

FRENTES DE BRISA EN EL LEVANTE ESPAÑOL

POR

JORGE OLCINA CANTOS*
CÉSAR AZORÍN MOLINA*

Rasgos atmosféricos y principales características de las brisas en el litoral mediterráneo

No se ha ponderado en su justa medida el importante papel que desempeñan las circulaciones de brisa en aquellos espacios geográficos afectados por este mecanismo de vientos. En el Levante español¹ la brisa es el viento más importante por la frecuencia de sopro a lo largo del año (71 % de los días)²; en las ciudades costeras es, además, el meca-

* Laboratorio de Climatología. Instituto Universitario de Geografía. Universidad de Alicante. Campus de San Vicente del Raspeig, 03690-Alicante. Miembros de la «Red Ibérica para el Análisis de Riesgos Climáticos» (REN2002-10651-E/RIES). Jorge.Olcina@ua.es; Cesar.Azorin@ua.es.

¹ La denominación Levante español, que se emplea en este trabajo para delimitar el área de estudio, hace referencia al territorio comprendido administrativamente por las provincias de Castellón, Valencia y Alicante, esto es, la Comunidad Valenciana definida en la Constitución de 1978. Con su empleo los autores quieren recuperar una denominación empleada tradicionalmente para nombrar estas tierras de la fachada este de España en las primeras divisiones regionales, de base geográfica y criterio natural, elaboradas en el último tercio del siglo XIX y primeros decenios del XX por diversos autores (Dantín Cereceda; Luis Doporto; Izquierdo Croselles; Antonio Blázquez; Rafael Ballester; y Pedro Chico). Está, por tanto, ajena de toda connotación política. (vid. Olcina Cantos, J. y Farinós Dasi, J. (2002) «L'organització del territori espanyol», en *Geografia regional d'Espanya*. Universitat de Valencia, Valencia, pp. 63-127).

² Los recientes estudios sobre brisas llevados a cabo en el seno del Laboratorio de Climatología de la Universidad de Alicante desvelan la importancia climática de este viento, en cuanto opera con un grado de regularidad elevadísimo. El número medio anual de días en que se dispara la brisa sobre el Campo de Alicante asciende a 260 (campana experimental 2000-2002), esto es, un 71 % de los días del año; según los resultados preliminares del proyecto de tesis doctoral *Las circulaciones de brisas. Causas y efectos en el tiempo y clima en tierras alicantinas*, de César Azorín Molina.

nismo de confort climático más destacado. Su papel es sobresaliente durante el verano, donde la circulación de vientos está prácticamente determinada, aproximadamente en un 90 % de las jornadas, por la instalación del sistema marinada-terral.

Menos conocida es la variedad de circulaciones atmosféricas que dan lugar al disparo del mecanismo de las brisas y la aparición de frentes de brisa de estructura y comportamiento dinámico diverso. En efecto, la génesis de situaciones inestables relacionadas con el soplo de brisas y el desarrollo en su seno de precipitaciones es un aspecto destacado del semestre cálido que transcurre entre abril y septiembre en el Levante español. Puede señalarse, de entrada, que los frentes de brisa inestables aportan el 70 % de la precipitación que se recoge durante los meses de junio, julio y agosto, en la región valenciana española.

La brisa es uno de los recursos climáticos de la fachada mediterránea española. Su efecto termorregulador en la franja costera es notorio, todo el año; y así ha sido recogido en las propias topografías médicas y obras de propaganda del clima elaboradas en el último cuarto del siglo XIX en algunas ciudades españolas del litoral mediterráneo. Incluso actuaciones urbanísticas realizadas en algunas ciudades del Mediterráneo español, herederas de la corriente higienista de finales de la pasada centuria, disponen las calles principales a favor de la componente de la brisa marina (Barcelona, Alicante).

Aunque la mayor intensidad del fenómeno de brisas se produce durante los meses cálidos del año³, por su regularidad y grado de ocurrencia, el mecanismo de las brisas actúa, como se ha señalado, todo el año en la fachada mediterránea peninsular. Así, por ejemplo, en los meses de enero y, sobre todo, febrero, cuando la circulación del oeste es sustituida por anticiclones de bloqueo en Europa Occidental, la brisa dispara un número destacado de días en el Levante español.

³ Al respecto, la controversia surge entre los investigadores a la hora de determinar en qué meses la brisa alcanza mayor intensidad y grado de penetración tierra adentro. Hay autores que afirman que es durante el verano astronómico cuando la brisa se presenta con mayor frecuencia y tiene la capacidad de penetrar con mayor facilidad hacia el interior. Para Castellón, Salvador y Millán (1999) comprobaron que la brisa llegaba a penetrar 119 Km en el mes de julio, y lo hacía entre 25 y 30 Km en los meses fríos del año de diciembre y enero; otros señalan que a medida que la estructura vertical de la columna troposférica se estabiliza, se acorta la duración, intensidad y penetración hacia el interior de la marinada. Al hilo de ello, Alcover Ronda afirma que en algunos días del verano las brisas llegan a soplar, muy flojas, tan solo en las horas centrales del día, y alcanzan unos pocos kilómetros tierra adentro (Pérez Cueva, dir., 1994: 67).

A grandes rasgos puede establecerse una nítida división de la circulación de vientos en la fachada mediterránea española a lo largo del año, de manera que si en otoño e invierno son dominantes los vientos de escala regional (circulaciones advectivas o de flujo), en primavera y, particularmente, en verano, el protagonismo principal corresponde a los vientos locales y periódicos de brisas (*vid.* Cuadro I y Figura 1a y b).

CUADRO I
DIRECCIÓN PRINCIPAL Y VELOCIDAD MEDIA DEL VIENTO
EN VERANO EN EL LEVANTE ESPAÑOL

	Junio	Julio	Agosto	Septiembre
Alicante. C. Jardín	SE (10,4)*	SE (9,9)	SE (10,4)	SE (10,6)
Valencia, Els Vivers	SE (8,7)	SE (9,0)	SE (9,2)	SE (7,8)
Castellón	SE (7,2)	SE (7,7)	SE (7,2)	SE (7,1)

Fuente: Elaboración propia a partir de los datos obtenidos del *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana (1961-1990)*. COPUT. Generalitat Valenciana.

* Entre paréntesis, se indica la velocidad media del viento (en Km/h).

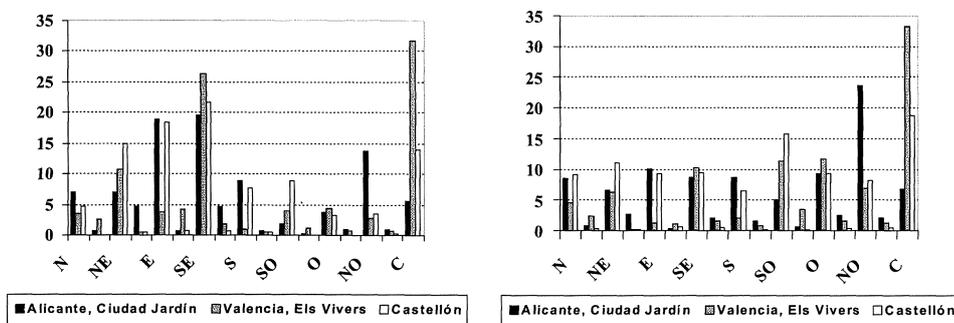


FIG. 1a y b.—A la izquierda (a), frecuencia de dirección de viento (en %) entre los meses de mayo y octubre. A la derecha (b), frecuencia de dirección de viento entre los meses de noviembre y abril. Se subraya la importancia de las calmas en ambos (C), y se aprecia la estacionalidad de soplo entre los vientos marinos de brisas de componentes E y SE (mayo-octubre) y los vientos sinópticos de dirección NO, O y SO (noviembre-abril). Elaboración propia a partir de los datos obtenidos del *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana (1961-1990)*. COPUT. Generalitat Valenciana.

Para que los fenómenos de brisa adquieran importancia es menester que los gradientes superficiales de presión resulten exigüos, ya que de otro modo el mecanismo de las brisas desaparece en beneficio de la circulación advectiva. Quereda y Montón (1994) han señalado que la circulación de brisas se desarrolla cuando el gradiente horizontal de presión no supera los 3 hPa/100 Km, situación habitual en el litoral mediterráneo español durante los meses cálidos del año.

Las circulaciones de brisa en el Levante español presentan los siguientes rasgos atmosféricos, sujetos a una variabilidad espacial en función de las características topográficas de cada sector del espacio litoral:

- Circuito de brisa marina —marinada o virazón— generalmente activo aproximadamente entre las 9:30 h (TMG) hasta las 21:00 a 22:00 h (TMG) en verano, y desde las 12:00 a 13:00 h (TMG) hasta las 17:00 a 18:00 h (TMG) en invierno; períodos de soplo de brisa de mar en torno a 12 horas durante el verano astronómico y entre 4 a 6 horas en invierno. Asimismo, si conforme avanza la primavera el período de duración de soplo de la marinada se alarga (lo hace entre 8 y 10 horas en primavera; entre las 10:00 a 11:00 h TMG hasta las 19:00 a 20:00 horas TMG), en el tránsito entre el verano y el otoño éste se acorta; no obstante, el promedio de duración del mecanismo de brisa marina en otoño resulta similar al de primavera.
- Vientos terrales que circulan durante la noche. Así, en invierno el terral, acoplado con el viento frío que drena desde las laderas de las montañas, cobra protagonismo, pues sopla durante la noche durante un período de tiempo muy superior a la marinada. Este patrón se invierte en verano, cuando el terral resulta ser generalmente débil y se deja notar durante muy pocas horas.
- Suele haber, por tanto, pequeños intervalos de tiempo, que reciben el nombre de períodos transitorios, entre la puesta en marcha de los dos circuitos de brisa (ciclo terral-marinada). Por ejemplo, en verano el terral generalmente cesa a las 7:00 u 8:00 h TMG, mientras la marinada no se dispara hasta las 9:30 h TMG; período transitorio entre 1,5 y 2,5 horas.
- Gradiente horizontal de temperatura superior a 3 °C entre la temperatura superficial del mar Mediterráneo (T_{sm}) y tierra fir-

me. La temperatura de disparo de la brisa varía entre 15 y 16 °C de enero y febrero a los 26 ó 27 °C de julio y agosto; este valor difiere en función de la Tsm.

- En cuanto a la dirección de disparo de la brisa, a la que influyen decisivamente factores como la variación anual en la declinación del sol, las características topográficas del terreno y el calentamiento eficaz de laderas, ésta presenta cambios estacionales. A grosso modo, en verano la marinada penetra con dirección ENE, E y SE, mientras lo hace con componente S o SSO durante el invierno.
- La evolución diurna de la rotación de la brisa (giro del viento: ciclónico, anticiclónico o mixto) varía sobremanera dependiendo de cada sector costero del Levante español, dada la importancia de las estructuras orográficas. Rosa Salvador y Millán Millán (1999) han llegado a la conclusión para Castellón que las brisas marinas presentan un giro ciclónico durante el día en los meses de invierno (de SSE a NE; en contra de un comportamiento típico de brisa, que debería adoptar un giro anticiclónico en virtud de la fuerza ejercida por Coriolis), mientras que a partir de mayo y hasta agosto adquieren rotación diaria anticiclónica. Otros investigadores han señalado para Barcelona que la evolución diaria del flujo marino se comporta según las agujas del reloj, de tal modo que la brisa se acopla más o menos paralela a la línea de costa (Redaño, *et al*, 1991).
- En los observatorios costeros, la velocidad media de la marinada es aproximadamente de 10 Km/h durante el semestre veraniego (abril-septiembre) y de 8 Km/h en los meses de invierno. Las ráfagas máximas de brisa marina, entre 20 y 35 Km/h, son más intensas en primavera. Las rachas máximas alcanzadas por el terral rondan los 10 a 15 Km/h en invierno.
- El espesor de la célula de circulación de la brisa en verano alcanza entre 1.500 y 2.000 m. Pese a la dificultad de determinarlo, el grado de penetración tierra adentro se sitúa, por término medio, sobre los 50 Km. Si bien, a favor de valles fluviales de disposición paralela al flujo de la marinada, la penetración de la brisa puede rebasar los 100 Km. Quereda y Montón (1994) han apuntado la posibilidad de que circulaciones intensas de brisa marina lleguen a penetrar 100 a 150 Km tierra adentro, con es-

pesores de 4 a 5 km en la vertical y velocidades medias entre 3 y 4 m/s.

Como se ha señalado, una cuestión de gran interés es la capacidad de penetración de la marinada tierra adentro y su influencia en la alteración de los rasgos térmicos e higrométricos de las tierras situadas en el interior. Hay que recordar que el rozamiento y la incurvación impuesta por la fuerza de Coriolis limita la capacidad de penetración hacia el interior de las brisas; de ahí que sea en las cercanías del Ecuador donde el fenómeno de la marinada alcanza mayor extensión superficial, puesto que al resultar prácticamente despreciable dicha fuerza aparente, las brisas no experimentan incurvación, y al ser su trayectoria rectilínea, pueden avanzar más. En el litoral mediterráneo tal extensión estaría facilitada por la existencia de relieves no muy pronunciados y la abundancia de pasos o pasillos orográficos entre éstos.

En este sentido, diversos estudios han puesto de manifiesto la penetración tierra adentro de la brisa en el litoral mediterráneo, durante el verano, más allá de 50 kilómetros desde la línea de costa, a favor de canalizaciones que experimentan estas circulaciones superficiales en corredores y valles formados por los aparatos fluviales. No es extraña la convergencia, durante el semestre comprendido entre abril y septiembre, del cuerpo marino vehiculado por la implantación de virazones intensos que acceden a las tierras interiores y el desarrollo de circulaciones de vientos de valle, que contribuyen a reforzar los frentes de brisa estables con sus formaciones nubosas asociadas (nubes del género *Cumulus*, *Alto-cumulus* y *Stratocumulus*).

En general, las circulaciones de brisa se asocian con situaciones de tiempo atmosférico estable: Tradicionalmente se ha destacado el aspecto bonancible de estos vientos periódicos; la mitigación de las oscilaciones térmicas y, por ende, la reducción de amplitudes mensuales y anuales y el efecto refrescante durante las jornadas cálidas del verano son efectos vinculados con el soplo de la brisa. Sin embargo, la génesis de células de brisa es, por su propia naturaleza, un proceso termoconvectivo de inestabilidad condicionada; esto es, el régimen de la brisa marina con la génesis de nubosidad y frentes de brisa es efecto de un proceso termodinámico con evolución pseudoadiabática del flujo superficial hasta los primeros 1.500-2.000 m donde prima la estabilidad anticiclónica de las capas medias y altas de la troposfera. Es así como se

entiende la aparición de nubosidad estratificada en niveles medios y bajos, característica de los frentes de brisa, que permanece unas horas en el horizonte para deshacerse posteriormente cuando la alimentación superficial de la marinada deja de funcionar. En este sentido, a comienzos de siglo Fontserè hablaba de «vientos estivales de convección» para referirse a la circulación intensa de virazones a lo largo de la costa de Cataluña⁴.

Recientemente se ha realizado una revisión de la importancia de las brisas como elementos destacados de la dinámica atmosférica regional en el litoral mediterráneo español. Así, Estrela y Millán (1994) han señalado la importancia del mecanismo de brisa marina-terral para la explicación de alteraciones en la circulación general de este espacio geográfico. En su propuesta de revisión del denominado «monzón ibérico» indican que las brisas dirigen el sistema circulatorio dentro de la baja ibérica formada en las tierras interiores de la península Ibérica, durante el verano. Además, destacan que el estudio de la intensidad y componente de las brisas ayudaría a conocer la capacidad de dispersión de contaminantes en el litoral mediterráneo; apreciación apuntada, asimismo, por Quereda y Montón (1998) en su análisis del escenario atmosférico de los contaminantes en el litoral mediterráneo.

Asimismo, junto al aspecto bonancible, de confort climático, de las circulaciones de brisa, no debe olvidarse que en relación con flujos superficiales de brisa pueden desarrollarse precipitaciones si permanecen restos de inestabilidad en las capas medias y altas de la troposfera. La circulación de marinadas puede desarrollar frentes de brisa inestables, con génesis de nubes de desarrollo vertical que culminan con precipitaciones en régimen de tormenta, en ocasiones de cuantía elevada.

De entrada puede señalarse que la precipitación relacionada con la formación de frentes de brisa inestables, durante los meses de julio y agosto, supone como media el 70 % de la lluvia total recogida en el Levante español en esta época del año, porcentaje que en algunas comarcas del interior se eleva prácticamente al 90 % (*vid. infra.*).

⁴ *Vid.* Fontserè, E. (1915): «Desarrollo de la brisa marina en el litoral de Barcelona», *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes*, tercera época, vol. XI, Barcelona, pp. 453-454. Miguel Cuñat, E. (1928): «Generalidades de las brisas», *Anales de la Sociedad Española de Meteorología*, vol. II, Madrid, pp. 93-102.

Tipología de los frentes de brisa en el Levante español

Un frente de brisa es una línea de convergencia que separa un cuerpo de aire⁵ cálido y húmedo superficial, que avanza tierra adentro vehiculado por las circulaciones locales de brisa marina, y un cuerpo de aire interior de naturaleza térmica e higrométrica distinta. Se forma, de este modo, una discontinuidad de separación entre el cuerpo de aire cálido y húmedo mediterráneo, de desarrollo superficial con escaso espesor —entre 1.500 y 2.000 metros—, que se renueva además constantemente merced al funcionamiento diurno de la célula de brisa, y otro cuerpo de aire embalsado en el interior, cuyo denominador es el de compartir idéntica dirección y propiedades que la masa atmosférica suprayacente en capas medias y altas de la troposfera. Es de notar que este remanente de aire interior que formaliza la línea de convergencia junto al aire de brisa, participa también de la puesta en funcionamiento de brisas de valle y ladera, inducidas igualmente por inercia térmica. Generalmente, el aire de interior, con exiguo grado higrométrico, se ve enriquecido en humedad en el momento en que la marinada colmata, aprovechando los pasillos transversales que se configuran entre los relieves levantinos, las cubetas y hondonadas de interior, contagiando así con un aporte suplementario de tensión de vapor al aire cálido interior. Un rasgo importante que define al frente de brisa es el calendario de aparición, que transcurre entre los meses de abril y octubre. Lógicamente, este período de afección, desarrollado durante los meses cálidos del año, no resulta caprichoso, pues responde a una cuestión a tener presente con el fin de comprender el comportamiento de este fenómeno atmosférico: es durante el semestre indicado cuando la ma-

⁵ A la hora de analizar las celdas o células de brisa en la cuenca occidental del Mediterráneo resulta particularmente idónea la expresión «cuerpo de aire» (*Luftkörper*), propuesta a comienzos del siglo xx por los meteorólogos alemanes Linke y Dinies, definidos como el conjunto de elementos climáticos observados en las capas bajas de la atmósfera, en contraposición a la «masa de aire» (*Luftmassen*) de Bergeron que requería para su análisis conocimientos de la alta atmósfera. Empleado por P. Kunow en su obra sobre *El clima de Valencia y Baleares* (1966), no tuvo apenas efecto en la climatología europea y española. Las células de brisa en el Mediterráneo occidental, al formar un circuito que queda limitado en los primeros 1.500 m de altitud, por término medio, se alimentan de un colchón de aire marítimo cuyos rasgos definidores quedan confinados en los bajos niveles de la troposfera. El presente trabajo apuesta decididamente por el manejo de la expresión cuerpo de aire, para el estudio de las circulaciones de brisa en sus diferentes modalidades (marina, terral, valle, ladera y montaña).

rinada cobra verdadero protagonismo, el virazón alcanza mayor fuerza e intensidad en su soplo y, lo más interesante de todo, adquiere mayor grado de penetración tierra adentro (*vid. infra.*). Todo ello juega en favor para que el cuerpo de aire superficial con origen en la región-manantial del Mediterráneo (aire supramediterráneo; cálido, húmedo y con abundantes núcleos de condensación) pueda ponerse en contacto con el aire de interior y, por consiguiente, acabe por formalizar una línea de convergencia y discontinuidad que recibe la denominación en terminología meteorológica y climática de frente de brisa.

La Figura 2 ilustra sobre la formación de la célula diurna de marinada y el desarrollo de un frente de brisa como línea de discontinuidad atmosférica.

En el proceso de frontogénesis que configura un frente de brisa participan dos cuerpos de aire:

a) *Cuerpo de aire marino*: tiene su región manantial en las cálidas aguas del Mediterráneo. Debe recordarse que frente a las costas del Le-

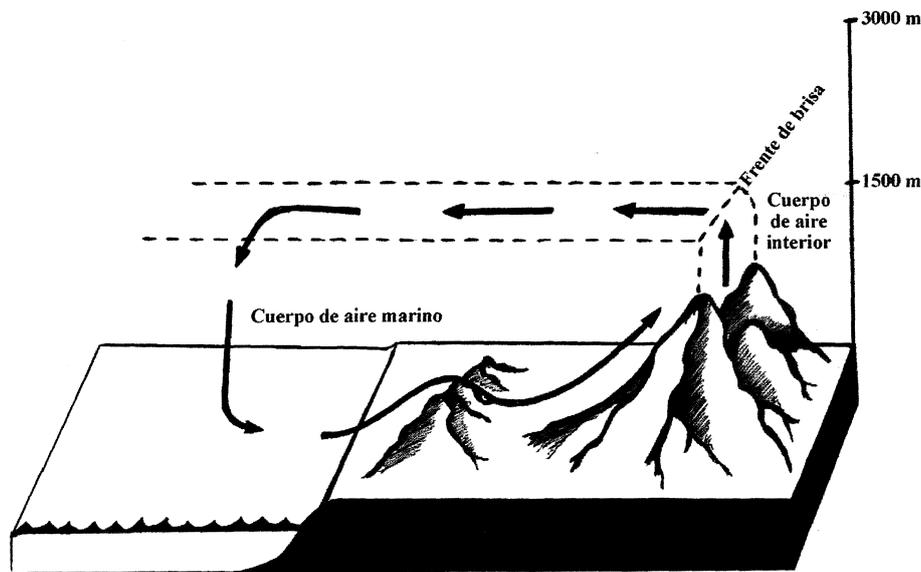


FIG. 2.—Esquema de formación de la célula diurna de brisa marina y el desarrollo de un frente de brisa (*frontogénesis*) debido al enfrentamiento entre un cuerpo de aire marino y otro interior. Nótese que la barrera orográfica más elevada actúa de consumo a la hora de separar ambos cuerpos de aire y, por ende, formalizar por convergencia el frente de brisa, que finalmente queda anclado a la alineación de relieves interiores.

vante español (mar de Argel y mar Balear) se concentran los valores más elevados de temperatura superficial del mar (Tsm) de toda la cuenca del Mediterráneo Occidental en la mitad cálida del año, con isotermas medias que oscilan entre 26.5 °C en el mes de septiembre y 17.5 °C-18.5 °C en los meses de mayo y octubre respectivamente. El cuerpo de aire que se sitúa en verano sobre este mar de aguas cálidas recibe un aporte importante de humedad que se transfiere a las tierras del litoral mediante el circuito de brisas. La humedad relativa media del aire en los principales observatorios meteorológicos costeros de la fachada mediterránea peninsular no desciende del 60 % durante el semestre que transcurre entre mayo y octubre.

La diferencia térmica y, en definitiva, de presión atmosférica en la escala local (tierra-mar) activa la célula de brisa que presenta las siguientes pautas: 1) Soplo de la marinada en superficie; 2) Ascenso o convección de este aire en el interior, fusionándose a las brisas que operan sobre las laderas de solana o friccionando contra los primeros obstáculos orográficos prelitorales; 3) Flujo marino de retorno en altitud (contrabrisa) y, por último, 4) Circuito cerrado bajo un descenso del aire en el mar y unión con la brisa marina que sopla en superficie.

El espesor del cuerpo de aire marino rara vez excede los 1.500-2.000 m. Se trata, por tanto, de un colchón de aire superficial que avanza tierra adentro y se enfrenta al cuerpo de aire situado en las tierras del interior.

Es de notar que, en virtud del escaso espesor de este cuerpo de aire, el desarrollo horizontal de la célula de brisa marina diurna depende en gran medida de la disposición del relieve. Generalmente, el frente de brisa (convergencia o discontinuidad entre el aire marino y de interior) queda anclado a las principales barreras montañosas, ya que éstas delimitan perfectamente la separación entre unas cubetas y otras más interiores.

Sobre el eje principal de la línea de relieves donde se sitúa el frente de brisa, es decir, allí donde convergen la brisa marina, de valle y ladera, y, por otro lado, donde este cuerpo de aire superficial marino ve dificultado el acceso a otras cubetas más interiores, se generan virulentas corrientes de viento rotacionales (ascenso-descenso), que devienen en la formación de nubosidad. Los tipos de nubes generadas, estratiformes o cumuliformes, dependen de las condiciones atmosféricas existentes

sobre la columna atmosférica; las primeras denotan estabilidad; las segundas se generan en frentes de brisa inestables.

Dependiendo del grado de penetración de este cuerpo de aire marino, el frente de brisa se podrá situar más o menos tierra adentro. En este sentido, si la circulación mesoescalar de brisa resulta débil, el frente de brisa generalmente coincide con las primeras líneas de relieves prelitorales. En cambio, si la marinada resulta intensa y consigue sobrepasar los umbrales montañosos que separan unas cubetas de otras, el frente de brisa quedará anclado al cingulo montañoso más interior.

Este colchón de aire marino superficial, que reduce además muy claramente la visibilidad, pierde grado de protagonismo con el avance del día, puesto que el diferencial térmico tierra y mar se reduce significativamente y el sople de la brisa marina cesa. De manera que la génesis de un «frente de brisa» es un proceso matinal, mientras que el proceso de frontolisis (disipación de la cobertura nubosa generada) tiene lugar a últimas horas de la tarde.

b) *Cuerpo de aire interior*: que se caracteriza, sobre todo, por su menguado grado de humedad y por su mayor temperatura durante las horas centrales del día. Este cuerpo de aire interior es muy sensible a las condiciones de estabilidad o inestabilidad existentes en las capas medias y altas de la columna troposférica. En virtud de ello se justifica la génesis de diferentes tipos de frentes de brisa, —estable e inestable—, analizados a continuación (*vid. infra.*). De manera que si el aire de niveles medios y altos de la troposfera es tropical y, por tanto, cálido y subsidente, se desarrolla un «frente de brisa estable» o inactivo, mientras que si este cuerpo de aire es reemplazado por la proyección de aire polar, la exageración de gradiente térmico estático en la vertical (contraste térmico entre la capa geográfica, con elevadas temperaturas, y el aire frío en niveles superiores) se traduce en la formación de un «frente de brisa inestable» o activo.

Sobre este cuerpo de aire situado sobre las tierras interiores juegan un papel relevante los factores térmicos locales en el mecanismo de disparo de brisas autónomas de valle y ladera. En general, el flujo de aire de interior se dispone en dirección contraria al avance del colchón de aire cálido y húmedo superficial vehiculado por las circulaciones mesoescales de brisa marina. Cuando el frente de brisa es inestable y sobre él se desarrolla nubosidad convectiva, las nubes asociadas a esta lí-

nea de convergencia viajan hacia la costa regidas por el flujo superior del oeste⁶, contrario a la dirección de la brisa marina superficial. Este enfrentamiento en dirección de ambos flujos laminares de viento induce a una progresiva realimentación de calor y humedad del frente de brisa, aunque generalmente la efectividad pluviométrica se desvanece gradualmente conforme las nubes avanzan hacia el espacio litoral. Las brisas de valle y ladera, que operan en el seno del cuerpo de aire de interior, pueden incrementar su carga higrométrica si se contagian del aporte de vapor de agua de la marinada, una vez ésta ha conseguido colmar las cubetas más aisladas y continentalizadas de las tierras interiores.

Como se ha señalado, son dos los tipos de enfrentamiento que pueden desarrollarse en relación con el soplo de la brisa marina y su penetración tierra adentro en el litoral mediterráneo español: el frente de brisa estable, de verano o inactivo y el frente de brisa inestable, perturbado o activo. El primero configura una «línea atmosférica paisajística», puesto que origina una línea de nubosidad de evolución característica de los relieves prelitorales durante el verano; el segundo actúa como «línea de cizalladura» y se resuelve con precipitaciones que llegan a ser importantes.

A la hora de matizar el papel de las brisas en la formación de estas líneas de discontinuidad y convergencia, resultaría importante poder determinar el comportamiento de otros parámetros atmosféricos, tales como la estructura vertical de la circulación de brisa, evolución temporal y estructura espacial de la capa límite interna térmica, etc., cuestiones poco conocidas hasta el momento puesto que se requeriría la realización de campañas experimentales y simulaciones específicas realizadas con modelos numéricos de mesoescala (Salvador y Millán, 1999; Scorer, 1997). No obstante, a la hora de reconocer y clasificar la línea de convergencia formada en uno de los dos tipos de frentes de brisa, estable o inestable, inactivo o activo, es suficiente con descifrar el estado de la atmósfera en capas medias y altas de la troposfera. Se justifica así que, si

⁶ Vid. Olcina Cantos, J. y Miró Pérez J. (1998): «Influencia de las circulaciones estivales de brisa en el desarrollo de tormentas convectivas», en *Papeles de Geografía*, n.º 28, Departamento de Geografía, Universidad de Murcia, Murcia, pp. 130 y Azorín Molina, C. (2002): «La formación de frentes de brisa activos en la comarca alicantina del Alto Vinalopó. El episodio atmosférico de 27 de abril de 2001», en *Investigaciones Geográficas*, n.º 29, Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, Alicante, pp. 118-119.

sobre el colchón de aire cálido marino descansa en altitud un cuerpo de aire tropical, cálido y subsidente, el frente de brisa será estable e inactivo pues los ascensos se verán limitados. En cambio, si irrumpe una masa polar, el frente de brisa resultará inestable, ya que habrá desaparecido la línea de inversión impuesta por el aire tropical y se habrá generado una exageración de gradiente en la vertical; síntoma primero de inestabilidad.

FRENTE DE BRISA ESTABLE, INACTIVO O FRENTE DE BRISA «PAISAJÍSTICO»

El aire tropical que accede a la península Ibérica y cuenca del Mediterráneo Occidental cobra protagonismo durante el verano astronómico, merced a la dilatación del cinturón de altas presiones subtropicales. Como quiera que la brisa marina resulta ser un fenómeno atmosférico local que opera con un mayor grado de ocurrencia durante los meses de verano, se justifica la preponderante aparición de frentes de brisa estables o inactivos⁷ durante los meses de julio y agosto (*vid.* Figura 3). Además, la estabilidad del frente de brisa se refuerza durante el período canicular, pues durante este tiempo se produce una inflexión a la baja en la duración, intensidad y penetración hacia el interior de la brisa. Con ello, se justifica la estabilidad del frente de brisa, pues si bien el aire tropical por una parte limita los ascensos térmicos operados en el interior e inhibe la formación de nubes enérgicas, el escaso recorrido y grado de penetración del virazón hacia cubetas del interior impide además el aporte suplementario de humedad bajo fusión de la brisa marina con la de ladera, reduciendo ambos mecanismos atmosféricos el desarrollo explosivo de un frente nuboso activo en el interior.

Con situaciones atmosféricas que desarrollan frentes de brisa estables, inactivos o «paisajísticos», la escena sinóptica que gobierna la península Ibérica y la cuenca del Mediterráneo Occidental presenta una circulación caracterizada por el dominio de la circulación anticiclónica en las capas medias y altas de la troposfera y la instalación de las

⁷ Se adjetiva al frente de brisa de inactivo en función de su incapacidad para dejar precipitaciones, ya sean de carácter sólido o líquido. Se dice, entonces, que el frente de brisa estable es desde un punto de vista pluviométrico inactivo.

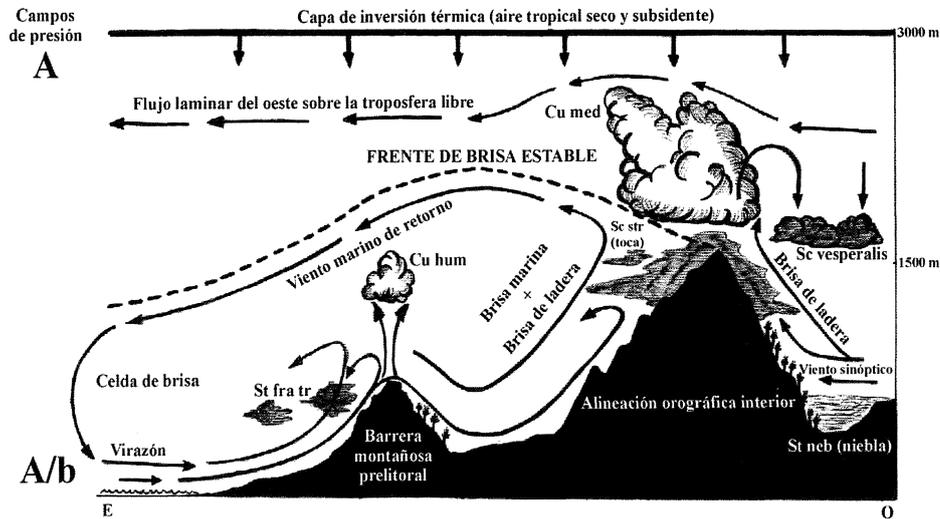


FIG. 3.—Esquema de los elementos atmosféricos y meteoros asociados al desarrollo de un frente de brisa estable, inactivo o «paisajístico». Se indican los campos de presión presentes en superficie y altitud.

células de brisa —marina, de ladera o de valle— en superficie. No obstante, los campos de presión en superficie pueden presentar tres tipos básicos:

- *Anticiclón de las Azores prolongado en dorsal hacia Europa Occidental y el Mediterráneo Occidental.* En niveles bajos de la columna atmosférica se instala una configuración de alta presión (alta subtropical de las Azores) que abraza bajo su radio de acción buena parte de Europa Occidental y la cuenca del Mediterráneo, a modo de reflejo de las condiciones estables de altitud.
- *Baja térmica sobre el centro peninsular.* La depresión térmica peninsular, conocida como «baja meseteña», rige en estas jornadas la dinámica atmosférica en los niveles bajos. Es una situación muy habitual en los veranos ibéricos y generalmente el pequeño núcleo de baja presión está rodeado de un talweg barométrico que se extienden desde el norte de África hacia el territorio ibérico. Además, debe tenerse presente que la baja tér-

mica en superficie se encuentra invertida en altitud⁸. En consecuencia, los campos de presión no son coincidentes entre superficie y altitud, por lo que se crea un nivel de inversión entre ellos merced a las altas presiones de altitud, que acotan en forma de tapadera los ascensos e inhiben el crecimiento de nubes. En estos casos, el anticiclón de Azores, típico del verano en latitudes ibéricas, se retira hacia el Atlántico Oriental, afectando sólo bajo su radio de acción a las costas occidentales de la península Ibérica.

- *Pantano barométrico o marasmo en la cuenca del Mediterráneo Occidental.* El rasgo destacado de esta configuración de superficie es la práctica ausencia de isobaras en la escena sinóptica comprendida entre la península Ibérica y la Itálica. En consecuencia, el gradiente de presión en la horizontal o gradiente barométrico resulta despreciable y, lógicamente, las isobaras en superficie presentan valores próximos a la presión normal (1.016 hPa) y carecen de sentido definido. Durante estas jornadas el alta de Azores se retira al Atlántico Oriental, mientras toda la península Ibérica y cuenca del Mediterráneo Occidental se envuelven en un marasmo barométrico con presencia de una o, a lo sumo, dos isobaras que recorren las tierras ibéricas y la cuenca occidental mediterránea.

En estas jornadas la nubosidad se resuelve con la aparición de nubes escasas que mínimamente interfieren el valor de la fracción de insolación diaria. Aparecen representadas, básicamente, dos familias de nubes: nubes bajas y nubes del género *Cumulus* de escaso desarrollo vertical, que se asocian al soplo de las circulaciones mesoescalares de brisas, marina y ladera, así como al enfrentamiento bajo la línea de convergencia del propio frente de brisa estable.

El soplo de la marinada favorece la condensación del vapor de agua de origen marino que, además, enriquecido por abundantes partículas salinas que actúan como núcleos de condensación o englamamiento, da

⁸ La inversión de la baja térmica coincide más o menos con el desarrollo máximo en altitud del colchón de aire cálido marino, que recircula constantemente en virtud de los mecanismos que gobiernan la célula de brisa. Entonces, sobre las topografías absolutas de 850 y 700 hPa, es decir, entre 1.500 y 3.000 metros, la baja térmica cede protagonismo a la dorsal de altas presiones.

lugar a la aparición de nubes bajas: *Stratus fractus translucidus*. Junto a estas nubes, que alternan con grandes claros sobre un ambiente atmosférico sumamente enturbiado debido al elevado grado higrométrico del cuerpo de aire marino, la penetración tierra adentro de la marinada puede acabar por insuflar de humedad a las brisas de ladera que funcionan sobre las vertientes caldeadas de solana, desnudas de vegetación, de los relieves prelitorales y barreras orográficas del interior. Este suplemento de humedad que aporta la marinada a las circulaciones de brisa de ladera puede dar origen a la formación de nubes bajas más compactas, concretamente bancos de nubes adosadas en forma de toca o montera de *Stratocumulus stratiformis* sobre los principales obstáculos montañosos prelitorales y del interior. En la región valenciana son característicos los «capells» (sombreros) estivales que se anclan en las sierras del Cabeço d'Or, Puig Campana, Bernia, Montgó, Monduver, Desert de Les Palmes, etc.

Asimismo, es de notar que el régimen de brisa marina, además de poder fusionarse con las brisas de interior e inducir a la formación de nubosidad estratiforme, repercute de forma notable en los valles, cubetas, depresiones y hondonadas del interior. No obstante, el que opere un proceso de condensación sumamente copioso sobre las tierras de interior durante las noches de plena canícula tiene como causa atmosférica principal la colmatación de la brisa marina sobre la cubeta interior el día de antes a su formación. Entonces, a favor de condiciones de calma sobre la columna troposférica y teniendo en cuenta que la brisa de tierra o terral que sopla por enfriamiento nocturno pierde importancia tanto en duración como en intensidad durante las noches de verano⁹, llegando incluso a no soplar, el vapor de agua embalsado en las hondonadas interiores acaba por condensarse en forma de densos bancos de niebla (*Stratus nebulosus*), algunas neblinas y abundante rocío formado sobre las superficies frías¹⁰. Conviene indicar que, a diferencia de las persistentes nieblas de invierno, estos estratos bajos que cu-

⁹ A la brisa de tierra o terral, que sopla durante la noche con dirección contraria a la circulación de brisa marina, es decir, de tierra a mar, se le atribuye el papel de inhibir la condensación y de desplazar los bancos de niebla hacia el espacio costero o interior del mar (Scorer, 1997: 377).

¹⁰ En la región del sureste ibérico, el proceso de condensación operado en forma de rocíos, neblinas y nieblas puede llegar a representar un serio alivio para los cultivos y vegetación, ante la rigurosa sequedad veraniega que caracteriza el ambiente.

bren las depresiones de interior se difuminan y levantan fácilmente del suelo con los primeros rayos de sol.

Por último, en torno a la línea de convergencia o de discontinuidad que representa el frente de brisa estable, los ascensos verticales del aire, en función de corrientes térmicas que se deslizan a través de laderas (brisa de ladera) y de los efectos friccionales inducidos por el choque de la marínada con los relieves que bordean el litoral del Levante español, determinan la aparición de cúmulos de buen tiempo al mediodía y durante las primeras horas de la tarde: *Cumulus fractus*, *Cumulus humilis* y *Cumulus mediocris* (vid. Foto 1). La proyección de aire tropical en niveles medios y altos de la columna troposférica, cálida y, por ende, subsidente, impide la evolución de estas nubes hacia estadios más desarrollados. Todas estas nubes de buen tiempo, del género *Cumulus*, son nubes madre de otros géneros y especies, pues a últimas horas de la tar-

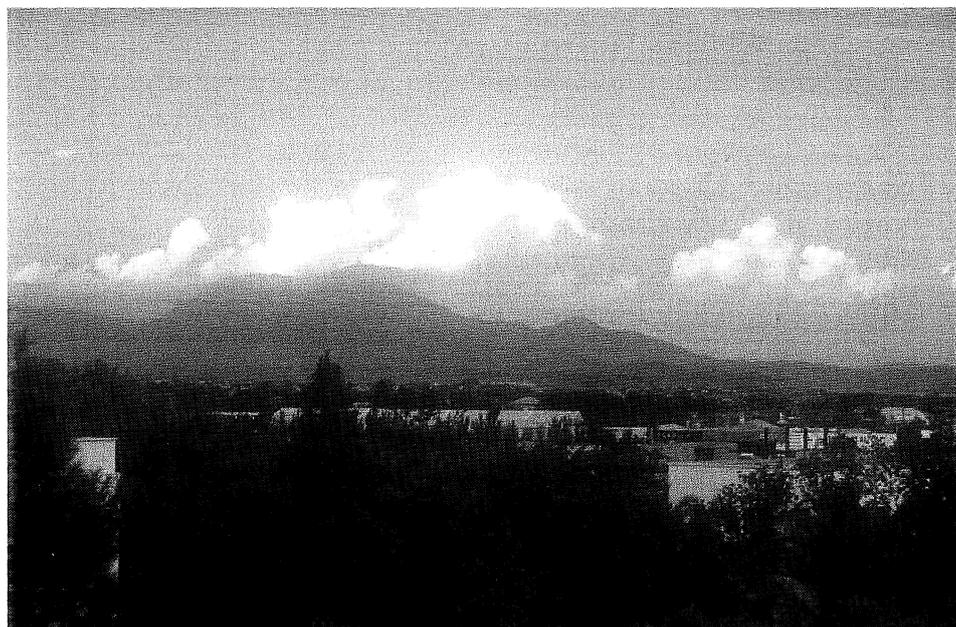


FOTO 1.—Los frentes de brisa estables sitúan cúmulos de buen tiempo sobre la orla de relieves de las comarcas de interior del Levante español, generando una banda nubífera paisajística, típica del verano en esta región del litoral mediterráneo. Alicante (Campo de Alicante), 26 de julio de 2003, 18 h (TMG).

de sus tímidas cimas protuberosas se deprimen, se achatan al no poder ascender y acaban por soldarse unas nubes junto a otras, dando lugar a la aparición de un nuevo género nuboso, el *Stratocumulus vesperalis*, indicio de que el tiempo atmosférico se encuentra regido por condiciones de estabilidad meteorológica.

La imagen 1 muestra la instalación de un frente de brisa estable sobre las áreas montañosas de Castellón, Valencia y Alicante. A mediodía y a favor de condiciones atmosféricas de estabilidad (dorsal de aire tropical marítimo en las capas medias y altas de la troposfera), la celda de brisa generada desarrolla nubosidad de tipo medio y bajo sobre los relieves del Levante español (Maestrazgo, sector Ibérico valenciano y Prebético alicantino). A partir de las 17 h. (TMG) el frente de brisa estable se deshace originando nubosidad de tipo bajo y de rasgos filamentosos.

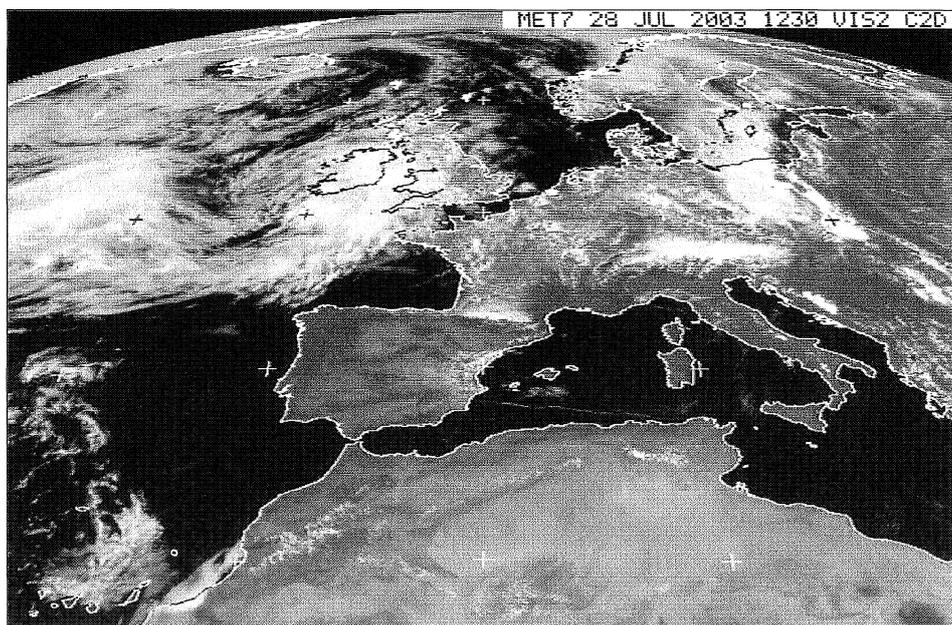


IMAGEN 1.—Imagen visible. Frente de brisa estable sobre el Levante español. Meteosat 7. 28 de julio de 2003 (12,30 h TMG).

FRENTE DE BRISA INESTABLE, PERTURBADO O LÍNEA DE CIZALLADURA
ACTIVA

La sustitución del nivel de inversión térmica de aire tropical por la penetración de aire frío en capas altas inestabiliza la atmósfera, es decir, favorece el desarrollo de nubosidad convectiva en torno al frente de brisa conformado por enfrentamiento entre el cuerpo de aire marino y de interior (*vid.* Figura 4). La formación de los frentes de brisa activos conoce dos épocas principales: 1) Una principal, que transcurre desde la segunda quincena de abril hasta finales de junio, y 2) Un segundo período, secundario éste, que se desarrolla entre la segunda quincena de agosto y la primera de septiembre.

El período equinoccial que transcurre entre abril y junio y en menor medida el tránsito entre el estío y el otoño (meses de agosto y septiembre), representan dos épocas de alternancia entre la invasión de masas de aire tropical y polar¹¹. No obstante, entre estos dos picos de máxima frecuencia, las jornadas primaverales de abril, mayo y junio conocen la llegada, con mayor asiduidad, de masas de aire polar, lo que erige a esta época como aquella donde se concentra el mayor número de situaciones atmosféricas con desarrollo de frentes de brisa inestables. Además, el mayor grado de protagonismo, tanto en intensidad como en penetración hacia el interior, del régimen de brisa marina entre los meses de abril y junio, se alía en beneficio de la formación de frentes de brisa inestables durante esta época del año.

El análisis de las situaciones sinópticas que acompañan al estallido y formación de frentes de brisa perturbados sobre el Levante español revela el enorme paralelismo existente entre las configuraciones isobáricas para un fenómeno de frente de brisa estable y para otro inestable. Exceptuando la situación de anticiclón en superficie, causa del debilitamiento de las corrientes térmicas de ascenso, escenarios sinópticos dominados por bajas presiones relativas, bajas térmicas y marasmos de-

¹¹ Ambos picos de máxima frecuencia en la formación de frentes de brisa inestables (abril-junio y agosto-septiembre) coinciden con una época del año, el tránsito estacional entre primavera-verano y estío-otoño, en la que los procesos de reajuste energético planetario son intensos sobre latitudes medias. En virtud de ello, se justifica la alternancia dispar en el juego de masas de aire sobre la escena sinóptica peninsular, con irrupción de cuerpos de aire frescos-fríos a través de vaguadas y valles planetarios y proyección de lenguas de aire cálido sobre dorsales y crestas anticiclónicas.

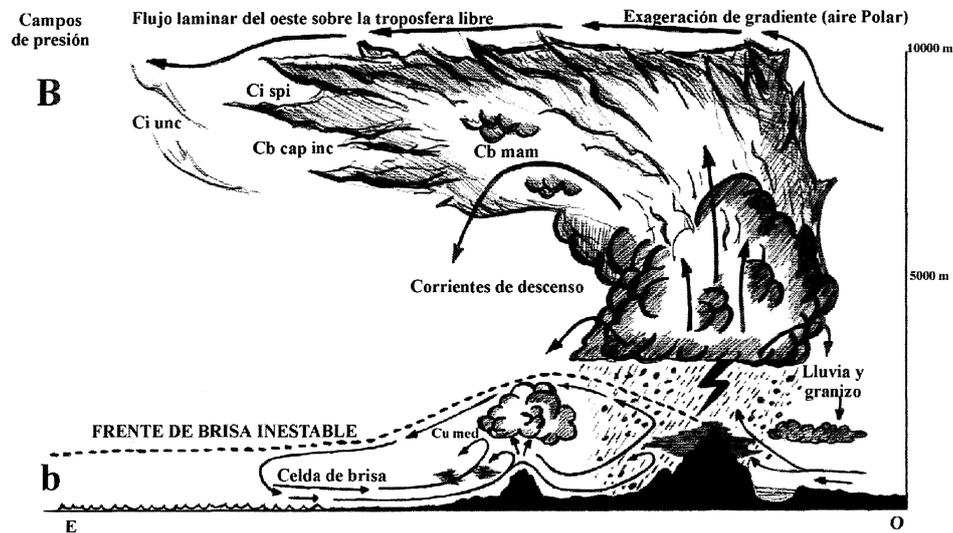


FIG. 4.—Esquema de los elementos atmosféricos y meteoros asociados al desarrollo de un frente de brisa inestable, perturbado o activo. Se indican los campos de presión presentes en superficie y altitud.

finen el catálogo de situaciones que se presentan en superficie para la formación de frentes de brisa activos, ya que con ellas está garantizado el funcionamiento de los circuitos de brisas y, por ende, de la termoconvección.

Para que se genere un frente de brisa activo se requiere, aunque no necesariamente, la transgresión de isohípsas e isotermas en forma de vaguada o valle planetario, de manera que el sector de salida de vientos (sector de ataque de la onda o área de mayor advección de vorticidad) se ubica sobre la mitad oriental de la península Ibérica. De este modo, la situación atmosférica resulta inestable, pues la conjunción de aire anormalmente frío en capas medias y altas de la troposfera, unido al colchón superficial de aire cálido y húmedo supramediterráneo aportado por las circulaciones de brisas, deviene en una fuerte exageración del gradiente térmico estático en la vertical, que incluso llega a exceder el valor de $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (gradiente supraadiabático). Ello lleva aparejada una intensa condensación, que se resuelve con el crecimiento de gigantescas nubes cumuliformes, de desarrollo vertical, en la línea de cizalladura que representa el frente de brisa inestable.

No es necesario la presencia de vaguadas profundas en la troposfera media y alta para que se desarrollen, en verano, sobre el litoral mediterráneo, frentes de brisa inestables de gran actividad; basta con meras ondulaciones —ondas cortas— causadas por expansiones de aire polar hacia latitudes ibéricas para que estas discontinuidades se desarrollen y puedan desembocar en jornadas tormentosas. Es frecuente que estas pequeñas vaguadas coincidan con el desarrollo de dorsales sobre la cuenca occidental del Mediterráneo (situaciones mixtas vaguada/cresta), de manera que el litoral mediterráneo español queda bajo el área de enlace de ambas figuras sinópticas.

En estas jornadas, suele ser común que la predicción meteorológica infravalore las consecuencias atmosféricas que puede traer consigo la formación de frentes de brisa inestables, puesto que el juego de condicionamientos de escala local puede enmascarar el verdadero desarrollo de núcleos tormentosos de fuerte inestabilidad que llegan a precipitar aguaceros puntualmente intensos, generalmente de carácter disperso y aislado.

La nubosidad vinculada al estallido de un frente de brisa inestable muestra un dominio de nubes cumuliformes frente a las de tipo estratiforme, comunes en los frentes de brisa estables. En las jornadas con formación de frentes de brisa inestables las primeras horas de la mañana suelen caracterizarse por la existencia de cielos despejados; no obstante, el ambiente atmosférico normalmente resulta enturbiado a primeras horas, con visibilidad no muy buena, debido a que el proceso de condensación ha podido operar copiosamente en forma de bancos de niebla (*Stratus nebulosus*) y algunas neblinas sobre hondonadas y cubetas interiores. Esta copiosa condensación favorece la aparición de las primeras formaciones nubosas sobre la bóveda celeste (*Stratocumulus stratiformis* y *Stratocumulus castellanus*), a las que sigue la aparición de tímidas nubes cumuliformes en torno al frente de brisa principal, que se anclan sobre las barreras orográficas del interior horas antes del mediodía (*Cumulus fractus* y *Cumulus humilis*). El hecho de que la discontinuidad principal se localice sobre las alineaciones montañosas de interior no es casual, puesto que tanto los mecanismos de convección térmica, animados por el intenso calentamiento del cuerpo de aire en contacto con la superficie de tierra, y forzada¹², debidos al choque y dis-

¹² Además de la propia convección térmica, debida al intenso caldeoamiento diurno del substrato, también opera una convección forzada, mecanismo atmosférico que resulta del

paro en la vertical de circulaciones horizontales de viento (brisas), resultan ser mucho más vigorosos e intensos en comparación a los que operan sobre las primeras barreras orográficas litorales. Aun así, una vez que entran en juego la brisa marina, la brisa de ladera y los propios mecanismos de convección térmica sobre las montañas más próximas al espacio litoral levantino, suele generarse un frente de brisa inestable secundario sobre la barrera montañosa litoral, sobre el cual se desarrolla nubosidad convectiva del género *Cumulus*, siendo común la aparición de las especies *fractus*, *humilis* y *mediocris*, y menos frecuente el crecimiento de *Cumulus congestus*.

En cambio, en las barreras orográficas interiores, donde se ancla el frente de brisa activo principal, el protagonismo corresponde al crecimiento de gigantescos *Cumulus* y *Cumulonimbus* (vid. Fotos 2 y 3), de



FOTO 2.—Nubosidad convectiva (*Cumulus congestus*) asociada al desarrollo de un frente de brisa inestable. Villena (Alto Vinalopó, Alicante), 17 de junio de 2003, 15,15 h. (TMG).

choque de la marinada en su penetración tierra adentro con los relieves prelitorales y barreras orográficas de interior. No obstante, este choque deviene en una fricción del aire cálido y húmedo en superficie, que se traduce a la par en un disparo repentino en la vertical de este cuerpo de aire, de por sí inestable.



FOTO 3.—El juego conjunto de brisas marinas y de ladera en superficie, unido a la irrupción de coladas de aire anormalmente frío en capas medias y altas de la columna troposférica, constituyen la materia prima principal en la génesis de situaciones potencialmente convectivas en torno al frente de brisa inestable. Cumulonimbus capillatus incus descargando un chubasco (praecipitatio) en las tierras interiores de Alicante (Alto Vinalopó), 17 de junio de 2003, 16,30 h. (TMG).

bases sombrías, sectores centrales algodonosos (chimenea) y porciones superiores heladas que en forma yunque (*Cumulonimbus capillatus incus*) extienden un penacho de nubes medias y altas (*Cirrus uncinus*, *Cirrus spissatus* y *Altostratus translucidus*) que vela completamente el espacio celeste hasta las tierras más próximas al litoral.

Mientras tanto, la enérgica nubosidad convectiva arracimada en torno al frente de brisa inestable de interior, muchas de ellas formadas a partir de nubes estratificadas en bajos niveles, del género *Stratocumulus* (*Cumulus* y *Cumulonimbus stratocumulogénitus*), son causa de la precipitación de fuertes chubascos, que se acompañan a menudo de granizadas de funestas consecuencias para el campo. No falta, además, la aparición de tocas o monteras de *Stratocumulus* adosadas a los principales relieves, la formación de estratos bajos (*Stratus fractus*) so-

bre la misma celda de brisa, avanzando en dirección contraria al desplazamiento de la tormenta, es decir, desde la costa hacia el interior, y el desarrollo de algunos bancos de *Stratocumulus vesperalis* o *Stratocumulus cumulogénitus* (formaciones nubosas de amplia base, extendida en la horizontal y con cimas achatadas) con la llegada del oca-so. Esta última formación nubosa no es tan frecuente con el desarrollo de líneas frontales de brisa activas, y es por tanto más característica de los frentes paisajísticos donde la inversión impuesta por las altas presiones en niveles medios y altos acota los ascensos y genera nubosidad estratificada. Aunque siendo menos frecuente, el proceso de frontolisis, al que acompaña corrientes de desplome en el seno de los *Cumulonimbus*, es causa también de la aparición de *Stratocumulus vesperalis*.

Los cuadros adjuntos resumen los modelos sinópticos relacionados con el desarrollo de frentes de brisa en el Levante español y esquematizan los estadios nubosos y meteoros asociados a cada uno de ellos (*vid.* Cuadro IIa y b).

La importancia pluviométrica estival de los frentes de brisa inestables

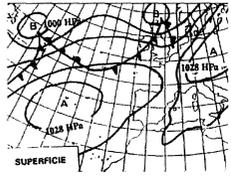
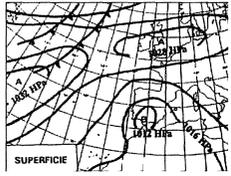
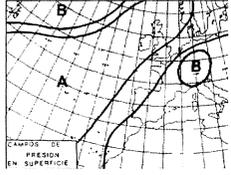
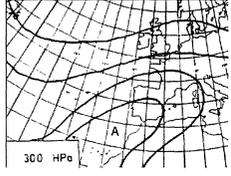
La segunda quincena de junio marca el inicio del hiato pluviométrico estival en gran parte de los territorios ibéricos. La ganancia de latitud del área de subsidencia subtropical reduce la frecuencia de llegada de ondas de aire polar y ártico (borrascas y frentes asociados en superficie) a la península Ibérica. Si éstas tienen lugar limitan su área de influencia a la fachada cantábrica y los Pirineos.

No obstante, en los meses centrales del verano (julio y agosto) llueve, y en ocasiones de forma destacada, particularmente en comarcas de montaña e interior. No parece, pues, oportuno mantener la idea, ampliamente difundida entre los tratadistas del clima de España, del carácter bonancible del verano ibérico: en verano, en la península Ibérica, hace más calor, pero no hay tranquilidad atmosférica. Las tormentas estivales, mal llamadas «tormentas de calor» requieren siempre condiciones de inestabilidad atmosférica para su formación, al margen de que condiciones locales —esencialmente vinculadas con el relieve— pueden favorecer su génesis e intensidad.

La fachada mediterránea no es una excepción y como se ha indicado (*vid. supra*) la formación de frentes de brisa inestables tiene un papel

CUADRO II(a)

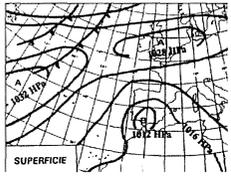
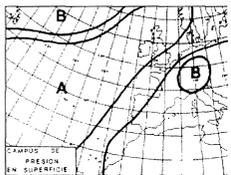
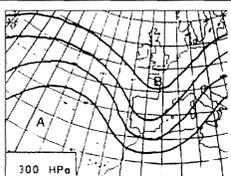
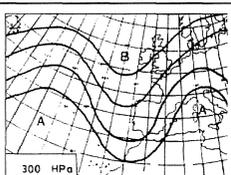
RASGOS ATMOSFÉRICOS ASOCIADOS A UN FRENTE DE BRISA ESTABLE, INACTIVO O «PAISAJÍSTICO»

		Escena sinóptica	Estadíos nubosos	Otros meteoros
Frente de brisa estable (julio-agosto)	Superficie	 <p>Anticiclón o Cuña anticiclónica</p>	<p>Mañana:</p> <ul style="list-style-type: none"> – <i>Stratus fractus translucidus</i>. <p>Tarde:</p> <ul style="list-style-type: none"> – Desarrollo de cúmulos de buen tiempo; <i>Cumulus fractus</i>, <i>Cumulus humilis</i> y <i>Cumulus mediocris</i>. También puede aparecer nubosidad de tipo medio con débil desarrollo vertical, del género <i>Alto cumulus</i>. – <i>Stratocumulus stratiformis</i>, nubes bajas adosadas en forma de toca a los puntos culminantes de las principales barreras orográficas. <p>Tarde-Noche:</p> <ul style="list-style-type: none"> – Aparición de <i>Stratocumulus vespertalis</i> o <i>Stratocumulus cumulonogénitus</i>, llegado el ocaso. 	<ul style="list-style-type: none"> – Durante la noche y primeras horas de la mañana el proceso de condensación suele resultar sumamente copioso. De este modo, prolifera la formación de bancos de niebla (<i>Stratus nebulosus</i>), neblinas y abundante rocío, formado por pared fría. – Generalmente, temperaturas máximas más bajas allí donde la brisa se deja notar (frente a temperaturas máximas sofocantes de sectores continentalizados), y mínimas más altas, en virtud de la liberación de energía latente que acompaña al copioso proceso de condensación. – Inflexión al alza en los valores de la fracción de saturación diaria. – Además, el ambiente atmosférico suele resultar enturbiado, con mala visibilidad en virtud de la elevada carga higrométrica del aire marino vehiculado por las circulaciones de brisa.
		 <p>Bajas presiones relativas o Baja térmica</p>		
		 <p>Pantano barométrico o Marasmo</p>		
	Altitud	 <p>Dorsal o Cresta anticiclónica (aire Tmo Tc)</p>		

Fuente: Elaboración propia.

CUADRO II(b)

RASGOS ATMOSFÉRICOS ASOCIADOS A UN FRENTE DE BRISA INESTABLE O LÍNEA DE CIZALLADURA ACTIVA

		Escena sinóptica	Estadios nubosos	Otros meteoros
Frente de brisa inestable (Abril-Junio y Agosto-Sept.)	Superficie	 <p>Bajas presiones relativas o Baja térmica</p>	<p>Mañana:</p> <ul style="list-style-type: none"> – <i>Stratus fractus</i>, <i>Stratocumulus stratiformis</i> y <i>Stratocumulus castellanus</i>. <p>Tarde:</p> <ul style="list-style-type: none"> – A partir de mediodía, sobre el espacio celeste se desarrollan <i>Cumulus fractus</i>, <i>Cumulus humilis</i> y <i>Cumulus mediocris</i>. – Avanzada la tarde, esta nubosidad convectiva desemboca en la formación de <i>Cumulus congestus</i>, <i>Cumulonimbus capillatus incus</i> y <i>Cumulonimbus calvus</i> en las tierras montañosas del interior levantino. 	<ul style="list-style-type: none"> – Ídem frente de brisa estable: formación de nieblas, neblinas y rocío. Ambiente atmosférico enturbiado. – El frente de brisa inestable, formado en las tierras del interior levantino, es causa, generalmente, de la precipitación de aguaceros y chubascos vespertinos de extraordinaria intensidad horaria. Junto a la precipitación líquida (lluvia), el granizo y pedrisco suelen ser hidrometeoros que se presentan con un grado de ocurrencia bastante elevado. – Descenso de los registros termométricos máximos y mínimos, en virtud de la presencia de aire frío sobre la columna troposférica y el efecto parasol inducido por las formaciones nubosas desarrolladas sobre el espacio celeste, que acotan el disparo del termómetro a primeras horas de la tarde. – Elevación de la curva de humedad relativa del aire.
		 <p>Pantano barométrico o Marasmo</p>		
	Altitud	 <p>Onda corta atmosférica de aire Polar</p>		
		 <p>Situación Mixta (Vaguada/Cresta)</p>		

Fuente: Elaboración propia.

destacado. Puede afirmarse que el 70 % de la precipitación que se recoge en el Levante español en los meses de julio y agosto se debe a la génesis de frentes inestables de brisa¹³ en cuyo seno se desarrollan tormentas activas. Este porcentaje se eleva casi al 90 % en algunos observatorios de las comarcas interiores valencianas, particularmente en el sector alicantino, en los que toda la precipitación de julio y agosto se recoge en forma de tormenta vinculada —al menos como uno de los condicionamientos atmosféricos principales— al juego de un cuerpo de aire supramediterráneo vehiculado por las circulaciones mesoescalares de brisas (*vid.* cuadro III). Ello se comprueba al relacionar las jornadas que registran el soplo de la brisa marina y en las que acontecen lluvias en algún punto de las tierras valencianas.

CUADRO III

PRECIPITACIÓN ESTIVAL Y DÍAS DE TORMENTA EN OBSERVATORIOS METEOROLÓGICOS DE LAS TIERRAS VALENCIANAS

	Observatorio	Precipitación media verano (julio-agosto)	Días de tormenta en verano
Litoral	Alicante	12,3	4
	Valencia	29,4	7
	Castellón	45,4	5
Prelitoral	Novelda	20	2
	Lliria	60,1	4
	Adzaneta	65,7	9
Interior	Villena	23,5	8
	Utiel	32,5	8
	Morella	63,7	13

Fuente: Elaboración propia a partir de los datos obtenidos del INM y *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana (1961-1990)*. COPUT. Generalitat Valenciana

¹³ Pese a que como se ha indicado el período que transcurre entre abril-junio y agosto-septiembre concentra el mayor número de frentes de brisa inestables, el calendario de ocurrencia no se encuentra sujeto exclusivamente a éste, pudiendo haber un adelanto o retraso en la época de su formación. Durante las jornadas centrales veraniegas de julio y agosto (dominio en la formación de frentes de brisa estables), la instalación de ondas cortas atmosféricas que proyectan aire polar sobre la escena sinóptica peninsular es causa primera en la génesis de frentes de brisa inestables sobre la región del Levante Español.

El hecho de que el porcentaje de precipitaciones estivales debidas a frentes de brisa inestables sea más elevado en las comarcas interiores de Valencia y, sobre todo, Alicante, que en el interior de Castellón (Maestrazgo, Els Ports) están en relación con la influencia que todavía en verano recibe este sector interior castellanense de las circulaciones del oeste. En efecto, sectores terminales –colas- de frentes fríos que cruzan el norte de las tierras ibéricas dejan precipitaciones en estas comarcas septentrionales de las tierras valencianas. Estos frentes se activan aquí a favor de la propia configuración topográfica y la acumulación de calor sensible que se registra en estas comarcas durante los meses centrales de verano. No en vano en el Maestrazgo el verano es una de las estaciones del año más lluviosas.

A grandes rasgos, las tierras valencianas que dependen más en el total de precipitación anual registrado de las lluvias locales ligadas al estallido de frentes de brisa inestables son áreas de interior, con situación a sotavento en su exposición a los flujos húmedos llovedores del este y nordeste, causa de lluvias generales, en mayor o menor cuantía, en todo el ámbito costero levantino. Se individualizan así, a groso modo, dos áreas pluviométricas en el Levante español:

- Comarcas litorales y prelitorales, beneficiadas por los temporales de lluvias copiosas y torrenciales del E y NE. Una fracción importantísima de la precipitación total anual depende de los episodios atmosféricos de lluvias intensas, que acontecen preferentemente en época tardoestival, aunque también los hay de primavera. Se manifiesta, además, una marcada torrencialidad de estas precipitaciones, ya que volúmenes pluviométricos elevados, que exceden los 800 mm en el núcleo húmedo de La Safor y la Marina Alta, se totalizan en muy pocos días de lluvia al año.
- Comarcas continentalizadas de interior, expuestas pluviométricamente a situaciones convectivas de carácter local y de ubicación privilegiada en áreas nido de estallido de líneas de cizalladura activas. Son tierras a sotavento de advecciones húmedas, donde los vientos llovedores por excelencia en la región valenciana, los del este y nordeste, no son tales, pues generalmente las cantidades de precipitación en temporales de levante se amortiguan y tienen escaso significado pluviométrico. Se benefician, en su caso, de eventos atmosféricos que culminan con el desarrollo

de tormentas locales y de corta duración en primavera y verano, de peso relativo importante en los totales anuales de precipitación.

En las jornadas lluviosas de verano debidas a frentes de brisa, la situación atmosférica en dichas jornadas se caracteriza siempre por presentar el patrón sinóptico descrito para la explicación de los frentes de brisa inestables (*vid. supra*); esto es, presencia de vaguadas de escasa amplitud o de circulaciones mixtas vaguada/cresta en las capas medias y altas de la troposfera y régimen de brisas en superficie en relación con configuraciones de escaso gradiente horizontal de presión.

En estos casos, la formación de frentes de brisa inestables deviene en la génesis, en su seno, de células de tormenta activas que precipitan a primeras horas de la tarde cantidades de lluvia, en ocasiones importantes.

La célula de brisa contribuye a acercar el aire cálido y húmedo suroccidental hacia las tierras interiores, pero la presencia de sectores de advección de vorticidad elevada es la que marca la pauta de la génesis de los núcleos de tormenta y del desplazamiento de estos hacia el noreste en virtud del sector de salida de vientos de la onda situada en altitud.

Una cuestión de interés, que está en el propio origen de la génesis de las tormentas durante las situaciones de frente de brisa inestable, es el propio comportamiento de las temperaturas máximas registradas durante las jornadas previas al desencadenamiento de las lluvias. Se comprueba que en el estallido de una situación convectiva, como puede ser la formación de una discontinuidad de brisa activa, juega un papel importantísimo la acumulación de calor sensible en superficie. Por lo general, en las jornadas previas al desarrollo del suceso atmosférico convectivo las temperaturas suelen registrar valores superiores a lo normal, en relación con la llegada de lenguas de aire cálido, frecuentemente crestas saharianas de aire tropical continental. Ello potencia la inestabilidad absoluta sobre la estructura vertical de la troposfera, puesto que una vez se instalan las ondas de aire polar marítimo en niveles medios y altos de la atmósfera se exagera el gradiente térmico estático en la vertical.

Esto se comprueba al analizar el tránsito de unos tipos de tiempo a otros durante el verano en la fachada mediterránea española puesto que las crestas de aire tropical continental y las dorsales de aire tropical ma-

rítimo evolucionan mayoritariamente hacia situaciones mixtas vaguada/cresta cuando no se ven desplazadas por la instalación de ondas cortas de aire polar marítimo, esto es, las dos configuraciones sinópticas de altitud que están detrás de los sucesos de frente de brisa inestables¹⁴.

En función del volumen total de agua precipitado, planteamos una subdivisión en la clasificación de episodios atmosféricos que desarrollan frentes de brisa inestables, perturbados y activos sobre el Levante español. Esta subdivisión contempla dos tipos de frentes de brisa inestables:

- *Frentes de brisa activos ordinarios*: son aquellos que acarrear chubascos muy intensos, de breve duración y que dejan volúmenes de agua que difícilmente superan los 30 mm de precipitación en el intervalo de una hora. Es la variedad de frente de brisa inestable más frecuente en áreas montañosas del Levante español durante el verano. Son los típicos aguaceros de verano que contribuyen además a refrescar el ambiente en las áreas que reciben precipitación.
- *Frentes de brisa activos extraordinarios*: se tratan de episodios meteorológicos de verdadero rango extraordinario, puesto que los volúmenes de agua precipitados exceden los 150 y pueden incluso aproximarse a los 200 mm en apenas dos o tres horas. Estas situaciones, pueden perfectamente compararse con los aguaceros de fuerte intensidad horaria que afectan durante época tardoestival a muchos sectores del litoral levantino español a favor de embolsamientos de aire frío en altitud con circulaciones de levante en superficie.

En todo caso, conviene enfatizar que estas dos modalidades de frente de brisa inestable tienen rasgos comunes puesto que conllevan la formación de núcleos de tormenta que precipitan lluvias intensas a veces acompañadas de granizo. Además, a diferencia de otras situaciones convectivas, que desarrollan tormentas a cualquier hora del día o incluso lo hacen durante la noche, la nubosidad de desarrollo vinculada con un

¹⁴ Vid. Olcina Cantos, J. (1991): *Estudio sinóptico del verano en la provincia de Alicante*. (Tesis de Licenciatura, inédita). Universidad de Alicante. 682 pp.

frente de brisa inestable nace al mediodía (proceso de frontogénesis), alcanza su madurez durante la tarde, cuando tienen lugar, además, las precipitaciones y se disipa al caer la noche (proceso de frontolisis) en relación con la desaparición de la celda de brisa marina. Durante la tarde es, pues, cuando la marinada cobra verdadero grado de protagonismo, pues poco después de mediodía alcanza mayor fuerza y penetra tierra adentro, lo que comporta una colmatación del cuerpo de aire marino a las cubetas y fosas interiores y un proceso de contagio entre el virazón y las brisas de ladera que operan sobre las vertientes intensamente caldeadas de solana.

Las imágenes 2 y 3 muestran la formación de núcleos de tormenta activos en el seno de una extensa línea de cizalladura (frente de brisa activo) a lo largo del litoral mediterráneo español. La instalación de una vaguada polar al norte de la península Ibérica y la presencia de una dorsal anticiclónica en superficie favoreció el desarrollo de circulaciones de brisa en la fachada mediterránea española y la génesis de un rosario de frentes de brisa activos en cuyo seno se activaron tormentas con importante aparato eléctrico. Como señala Damato las imágenes del NOAA son particularmente idóneas para el estudio de los frentes de brisa y la localización de los núcleos de tormenta asociados (Damato, F. *et*

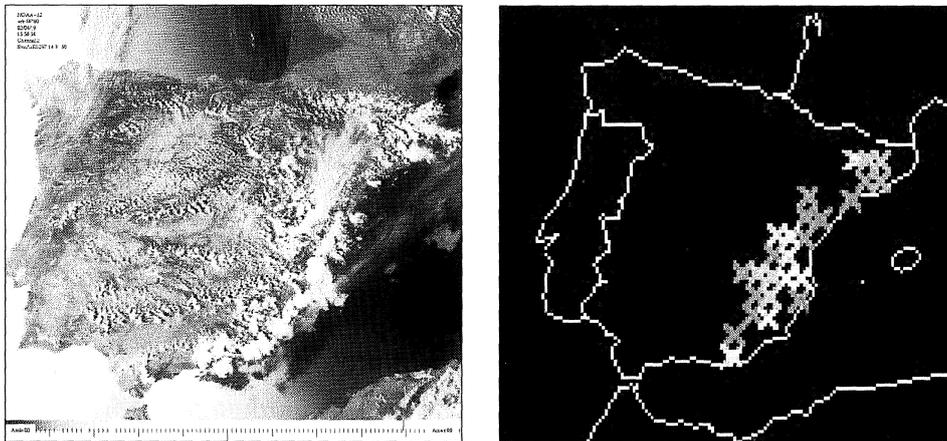


IMAGEN 2 y 3.—A la izquierda, imagen visible (NOAA-12, 16 h TMG). A la derecha, mapa de rayos (Wetterzentrale-Karlsruhe). 19 de abril de 2002. Situación modelica de acoplamiento de la nubosidad convectiva y de la focalización de rayos asociados al desarrollo de un frente de brisa inestable sobre la fachada mediterránea peninsular.

al, 2003: 219). Junto a las imágenes de satélite, el radar meteorológico constituye una herramienta esencial para reconocer las áreas donde se concentra la precipitación y se focalizan las descargas de electricidad atmosférica en el seno de un frente de brisa activo.

En las tierras del Levante español hay ejemplos destacados de precipitaciones estivales, abundantes e intensas, relacionadas con el desarrollo de frentes de brisa inestables, con presencia de vaguadas de aire frío sobre la península Ibérica o específicamente sobre su mitad oriental. Sobresalen las tormentas de 25 de julio de 1986 (Alto Vinalopó, área de la Montaña de Alicante, La Vall d'Albaida, La Costera, La Ribera); 24-26 de junio de 1988 (Medio y Bajo Vinalopó, La Costera, Camp de Turia y La Safor); 15 de mayo de 1990 (Bajo Segura); 1 de julio de 1993 (Medio Vinalopó y Campo de Alicante); 18 de junio de 1997 (La Plana de Utiel-Requena, Ribera Baixa, La Safor, Valle de Ayora, La Costera, Alto y Medio Vinalopó y Bajo Segura); 25-28 de mayo de 1998 (Camp de Turia, Los Serranos, Hoya de Buñol, L'Horta, Ribera Alta, La Safor, Vall d'Albaida, Plana Baixa, Alto Vinalopó, Alto Palancia); 28 de agosto a 7 de septiembre de 1999 (Plana de Utiel-Requena, Los Serranos, L'Horta Sud, Ribera Alta, Camp de Turia, Canal de Navarrés, Hoya de Buñol, Camp de Morvedre, Baix Maestrat, Marina Alta, Hoya de Castalla); octubre de 1999 (Bajo Vinalopó y Bajo Segura); 16 de agosto de 2001 (El Comtat); 31 de agosto de 2001 (Alto Vinalopó); 27 y 28 de agosto de 2002 (Medio Vinalopó y El Comtat) y 30 de julio de 2003 (Plan Baixa, l'Alcalatén, Camp de Turia, Los Serranos, L'Horta de Valencia y L'Alcora).

Un interesante ejemplo de génesis de un potente núcleo de tormenta en relación con la formación de un frente de brisa activo se encuentra en el episodio de lluvia y granizo que afectó a las comarcas de L'Horta, Los Serranos, Camp de Turia, Plana Baixa y l'Alcalatén de Valencia en la tarde del 30 de julio de 2003. En esta ocasión una onda corta de reducidas dimensiones, situada sobre el territorio valenciano fue el origen de la formación de una serie de núcleos de tormenta sobre la fachada este de España que precipitaron de forma intensa a últimas horas de la tarde (16 h TMG). En superficie, la situación sinóptica estaba presidida por la instalación de una dorsal anticiclónica prolongada sobre el Mediterráneo occidental, con escaso gradiente horizontal de presión. El frente de brisa inestable se formó a mediodía y durante cuatro horas se desarrollaron los núcleos de tormenta (*vid.* Imagen 4). Durante las jornadas previas, se produjo una acumulación de calor

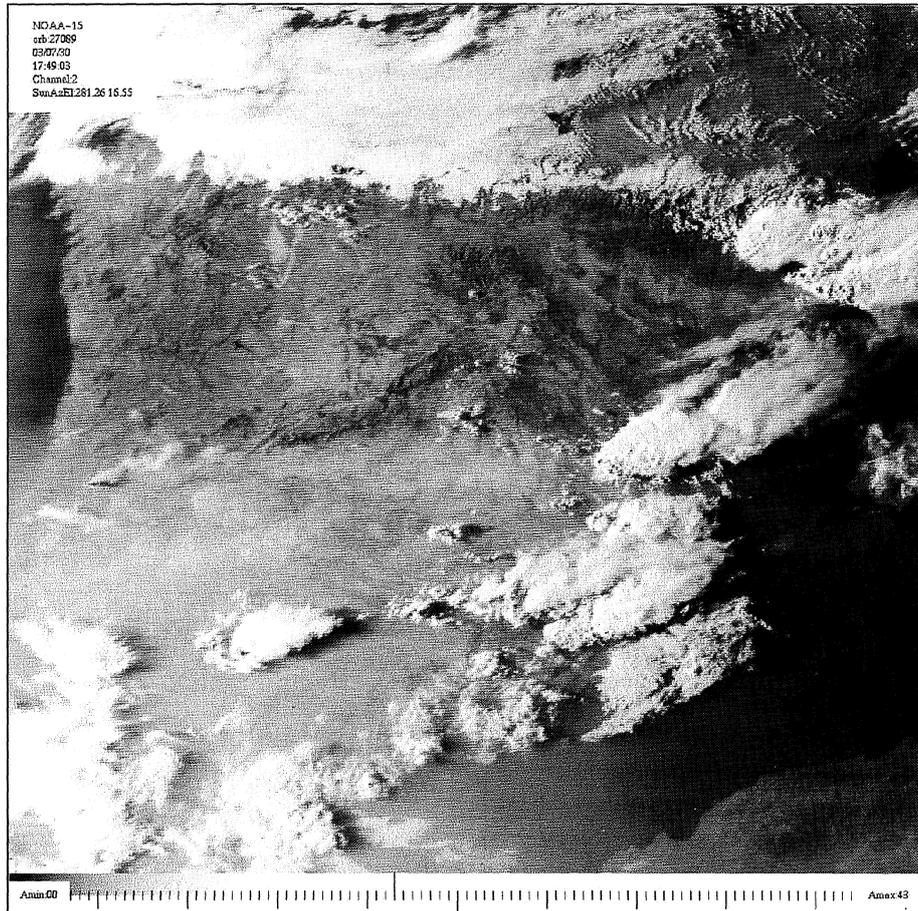


IMAGEN 4.—*Formación de núcleos tormentosos activos en relación con la aparición de un frente de brisa inestable en el Levante español. 30 de julio de 2003 (imagen visible NOAA-15. 17,15 h TMG).*

sensible importante en todo el Levante español; en algunas localidades valencianas las temperaturas máximas alcanzaron 45 °C en relación con la advección sahariana ocurrida sobre la fachada mediterránea cuatro días antes.

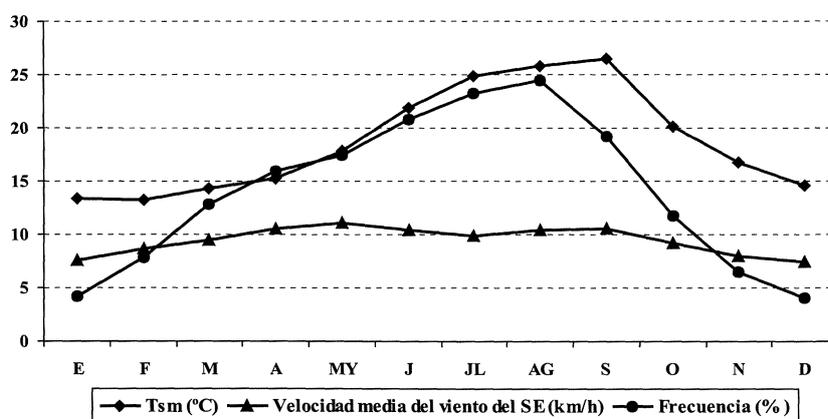
Influencia de la temperatura superficial del mar (Tsm) en la formación estival de frentes de brisa

La cuenca del Mediterráneo Occidental constituye un escenario privilegiado para el estudio de las interacciones que operan entre la atmósfera y el mar. Un ejemplo de ello es el disparo de la brisa marina puesto que depende directamente de la temperatura del mar. De manera que, si el virazón representa una circulación advectiva generalmente débil que se origina como respuesta al desigual calentamiento entre la tierra y el mar (desequilibrio fundamentado en las distintas propiedades calóricas de ambos ambientes), se justifica la sobresaliente influencia de la temperatura superficial del agua del mar (Tsm) en los rasgos atmosféricos y características de la marinada; con lo que ello supone para el estallido de frentes de brisa en el Levante español. Así pues, se ha de significar el papel que juega la Tsm en el soplo de la brisa y cómo una elevación o descenso en su valor lleva aparejada una variación en el comportamiento regular del virazón.

La intensidad de soplo y el grado de penetración tierra adentro de las circulaciones mesoescalares de brisas marinas depende directamente de las condiciones generales que gobiernan la situación meteorológica, teniendo en cuenta que éstas repercuten directamente en el estado de los ambientes terrestre y marino. Es menester, en este sentido, indicar que sobre las costas del Levante español el diferencial térmico y, por ende, de presión, tierra-mar, resulta mayor en primavera y desciende progresivamente conforme avanza el verano, se estabiliza la atmósfera con la proyección de aire tropical y se eleva sobremanera la temperatura superficial del agua del mar. De este modo, un menor gradiente de temperatura tierra-mar durante el período canicular se traduce en un descenso paralelo de la intensidad, velocidad y grado de penetración tierra adentro de la marinada. Así, si bien en primavera el virazón no tiene problemas a la hora de colmar las cubetas y hondonadas del interior levantino, aprovechando este mayor gradiente y la presencia de portillos orográficos, la estabilidad atmosférica del verano eleva la temperatura del mar, reduce el diferencial térmico y acaba por debilitar la brisa. Con ello, las facilidades de convergencia entre el cuerpo de aire marino vehiculado por la brisa y el remanente de aire embalsado en el interior, causa primera en el mecanismo de frontogénesis, son mayores en primavera y menores en el centro del verano, como puede comprobarse en

el siguiente cuadro y gráfico (*vid.* Figura 5), que relaciona la influencia de la temperatura superficial del agua del mar y la velocidad media del viento marino del SE en Alicante a lo largo del todo el año.

A grandes rasgos, su análisis vislumbra un paralelismo entre el ascenso de la temperatura superficial del mar y la frecuencia de soplo del siroco, viento del SE al que se considera típico de brisa marina en el litoral alicantino. No obstante, si bien resulta lógico este comportamiento, es decir, que la estabilidad, tranquilidad y bonanza atmosférica propia del verano astronómico mediterráneo beneficie una mayor frecuencia de la marinada en las jornadas centrales del período canicular (julio: 23.3 % y agosto: 24.5 %), ello no significa que durante el estío la brisa aumente su alcance en la horizontal y, por consiguiente, acceda con mayor facilidad al interior. Así por ejemplo, la velocidad media de la brisa del SE en Alicante presenta dos picos máximos, uno de primavera (abril 10.6 Km/h y mayo 11.1 Km/h) y otro de finales de verano e inicio del otoño (septiembre 10.6 Km/h). En cambio, la estabilidad at-



Fuente: Elaboración propia a partir de los datos obtenidos de Tsm del *Institut d'Ecologia Litoral* y de viento del *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana (1961-1990)*. COPUT. Generalitat Valenciana. Tsm; temperatura superficial del mar en °C (Albufereta, Alicante; media 1998-2002). Velocidad media del viento del SE en Km/h (Alicante, Ciudad Jardín). Frecuencia del viento del SE en % (Alicante, Ciudad Jardín).

FIG. 5.—Gráfico comparativo de la evolución anual entre la temperatura superficial del mar (Tsm) y la velocidad media y frecuencia de la brisa marina del SE en Alicante. Se utiliza el parámetro atmosférico de velocidad media como indicador indirecto del gradiente térmico tierra-mar, existiendo una correlación proporcional entre mayor velocidad y mayor gradiente, y viceversa.

mosférica y la proyección del aire tropical en verano eleva la temperatura del mar, reduce el diferencial térmico y acaba por menguar el valor medio de velocidad de viento (junio 10,4 Km/h, julio 9,9 Km/h y agosto 10,4 Km/h.). Con ello, en el centro del verano la brisa marina es la circulación de vientos más frecuente y regular, pues sopla casi todos los días. Sin embargo, a medida que se estabiliza la estructura vertical de la columna troposférica la marinada pierde actividad, pues durante las horas centrales del día sopla muy débil y penetra muy pocos kilómetros al interior.

Se comprueba, por tanto, una correspondencia entre el mayor diferencial térmico tierra-mar en primavera y finales del verano y, por consiguiente, un mayor alcance hacia el interior del cuerpo de aire marino, y la época de formación de frentes de brisa inestables. Empero, en verano la elevación de la Tsm mengua el gradiente térmico tierra-mar, hace débil las circulaciones de brisa y restringe su influencia a los primeros kilómetros del espacio litoral. En consecuencia, la primavera y el final del verano e inicio del otoño astronómico conocen las épocas del año en que resulta más fácil la convergencia entre el cuerpo de aire marino y de interior, mientras que en verano este mecanismo se ve dificultado. Se justifica, de este modo, el calendario de formación de frentes de brisa activos o líneas de cizalladura (abril-junio y agosto-septiembre), en virtud de esta causa y de la proyección con mayor asiduidad sobre la escena sinóptica peninsular de masas de aire polar (reajustes energéticos). En cambio, el menor grado de penetración hacia el interior del cuerpo de aire marino en las jornadas centrales del estío reduce el grado de ocurrencia de estallido de frentes de brisa, que además resultan ser en el mayor porcentaje de los casos de carácter estable debido al dominio de las masas de aire de origen tropical.

Sin embargo, como se ha señalado, el desarrollo de tormentas estivales vinculadas con la formación de frentes de brisa inestables cobra un papel muy destacado en el Levante español. A sabiendas que la cuantía total de precipitaciones que se recoge, salvo en los casos de «frentes de brisa activos extraordinarios», apenas supone una porción muy pequeña del total de lluvias anual. Así pues, las lluvias estivales de frentes de brisa en el Levante español no son importantes por el total acumulado, sino porque del volumen que se recoge en verano un porcentaje muy elevado (70 % por término medio) se deben, justamente, a procesos de tormenta relacionado con la aparición de frentes de brisa inestables. Sin

que falten trombas intensas, como se ha analizado, asimismo vinculadas a la génesis de líneas de marínada activas.

A grandes rasgos es posible realizar la siguiente caracterización de los veranos en el Levante español, en relación con el diferencial térmico entre las aguas del Mediterráneo y la superficie terrestre, con la circulación del régimen de brisas, con la génesis de frentes de brisa y con el desarrollo, en su caso, de precipitaciones en forma de tormenta:

- *Veranos estables, con Tsm anormalmente elevada*: son aquellos veranos en los que se suceden los golpes de calor bajo dominio absoluto de las masas de aire de origen tropical, la temperatura superficial del agua del mar se eleva sobremanera, el diferencial térmico tierra-mar mengua y, por consiguiente, las brisas soplan muy débiles y apenas penetran tierra adentro. Un ejemplo de ello se encuentra en el verano de 2003, en el que la sucesiva proyección de cuerpos de aire sahariano desde inicios del mes de junio hasta agosto causaron una elevación de la Tsm a valores extremos, en torno a los 30 °C en el área del mar Balear. Una temperatura del agua del mar tan alta, condiciona el comportamiento de las brisas, que restringen su campo de influencia a los primeros kilómetros del litoral, lo que dificulta el contacto por convergencia entre el cuerpo de aire marino y de interior y, por ende, apenas se forman frentes de brisa. El dominio corresponde a condiciones atmosféricas de estabilidad, de manera que si llega a haber un contacto entre estos dos cuerpos de aire la calma que gobierna la estructura vertical de la atmósfera beneficia la aparición de frentes de brisa estables o inactivos. En estos veranos, la importancia pluviométrica ligada al desarrollo de frentes de brisas se reduce al mínimo, pues las tormentas que estallan en virtud del calor tienen carácter seco.
- *Veranos inestables, con Tsm ligeramente más baja*: en contra del comportamiento normal, el dominio del aire tropical no es absoluto y se producen irrupciones frecuentes de aire polar. La temperatura superficial del agua del mar Mediterráneo se sitúa en valores ligeramente más bajos con respecto al valor medio normal, lo que supone el mantenimiento del diferencial térmico tierra-mar. En consecuencia, la velocidad media de la brisa marina apenas desciende o se mantiene estable entre la primavera y el ve-

rano, lo que comporta un mayor alcance horizontal de la marinada. Si a ello se une la llegada con asiduidad de masas frescas-frías polares en capas medias y altas de la troposfera, se justifica el protagonismo de la formación de frentes de brisa inestables o activos en aquellos veranos en los que la Tsm queda por bajo de los valores medios de isoterma para la cuenca occidental del Mediterráneo; como sucedió en el verano de 2002 (las temperaturas del agua quedaron entre 25 y 26 °C en los meses de agosto y septiembre, apenas superando por unas décimas este último umbral). Todo ello deviene a favor del estallido de situaciones convectivas ligadas a frentes de brisa inestables de verano, prolongándose el calendario de ocurrencia de este fenómeno atmosférico a las jornadas centrales del período canicular. En estos años, de anomalías térmicas negativas del agua del mar, la importancia pluviométrica estival de los frentes de brisa activos resulta muy significativa, pues la tradicional sequía veraniega se ve sustituida por una frecuencia superior a lo normal de desarrollo de tormentas vespertinas.

A modo de conclusión, todas estas cuestiones avalan la necesidad de impulsar los estudios de circulaciones locales de viento, ya que el papel del fenómeno de las brisas es tan sobresaliente en la dinámica atmosférica regional en la cuenca occidental del Mediterráneo y territorios litorales ribereños que todavía no es bien conocido.

BIBLIOGRAFÍA

- AZORÍN MOLINA, C. (2002): «La formación de frentes de brisa activos en la comarca alicantina del Alto Vinalopó. El episodio atmosférico de 27 de abril de 2001», en *Investigaciones Geográficas*, n.º 29, Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, Alicante, pp. 109-130.
- CAPEL MOLINA, J. J. y OLCINA CANTOS, J. (1993): «Ondas cortas atmosféricas y fenómenos tormentosos con granizo en el sureste ibérico», en *Papeles de Geografía* n.º 19, Departamento de Geografía, Universidad de Murcia, Murcia, pp. 1-35.
- MIGUEL CUÑAT, E. (1928): «Generalidades de las brisas», *Anales de la Sociedad Española de Meteorología*, vol. II, Madrid, pp. 93-102.
- DAMATO, F., PLANCHON, O. y DUBREUIL, V. (2003): «A remote-sensing study of the inland penetration of sea-breeze fronts from the English Channel», en *Weather*, June 2003. Vol. 58, N.º 6, The Royal Meteorological Society, Reading, Berks (United Kingdom), pp. 219-226.

- ESTRELA, M. J. y MILLÁN, M. (1994): *Manual práctico de introducción a la meteorología*, Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, Valencia, 351 pp.
- FERRANDIS, E. y BARTOLOME, F. (1985): «Dulces bárbaros del Este y del Oeste (Análisis estadístico de los vientos en la bahía de Alicante)», en *La reserva marina de la Isla Plana o Nueva Tabarca (Alicante)* (A.A. Ramos, de.), Ayuntamiento de Alicante y Universidad de Alicante, Alicante, pp. 51-93.
- FONTSERÉ, E. (1915): «Desarrollo de la brisa marina en el litoral de Barcelona», *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes*, tercera época, vol. XI, Barcelona, pp. 453-454.
- (1917): «Sobre els vents estivals de convecció a la costa catalana», *Arxius de l'Institut de Ciències*, V, 3, pp. 109-167.
- GALVIN, J. F. P. (1997): «Sea breeze front reaches Birmingham and beyond!», en *Weather*, February 1997. Vol. 52, N.º 1, The Royal Meteorological Society, Reading, Berks (United Kingdom), pp. 34-39.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA (1988): *Mapa eólico nacional. Análisis del viento para aprovechamiento energético*, Servicio de Meteorología Medioambiental, Madrid, 490 pp.
- JANSÁ CLAR, A. (1985): *Apuntes de Meteorología*, Editorial Noray, Barcelona, 79 pp.
- JANSÁ GUARDIOLA, J. M.^a (1951): «Previsión del tiempo en el Mediterráneo Occidental», en *Revista de Geofísica*, n.º 39, Talleres del Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, pp. 1-19.
- (1966): «Meteorología del Mediterráneo Occidental», en *Tercer Ciclo de Conferencias del Instituto Nacional de Meteorología*, INM, Madrid, pp. II-1 a II-34.
- (1968): *Manual del observador de Meteorología*, (2.^a edición), Instituto Nacional de Meteorología (INM), Madrid, 432 pp.
- JANSÁ GUARDIOLA, J. M.^a y JAUME TORRES, E. (1946): «El régimen de brisas en la Isla de Mallorca», en *Revista de Geofísica*, Año IV n.º 19, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Instituto Nacional de Geofísica, Madrid, pp. 304-328.
- MARTÍN VIDE, J., GRIMALT GELABERT, M. y MAURI, F. (1996): *Guía de la atmósfera*, Ed. El Mèdol, Tarragona, 168 pp.
- MAYEÇON, R. (1992): *Météorologie marine*, Éditions Maritimes & D'Outre-Mer, 336 pp.
- MEDINA, M. (1990): *La mar y el tiempo*, Editorial Juventud, Barcelona, 183 pp.
- MILLÁN, M. (2002): *Ozone dynamics in the mediterranean basin*, CEAM, Valencia, 287 pp.
- OLCINA CANTOS, J. y MIRÓ PÉREZ, J. (1998): «Influencia de las circulaciones estivales de brisa en el desarrollo de tormentas convectivas», en *Papeles de Geografía*, n.º 28, Departamento de Geografía, Universidad de Murcia, Murcia, pp. 109-132.
- OMM (1993): *Atlas Internacional de Nubes. Manual de observación de nubes y otros meteoros*, Secretaría de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), Ginebra, 159 pp.
- PEDELABORDE, P. (1987): «Sur del brises», *Met-Mar*, 136, pp. 11-15.
- PÉREZ CUEVA, A. J. (dir.) (1994): *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana*, Conselleria de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes, Generalitat Valenciana, Valencia, 205 pp.
- PROHOM DURAN, M. J. (1998): «Principales características de la brisa marina estival en un punto de la costa catalana: Sant Pere Pescador», en VIII Coloquio del Grupo de Métodos Cuantitativos de Información Geográfica y Teledetección, AGE, Bellatera, Barcelona, pp. 167-179.
- QUEREDA SALA, J. (1987): «Les vents sur le cote orientale de l'Espagne», *Met-Mar*, 136, pp. 29-33.
- QUEREDA SALA, J. y MONTÓN CHIVA, E. (1994): *Los vientos de superficie en el litoral de Castellón*. Ediciones de la Caja Rural Credicoop, Castellón, 47 pp.
- (1998): «El escenario atmosférico de los contaminantes sobre el litoral mediterráneo», en *Clima y ambiente urbano en ciudades ibéricas e iberoamericanas* (Fernandez García, F., Galán Gallego, E. y Cañada Torrecilla, R. coords.) Editorial Parteluz, Madrid, pp. 482-494.

- REDAÑO, A., CRUZ, J. y LORENTE, J. (1991): «Main Features of the sea-breeze in Barcelona», en *Meteor. Atmos. Phys.* 46, 175-179.
- SALVADOR, R. y MILLÁN, M. (1999): «Análisis histórico de las brisas en Castellón», en *Theithys*, Asociación Catalana de Meteorología.
- SCORER, R. S. (1997): *Dynamics of Meteorology and Climate*, Praxis Publishing Ltd, Eastergate, Chichester (England), 686 pp.
- TABEAUD, M. et MENEZES, A. (1995): «Le climat de la mer Méditerranée occidentale de 1961 a 1992», *Met-Mar*, n.º 168, pp. 33-37.

RESUMEN: Los regímenes de brisas constituyen la principal circulación de vientos durante el semestre cálido del año (abril-septiembre) en el Levante español. El presente estudio establece una tipología de frentes de brisa que se desarrollan en este espacio geográfico ibérico y su estrecha relación con los rasgos térmicos del mar Mediterráneo a lo largo del año. Se analizan las causas atmosféricas asociadas a este fenómeno meteorológico y se enfatiza en la importancia pluviométrica ligada al estallido de frentes de brisa inestables en las áreas montañosas próximas al litoral mediterráneo.

PALABRAS CLAVE: Circulaciones de brisa, tipos de frentes de brisa, temperatura superficial del mar, estudios de clima local, Levante español.

ABSTRACT: Breeze regimes are main winds circulation during warm period of the year (April-September) in the East of the Iberian peninsula. This analysis offers a typology of sea breeze fronts in Spanish mediterranean area and considers its close relationship with thermal features in Mediterranean sea all year along. The paper studies meteorological causes connected with this atmospheric phenomenon and emphasizes about pluviometric importance in contact with origin of instable sea breeze fronts in mountain areas near to mediterranean coast.

KEY WORDS: Breeze cells, typology of breeze fronts, surface water temperature, local climate studies, Spanish Mediterranean area.

RÉSUMÉ: Les circulations de brises constitue le mécanisme principal de vents pendant le semestre chaud de l'année (avril - septembre) sur le Levant Espagnol. L'étude présente établit une typologie de fronts de brise qui développent dans cet espace géographique et son la relation étroite avec les caractéristiques thermales de la mer Méditerranée pendant l'année. Là sont analysé les raisons atmosphériques associées à ce phénomène météorologique et il est souligné dans l'importance pluviométrica lié à la formation de fronts instables de brise dans les secteurs montagneux près le littoral méditerranée espagnol.

MOTS CLÉS: Mécanismes de brise, types de fronts de brise, température superficielle de la mer, études de climat local, Levant espagnol.