considerados, basados en Rutas Representativas de Concentraciones (RCP). Tras analizar los resultados obtenidos, se ha concluido que el nivel medio del mar es la única dinámica que sufrirá cambios significativos. Los años horizonte considerados son 2050 y 2100, y los escenarios propuestos son: +0.24 m a mitad de siglo y +0.45 m (valor medio del RCP4.5 regionalizado en la costa asturiana), +0.65 m (valor medio del RCP8.5 regionalizado en la costa asturiana) y 1 m, a final de siglo. En el caso del impacto de inundación, dada la necesidad de considerar tanto la permanente como la debida a los eventos climáticos extremos, estos escenarios se han combinado con periodos de retorno de la CI de 100 y 500 años, de acuerdo con la Directiva Europea de Inundaciones.

La exposición y la vulnerabilidad, principales factores determinantes del riesgo, son dinámicas, varían en el tiempo y el espacio y dependen de factores económicos, sociales, geográficos, demográficos, culturales, institucionales y ambientales. La primera engloba las características físicas del área de estudio. Se ha trabajado con un Modelo Digital de Terreno (MDT) del Instituto Geográfico Nacional (IGN) basado en datos LIDAR de 5 m de resolución horizontal, en el que se han incluido las defensas costeras de puertos y encauzamientos, digitalizadas a partir de planos. La caracterización del tejido socioeconómico se ha llevado a cabo a través de un ráster de población de 100 m de resolución e indicadores económicos tales como el stock de capital y el Valor Añadido Bruto (VAB) sectorial desagregados a nivel de instalaciones y edificios en toda la franja costera, habiendo utilizado la distribución de renta per cápita como factor corrector del reparto. Además de esto, se han establecido parámetros clave en cada playa como el D_{50} , y la altura de la berma. La vulnerabilidad, por otro lado, está relacionada con la susceptibilidad de los elementos expuestos a sufrir daños ocasionados por una amenaza concreta (peligrosidad) y depende del tipo de inundación que se produzca. Los posibles daños efectivos producidos por un evento extremo dependen de la cota de inundación alcanzada en cada zona y se determinan mediante la aplicación de curvas de vulnerabilidad; en el caso de inundación permanente la pérdida es total, independientemente del nivel de agua que se alcance. En este trabajo se han aplicado dos tipos de curvas de vulnerabilidad: 1) una función de daño que relaciona la CI con el porcentaje de daño efectivo para activos; y 2) una función de interrupción de negocio que relaciona esta misma CI con los días de pérdida de actividad para flujos económicos.

En lo que respecta a la exposición futura, se han empleado las proyecciones oficiales de población del Gobierno del Principado a mitad de siglo y, a final de

siglo, se ha considerado como hipótesis razonable mantener la población actual. Las proyecciones de los indicadores económicos se han estimado en base al crecimiento tendencial mínimo observado en los últimos 30 años.

3. RESULTADOS

La evaluación de riesgos permite identificar las áreas más expuestas a diferentes impactos, entender el origen de los mismos, identificar su extensión y severidad, y asistir en la elaboración de planes de gestión y toma de decisiones tales como estrategias de adaptación.

3.1. Inundación

La inundación costera se ha caracterizado a alta resolución con un modelo hidrodinámico bidimensional cuya calibración se ha realizado a partir de datos de campo obtenidos por IHCantabria tras los temporales del invierno de 2014. Las dinámicas generadoras del impacto se han combinado en un indicador de nivel del mar total (o cota de inundación) que alimenta al modelo a través de una serie de puntos a lo largo de la costa (Fig. 2).

Fig. 2: Esquema conceptual del modelado de inundación. Fuente: elaboración propia

A la hora de evaluar las consecuencias económicas futuras es necesario poder comparar los resultados obtenidos para los distintos escenarios dentro del contexto socioeconómico presente, por ello se ha aplicado una tasa de descuento. Si bien existe una amplia gama de puntos de vista acerca del descuento, la mayoría coincide en diferenciar el medio y el largo plazo. En este trabajo hemos aplicado una tasa de descuento del 2% a 2050 y del 1% a 2100. De este modo, es posible tener una idea de cuánto esfuerzo inversor resultaría hoy tolerable para resolver problemas futuros. No obstante, y dado que esto puede provocar cierta distorsión en lo que respecta a la importancia real de

eventos que, pese a estar alejados en el tiempo conllevan graves consecuencias, se ha decidido presentar los resultados tanto descontados como sin descontar.

Tras cruzar los mapas de inundación con los datos de exposición, es decir, con las capas de información socioeconómica localizada espacialmente, se ha obtenido el daño máximo sobre la población, el stock de capital y el VAB sectorial. Dado que cada elemento expuesto tiene una susceptibilidad diferente frente a un mismo impacto, y puesto que sólo en el caso de inundación permanente el daño es del 100%, sobre esos daños máximos se han aplicado las curvas de vulnerabilidad correspondientes, obteniéndose así el daño efectivo. Las consecuencias negativas sobre los sistemas socioeconómico y natural del litoral asturiano se muestran agregadas a nivel de concejo con el objetivo de mejorar la planificación territorial y facilitar la identificación de puntos críticos con vistas a la priorización de la adaptación. El mayor riesgo se concentra en los sectores residencial e industrial, viéndose especialmente afectadas las zonas situadas a orillas de las rías. Como ejemplo, la figura 3 muestra el daño efectivo sobre el continente de los activos residenciales de la costa del Principado de Asturias a lo largo del siglo XXI. Los resultados están expresados en porcentaje sobre el stock de capital residencial de toda la provincia, que asciende a 26 billones de euros (referido a 2011 en euros constantes de 2006, Fundación BBVA). Se puede observar que Ribadesella es el concejo susceptible de sufrir los mayores daños, que podrían ascender a final de siglo, para la inundación de 100 años de periodo de retorno y el nivel medio del mar 63.5 cm más elevado, al 0.3% del valor del stock de viviendas asturianas (cerca de 78 millones de euros, resultado sin descontar).

RESULTADOS SIN DESCONTAR

RESULTADOS DESCONTADOS

Fig. 3: Daño efectivo sobre los activos residenciales (continente) del litoral asturiano.

3.2. Erosión

Para resolver la erosión costera, impacto que está poniendo en riesgo uno de los principales recursos de la región, el turismo del llamado “sol y playa”, se ha optado por la aplicación de modelos de equilibrio basados en el perfil transversal de playa para reproducir la evolución estacional y decadal de la línea de costa, considerando que los procesos transversales son aquellos que gobiernan las variaciones estacionales e interanuales de la mayoría de los sistemas morfodinámicos del litoral del Principado de Asturias. Se han reconstruido las series históricas y futuras de erosión-acreción de cada una de las playas de estudio, lo que ha permitido analizar sus regímenes medio y extremal así como obtener estadísticos significativos. La figura 4 muestra, para un aumento de 1 m del nivel medio del mar (escenario a fin de siglo), el cuantil de retroceso de playa seca de 25 años de periodo de retorno y su indicador de erosión asociado. Este indicador se ha obtenido como el cociente entre el cuantil de retroceso y el ancho medio de cada playa, y nos da una idea del nivel de criticidad de cada una de ellas, ayudando a establecer prioridades de actuación. Se puede observar cómo muchas de las playas situadas al oeste del Cabo Peñas podrán llegar a sufrir retrocesos de hasta 25 m con relativa frecuencia.

Fig. 4: Retroceso de 25 años de periodo de retorno en las playas de Asturias para un aumento del nivel medio del mar de 1 m (panel superior); indicador de erosión asociado al retroceso de 25 años de periodo de retorno (panel intermedio); localización de las playas de estudio (panel inferior).

Dada la gran variabilidad asociada al proceso de evaluación del valor recreativo de las playas se ha considerado razonable asumir la hipótesis de mantener constante la estructura salarial de la sociedad, las preferencias de los usuarios y los servicios complementarios que ofrecen a día de hoy las playas objeto de este estudio. Por sus

características y en base al área potencialmente perdida por efecto del aumento del nivel medio del mar, las playas de Salinas y San Lorenzo podrán alcanzar pérdidas totales acumuladas de valor de uso recreativo de hasta 175 y 150 millones de euros, respectivamente, a final de siglo. La figura 5 muestra los resultados agregados a nivel de concejo. Bajo la hipótesis de un aumento del nivel medio del mar de 1 m, Castillón podrá alcanzar daños sobre el uso recreativo de sus playas por valor de más de 300 millones de euros, y Gijón, Llanes, Valdés y Gozón de hasta 200 millones de euros (agregados a final de siglo).

Fig. 5: Pérdida de valor contable de uso recreativo de las playas del Principado de Asturias.

4. DISCUSIÓN

La estimación del riesgo planteada en este trabajo supone un paso más en el estudio del cambio climático en la costa y sienta bases más sólidas para el planteamiento de estrategias y medidas de adaptación orientadas a sectores. Sin embargo, hay que tener en cuenta que existen ciertas limitaciones asociadas a los datos disponibles y a los modelos numéricos empleados, que deben tenerse en cuenta para interpretar de forma adecuada los resultados.

Este análisis ha permitido identificar las áreas geográficas más vulnerables, así como cuantificar la magnitud del impacto generado sobre las mismas. No obstante, es importante señalar que no se está realizando un pronóstico de daños sino más bien un ejercicio de ensayo en el que se presenta lo que podría observarse en el Principado de Asturias ante escenarios de riesgo. Este ensayo pretende ser representativo de posibles evoluciones de la sociedad afectada, mostrando la variación de las consecuencias que se podrían percibir para así poder mostrar cómo podrían contribuir las estrategias de adaptación con las que cuenta la sociedad y evaluar su posible aportación al bienestar social.

Los resultados presentados son, por tanto, indicadores de la susceptibilidad actual de la población y de los ecosistemas así como de las consecuencias a las que se podría

llegar ante la inacción frente al cambio climático. No se ha tenido en cuenta la reubicación de asentamientos urbanos en riesgo, la migración de especies ni el aprendizaje y maduración de la sociedad.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente en el marco del proyecto “Asistencia técnica a la elaboración de un estudio sobre la adaptación al cambio climático de la costa del Principado de Asturias”. Los autores del artículo agradecen, además de la financiación proporcionada, el apoyo técnico recibido por el Gobierno del Principado de Asturias.

REFERENCIAS

- Camus P, Méndez FJ, Medina R, Tomas A, Izaguirre C (2013). High resolution Downscaled Ocean Waves (DOW) reanalysis in coastal areas. Coastal Engineering, doi: 10.1016/j.coastaleng.2012.09.002
- Camus P, Menéndez M, Méndez FJ, Izaguirre C, Espejo A, Cánovas V, Pérez J, Rueda AC, Losada IJ, Medina R (2014). A weather type statistical downscaling framework for ocean wave climate. Journal of Geophysical research, doi: 10.1002/2014JC010141.
- Cid A, Castanedo S, Abascal AJ, Menéndez M, Medina R (2014) A high resolution hindcast of the meteorological sea level component for Southern Europe: the GOS dataset. Climate Dynamics, doi: 10.1007/s00382-013-2041-0.
- Fundación BBVA: <http://www.fbbva.es/> (última consulta: octubre de 2015).
- Slangen ABA, Carson M, Katsman CA, van de Wal RSW, Köhl A, Vermeersen LLA, Stammer D (2014). Modelling twenty-first century regional sea-level changes. Climatic Change, doi: 10.1007/s10584-014-1080-9.
- Stockdon HF, Holman RA, Howd PA, Sallenger AH (2006) Empirical parameterization of setup, swash, and runup. Coastal Engineering, doi: 10.1016/j.coastaleng.2005.12.005

ANEXO

COMUNICACIONES TIPO PÓSTER

Could influence the increase in radiative forcing, of scenarios of the IPCC 5th Assessment Report, in useful rain? Case study: Segura river basin.

Jódar-Abellán, A.¹, Ruiz-Álvarez, M.¹ & Gomariz-Castillo, F.J.¹

¹University of Murcia. antonio.jodar@um.es

1. INTRODUCTION

The current climate change can be defined as an alteration of the climate attributed directly or indirectly to human activity that alters the composition of the global atmosphere and it adds to the natural variability of the climate observed during comparable time periods. Today Science has demonstrated, with a 95% security, that human activity is the dominant cause of the warming observed since the mid-20th century.

In addition, it has been shown that global climate variations may affect specific systems of water resources. In this study, we analyze these climatic variations on useful rain (surplus of runoff Ti) of the Segura river basin, which currently has the highest rates of overexploitation of aquifers in Europe. Specifically, the Statement of Hydrological Planning sets the natural water provisions in the Segura river basin will be reduced by 11% due to climate change.

2. LOCATION

63 bodies of groundwater in the Segura river basin. 40 declared at reliable risk of overexploitation.

3. MATERIAL AND METHODS

1st. The series of monthly data of the hydroclimatic variables that determine the useful rain or surplus of runoff Ti were exported from the Integrated Information Water System (on MAGRAMA website), in the period 1940-2010 and for the Segura river basin. Then, the correlation between these variables using the software, based R, "Gnu Regression, Econometrics and Time-series Library (Gretl)" was showed.

2nd. These variables were extracted from "KNMI Climate Explorer" database, for the climate change scenarios set by the fifth report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), the RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 and RCP8.5, in the period 2005-2050 entering the coordinates of the Iberian Peninsula. These variables were exported as maps that we geo-referenced with the software "ArcGIS10" to indicate therein the groundwater bodies of the Segura river basin.

3rd. We estimate the average monthly variation of surplus of runoff Ti, over the Segura river basin in the period 2010-2050 under these scenarios of climate change. First, we exported from "KNMI Climate Explorer" data of precipitation and temperature for the four scenarios. From them we found certain hydrological variables needed to calculation of the surplus Ti. Then, we calculate the potential evapotranspiration (ETP), from temperature, using Hargreaves and Samani (1982). Finally, we calculated the surplus of runoff Ti with the hydrological model of Témez (1977).

4. RESULTS

4.1. Analysis of the main components related to the surplus of runoff (Ti)

Correlation between monthly average total runoff (surplus of runoff) and certain hydroclimatic variables in the Segura river basin (period 1940-2010). The used specifications were quadratic, Cobb-douglas, semi-logarithmic quadratic, logarithmic quadratic, linear and saturated quadratic. Best results (looking at p-value and R-squared) in the saturated quadratic with this setting:

$$\text{Total runoff} = b_0 + b_1 (P) + b_2 (ETR) + b_3 (P \cdot ETR) + b_4 (P \cdot T) + b_5 (ETR \cdot T) + b_6 (ETR \cdot Mo) + b_7 (T \cdot Mo) + b_8 (P \cdot ETR \cdot T \cdot Mo)$$

P: precipitation; ETR: real evapotranspiration; T: temperature; Mo: Moisture.

Dependent variable: average total runoff (mm) or surplus Ti				
Independent variables	Coefficient	Std. Error	t-ratio	p-value
constant	2.1782	0.1578	13.8063	<0.00001 ***
P	0.1674	0.0108	15.4986	<0.00001 ***
ETR	-0.1628	0.0180	-9.0398	<0.00001 ***
P · ETR	0.0004	0.0002	2.5769	0.01014 **
P · T	-0.0136	0.0010	-13.2793	<0.00001 ***
ETR · T	0.0132	0.0011	11.7455	<0.00001 ***
ETR · Mo	-0.0012	0.0003	-4.0064	0.00007 ***
T · Mo	0.0089	0.0010	9.2148	<0.00001 ***
P · ETR · T · Mo	1.3383 ^{ab}	1.6296 ^{cd}	8.2121	<0.00001 ***
R-squared	0.7266			

Principal Component Analysis (removing variables with p-value > 0.05). Final setting:

$$\text{Total runoff} = 2.18 + 0.17 (P) - 0.16 (ETR) + 0.0004 (P \cdot ETR) - 0.014 (P \cdot T) + 0.013 (ETR \cdot T) - 0.001 (ETR \cdot Mo) + 0.009 (T \cdot Mo) + 1.34^{ab} (P \cdot ETR \cdot T \cdot Mo)$$

4.2. Modification of precipitation, temperature and ETP due to different radiative forcing (of climate change scenarios)

Changes in the hydroclimatic variables which define the surplus of runoff Ti in the Segura river basin. Period 2005-2050. Scenarios of the IPCC 5th Assessment Report: RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 and RCP8.5.

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

-Better correlation between hydroclimatic variables and useful rain or surplus of runoff Ti: saturated quadratic specification.

-In Iberian Peninsula: increase of average (up to 2°C) temperatures in the scenario with higher radiative forcing (RCP8.5), and decrease in average rainfall, with respect to the current, 36 mm/year (even in RCP2.6 scenario).

-In the Segura river basin over the next 35 years: rainfall would range between the 418 and 366 mm/year according to different climate change scenarios. ETP between the 1024 and 1107 mm/year (likely overestimation using Hargreaves and Samani 1982).

-Surplus of runoff Ti in Segura river basin (period 2010-2050): lower values in the scenarios RCP4.5, RCP6.0 and RCP8.5. This could affect the recharge of aquifers and worsen the overexploitation of aquifers. Difficult to meet environmental objectives of Directive 2000/60/EC (for the years 2021 and 2027).

-Future research: regional climate change models to scale daily or hourly and rainfall-runoff models distributed as SWAT or RENATA to calculate the reduction in the surplus of runoff Ti (in the Segura river basin) and the recharge of aquifers.

REFERENCES

Témez, J.R. 1977. Modelo Matemático de transformación "precipitación-escorrentía". Madrid, Asociación de Investigación Industrial Eléctrica (ASINEL).

Hargreaves, G.H. and Samani, Z.A. 1982. Estimating potential evapotranspiration. Journal of the Irrigation & Drainage Division-ASCE. 108(3): 225-230.

ESPECTRO DE TAMAÑOS DE LAS PIEDRAS DE GRANIZO EN LÉRIDA (ESPAÑA)

Pablo Melcón, José Luis Marcos, José Luis Sánchez

Grupo de Física de la Atmósfera (GFA). Universidad de León, España.

E-mail: pmelcf00@estudiantes.unileon.es

1. Introducción

El Valle del Ebro es una de las regiones europeas con mayor ocurrencia de granizo (García-Ortega et al., 2011). Una densa red de granzómetros establecida en el año 2000 en Lérida (España) proporciona una robusta base de datos de granizo en la zona. El análisis del espectro de tamaños del granizo es una parte importante en el estudio de la climatología de las granizadas (Dessens et al., 2007; Berthet et al., 2011). Una distribución exponencial de los tamaños es la representación más aceptada; sin embargo, Sánchez et al. (2009) realizaron un estudio con datos del periodo 2000-2006 del espectro de tamaños del granizo en esta región, detectando *breakpoints*; esto indica que existen dos distribuciones de tamaños distintas (mayores y menores con respecto al *breakpoint*).

Fig. 1. Mapa de la zona de estudio y la red de granzómetros.

2. Objetivos

Se ha planteado estudiar la posible aparición de *breakpoints* en la distribución de los tamaños de granizo, así como su relación con el diámetro máximo observado, y detectar posibles tendencias en los valores del *breakpoint* a lo largo del periodo estudiado.

3. Metodología

La base de datos de la red de granzómetros de Lérida utilizada para representar la distribución de tamaños del granizo comprende el periodo 2000-2015. Se utilizaron aquellas clases superiores a 5 mm, el tamaño mínimo para ser considerado granizo. Mediante la técnica de *piece-wise regression* se observó la aparición de un *breakpoint* en el espectro de tamaños, al igual que en estudios previos. 2005 y 2009 fueron los únicos años dentro del estudio donde no fue observado un *breakpoint* estadísticamente significativo.

Posteriormente, la relación entre diámetro máximo y *breakpoints* y la tendencia temporal de los mismos fueron estudiadas mediante modelos lineales.

4. Resultados

Fig. 2. Distribución de las clases de tamaño del granizo a partir de 5 mm para el periodo 2000-2015. *Breakpoint* en 23.0062 mm (+ 5 mm).

Fig. 3. Izquierda: relación entre el diámetro máximo de granizo en un año y el *breakpoint* en su distribución. Derecha: Evolución anual y tendencia del *breakpoint* en el periodo 2000-2015 (excluyendo 2005 y 2009).

5. Conclusiones

La aparición de *breakpoints* en la distribución de los tamaños de granizo en Lérida en el periodo 2000-2015 confirma el resultado de Sánchez et al. (2009) para el periodo 2000-2006. Además, se observó una relación directa entre el valor del *breakpoint* y el tamaño máximo de las piedras de granizo. Finalmente, se detectó una ligera tendencia positiva en los valores del *breakpoint* para los años del periodo de estudio. Algunos estudios recientes contemplan el aumento de la frecuencia del granizo de mayor tamaño en el escenario del calentamiento global (Dessens et al., 2015), lo que en Lérida se traduciría también en un aumento del valor del *breakpoint* a lo largo de los años. El significado físico del *breakpoint* ha de ser estudiado en trabajos posteriores para poder establecer una mejor climatología del granizo para la región.

Referencias

- Berthet, C., Dessens, J., Sánchez, J. L., 2011. Regional and yearly variations of hail frequency and intensity in France. *Atmos. Res.*, 100(4), 391-400.
- Dessens, J., Berthet, C., Sánchez, J. L., 2007. A point hailfall classification based on hailpad measurements: The ANEFA scale. *Atmos. Res.*, 83 (2-4 SPEC. ISS.), 132-139.
- Dessens, J., Berthet, C., Sánchez, J. L., 2015. Change in hailstone size distributions with an increase in the melting level height. *Atmos. Res.*, 158-159(1), 245-253.
- García-Ortega, E., López, L., Sánchez, J. L., 2011. Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the Ebro Valley, Spain. *Atmos. Res.*, 100(4), 401-427.
- Sánchez, J. L., Gil-Robles, B., Dessens, J., Martín, E., López, L., Marcos, J. L., Berthet, C., Fernández, J. T., García-Ortega, E., 2009. Characterization of hailstone size spectra in hailpad networks in France, Spain, and Argentina. *Atmos. Res.*, 93(1-3), 641-654.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer a la ADV Terres de Ponent y al Servei Meteorològic de Catalunya por todas las facilidades ofrecidas para poder trabajar con la base de datos de granizo en la provincia de Lérida (España).