Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Esta tesis doctoral contiene un índice que enlaza a cada uno de los capítulos de la misma.
Existen asimismo botones de retorno al índice al principio y final de cada uno de los capítulos.

Ir directamente al índice

Para una correcta visualización del texto es necesaria la versión de Adobe Acrobat Reader 7.0 o posteriores

Aquesta tesi doctoral conté un índex que enllaça a cadascun dels capítols.
Existeixen així mateix botons de retorn a l'index al principi i final de cadascun deis capítols .

Anar directament a l'index

Per a una correcta visualització del text és necessària la versió d' Adobe Acrobat Reader 7.0 o posteriors.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

NEOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA
(Extremo oriental de la Cordillera Bética)

PEDRO ALFARO GARCÍA

Tesis doctoral

UNIVERSIDAD DE ALICANTE

1995

DEPARTAMENTO DE CIENCAS DE LA TIERRA Y DEL MEDIO AMBIENTE

FACULTAD DE CIENCIAS

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

NEOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA
(Extremo oriental de la Cordillera Bética)

Vº Bº de los Directores

Fdo: D. Antonio Estévez Rubio

Fdo: D. José Chacón Montero

Memoria que presenta D. Pedro Alfaro García para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Alicante

Fdo: Pedro Alfaro García

UNIVERSIDAD DE ALICANTE

1995

NEOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA
(Extremo oriental de la Cordillera Bética)

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

ÍNDICE

RESUMEN 1

Agradecimientos 3

I. INTRODUCCIÓN 5

1. Localización geográfica 6
2. Objetivos 8
3. Metodología y plan de trabajo 8
4. Antecedentes 15

II. CONTEXTO GEOLÓGICO 22

1. Cordillera Bética 23
   - 1.1. Zonas Externas 25
   - 1.2. Zonas Internas 26
   - 1.3. Complejo del Campo de Gibraltar 26
   - 1.4. Cuencas neógeno-cuaternarias 26
2. Evolución geodinámica reciente de la Cordillera Bética 27
   - 2.1. Hipótesis propuestas 27
   - 2.2. Evolución del campo de esfuerzos durante la etapa neotectónica 31
   - 2.3. Caso particular del extremo oriental de la Cordillera Bética 34
3. Contexto geológico local 43
   - 2.1. Zonas Externas 43
   - 2.2. Zonas Internas 43
   - 2.3. Cuencas neógeno-cuaternarias 44
4. Cuenca del Bajo Segura 45
   - 4.1. MS-I (Tortoniense inferior) 45
   - 4.2. MS-II (Tortoniense superior) 48
   - 4.3. MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense) 49
   - 4.4. P (Plioceno inferior) 52
   - 4.5. P-Q (Plioceno superior-Cuaternario) 56

III. NEOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA 64

1. Introducción 65
2. Principales rasgos neotectónicos 65
   - 2.1. Rasgos Tectónicos s.s. 65
     - 2.1.2. Pliegues 67
     - 2.1.2. Fallas 73
   - 2.2. Rasgos Microtectónicos 79
     - 2.2.1. Cantos estriados 79
     - 2.2.2. Microfallas 89
     - 2.2.3. Diaclasas 89
     - 2.2.4. Anisotropía de la susceptibilidad magnética 97
   - 2.3. Rasgos estratigráficos y sedimentológicos 99

2.4. Geología del subsuelo 103
2.4.1. Sondeos mecánicos 105
2.4.2. Sísmica de reflexión 108
2.4.3. Sondeos eléctricos verticales 111
2.4.4. Gravimetría 117
2.4.5. Correlación de la geología del subsuelo con la geología superficial 119
3. Evolución geodinámica de la C.B.S. durante la etapa neotectónica 121
3.1. Mioceno superior-Plioceno inferior 122
3.2. Plioceno superior-Cuaternario 123

IV. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACIÓN (SISMITAS): INDICADORES DE PALEOSISMICIDAD DURANTE LA ETAPA NEOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA 124

1. Introducción 125
2. Clasificación 126
3. Afloramientos de estructuras sedimentarias de deformación: Descripción e interpretación 130
3.1. Aspe-Castro (cuñas detríticas) 132
3.2. San Miguel de Salinas (volcanes de arena) 140
3.3. Elche (volcanes de arena) 148
3.4. Guardamar-El Moncayo (volcanes de arena) 149
3.5. Torrellano (laminación distorsionada) 149
3.6. Los Arenales-La Mata (laminación distorsionada) 151
3.7. Vega Baja del Segura (sondeos) 152
3.8. Embalse de La Pedrera (olistolitos, slumps...) 154
4. Estructuras de deformación sedimentarias ¿indicadores de paleosismicidad? 155

V. TECTÓNICA ACTIVA DE LA CUENCA DEL BAJO SEGURA 158

1. Introducción 159
2. Principales rasgos de Tectónica Activa 159
2.1. Deformaciones recientes 160
2.2. Sismicidad 167
2.2.1. Paleosismicidad 167
2.2.2. Sismicidad histórica 172
2.2.3. Sismicidad instrumental 174
3. Sismotectónica de la Cuenca del Bajo Segura. Principales fallas activas 181
3.1. Accidente del Bajo Segura 181
3.2. Accidente de Crevillente 187
3.3. Fallas de dirección NW-SE 188
3.4. Accidente de los Hondones 188
4. Situación geodinámica actual en el extremo oriental de la Cordillera Bética 189

VI. CONCLUSIONES 194

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 197

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Resumen

En el presente trabajo de investigación se ha realizado un análisis de la evolución geodinámica de la Cuenca del Bajo Segura durante la etapa neotectónica (últimos 11 m.a.), destacando la situación geodinámica actual y su relación con la sismicidad registrada en el área de estudio.

Esta cuenca intramontañosa, al igual que otras muchas, se formó después de la fase principal de estructuración de la Cordillera. Se localiza en la prolongación hacia el este del Corredor del Guadalentín (Murcia) o el extremo oriental del Corredor de Palomares-Alhama-Bajo Segura, controlados principalmente por accidentes de dirección NE-SW.

El relleno sedimentario de la Cuenca se ha dividido en cinco unidades: MS-I (Tortoniense inferior), MS-II (Tortoniense superior), MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense), P (Plioceno inferior) y P-Q (Plioceno superior-Cuaternario). Las dataciones realizadas en este trabajo revelan, como aspecto más significativo, que los sedimentos que rellenan la Cuenca son más antiguos de lo que había sido considerado hasta el momento, especialmente los más recientes. Cabe destacar que la Fm. Conglomerados del Segura ha sido datada con microvertebrados como Rusciniense o Plioceno inferior, aunque su depósito continúa probablemente durante el Plioceno superior. No se ha encontrado ninguna asociación de microfósiles planctónicos del Plioceno superior o más moderna. También los estudios de paleomagnetismo permiten asignar varias generaciones de abanicos aluviales, consideradas hasta ahora de edad cuaternaria, al Plioceno.

A partir de los estudios de macro y microtectónica (cantos estriados, microfallas, diaclasas, anisotropía de la susceptibilidad magnética...) se deduce una situación compresiva durante toda la etapa neotectónica, que se enmarca en el contexto de colisión entre las placas Africana e Ibérica. El campo de esfuerzos deducido durante este periodo está caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNW-SSE/N-S.

El registro estratigráfico también pone de manifiesto la existencia de inestabilidad tectónica durante estos últimos once millones de años. Se reconocen numerosas estructuras de deformación y depósitos gravitacionales que han sido interpretados como resultado de sacudidas sísmicas. Asimismo, se deducen tres eventos tectónicos de especial relevancia. El primero de ellos, representado en otros puntos de la Cordillera Bética, se produce durante el Tortoniense, y a él se asocia la denominada "discordancia intratortoniense". En el Messiniense vuelve a iniciarse otro momento de destacada actividad que genera una gran cantidad de depósitos gravitacionales, sismitas, y

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

discordancias progresivas en el sector septentrional. Por último, a mediados del Plioceno, en relación al plegamiento de la cobertera sedimentaria de las Zonas Internas, se inicia el relleno de "surcos sinclinales subsidentes" que en los márgenes desarrollan discordancias progresivas.

Los sondeos mecánicos y los distintos métodos geofísicos (sísmica de reflexión, gravimetría, sondeos eléctricos verticales, etc.) ponen de manifiesto la existencia de una morfología irregular del basamento de la cuenca, caracterizada por la existencia de surcos y umbrales sucesivos controlados por accidentes de dirección ENE-WSW/NE-SW y NW-SE.

El análisis de los diferentes rasgos neotectónicos revela una **migración** de la deformación hacia el sur durante la etapa neotectónica. Durante el Mioceno superior las mayores evidencias de deformación se concentraban en las Zonas Externas y el Accidente de Crevillente era el más activo, mientras que a partir del Plioceno superior se sitúan sobre las Zonas Internas y el Accidente del Bajo Segura pasa a ser el que muestra mayor actividad.

A partir del análisis de las deformaciones recientes (playas tirrenienses, análisis geomorfológicos, etc.) se deduce un índice de actividad tectónico bajo-moderado, coherente con la sismicidad registrada en el sector. Además, parte de las evidencias de esta actividad se ven oscurecidas por la presencia de una importante serie de sedimentos holocenos de más de 20 m de espesor (datados por el método del C^{14}) que apenas muestran signos de deformación, por el corto intervalo de tiempo transcurrido.

Las estructuras activas del área de estudio son el Accidente del Bajo Segura, las fallas de dirección NW-SE, el Accidente de Crevillente y el Accidente de Los Hondones. Entre todos ellos destaca por su mayor actividad el Accidente del Bajo Segura, que funciona como una falla inversa "enterrada" y que se manifiesta superficialmente a través del plegamiento de la cobertera sedimentaria neógena y cuaternaria.

El análisis por el método de los "Diedros Rectos" de los mecanismos focales disponibles revela una situación geodinámica compresiva, con una dirección del máximo esfuerzo compresivo NNW-SSE. En esta situación de esfuerzos, los accidentes del Bajo Segura y Crevillente funcionan como fallas inversas y los accidentes de dirección NW-SE como fallas dextrorsas o normales. Estos resultados son coherentes con los mecanismos focales disponibles hasta el momento y con las evidencias geológicas superficiales.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento a todas aquellas personas que han hecho posible la realización de esta tesis. También pido disculpas a los que, por descuido, no han sido citados en estas líneas.

En primer lugar, y muy especialmente, a mis directores de tesis por el apoyo recibido en todo momento. A Antonio Estévez que me ha guiado en los aspectos geológicos locales y metodológicos, y a José Chacón que me introdujo en la investigación de los Riesgos Geológicos.

Quiero destacar además la ayuda prestada por Jesús M. Soria, que siempre estuvo dispuesto a discutir y profundizar en muchos aspectos de mi trabajo, y que para mí ha sido otro director más de esta tesis.

Durante estos años he tenido la fortuna de recibir los consejos y la ayuda de un gran número de personas a los que deseo dirigir mi más sincero agradecimiento,

A mis compañeros Carlos Lancis y Miguel Rodríguez de la Universidad de Alicante, y a Francisco Serrano de la Universidad de Málaga, por las dataciones de nannoplancton y foraminíferos.

A Antonio Ruiz Bustos del C.S.I.C. de Granada, por sus dataciones de yacimientos de microvertebrados, y con el que he pasado unas jornadas de campo inolvidables.

A Juan José Durán, del I.T.G.E. de Madrid, por su ayuda en las dataciones radiométricas y por su amable atención a las solicitudes de material que le hecho durante estos años.

A Jaume Dinarès, del C.S.I.C. de Barcelona, por las "calurosas" jornadas que hemos pasado juntos, tanto en el campo como en el laboratorio de paleomagnetismo del Instituto Jaume Almera, y también a los otros miembros del laboratorio.

A los miembros del equipo de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza (Jose Luis, Antonio, Luis, Carlos, Andrés....), por su calurosa acogida y por sus valiosísimas sugerencias en el tratamiento automático de las estaciones microtectónicas. También quiero agradecer a Alfonso Muñoz de la U.C.M, y a J. Gimerá de la Universitat de Barcelona, el haberme facilitado los programas informáticos.

A I.T.C. S.A., en especial a César Domènech y Gonzalo Bianqui, y también a todo su personal, que me han facilitado la consulta de las columnas de varios sondeos.

A Repsol Exploración, particularmente a Carlos Riaza, por haber puesto a mi disposición varios perfiles sísmicos del área de estudio.

Al I.T.G.E. (Geología Marina) por haberme facilitado los perfiles de sísmica de alta resolución, especialmente a Antonio Barnolas y a Jose Ramón.

A José Rodríguez del C.S.I.C. de Granada y a Teresa Medialdea quienes discutieron amablemente algunos aspectos de la interpretación de las líneas sísmicas.

A los compañeros de los centros donde he realizado estancias breves de investigación. Al equipo de trabajo de CETÉ Mediterranée de Niza dirigido por J.P. Meneroud, al equipo de E. Keller de la Universidad de California (Santa Barbara). También, dar las gracias a los miembros del

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Observatorio Sismológico de Cartuja (Universidad de Granada) donde me inicié en el estudio del Riesgo Sísmico.

A G. Valensise y D. Pantosti, del Istituto Nazionale di Geofisica di Roma, por sus interesantes comentarios sobre aspectos relacionados con la Tectónica Activa y la Paleosismicidad.

A Aguas Municipalizadas de Alicante por haberme facilitado la impresión de algunas figuras. Un agradecimiento muy especial a Agustín Plaza y a Francisco Maciá por la enorme paciencia y ayuda durante los procesos de digitalización.

A mis amigas Eulalia Masana de la Universitat de Barcelona, a María Casado de la U.C.M. y a Esther Sánchez del I.T.G.E., que siempre han estado amablemente dispuestas a mis peticiones bibliográficas.

A todos mis amigos con los que he compartido estos últimos años. Especialmente a Pedro Mateo, Mª del Mar, Ana y Miguel, por la revisión del manuscrito, y a mi hermana Nati por su valiosísima ayuda de última hora en el montaje de las figuras, y a Toñi por su apoyo incondicional.

A mi profesor Julio Ramón, al que le debo el haberme introducido en el estudio de las Ciencias Geológicas.

Quiero destacar además la ayuda mostrada durante todos estos años por todos mis compañeros de trabajo de la Universidad de Alicante, particularmente a los directores del Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Jose Antonio Pina y Carlos Auernheimer, por haberme facilitado los medios disponibles para realizar dicha investigación, y a mis compañeros Ana Soria, Mariano López, Jose Luis Hervás, Juan Ayanz, Salvador Ordóñez, Mª Ángeles García, y Servando Chinchón. También a los miembros de la unidad de Registro Sísmico, J.J. Giner, Pedro Jaúregui, Enrique, y un agradecimiento muy especial a mi amigo José Delgado por sus valiosísimas sugerencias y por haber soportado estoicamente mis dudas informáticas durante estos últimos años. Por último, a todo el personal técnico y administrativo: Manolo, Lucien, Domingo, Fátima, Roberto y Floren.

Por último y de forma muy especial quiero agradecer a toda mi familia, sobre todo a mis padres y hermanos, su apoyo incondicional durante todos estos últimos años, haciendo realidad esta tesis doctoral. Y para concluir, quiero reservar estas últimas líneas a mi amigo Jose Miguel Andreu con el que he compartido estos últimos diez años de geología, y que ha sido un apoyo moral constante, primero en Granada y después en Alicante. ***A mi familia y a él está dedicada esta tesis doctoral.***

Esta investigación ha sido financiada por una beca de F.P.I. del Ministerio de Investigación y Ciencia y por el Proyecto de Investigación de la CICYT AMB92-0531.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La región estudiada se sitúa en la mitad sur de la provincia de Alicante (figura 1), abarcando además una pequeña parte de la provincia de Murcia en el sector de Abanilla. Tiene aproximadamente 3000 km^2 de extensión y ocupa las hojas a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional de Murcia (934), Torrevieja (935), Orihuela (913), Guardamar del Segura (914), Fortuna (892), Elche (893), el Cabo de Santa Pola (894), Elda (871) y Alicante (872).

En la región existen varias depresiones, siendo la más importante por su extensión la de la Vega Baja del Segura. Otros sectores deprimidos topográficamente son el "Campo de Elche" y la "Depresión del Medio Vinalopó" (Hondón de las Nieves-Aspe-Monforte). Puntualmente aparecen varias lagunas entre las que destacan el Hondo de Elche-Crevillente y algunas situadas a lo largo del litoral (Salinas de la Mata y Torrevieja, Santa Pola, Clot de Galvany, El Saladar y San Juan).

En relación a los relieves montañosos, pueden distinguirse dos sectores. En el sector septentrional cabe mencionar la Sierra de Crevillente cuya cota máxima alcanza 835 m, junto a otros relieves destacados como la Sierra de Abanilla, la Sierra Gorda, la Sierra del Colmenar, la Sierra de Sancho, la Sierra de Fontcalent, la Sierra Mediana y la Sierra de las Águilas. En el sector meridional, al sur del río Segura, emergen un conjunto de pequeños relieves: Sierra de El Moncayo-Guardamar, Lomas de La Juliana, Sierra de Benejúzar y Sierra de Hurchillo, que aumentan de altura hacia el sur (Sierra del Cristo, Sierra de Escalona y Sierra de Pujálvarez, ésta última con más de 600 m de altitud). Entre estos dos sectores, septentional y meridional, surgen las sierras de Callosa y Orihuela, con un relieve abrupto que presenta unas diferencias de cota de 600 m con algunos puntos de la Vega Baja del Segura. Otros relieves más suaves situados en las proximidades del Mar Mediterráneo son la Sierra de El Molar y la Sierra de Santa Pola.

Desde el punto de vista hidrográfico destaca el Río Segura cuyo curso meandriforme ha sido recientemente canalizado entre Orihuela y su desembocadura en Guardamar. Sobre su extensa llanura de inundación, situada en su margen izquierda, se asienta la Vega Baja del Segura. El segundo río en importancia es el Vinalopó que no llega a desembocar en el mar, filtrándose en sus propios depósitos al sur del Campo de Elche. Al oeste, rodeando la Sierra de Abanilla, discurre el Río Chicamo. Además toda la zona está atravesada por numerosas ramblas (Tolomó, Barranco del Infierno, Las Ovejas, El Rambuchar, Barranco de San Antón, Las Monjas, La Garganta, Arroyo Grande, Barranco de Fayona, etc.).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

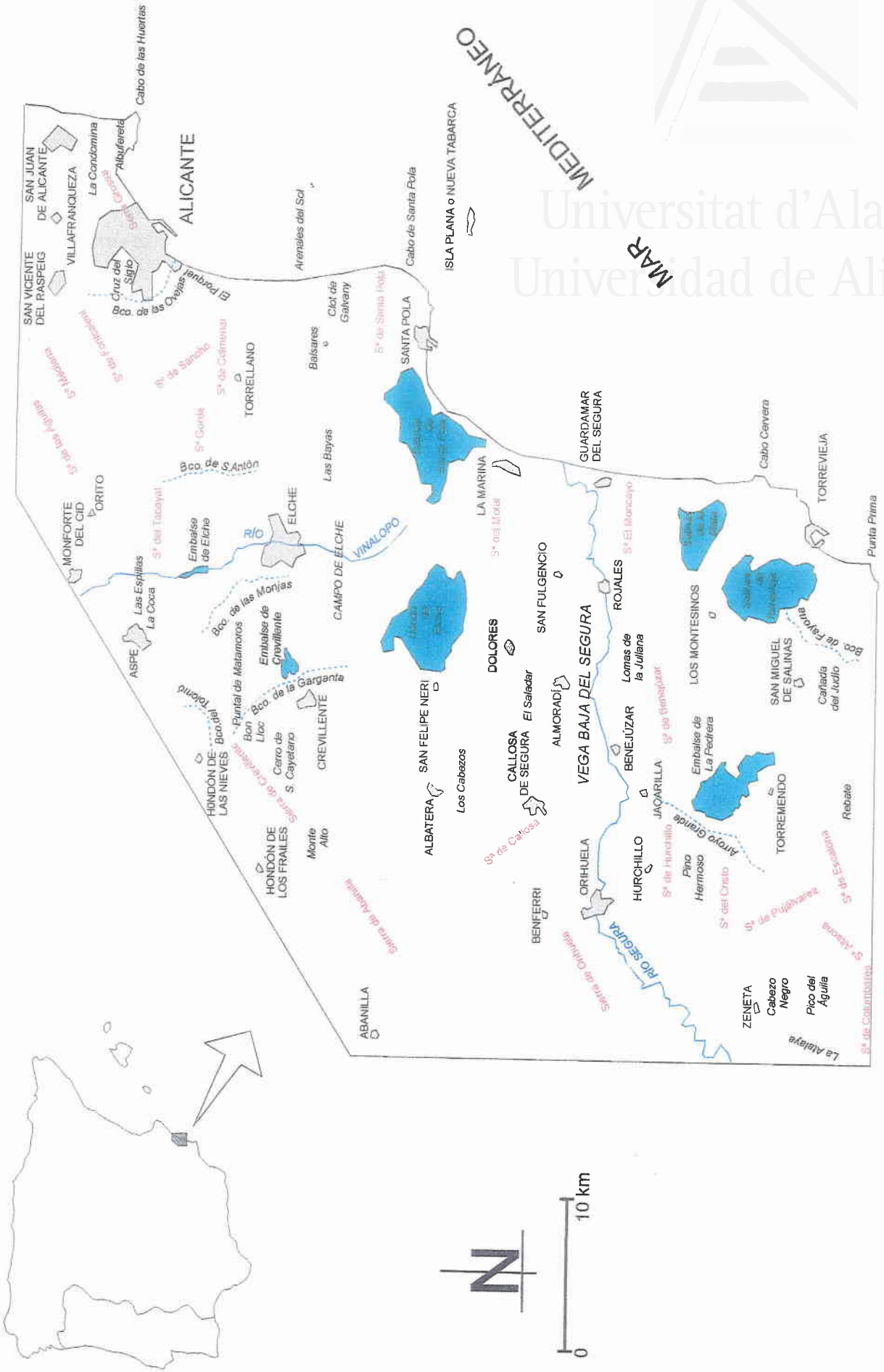


Figura 1. Mapa de localización geográfica.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

El área estudiada está densamente poblada y entre las localidades más importantes por el número de habitantes destacan Alicante, Elche, Orihuela, Torrevieja, San Vicente del Raspeig, Crevillente, Callosa del Segura, Santa Pola, Aspe y Almoradí. Todo el sector está atravesado por una densa red de comunicaciones, aunque el gran número de pequeñas propiedades privadas dificulta en muchas ocasiones el acceso a algunos afloramientos.

2. OBJETIVOS

El presente trabajo de investigación pretende lograr dos objetivos principales:

(1) Alcanzar un mejor conocimiento de la **evolución geodinámica** de la Cuenca del Bajo Segura durante la **"etapa neotectónica"** (últimos 11 m.a.).

(2) Definir cuáles son en la actualidad las **estructuras** tectónicamente **activas** del área de estudio, construyendo un modelo geodinámico que explique su funcionamiento actual.

Para conseguir estos dos objetivos principales se han planteado los siguientes objetivos parciales:

(1) Definir las unidades tecto-sedimentarias de la etapa neotectónica. Avanzar en la precisión cronológica de unidades clave en la evolución geodinámica del área, especialmente de las más recientes, como son las formaciones de "Conglomerados del Segura" y de "Sucina" y el relleno cuaternario de la Cuenca del Bajo Segura.

(2) Estudiar todos los indicios de actividad tectónica durante esta etapa utilizando criterios tectónicos *s.str.*, microtectónicos, estratigráficos-sedimentológicos y geofísicos como más importantes.

(3) Reconstruir el campo de esfuerzos desde el Tortoniense hasta la actualidad.

(4) Realizar estudios de tectónica activa, directamente relacionados con las estructuras sismogenéticas de la región.

3. METODOLOGÍA Y PLAN DE TRABAJO

Para lograr los objetivos anteriormente mencionados ha sido necesario recurrir a la utilización de un amplio abanico de técnicas (dataciones micropaleontológicas, dataciones

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

absolutas, paleomagnetismo, estudios microtectónicos, sondeos mecánicos, etc.). A continuación se describe de forma muy general la metodología utilizada.

(1) A partir de la cartografía geológica a escala 1:50.000 del proyecto M.A.G.N.A. y de la cartografía a escala 1:100.000 de la tesis doctoral de C. Montenat publicada en 1977, se ha realizado un mapa geológico base a escala 1:200.000, diferenciando cinco unidades neotectónicas y considerando como basamento geológico los materiales anteriores al Tortoniense. Esta cartografía ha sido revisada en el campo realizándose algunas correcciones puntuales. Hasta el momento, la cronología de las distintas unidades había sido establecida basándose en la existencia de foraminíferos planctónicos. Para complementar y precisar la edad de las mismas se han datado varias secciones con nannoplancton calcáreo y foraminíferos. En los numerosos depósitos continentales han sido datados varios yacimientos de microvertebrados y se ha realizado una campaña de magnetoestratigrafía. También se han efectuado algunas dataciones radiométricas en el relleno reciente de la Cuenca del Bajo Segura.

(2) En una amplia campaña de campo han sido seleccionadas las estaciones microtectónicas y los puntos de mayor interés neotectónico (tectónicos, estratigráficos, etc.). También se han realizado cortes estructurales de los materiales neógenos y cuaternarios. Esta información ha sido complementada con la suministrada por técnicas geofísicas (sísmica de reflexión, gravimetría, S.E.V., etc) y por sondeos mecánicos.

(3) Con el conjunto de los datos suministrados por la geología de superficie, la geología de subsuelo y la sismicidad se han definido las estructuras tectónicamente activas de la región, y se ha elaborado un modelo interpretativo del contexto geodinámico actual de la Cuenca del Bajo Segura.

Paralelamente, durante toda la investigación, se ha realizado una exhaustiva revisión bibliográfica relacionada con el área de trabajo y con distintos aspectos metodológicos.

Además de la metodología general, hay que hacer una especial mención a los distintos métodos utilizados para el cálculo del campo de esfuerzos durante la etapa neotectónica, incluida la situación actual. Se han aplicado varios métodos microtectónicos tradicionales (cantos estriados, microfallas y diaclasas), la anisotropía de la susceptibilidad magnética y finalmente el análisis estadístico de mecanismos focales.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Cantos estriados

Una de las evidencias microtectónicas más característica y abundante del área de estudio es la presencia de estriaciones orientadas en los cantos de brechas y conglomerados. Este tipo de estriaciones fueron citadas por Judson y Barks (1961) quienes las relacionaron con movimientos tectónicos y/o de compactación. Según estos autores, en este tipo de rocas sometidas a presión se producen movimientos internos entre los cantos y la matriz. Si la matriz está compuesta por un material abrasivo adecuado se produce fricción en la superficie de los cantos y se desarrollan **estriaciones**. Arthaud y Mattauer (1969) describen además **estructuras estilolíticas** cuyos ejes coinciden con la dirección del esfuerzo máximo compresivo. En ocasiones, en las proximidades de fallas, los cantos suelen presentar **fracturas** compatibles con la estructura principal (Combes, 1984). Finalmente, cuando el conglomerado apenas tiene matriz suelen desarrollarse **marcas de presión** debidas a procesos de disolución entre cantos (láminas 1 y 8).

En un caso idealizado, la distribución de las estriaciones y disoluciones estilolíticas presenta el siguiente patrón: existen dos zonas de máxima disolución donde predominan los estilolitos, que se denominan polos de disolución, mientras que en el resto de la superficie del canto se desarrollan estrías que divergen desde estos polos hasta una zona aproximadamente intermedia del canto. En estos polos se puede hablar más propiamente de disolución estilolítica mientras que en el resto se combinan los procesos de fricción con los de disolución. El eje que une los dos polos de disolución coincide con la dirección del esfuerzo máximo compresivo (Arthaud y Mattauer, 1969; Estévez *et al.*, 1976; Orozco, 1980; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983, 1984). Recientemente Schrader (1988) y Taboada (1993) han estudiado la distribución de las estrías y los polos de disolución en función del elipsoide de esfuerzos. Este último autor realiza un análisis teórico de las trayectorias de las estrías sobre un canto idealizado de morfología esférica en diferentes situaciones de esfuerzos, y con diferentes comportamientos de la matriz (frágil y dúctil).

En relación al área de estudio, la abundancia de buenos afloramientos ha facilitado que en las estaciones seleccionadas se hayan realizado un número suficientemente representativo de medidas (alrededor de 100). En cada canto se ha medido la dirección e inmersión del eje que une los polos de disolución. En muchos casos ha sido necesario extraer el canto para conocer la posición de uno de los polos de disolución, volver a situarlo perfectamente orientado en su posición original, y finalmente realizar la medida.

Para el análisis estadístico de las medidas de estriaciones de cantos se ha utilizado el programa de proyección estereográfica Micronet (Gulf, 1991). El programa permite:

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Lámina 1. Diferentes métodos utilizados para obtener el campo de esfuerzos durante la etapa neotectónica.
a: cantos estriados; **b**: diaclasas; **c**: microfallas; **d**: anisotropía de la susceptibilidad magnética en materiales aluviales.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(1) la **proyección estereográfica**, sobre el hemisferio inferior en una proyección equiangular de Wulff, de las lineaciones que unen los polos de disolución. Cada línea representa el eje de compresión supuesto para cada uno de los cantos.

(2) calcular el **diagrama de densidades:** el conteo de Micronet calcula la concentración de medidas cada 1% del área. Comprueba los 30.790 puntos de la falsilla, y cuando encuentra un punto proyectado, incrementa el conteo para cada punto en un radio de 10 unidades; para lograr mayor efectividad el programa considera los 308 puntos más próximos. Además permite seleccionar varias poblaciones en función de su concentración (hasta un máximo de seis) y las proyecta en un diagrama de contornos; la población de mayor concentración coincide con el máximo esfuerzo compresivo σ_1 (figura 27).

Microfallas

En primer lugar se ha procedido a la selección de las estaciones de medida, para lo cual se ha intentado cumplir, en lo posible, las recomendaciones hechas por Etchecopar *et al.*, (1981), Casas *et al.* (1990) y Casas (1992). Estos autores proponen que la estación debe estar constituida por fallas de la misma escala que afecten a un volumen rocoso de la misma naturaleza litológica. El número de medidas debe ser el máximo posible, y aunque teóricamente sería suficiente con 4, es recomendable un número superior a 15. Finalmente deben estar lo más lejos posible de estructuras principales que generan campos de esfuerzos secundarios.

En cada microfalla se han efectuado las siguientes medidas: dirección, buzamiento y sentido de buzamiento del plano, cabeceo de la estría (*pitch*), y por último, sentido de movimiento (falla **N**ormal, **I**nversa, **D**extrorsa, **S**inistrorsa). Posteriormente, estos datos han sido tratados estadísticamente con el propósito de obtener el elipsoide de esfuerzos.

En los últimos años se han desarrollado numerosos métodos automáticos basados en el tratamiento estadístico de microfallas con programas informáticos (Carey, 1979; Etchecopar *et al.*, 1981; Armijo *et al.*, 1982; Angelier, 1983; Simón, 1986; De Vicente, 1988; Etchecopar y Mattauer, 1988; Guiraud *et al.*, 1989; etc.). El lector interesado puede encontrar recopilaciones detalladas de los distintos métodos en varias publicaciones (Casas *et al.*, 1990; Casas, 1992; Galindo Zaldivar, 1993; etc.).

En el presente estudio se ha utilizado el programa *Faille* de Etchecopar. El método, suficientemente detallado en Etchecopar *et al.* (1981) y Casas *et al.* (1990), se basa en el principio de Bott (1959), según el cual las estrías sobre un plano de falla son paralelas a

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

la dirección del máximo esfuerzo de cizalla, controlado por la orientación de los ejes principales de esfuerzo y la relación entre sus valores (R). El programa realiza un tratamiento iterativo cuyo objetivo es minimizar el error entre las estrías reales medidas y las teóricas calculadas a partir de un tensor de esfuerzos supuesto por el programa o impuesto por el usuario.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

El programa *Faille* proporciona los siguientes resultados (figura 28):

(1) los 3 ejes principales σ_1, σ_2 y σ_3, caracterizados por su dirección y su inmersión.
(2) la relación $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$
(3) el error de cálculo de σ_1, σ_2 , σ_3 y R.
(4) el histograma de desviaciones angulares entre la estría medida y la estría calculada. En general se tienen en cuenta las dos o tres primeras clases del histograma, por consiguiente la desviación entre la estría medida y la real no debe superar los 15-17°.
(5) representación de Mohr de los planos de falla.
(6) la proyección estereográfica de Schmidt de los 3 ejes principales del tensor solución.

Diaclasas

En aquellos lugares en los que no se han encontrado estaciones microtectónicas óptimas de cantos estriados y/o microfallas, y donde los materiales no estaban excesivamente deformados, se ha efectuado un análisis estadístico de diaclasas. En las estaciones seleccionadas se han medido diaclasas híbridas de cizalla. En este tipo de fracturas conjugadas, el máximo esfuerzo compresivo se sitúa en la bisectriz de ambas fracturas (Hancock, 1985, 1987; Hancock y Engelder, 1989). En todos los casos estudiados las diaclasas tienen planos subverticales.

Las medidas se han representado en diagramas de rosas de los vientos, en los que se indica la dirección del máximo esfuerzo compresivo (figura 39).

Anisotropía de la susceptibilidad magnética

Otra técnica complementaria a los estudios microtectónicos tradicionales ha sido el cálculo de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). Estos estudios han sido realizados en colaboración con Jaume Dinarès del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" (C.S.I.C.) de Barcelona.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

La susceptibilidad magnética se define como la respuesta de las rocas a ser magnetizadas bajo un campo magnético determinado. Las orientaciones de las susceptibilidades principales k_{max}, k_{int} y k_{min} definen un elipsoide que está controlado por la orientación de las fábricas sedimentaria, magmática o tectónica de las rocas (Dinarès *et al.*, 1991); por tanto, el cálculo de este elipsoide puede ser utilizado para la deducción de esfuerzos tectónicos.

Para el cálculo de la ASM, inicialmente se realizó una campaña de muestreo en distintos tipos de materiales neógenos y cuaternarios para determinar cuáles eran los más favorables para un estudio paleomagnético. Los resultados obtenidos reflejan en general una baja calidad de los sedimentos marinos debido fundamentalmente a la existencia de remagnetizaciones posteriores que obliteran su magnetización original. Por el contrario, entre los sedimentos de carácter continental, existe un conjunto litológico compuesto por una alternancia de conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo que presenta una buena calidad. Las medidas de MRN (magnetización remanente natural), obtenidas con un magnetómetro criogénico GM400 CCL, muestran valores relativamente altos. Se reconocen varias componentes de magnetización de las cuales se ha determinado la de temperatura más alta como la magnetización primaria (la de la edad de las rocas), y por tanto estos materiales son adecuados para el estudio paleomagnético. Afortunadamente estos materiales son relativamente abundantes en el área de estudio, especialmente en el borde septentrional, y ha permitido el muestreo de varias estaciones en Albatera, Crevillente y Elche (ver apartado III.2.2.4.).

El muestreo paleomagnético se ha realizado en los estratos de areniscas de grano fino y en los de lutitas intercalados en los bancos conglomeráticos. Antes de la perforación de muestras se ha eliminado la parte más superficial para evitar posibles alteraciones. Ha sido utilizada una perforadora portátil de gasolina y todas las muestras o especímenes han sido orientadas en el campo (dirección e inmersión del eje de la muestra cilíndrica). De cada estación de muestreo se han analizado al menos dos especímenes. Estos tienen una morfología cilíndrica con un diámetro de 2 cm y una longitud media de 2.5 cm.

La susceptibilidad magnética (k_0) se ha medido con un susceptibilímetro Kappabridge KLY-2. Para obtener los valores de los ejes principales k_{max}, k_{int} y k_{min} se ha medido cada especimen en varias posiciones estándar distintas.

Los resultados se exponen en dos tipos de diagramas. Por una parte, los ejes principales se representan en el hemisferio sur de una proyección equiareal (coordenadas geográficas). En este diagrama se puede visualizar la dirección de máxima deformación

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(k_{min}) que coincide con el esfuerzo máximo. Por otra parte se representa la anisotropía de las muestras en un diagrama Hrouda-Jelinek en el que se reconoce la morfología del elipsoide de la susceptibilidad magnética. Los elipsoides deformados pueden ser de tipo aplastado (*oblate*) o alargado (*prolate*) (figura 30).

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Mecanismos focales

Finalmente, para el cálculo del campo de esfuerzos actual, se ha utilizado la única información disponible hasta el presente, proporcionada por siete mecanismos focales. De los planos de falla de estos siete mecanismos focales se ha realizado un análisis poblacional. Para ello ha sido utilizado el programa DREC 3.0 (De Vicente *et al.*, 1991) basado en el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977). En el presente análisis se han representado 14 fallas utilizando la dirección, buzamiento, el ángulo de deslizamiento de cada uno de estos planos, y el régimen de la falla (normal o inversa). A partir de esta información, el programa delimita en una proyección estereográfica las áreas en extensión y en compresión indicando los porcentajes correspondientes. El tipo de diagrama obtenido se muestra en la figura 59 del capítulo V.

4. ANTECEDENTES

El área seleccionada en la presente investigación ha sido objeto de numerosos estudios geológicos desde principios de este siglo. Entre los trabajos más antiguos, destacan los realizados por Jiménez de Cisneros a principios de siglo. Los primeros estudios específicos de neotectónica o tectónica activa no se publican hasta el año 1951 en el que Rey Pastor efectúa un ensayo sismotectónico del SE de la Península Ibérica. A partir de este momento se han llevado a cabo numerosos estudios relacionados en mayor o menor grado con la presente tesis doctoral.

Entre las diversas tesis doctorales relacionadas con la presente investigación, hay que citar la de C. Montenat (1973) sobre el Neógeno y Cuaternario del Levante español, que se publica en 1977 con la incorporación de nuevos resultados. En ella se detallan las diferentes formaciones neógenas y cuaternarias de la Cuenca del Bajo Segura y sectores adyacentes; junto con un estudio de la evolución geodinámica reciente de la región, por lo que este trabajo constituye un importante punto de partida de la presente investigación.

Gauyau (1977) analiza a partir de varias campañas geofísicas de gravimetría y sondeos eléctricos verticales profundos el problema de la prolongación del accidente de Alhama de Murcia hacia el este, en el sector de la Cuenca del Bajo Segura. Este mismo año

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Dumas lleva a cabo en su tesis doctoral el primer estudio geomorfológico de una extensa área del Levante español, en la que se incluye la Cuenca del Bajo Segura. Analiza la génesis del relieve actual y la influencia de la actividad tectónica reciente.

En 1987, Lukowski y Garcin estudian la relación tectónica-sedimentación de las cuencas neógenas de Fortuna y San Miguel de Salinas respectivamente. El sector oriental de la tesis de Lukowski se solapa parcialmente con el área del presente estudio en el sector de Abanilla.

En su tesis doctoral, Somoza (1989) analiza el Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia y Alicante). A partir de un estudio geomorfológico detallado elabora un modelo de evolución geodinámica cuaternaria del sector meridional del área de estudio (La Mata, Torrevieja y Río Segura).

En 1990, Bedu estudia algunos sectores de la Cordillera Bética Oriental en los que relaciona la sedimentación con un régimen tectónico de desgarre durante el Neógeno.

Finalmente, en 1992 se elaboran dos nuevas tesis doctorales. Por una parte, De Ruig estudia la evolución tectono-sedimentaria durante el Neógeno en el Prebético de Alicante, que coincide con la mitad septentrional del presente estudio. Por otra, Taboada, en uno de sus capítulos, incorpora una modelización de la falla inversa profunda del Bajo Segura cuyos resultados son aplicados a estudios de riesgo sísmico.

Además de las tesis doctorales citadas, se han realizado varios estudios neotectónicos regionales. Resulta interesante mencionar el estudio neotectónico a escala 1:200.000 (hojas de Alicante, Alcoy, Elche y Murcia) dentro del proyecto "Mapa Neotectónico de la Península Ibérica" a escala 1:1.000.000 realizado por el I.G.M.E., el mapa Neosismotectónico de Alicante a escala 1:200.000, incluido en el proyecto Atlas de Riesgos Integrados de la provincia de Alicante (I.T.G.E. y Generalitat Valenciana), y el "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia" a escalas 1:100.000 y 1:200.000 (Baena *et al.*, 1993).

Asimismo, hay que reseñar que en los últimos años se han llevado a cabo numerosos estudios específicos relacionados con la neotectónica del extremo oriental de la Cordillera Bética. A continuación se comentan los más importantes, agrupados en función de su temática:

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Cronoestratigrafía de las unidades de la etapa neotectónica (últimos 10 m.a.)

La primera aportación cronoestratigráfica destacable en sedimentos marinos es la de Colom (1954) que estudia las biozonas de foraminíferos del Terciario de Alicante. Posteriormente en 1972, Bizon *et al.* analizan la microfauna del Mioceno superior del SE de la Península. Montenat, en sus diversos trabajos (1973-1990), adopta la escala bioestratigráfica de Bizon *et al.* (1972), y aporta varias dataciones de las unidades neógenas de la Cuenca del Bajo Segura con foraminíferos planctónicos. También se incorporan algunas dataciones de foraminíferos en las diversas cartografías del proyecto M.A.G.N.A. Recientemente Lancis realiza los primeros estudios bioestratigráficos a partir de nannoplancton calcáreo.

Los sedimentos continentales han sido datados mayoritariamente a partir de yacimientos de microvertebrados. En este campo hay que subrayar los primeros trabajos de De Bruijn *et al.* (1975) y Montenat y De Bruijn (1976), y los más recientes de Freudenthal *et al.* (1991) y Martín Suárez y Freudenthal (1993). Localmente se han efectuado algunas aportaciones bioestratigráficas en base a macrovertebrados (Montenat y Crusafont, 1970; Alberdi y Montoya, 1988).

Además de las aportaciones bioestratigráficas existen muy pocas dataciones en la región. Por ejemplo, los estudios de magnetoestratigrafía son muy escasos y sólo en el sector SE de Torrevieja Somoza *et al.* (1989) llevan a cabo un pequeño estudio paleomagnético de los abanicos aluviales de Campoamor. Tampoco son muy frecuentes las dataciones radiométricas salvo las de niveles de playas fósiles. Desde las primeras contribuciones de Stearn y Thurber en el año 1965, son varios los autores que han proporcionado dataciones de los niveles tirrenienses (Dumas, 1977; Dumas *et al.*, 1981; Zazo *et al.*, 1981; Bernat *et al.*, 1982; Brückner, 1986; Gozálvez, 1985; Hillaire-Marcel *et al.*, 1986; Hearty *et al.*, 1987).

Relación Tectónica-Sedimentación

El primer trabajo específico que analiza la tectónica y su influencia en el registro sedimentario en la Cuenca del Bajo Segura es el ya mencionado de Montenat (1973, 1977). Recientemente Montenat *et al.* (1990) han hecho una síntesis tectosedimentaria del SE de la Península Ibérica, en la que incluyen un resumen actualizado del área de estudio. Este mismo autor, en 1980, relaciona algunas estructuras sedimentarias de deformación del Messiniense de San Miguel de Salinas-Rebate con el efecto de sacudidas sísmicas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

En el sector septentrional del área de estudio, en el Prebético de Alicante, Ott d'Estevou *et al.* (1988a) y De Ruig (1992) realizan un análisis de la evolución tectosedimentaria durante el Neógeno y Cuaternario. En 1990 Poisson y Lukowski interpretan la Cuenca de Fortuna, que se solapa con el área de estudio en el sector de Abanilla, como una cuenca *piggyback*.

En relación a estudios de detalle en el Cuaternario destacan los trabajos de Somoza *et al.* (1986), Bardají *et al.* (1987), Goy y Zazo (1988, 1989), Goy *et al.* (1989a, 1990) y Somoza (1989a).

Estudios más generales que hacen referencia al extremo oriental de la Cordillera son los de Megías *et al.* (1983), que efectúan un análisis tectosedimentario del Neógeno en todo el ámbito de la Cordillera Bética. En otros más recientes, Sanz de Galdeano y Vera (1991, 1992) proponen una clasificación de las cuencas neógenas de la Cordillera, y relacionan el contexto paleogeográfico de las mismas con la sedimentación y la actividad tectónica.

Tectónica y Microtectónica. Evolución Geodinámica.

Este apartado incluye, por una parte, los estudios que hacen referencia a fracturación y deformaciones recientes, y por otra, los relacionados con la evolución geodinámica reciente.

Los análisis de los distintos sistemas de fracturación y de las deformaciones durante la etapa neotectónica son relativamente abundantes en la región. Destacan los trabajos de Montenat (1970), Bousquet y Montenat (1974), Rodríguez Estrella (1977), Bousquet (1979), Estévez *et al.* (1985, 1986), entre otros. Con un carácter más regional hay que mencionar los trabajos de Sanz de Galdeano (1983a, 1988).

En cuanto a estudios sobre la evolución geodinámica reciente, algunos de los cuales reconstruyen los campos de esfuerzos durante distintos momentos de la etapa neotectónica, son especialmente numerosos los que se refieren a todo el ámbito de la Cordillera Bética. Entre los más destacados, que incluyen total o parcialmente el área de estudio, destacan los realizados por: Montenat (1973, 1977), Bousquet y Philip (1976 a y b, 1981), Vegas *et al.*, (1979), Santanach *et al.* (1980), Sanz de Galdeano (1983b, 1988, 1990), Leblanc and Olivier (1984), Rehault *et al.* (1984, 1985), Ott d'Estevou y Montenat (1985), Ott d'Estevou *et al.* (1988 a y b), Estévez *et al.* (1985, 1986), Vegas (1985, 1992), Bergerat (1987), Philip (1987), Lukowsky (1987), Montenat *et al.* (1987 a

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

y b, 1990), De Ruig *et al.* (1987), Boccaletti *et al.* (1987), Somoza (1987), Larouzière *et al.* (1988), Somoza (1989a), Goy *et al.* (1989 a y b, 1990, 1992), Frizon de Lamotte *et al.* (1989, 1990, 1991), Doblas y Oyarzun (1989), Doblas *et al.* (1991), Platt and Vissers (1989), De Ruig (1989, 1990, 1992), Bernini *et al.* (1990), Banda y Santanach (1992), Roca y Guimerà (1992), Sanz de Galdeano y Vera (1992); Comas *et al.* (1992), Mauffret *et al.* (1992), Rodríguez Fernández *et al.* (1992), Rebaï *et al.* (1992), Watts *et al.* (1993) y Galindo Zaldívar *et al.* (1993), Janssen *et al.* (1993) y Silva *et al.* (1993).

Geología del Subsuelo

La gran extensión de las formaciones recientes en este sector ha incentivado la realización de algunas campañas geofísicas. Además de los numerosos sondeos mecánicos realizados para investigaciones petrolíferas, hidrogeológicas y geotécnicas, se han llevado a cabo varias campañas de sísmica de reflexión, gravimetría y sondeos eléctricos verticales (S.E.V.).

El I.T.G.E. publica en 1990 los "Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España" que en su Tomo II (Béticas) recoge alguna información geofísica sobre la Cuenca del Bajo Segura.

En el sector septentrional del área de estudio se dispone de muy poca información. Sólo se tiene constancia de sondeos de profundidad media (para investigación hidrogeológica), y de una campaña de S.E.V. realizada por Pulido y Padilla (1984) en el sector de Aspe.

Por el contrario, el sector de la Vega Baja del Segura y el Campo de Elche ha sido objeto de numerosas campañas geofísicas. Se han efectuado al menos dos campañas de sísmica de reflexión (la utilizada en este trabajo es la última de ellas, llevada a cabo por CHEVRON en los años 1984-1986). Además de los perfiles de sísmica de reflexión, en estas campañas geofísicas de investigación petrolífera se realizaron siete sondeos profundos, la mayoría de los cuales supera los 1000 m de profundidad, y varias campañas gravimétricas. Asimismo, se conocen tres campañas de S.E.V. con una profundidad de investigación que varía entre los 2000 m (Gauyau *et al.*, 1977) y los 30 m (Echallier *et al.*, 1978; Echallier y Lachaud, 1980).

La plataforma continental también ha sido objeto de estudios neotectónicos a partir de la información suministrada por perfiles de sísmica de reflexión convencional y de alta

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

resolución. Los resultados más destacados son los obtenidos por Díaz del Río *et al.* (1987), Díaz del Río (1989, 1991), y por el I.T.G.E (1990, 1994).

Finalmente, entre los estudios de geofísica relacionados con el espesor de la corteza en este extremo de la Cordillera destacan los de Zeyen *et al.* (1985), Marillier and Mueller (1985), Van der Beek and Cloething (1992) y Banda *et al.* (1993).

Tectónica Activa

Los estudios neotectónicos son relativamente abundantes en toda la Cordillera Bética; por el contrario, los de tectónica activa son bastante más escasos, centrándose hasta el momento en análisis geomorfológicos y en estudios sismotectónicos.

Respecto a las investigaciones geomorfológicas destacan las aportaciones de Bardají, Goy, Silva, Somoza y Zazo (1987-1994) que analizan las deformaciones de los materiales más recientes. Uno de los aspectos geomorfológicos sobre los que se dispone de un mayor volumen de información es el estudio de los depósitos litorales. Los primeros trabajos que manifiestan la existencia de movimientos verticales recientes a partir de las cotas de las playas fósiles cuaternarias son los de Gigout *et al.* (1957) y Gigout (1959 a y b). Posteriormente Stearns y Thurber (1965) realizan las primeras dataciones absolutas con el método del U/Th. A partir de este momento son muchos los trabajos de investigación que utilizan las playas fósiles como niveles guía para estudios de tectónica reciente: Gaibar y Cuerda (1969), Gaibar (1972), Montenat (1973), Echallier y Lauriat-Rage (1978), Gozálvez y Roselló (1978), Mateu y Cuerda Barceló (1978), Zazo (1979, 1981), Dumas (1977), Dumas *et al.* (1981), Bernat *et al.* (1982), Gozálvez (1985), Brückner (1986), Hillaire-Marcell *et al.* (1986), Somoza *et al.* (1986), Bardají *et al.* (1987), Goy *et al.* (1987a), Hearty *et al.* (1987), Somoza (1987, 1989 a y b), Goy y Zazo (1988), Estévez y Pina (1989), etc. Un aspecto específico es el estudio de los frentes montañosos, utilizado por Silva *et al.* (1992) para asignar distintas clases de actividad tectónica a lo largo del extremo oriental de la Cordillera.

Respecto a la sismicidad y sismotectónica del SE de la Península, el primer trabajo es el de Rey Pastor (1951). En 1976, López Mariñas hace un estudio de sismicidad histórica, especialmente del terremoto de Torrevieja de 1829, que es ampliado por Rodríquez de la Torre (1984). En relación a la sismicidad instrumental destacan los trabajos de Udías, Buforn, Muñoz y Mezcua (1976-1993). En algunos de estos trabajos se publican los primeros mecanismos focales del área de estudio (Mezcua *et al.*, 1984; Udías y Buforn, 1985; etc.) que son ampliados recientemente (Coca y Buforn, 1994; I.G.N., 1993).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Volver al índice/Tornar a l'índex

Arenillas y Bisbal (1985) realizan un análisis de la sismicidad en la Comunidad Autónoma Valenciana. López Casado *et al.* (1987) delimitan dos fuentes sísmicas en el área de estudio al no poder relacionar la sismicidad con estructuras sismogenéticas concretas debido al margen de error de localización de epicentros e hipocentros. En su último trabajo, Sanz de Galdeano y López Casado (en prensa) hacen una revisión de las fallas activas del SE de la Península Ibérica. Recientemente, el equipo de investigación de la Red Local de Sismicidad de la Universidad de Alicante ha publicado diversos resultados del área de estudio (Delgado *et al.*, 1993; Jaúregui, 1995; Giner, *en prep.*; etc.).

Finalmente, Taboada *et al.* (1993) establecen un modelo del funcionamiento de la falla del Bajo Segura durante los últimos 1.5-2 m.a. Los resultados obtenidos los aplican a estudios de riesgo sísmico.

Aspectos generales

Además de los trabajos específicos citados anteriormente, se han desarrollado numerosos trabajos de carácter general. Existe una base geológica del área a escala 1:50.000 realizada por el I.G.M.E. (proyecto M.A.G.N.A). Las hojas que cubren el área seleccionada son las siguientes: Elda (871), Alicante (872), Fortuna (892), Elche (893), Cabo de Santa Pola (894), Orihuela (913), Guardamar del Segura (914), Murcia (934) y Torrevieja (935).

Asimismo, son de destacar las tesis doctorales de Azéma (1977), que estudia el dominio de las Zonas Externas, y de Kampschuur (1972), que se centra en los materiales alpujárrides pertenecientes a las Zonas Internas de las sierras de Carrascoy, Callosa y Orihuela, así como el afloramiento de la Isla de Tabarca.

También se han llevado a cabo numerosos trabajos de investigación sobre los materiales neógenos y cuaternarios no relacionados directamente con aspectos neotectónicos; entre los que cabe mencionar los de Imperatori (1957, 1966), Brevion *et al.* (1971), Ortí y Shearman (1977), Cuerda y Sanjuame (1978), Monty (1981), Flores *et al.* (1987), Dabrio *et al.* (1991), etc.

En definitiva, la información sobre el área de estudio es relativamente abundante y se dispone de un buen punto de partida para la presente investigación. En los capítulos correspondientes se hará un análisis más detallado sobre los trabajos más significativos y se discutirán las aportaciones realizadas en este trabajo.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

En el presente capítulo se expone el contexto geológico en el que se enmarca la Cuenca del Bajo Segura. En primer lugar, se explica brevemente cuales son los dominios principales de la Cordillera Bética. En un segundo apartado, se hace una revisión de la evolución geodinámica reciente de la Cordillera, haciendo especial mención a su extremo oriental. A continuación se exponen los dominios principales que afloran en el área de estudio y se detallan las características del relleno sedimentario de la Cuenca del Bajo Segura durante la etapa neotectónica.

1. CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética constituye, junto al Rif, la parte más occidental de las Cadenas Alpinas Mediterráneas. Forma un cinturón que se sitúa en el sur y sureste de la Península Ibérica, con una longitud aproximada de 600 km y una anchura máxima de 200 Km (figuras 2 y 3).

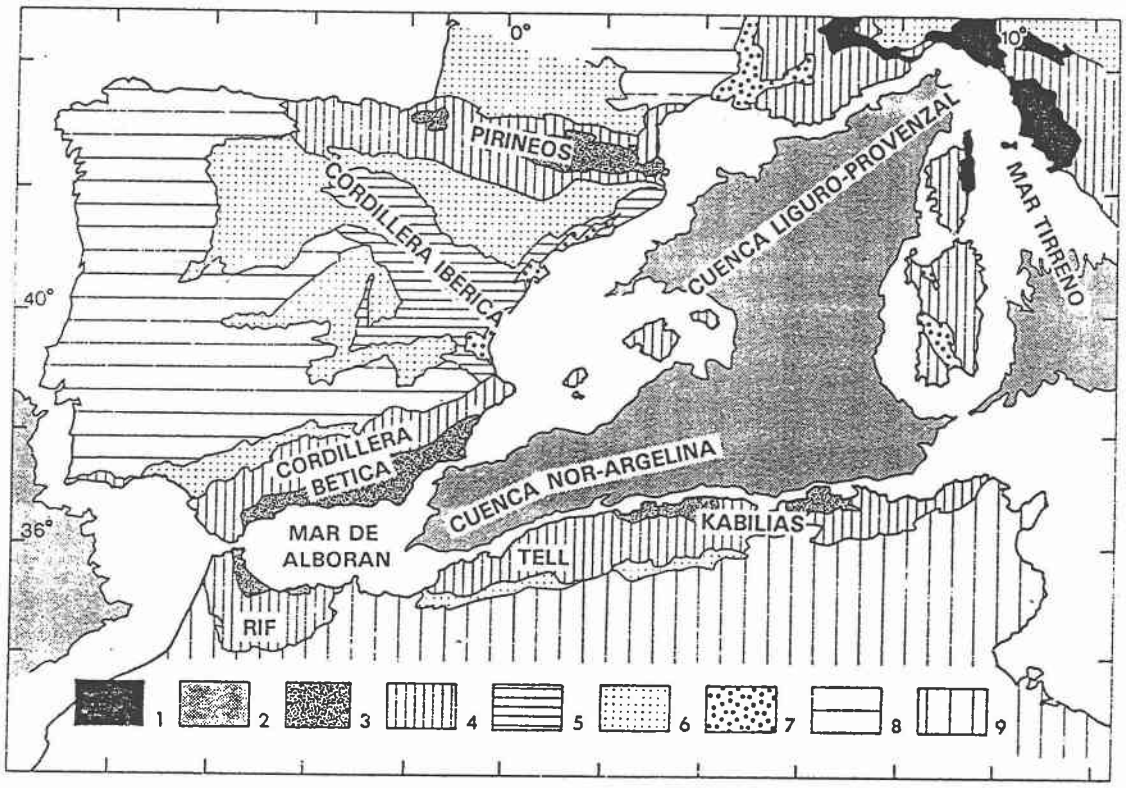


Figura 2. Esquema geológico del Mediterráneo occidental y situación de la Cordillera Bética (extraído de Soria, 1993). Leyenda: 1. Restos de corteza oceánica; 2. Fondo marino por debajo de 2.000 m; 3. Zonas Interna de las cordilleras Bética, Rif, Pirineos y Kabilias; 4. Márgenes continentales mesozoicos; 5. Cuencas intracontinentales mesozoicas; 6. Cuencas de antepaís; 7. Fosas terciarias; 8. Antepaís Ibérico y Europeo; 9. Antepaís Africano.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

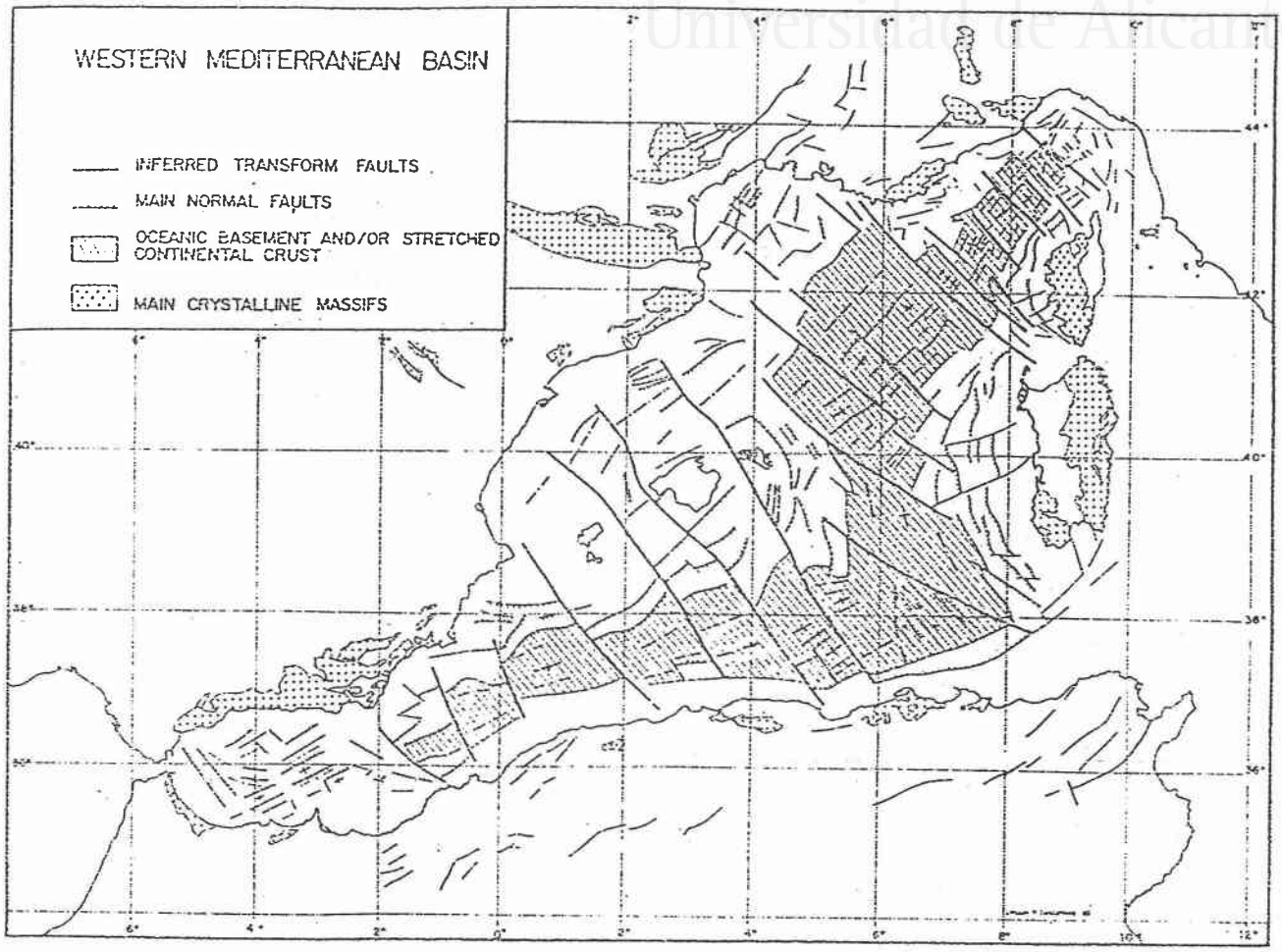


Figura 3. Esquema de las características estructurales del Mediterráneo Occidental basado en datos sísmicos y magnéticos (Rehault, 1984).

Está dividida en dos dominios principales: las *Zonas Externas* situadas al norte y las *Zonas Internas* al sur. Otro dominio de menor extensión en la Cordillera es el *Complejo del Campo de Gibraltar* que aflora principalmente en la provincia de Cádiz, en Gibraltar y localmente en varios sectores a lo largo del contacto entre las Zonas Externas e Internas. Finalmente, sobre todos estos dominios se localizan numerosas *cuencas neógeno-cuaternarias*, entre las que destaca la Cuenca de antepaís del Guadalquivir (figura 4).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

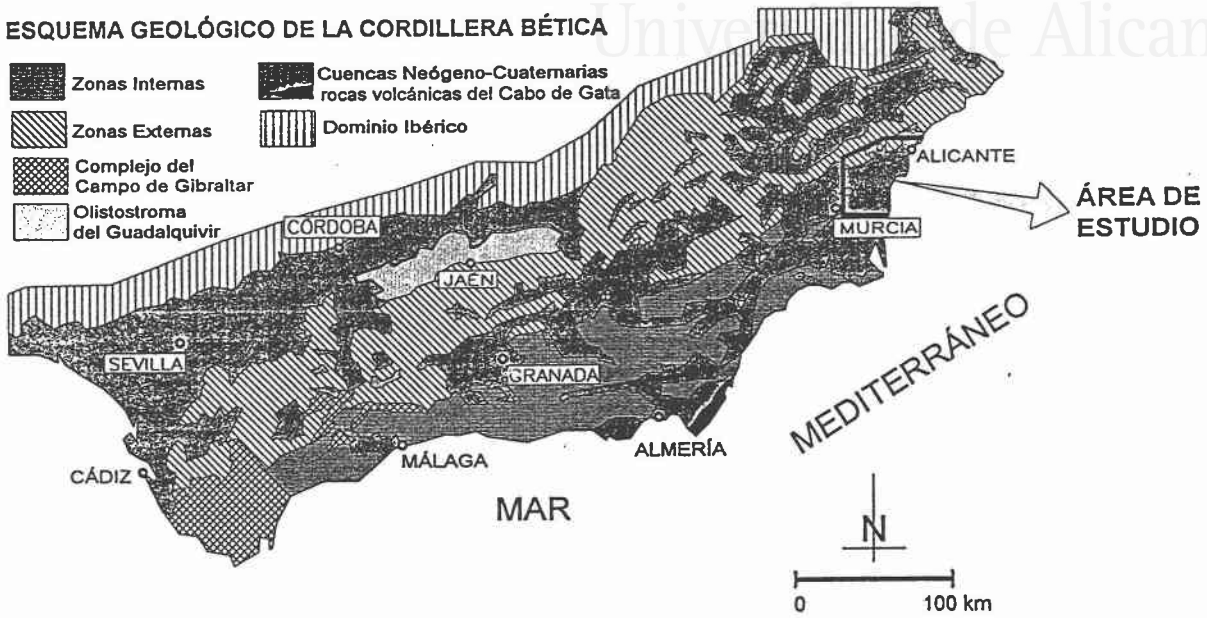


Figura 4. Esquema geológico de la Cordillera Bética y situación del área de estudio.

1.1. Zonas Externas

Este dominio está limitado al norte por la Meseta Ibérica (antepaís) o por la Cuenca del Guadalquivir (antefosa), y al sur principalmente por las Zonas Internas. También limita con el Complejo del Campo de Gibraltar al oeste, con el Mar Mediterráneo al este, en la provincia de Alicante, y con la Cuenca Argelina en su extremo insular.

Las Zonas Externas están constituidas por una cobertera sedimentaria intensamente deformada por pliegues y cabalgamientos vergentes principalmente hacia el NNW. Sus meteriales se depositaron en el margen meridional del Macizo Ibérico durante el Mesozoico y parte del Cenozoico (desde el Triásico hasta el Aquitaniense). Una subdivisión paleogeográfica permite separar dos unidades principales: Prebético (al norte) y Subbético (al sur). El Prebético se caracteriza por el predominio de facies marinas someras, mientras que el Subbético presenta facies pelágicas profundas (García Hernández *et al.*, 1980; Sanz de Galdeano y Vera, 1992).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

1.2. Zonas Internas

Las Zonas Internas constituyen un conjunto de mantos alóctonos limitados al norte por el dominio de las Zonas Externas y localmente por el Complejo del Campo de Gibraltar, y al sur por el Mar Mediterráneo.

En las Zonas Internas se diferencian tres complejos o unidades principales superpuestas tectónicamente, que de muro a techo son las siguientes: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide (Fontboté, 1986). Los dos primeros están constituidos por rocas atribuibles al Precámbrico, Paleozoico y especialmente al Triásico, afectadas por un metamorfismo alpino, mientras que el Complejo Maláguide está compuesto por sedimentos más recientes (desde al Paleozoico hasta el Cenozoico inclusive) que no muestran, en términos generales, evidencias de metamorfismo.

1.3. Complejo del Campo de Gibraltar

Actualmente aflora en la provincia de Cádiz y de forma discontinua en las provincias de Málaga, Granada, Almería y Murcia. Está constituido por facies marinas profundas (*flysch*) depositadas desde el Cretácico hasta el Mioceno inferior en una cuenca situada entre el antepaís africano y las Zonas Internas Béticas. Las diversas unidades que integran el Complejo del Campo de Gibraltar tienen un carácter alóctono (Bourgois, 1977; Martín Algarra, 1987). Su emplazamiento actual se relaciona con el proceso de expulsión o hispanización de los flysch norteafricanos durante el Mioceno inferior.

1.4. Cuencas Neógeno-Cuaternarias

Durante el Neógeno y el Cuaternario se han desarrollado numerosas cuencas rellenas por potentes sucesiones de sedimentos que se apoyan discordantemente sobre los materiales de las Zonas Externas e Internas de la Cordillera. Estas cuencas han estado controladas directamente por la actividad tectónica. Sanz de Galdeano y Vera (1992) diferencian las cuencas formadas durante el Mioceno inferior y medio que presentan un carácter típicamente sinorogénico (o preorogénico en las Zonas Externas debido al retraso y disminución de intensidad de la deformación en este dominio respecto a las Zonas Internas), de las cuencas postorogénicas formadas a partir del Tortoniense. A pesar de su carácter postorogénico, estas cuencas también están afectadas por deformaciones neotectónicas, y en muchas ocasiones presentan orientaciones estructurales distintas a las típicas de la Cordillera Bética.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA RECIENTE DE LA CORDILLERA BÉTICA

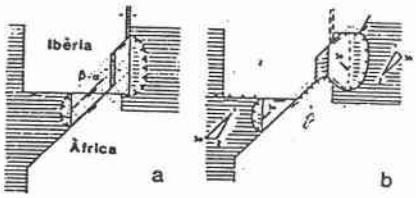
La evolución geodinámica de la Cordillera Bética y su estructuración como un orógeno *s.str.* durante el Neógeno y Cuaternario está ligada a la interrelación entre las placas africana e ibérica. La coexistencia de rasgos extensivos y compresivos durante los últimos 25 m.a. complica la interpretación geodinámica de la región. Actualmente no existe un total acuerdo entre los diferentes grupos de investigación que han propuesto varias hipótesis.

2.1. Principales hipótesis propuestas

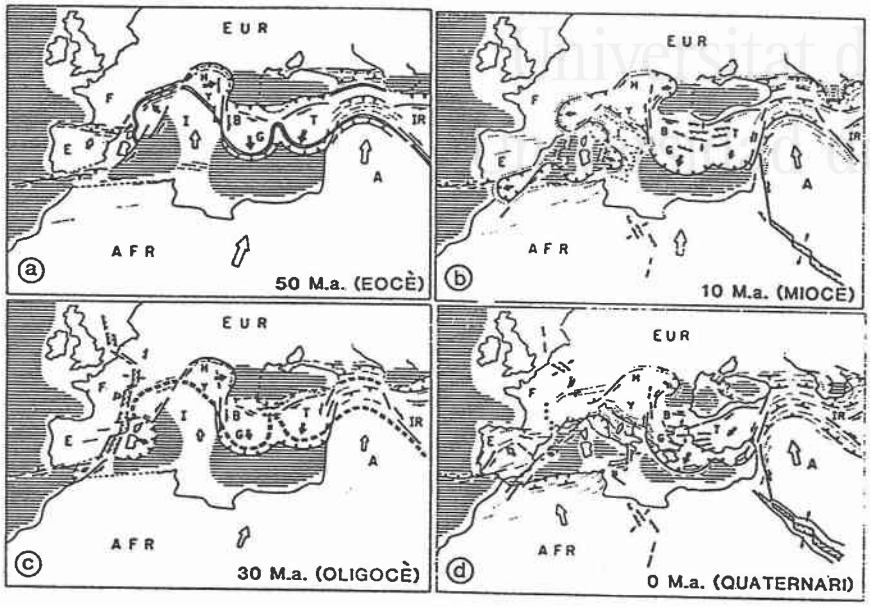
Hasta el momento la hipótesis más aceptada relaciona la estructuración principal de la Cordillera con el **desplazamiento hacia el oeste de la "microplaca" o bloque de Alborán** (constituida por las Zonas Internas bético-rifeñas) que colisionó con los márgenes de Iberia y Africa (Andrieux, Fontboté y Mattauer, 1971; Biju Duval *et al.*, 1977; Tapponier, 1977; Jerez, 1979 y 1984; Duran Delga y Fontboté, 1980; Sanz de Galdeano, 1983b, 1988, 1990; Rehault *et al,* 1984; Boccaletti *et al.*, 1987; Martín Algarra, 1987; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; entre otros) (figura 5a). Esta colisión tuvo lugar al final del Paleógeno e inicio del Neógeno, alcanzando su estado paroxismal a mediados del Burdigaliense (Hermes, 1985). En el orógeno bético se produjeron grandes pliegues y cabalgamientos vergentes generalmente hacia el norte, así como grandes fallas transpresivas. Después del Mioceno medio, con la finalización de la deriva hacia el oeste de las Zonas Internas, se produjo un profundo cambio geodinámico en la Cordillera Bética. A partir de estos momentos, la colisión entre las placas africana e ibérica generó un campo de esfuerzos aproximadamente NW-SE y una extensión perpendicular (Sanz de Galdeano y Vera. 1991) (figura 5b). Algunos autores como Leblanc y Olivier (1984), Frizon de Lamotte *et al.* (1989) prolongan los movimientos de las Zonas Internas hacia el oeste durante el Mioceno superior.

Otro hecho observado en la Cordillera es la existencia de importantes despegues extensionales de origen gravitacional en las Zonas Internas con el consiguiente adelgazamiento cortical (Aldaya *et al.*, 1984; García Dueñas *et al.*, 1986; Platt, 1986; Balanyá y García Dueñas, 1987; Galindo *et al.*, 1989; Platt and Vissers, 1989; Balanyá, 1991; García Dueñas y Balanyá, 1991; etc.). Este hecho es utilizado por varios autores para defender un modelo geodinámico reciente de la Cordillera controlado por la existencia de **deslizamientos gravitacionales de segmentos corticales en las Zonas Internas** (Weijermars, 1985; Doblas y Oyarzun, 1989; Platt y Vissers, 1989; entre otros) (figura 6).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995



A



B

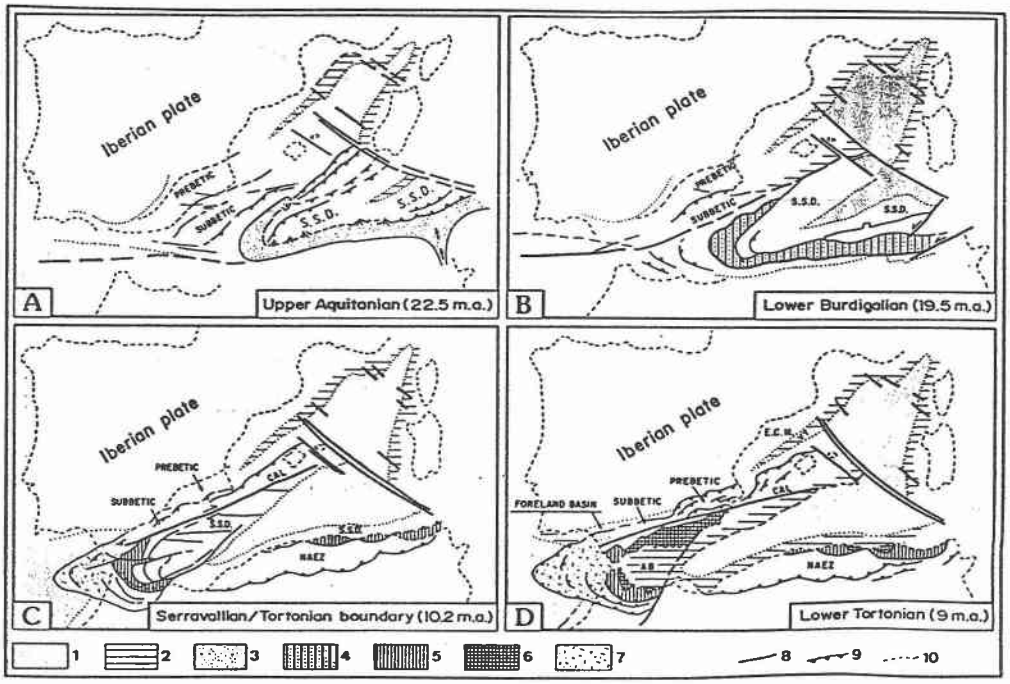


Figura 5. (A) Modelo de evolución del Mediterráneo durante el Cenozoico (Tapponier, 1977); extraído de Roca (1992). (B) Evolución de los dominios alpinos del Mediterráneo Occidental durante el Mioceno (Sanz de Galdeano y Vera, 1991).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

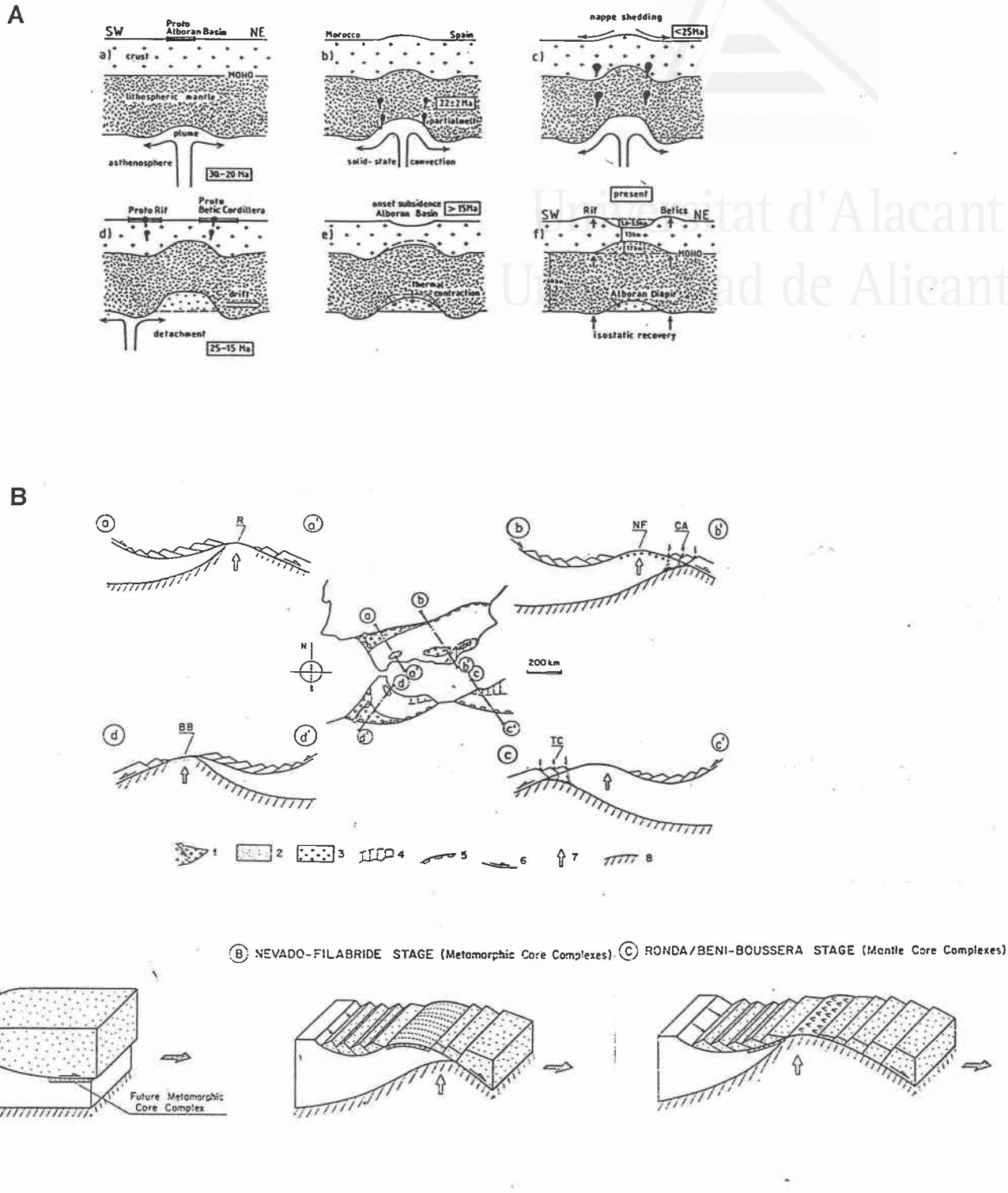


Figura 6. (A) Modelo evolutivo del Mar de Alborán (Weijermars, 1985); extraído de Roca (1992). (B) Evolución geodinámica de la Cordillera Bética durante el Neógeno (Doblas y Oyarzun, 1989).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Estos procesos extensionales tuvieron lugar, según Doblas y Oyarzun (1989) en el Mioceno medio y superior. Por el contrario, Sanz de Galdeano y Vera (1992) defienden que este colapso extensional de las Zonas Internas se produjo durante el Burdigaliense, simultáneamente al movimiento de las Zonas Internas hacia el oeste, y discuten la relevancia de este proceso en la evolución geodinámica reciente de la Cordillera.

Otros autores defienden la existencia de una **subducción de la Placa Africana bajo la Placa Euroasiática** (Araña y Vegas, 1974; Megías, 1982; Boillot *et al.*, 1984; Rehault *et al.*, 1984; Decourt *et al.*, 1986; Malinverno y Ryan, 1986; Vegas, 1991; etc.) (figura 7). Este modelo explica, entre otros hechos, el volcanismo del sureste peninsular y la sismicidad profunda e intermedia registrada en la Cordillera Bética. Pero sus detractores le acusan de no explicar los importantes movimientos direccionales que se observan tanto en el Rif como en el orógeno Bético.

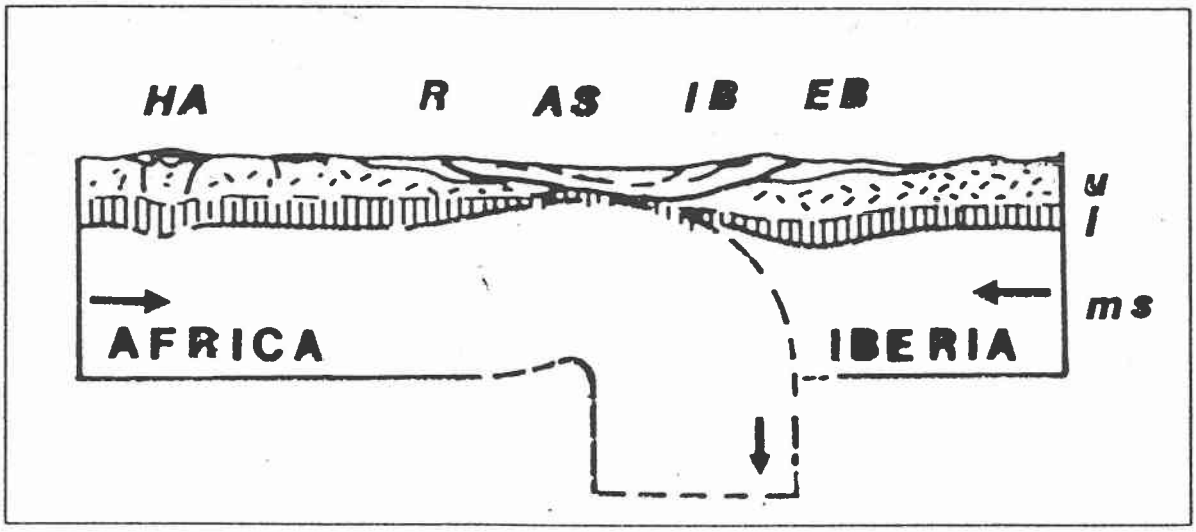


Figura 7. Sección en la que se muestra la subducción incipiente entre las placas Africana e Ibérica (Vegas, 1991).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.2. Evolución del campo de esfuerzos durante la etapa neotectónica

A continuación se hace una revisión de los distintos trabajos publicados sobre la evolución del campo de esfuerzos desde el Tortoniense hasta la actualidad (aproximadamente durante los últimos 11 m.a.). Este periodo, que comienza una vez finalizada la fase de tectogénesis del orógeno Bético-Rifeño, se denomina "etapa neotectónica" (*Groupe de Recherche de l'Arc de Gibraltar*, 1977).

Las primeras publicaciones sobre la situación de esfuerzos durante la etapa neotectónica aparecen a mediados de los años setenta. Estévez *et al.* (1976) citan, en la Cuenca de Guadix-Baza, esfuerzos compresivos en varias direcciones y Sanz de Galdeano (1976) deduce una alternancia de procesos compresivos y distensivos en la Cuenca de Granada. Además Bousquet *et al.* (1976) deducen un periodo de distensión que se inicia en el Tortoniense y que continúa hasta el Pleistoceno inferior, momento en el cual se inicia una fase de compresión N-S (Bousquet y Philip, 1976 a y b).

Hasta mediados de los años ochenta, excepto pequeñas variaciones locales, se conserva esta idea generalizada de una fase principal de distensión durante la etapa neotectónica con una fase final compresiva (Groupe de Recherche de l'Arc de Gibraltar, 1977; Sanz de Galdeano, 1983b; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; entre otros). El periodo distensivo, según algunos estudios locales, presentaba alternancias de pequeñas episodios compresivos; así, Estévez *et al.* (1982) reconocen una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de la Cordillera.

En 1985, nuevas aportaciones realizadas por Ott d'Estevou y Montenat ponen de manifiesto que durante toda la etapa neotectónica el extremo oriental de la Cordillera Bética estuvo afectado por una compresión aproximadamente submeridiana, con pequeñas rotaciones de los ejes principales de esfuerzo. Estos autores distinguen tres fases, la primera de ellas, de edad Tortoniense inferior, tiene una dirección de máximo acortamiento NW-SE; la segunda, que se extiende desde el Tortoniense superior hasta el Plioceno inferior, tiene una dirección N-S, y, la última de dirección NNW-SSE, se inicia en el Plioceno superior y continúa hasta la actualidad. Esta hipótesis es confirmada en sucesivas publicaciones (Montenat *et al.*, 1987a; Philip, 1987; Boccaletti *et al.*, 1987; Larouzière *et al.*, 1988; Montenat *et al.*, 1990).

En 1990 Sanz de Galdeano realiza una nueva síntesis actualizada sobre la evolución geodinámica de la Cordillera Bética desde el Tortoniense hasta la actualidad. Este autor

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

concluye que durante la etapa neotectónica la Cordillera está sometida a un campo de esfuerzos compresivo orientado en la dirección WNW-ESE o NW-SE que progresivamente rota hacia la dirección NNW-SSE. En posteriores trabajos (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992) mantienen esta situación de esfuerzos a la que se superpone un proceso de levantamiento de la Cordillera, muy patente a partir del Messiniense y responsable de procesos de extensión radial a partir del Plioceno, especialmente en el sector central de la Cordillera.

En este mismo contexto de convergencia de las placas Africana y Europea, Vegas (1991, 1992) propone un modelo de "tectónica de bloques", donde se produce una progresiva migración de los campos de esfuerzo compresivo y distensivo (figura 8). Uno de los efectos más característicos de este modelo es la rotación de pequeños bloques y escape de los mismos a través de accidentes de dirección.

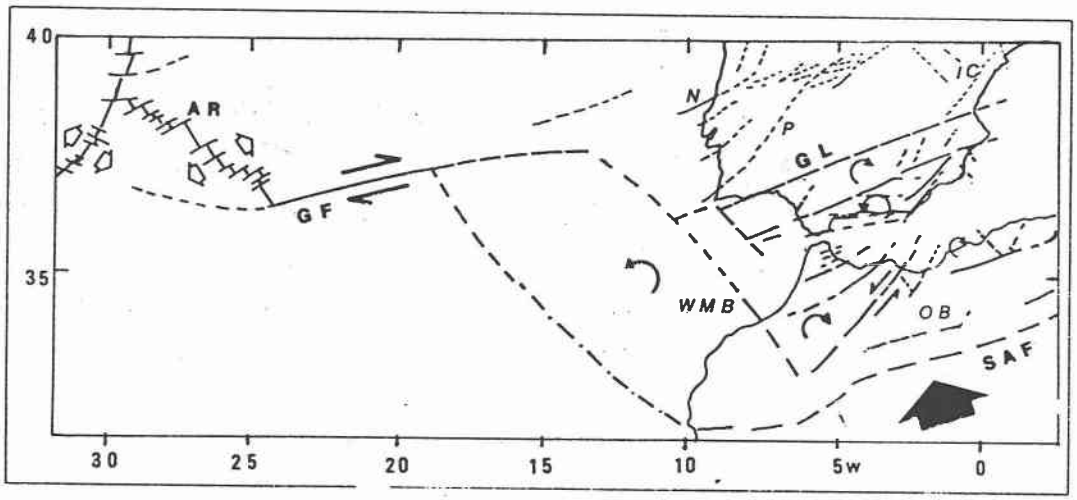


Figura 8. Modelo geodinámico de rotación de bloques entre las placas Africana e Ibérica (Vegas, 1991).

Recientemente, Galindo *et al.* (1993) han revisado los trabajos de carácter local y regional sobre la evolución de esfuerzos en la Cordilleras bético-rifeñas desde el Burdigaliense hasta la actualidad. Asimismo, elaboran un estudio estadístico de los mecanismos focales y calculan la dirección de los ejes de esfuerzo principales en la actualidad, aspecto que será discutido en el apartado V.4. En relación a la etapa neotectónica estos autores coinciden con la situación compresiva durante la etapa neotectónica tal y como habían apuntado Ott d'Estevou y Montenat (1985), Montenat *et al.* (1987b), Sanz de Galdeano (1990), entre otros.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Algunos estudios neotectónicos realizados en el Mar de Alborán coinciden, igualmente, en señalar esta situación de esfuerzos compresiva. Por ejemplo, Comas *et al.* (1992) establecen un periodo de extensión hasta el Tortoniense inferior. A partir del Tortoniense superior estos autores concluyen que se inicia una etapa de compresión aproximada N-S y una extensión asociada E-W. Además añaden que en el Plioceno inferior se inicia un último evento de fracturación al que se asocia la subsidencia o colapso registrado en el Mar de Alborán durante el Plioceno-Cuaternario. Otro estudio realizado por Mauffret *et al.* (1992) confirma la situación compresiva dominante durante la etapa neotectónica con una dirección de acortamiento aproximadamente N-S, mientras que los principales rasgos extensivos se producen con anterioridad.

Sin embargo, no todos los trabajos están de acuerdo con esta situación compresiva durante los últimos 11 m.a. Tanto estudios regionales como locales ponen de manifiesto la existencia de extensión durante gran parte de la "etapa neotectónica". Por ejemplo, Doblas y Oyarzun (1989) plantean una situación extensional hasta el Messiniense en buena parte de la Cordillera. En la misma línea, Watts *et al.* (1993) creen que en el Mar de Alborán el proceso de extensión se prolonga hasta el Messiniense, y a partir del Plioceno coexisten movimientos compresivos, extensivos y direccionales. En la Cuenca del Campo de Dalías (Almería) y en la plataforma adyacente Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993) establecen varias fases alternantes compresivas y distensivas durante la etapa neotectónica. Por último, De Ruig (1992) defiende una etapa extensiva hasta el Messiniense en el Prebético de Alicante.

En resumen, como se ha comentado anteriormente, no existe un total acuerdo sobre la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. En lo único que parece existir casi unanimidad es en la existencia de una etapa final compresiva que se prolonga hasta la actualidad. Para algunos investigadores esta etapa compresiva se extiende durante toda la etapa neotectónica (Montenat *et al.*, 1987a, 1990; De Larouzière *et al.*, 1988; Sanz de Galdeano, 1990; etc.) mientras que para otros la compresión sucede a una etapa extensional que finaliza en el Plioceno (Díaz del Río, 1991), en el Messiniense (Doblas y Oyarzun, 1989; Watts *et al.*, 1993; De Ruig, 1992) o en el Tortoniense (Comas *et al.*, 1992).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.3. Caso particular del extremo oriental de la Cordillera Bética

Al igual que para todo el ámbito de la Cordillera, son muchos los estudios específicos sobre la evolución geodinámica de su extremo oriental, en el que se enmarca el área del presente estudio. A continuación se describen algunas de las hipótesis sobre el contexto geodinámico en el que se han constituido las cuencas del extremo oriental de la Cordillera:

(1) En primer lugar hay que citar el modelo geodinámico propuesto por varios autores franceses. Aunque en las primeras publicaciones neotectónicas realizadas en el área de estudio Montenat (1973, 1977) defendía una situación geodinámica distensiva durante todo el neógeno superior y una fase compresiva al inicio del Cuaternario, posteriormente este mismo autor y colaboradores (1987a, 1990) defienden la existencia de un contexto compresivo durante todo el Neógeno superior y Cuaternario con movimientos verticales superpuestos. Según estos autores, el movimiento convergente submeridiano entre las placas Africana y Europea se traduce en una ancha zona interplaca donde la mayoría de la deformación producida por dicho acortamiento está ligada al funcionamiento de fallas de dirección (Bousquet y Montenat, 1974). En esta zona de cizalla cortical que denominan "Trans-Alborán" (figura 9) se forman gran parte de las cuencas neógenas y cuaternarias de la Cordillera (Montenat *et al.*, 1987b; De Larouzière *et al.* 1987; entre otros). Estas son clasificadas como cuencas de tipo "surco" relacionadas con fallas de dirección (*sillon sur décrochements*) (figura 10). Son generalmente cuencas alargadas y estrechas cuya sedimentación está controlada directamente por la actividad tectónica y donde se producen fenómenos tales como slumps, olistolitos, turbiditas, etc.

Estos estudios microtectónicos concluyen que, desde el Tortoniense inferior hasta la actualidad, existe un acortamiento continuo submeridiano. Durante este periodo la dirección de acortamiento ha sufrido varias rotaciones:

- NW-SE: Tortoniense inferior-medio/Tortoniense superior (11-8 m.a.)
- N-S: Tortoniense superior/Plioceno medio-superior (8-3 m.a.)
- NNW-SSE: Plio-Cuaternario/Actualidad.

Otros estudios locales realizados por autores franceses en el extremo oriental de la Cordillera son el de Pierson (1987) en la Cuenca de Alcoy, que pone de manifiesto una etapa de compresión N170E en el Tortoniense, y el de Ott d'Estevou *et al.* (1988a) que analizan la evolución tectono-sedimentaria del Prebético oriental (provincia de Alicante)

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

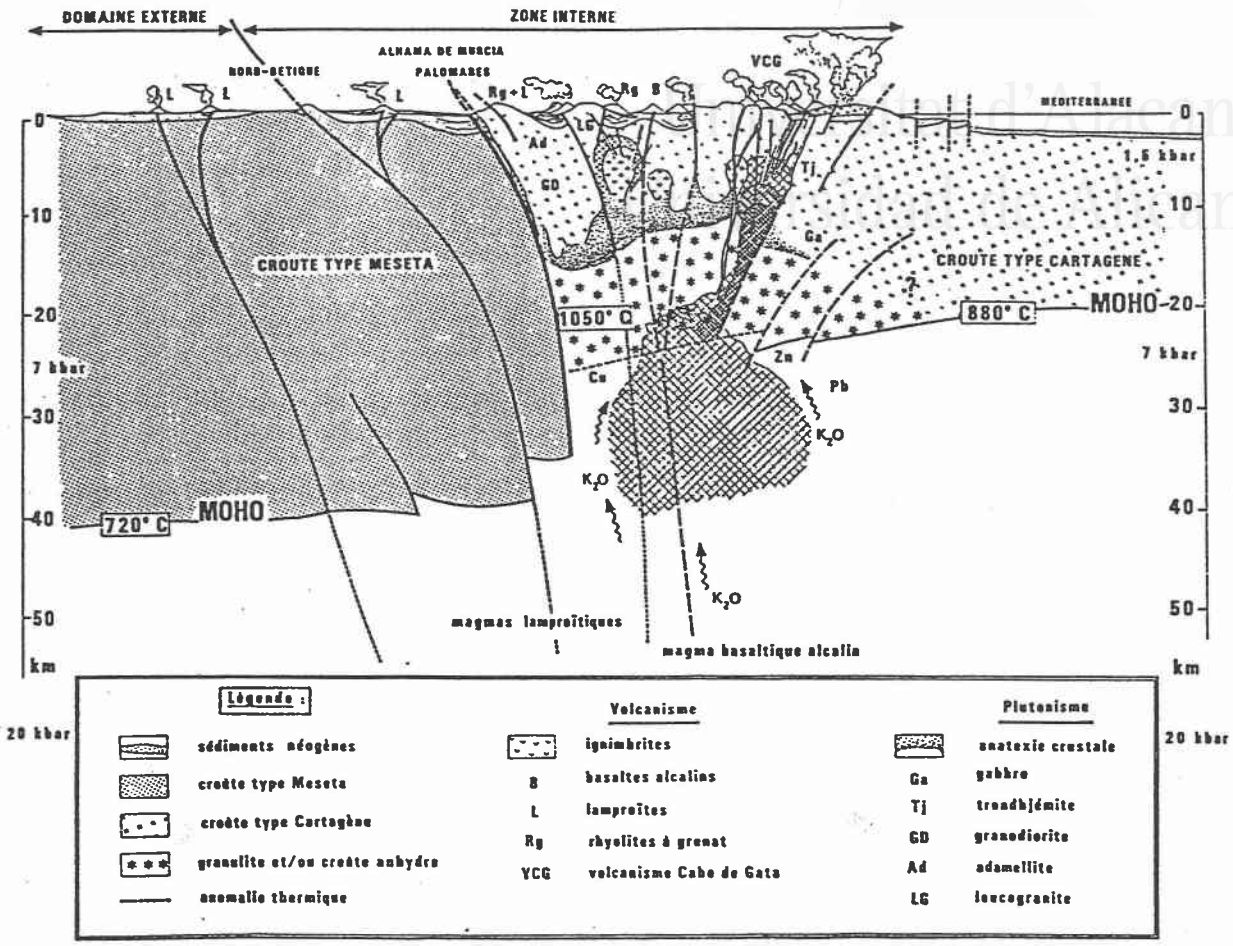


Figura 9. Esquema interpretativo de la estructura cortical de la "Zona de Cizalla Bética" (Larouzière *et al.*, 1988)

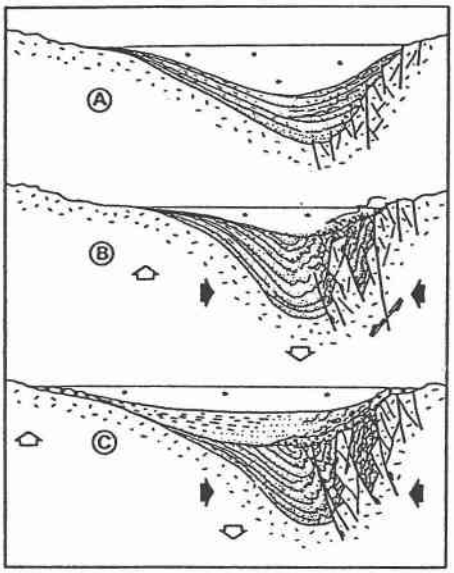


Figura 10. Evolución teórica de una cuenca de desgarre ("*sillon sur décrochement*"). Montenat *et al.* (1987).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

durante el Mioceno, señalando que este dominio ha estado sometido a un régimen compresivo. Su estudio microtectónico revela que hasta el Tortoniense inferior la dirección de máximo esfuerzo era NW-SE, entre el Tortoniense superior y el Messiniense rota hasta la posición N-S y durante el Plio-Cuaternario vuelve a ser NW-SE. En la Cuenca de Ibi, Ladure (1990) pone de manifiesto una compresión NNW-SSE desde el Tortoniense hasta la actualidad. Poisson y Lukowski (1990) obtienen en la Cuenca de Fortuna, situada inmediatamente al NW de la Cuenca del Bajo Segura, los mismos resultados que Montenat *et al.* (1987a) en el extremo oriental de la Cordillera Bética, con ligeras variaciones respecto a la edad de las rotaciones NW-SE a N-S y de N-S a NW-SE.

(2) Estévez *et al.* (1986) establecen una alternancia de esfuerzos compresivos N-S y E-W durante el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior, y resaltan la importancia durante todo el Neógeno superior y Cuaternario de los movimientos distensivos. La alternancia de compresiones y extensiones durante la época neotectónica la explican en función de aceleraciones y desaceleraciones del acercamiento Africa-Iberia y a movimientos perpendiculares E-W.

(3) Lillo y Rodríguez Estrella (1986) estudian la neotectónica del litoral de Murcia y Almería. Estos autores concluyen que la dirección de los esfuerzos principales es N-S y N100E. Admiten que esta situación ha sido alternante durante la etapa neotectónica, predominando la compresión N-S en el Plioceno y Pleistoceno inferior, que ha cambiado a casi E-W en la actualidad.

(4) En varios estudios sobre el Cuaternario de la región, Goy *et al.* (1989) defienden una situación tectónica compresiva durante el Cuaternario. Somoza (1989a) establece varias fases en la estructuración de la Cuenca del Bajo Segura en los dos últimos millones de años. Según este autor, se producen una serie de rotaciones del máximo esfuerzo compresivo entre las direcciones N150E y N170E. En 1993, Silva *et al.*, en un trabajo sobre la evolución geodinámica reciente del extremo oriental de la Cordillera Bética, establecen para la terminación septentrional del corredor de desgarre de Alhama (Cuenca del Bajo Segura) un contexto tectónico transpresivo durante el Cuaternario. En esta situación compresiva se produce una tectónica de escape hacia el este y la rotación horaria de bloques a lo largo del Accidente del Bajo Segura y el de Crevillente (figura 11). Manifiestan la existencia de dos episodios responsables del desarrollo geomorfológico del área. El primero de ellos, ocurrido en el límite Plioceno-Pleistoceno, está ligado a la rotación de la dirección de máximo esfuerzo compresivo de N170E a N150E. Este episodio fue el responsable del principal levantamiento diferencial en ambos márgenes del Corredor,

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

produciendo una inversión de las cuencas del Neógeno superior y generando áreas subsidentes. El segundo, se produjo entre el Pleistoceno Inferior y Medio, ligado a otra rotación del campo de esfuerzos, en este caso de N150E a N170E, acentuando el levantamiento de los relieves neógenos sobre los cuaternarios a través del Accidente del Bajo Segura, generando áreas adyacentes subsidentes y elevadas de dirección E-W, y una elevación general de la cuenca con un regresión asociada.

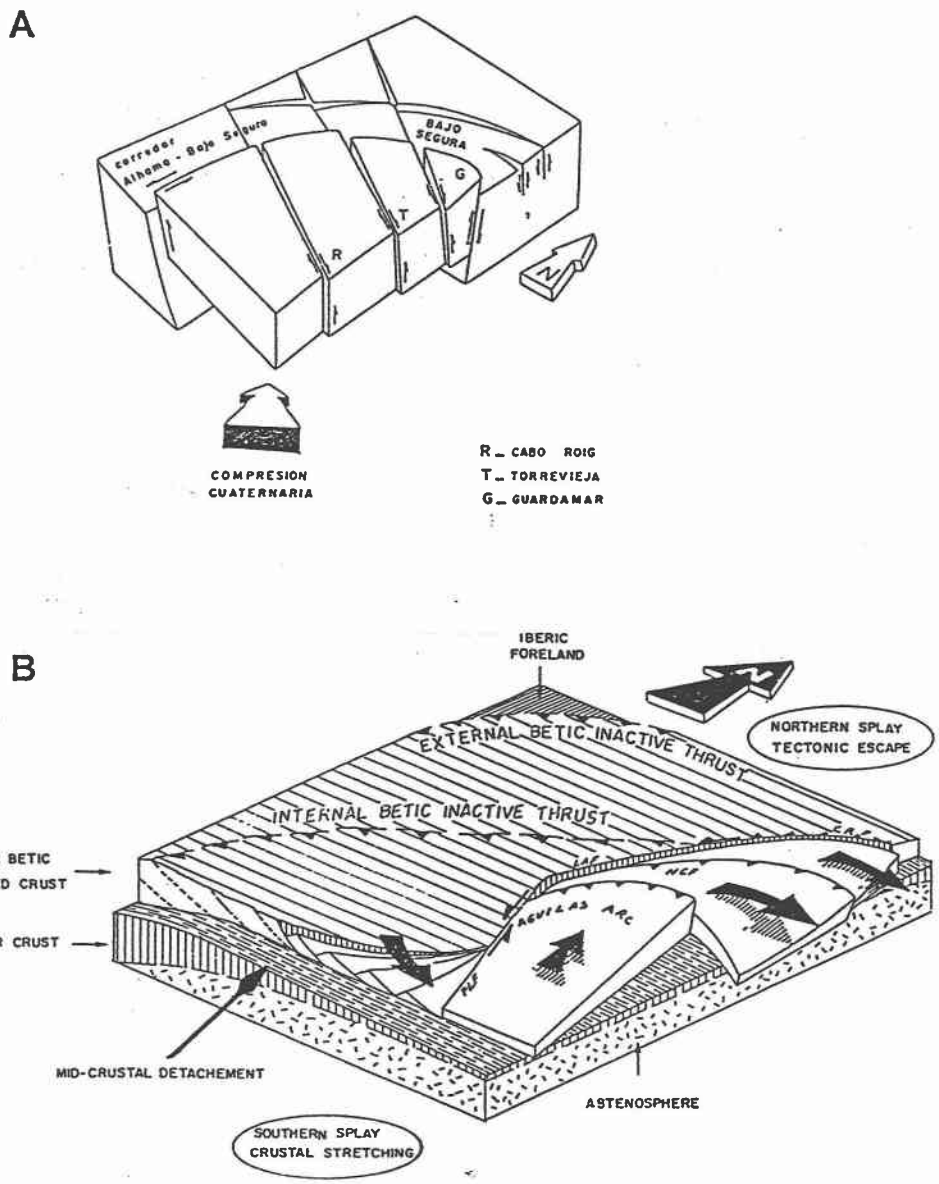


Figura 11. Bloques diagrama indicando la situación geodinámica reciente "tectónica de escape" en el extremo oriental de la Cordillera Bética (A: Somoza, 1989; B: Silva *et al.*, 1993).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(5) Doblas *et al.* (1991) plantean un modelo geodinámico desde el Messiniense hasta la actualidad basado en el "Corredor de Desgarre Cortical" definido por autores franceses (Montenat *et al.*, 1987b; De Larouzière *et al.*, 1988). Denominan a esta zona de cizalla "*Megazona o zona de cizalla Trans-Alborán-Palomares*" (TAPSZ), y a diferencia de los autores franceses prolongan esta TAPSZ en dirección NE hasta la provincia de Valencia atravesando todo el Prebético de Alicante (figura 12). En la región se suceden periodos de concentración de esfuerzos caracterizados por "indentaciones" hacia el noroeste y ausencia de movimientos laterales a lo largo de la cizalla alternantes con periodos de liberación de esfuerzos en los que se producen escapes laterales de bloques en forma de cuña. Estos autores proponen un primer periodo de compresión NW-SE durante el Tortoniense superior-Messiniense en el que se inicia el funcionamiento de la TAPSZ. Posteriormente durante el Plioceno y Cuaternario se generan desplazamientos a lo largo de la zona de cizalla con una tectónica de escape asociada del bloque de Murcia hacia el NE. Finalmente se bloquea esta zona de cizalla dentro de un contexto de convergencia N-S de las placas Africana y Europea. No está precisada la edad en la que se produce este último bloqueo.

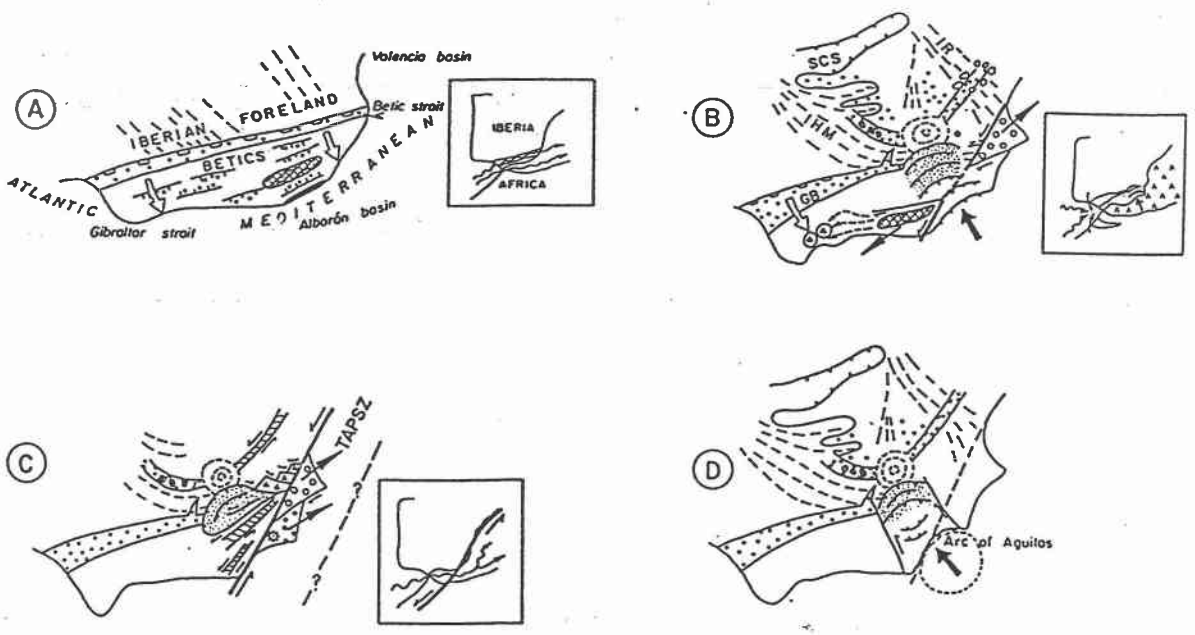


Figura 12. Evolución geodinámica durante el Cenozoico del extremo oriental de la Cordillera Bética (Doblas *et al.*, 1991). (A) Mioceno medio-Mioceno superior; (B) Tortoniense superior-Messiniense; (C) y (D) Plioceno-Actualidad.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(6) Díaz del Río (1991) estudia la plataforma continental de las provincias de Murcia y de la mitad meridional de Alicante. Basándose en perfiles sísmicos de alta resolución establece dos fases tectónicas. La primera de ellas, que se inicia en el Tortoniense y se prolonga hasta el Pleistoceno inferior *pro parte,* es extensional. A ésta le sucede una segunda fase dominada por compresión que se inicia a finales del Pleistoceno inferior y se mantiene hasta la actualidad.

(7) De Ruig (1992) lleva a cabo un estudio del Prebético de Alicante. Según este autor, la extensión durante el Tortoniense-Messiniense es indiscutible, ya que existen fallas normales que cortan claramente fallas inversas y pliegues. De igual modo afirma que las observaciones sugieren que el Prebético de Alicante se localiza en el límite entre dos áreas con diferentes regímenes de esfuerzos durante el Mioceno superior: por una parte la extensión predominaba al Norte y Este de Alicante, mientras que un régimen compresivo con importantes accidentes transcurrentes caracterizaban el sector meridional (figura 13). El sector meridional del Prebético de Alicante fue sometido de nuevo a compresión a partir del Plioceno; desde entonces la dirección de compresión ha tenido una dirección NNW-NNE.

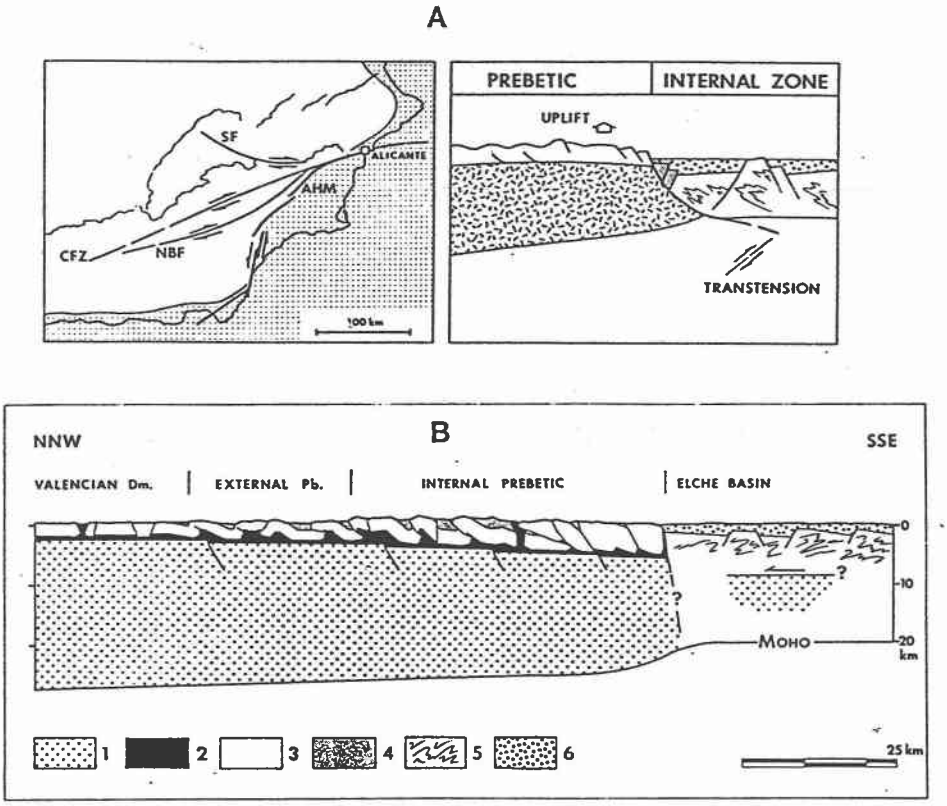


Figura 13. (A) Situación geodinámica del extremo oriental de la Cordillera Bética durante el Tortoniense (9 m.a.). (B) Estructura cortical de las Zonas Externas y las Zonas Internas (De Ruig, 1992).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(8) Finalmente, conviene recordar que estudios regionales sobre toda la Cordillera Bética como los mencionados en el apartado anterior (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Galindo *et al.*, 1993) coinciden en señalar que en el extremo oriental de la Cordillera existe una situación compresiva durante toda la etapa neotectónica.

Como se ha podido comprobar tampoco existe una total unanimidad respecto a la evolución geodinámica del extremo oriental de la Cordillera Bética. En un mismo momento de la etapa neotectónica algunos autores sostienen la existencia de compresión y otros la de extensión. Por ejemplo, Ott d'Estevou *et al.* (1988) defienden una situación compresiva durante toda la etapa neotectónica en el Prebético de Alicante mientras que De Ruig (1992) en el mismo sector establece una situación distensiva durante el Tortoniense y el Messiniense.

Uno de los hechos observados en el área de estudio a partir de estudios geofísicos es la existencia de una corteza adelgazada (Zeyen *et al.*, 1985; Marillier and Mueller, 1985; Van der Beek and Cloething, 1992; etc.). Existen varias hipótesis sobre la formación de cuencas compresivas sobre una corteza adelgazada en el extremo oriental de la Cordillera. Además del modelo de *sillons sur décrochements* propuesto por los autores franceses, que ya ha sido comentado con anterioridad, existe otra hipótesis planteada por autores holandeses. Por ejemplo, Van der Beek y Cloething (1992) relacionan el hecho de que en este contexto convergente se generen un amplio número de cuencas con un tardío evento termo-tectónico producido durante la etapa neotectónica. Este evento lo asocian a la apertura de la cuenca de Alborán y el Golfo de Valencia. Ambos procesos provocarían una pérdida de rigidez en la corteza que explicaría la dinámica extensional de formación de cuencas en un contexto geológico principalmente compresivo, además del alcance de isostasia local puesta de manifiesto por una elevación general de la Cordillera. Los movimientos verticales son muy patentes en el sector central de la Cordillera (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992), y se enmarcan en un contexto de extensión radial sobreimpuesto a la situación convergente antes mencionada. Según Van der Beek y Cloething, en la región de Alicante la respuesta isostática, muy notable en otros sectores de la Cordillera, está oscurecida por un importante adelgazamiento y calentamiento cortical (*weakening*) que tuvo lugar después de la principal fase de tectogénesis. La corteza es más delgada que en otros sectores de la Cordillera y existe una variación gradual desde los 28 km de espesor en las Zonas Externas hasta los 27 km en las Zonas Internas y los 20 km en el Mar de Alborán (figura 14).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

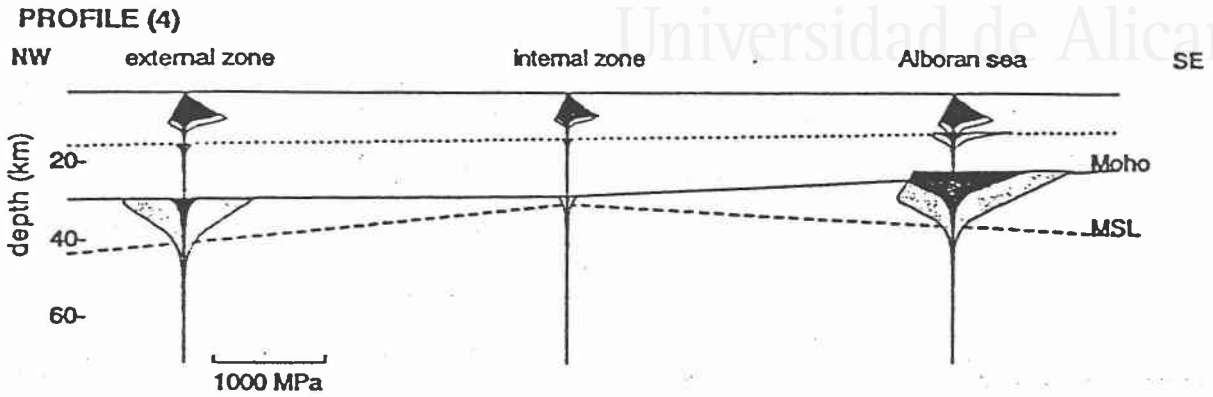


Figura 14. Perfil en el que se muestra la variación gradual del espesor de la corteza desde las Zonas Externas hasta el Mar de Alborán (Van der Beek y Cloething, 1992).

De todas formas, Janssen *et al.* (1993) ponen de manifiesto la existencia de levantamientos verticales del extremo oriental de la Cordillera Bética asociados a la extensión del Golfo de Valencia durante el Plioceno, probablemente durante el inferior. Estos autores cuantifican la tasa de levantamiento, que oscila en las Zonas Internas entre 125 y 700 m, mientras que en las Zonas Externas, en el Prebético el levantamiento oscila entre 450 y 500 m.

En definitiva, y como queda reflejado de forma esquemática en la figura 15, la evolución geodinámica reciente (en los últimos 10 m.a.) es problemática. Son numerosos los rasgos extensivos y compresivos que coexisten. En los próximos capítulos del presente estudio, se aportan nuevos datos que han sido utilizados para el establecimiento de un modelo geodinámico de la región, se realiza una discusión de los mismos y de los distintos modelos utilizados hasta el momento, y finalmente se establece un modelo geodinámico que intenta explicar la evolución geodinámica del área en los últimos 11 m.a. y la situación geodinámica actual.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

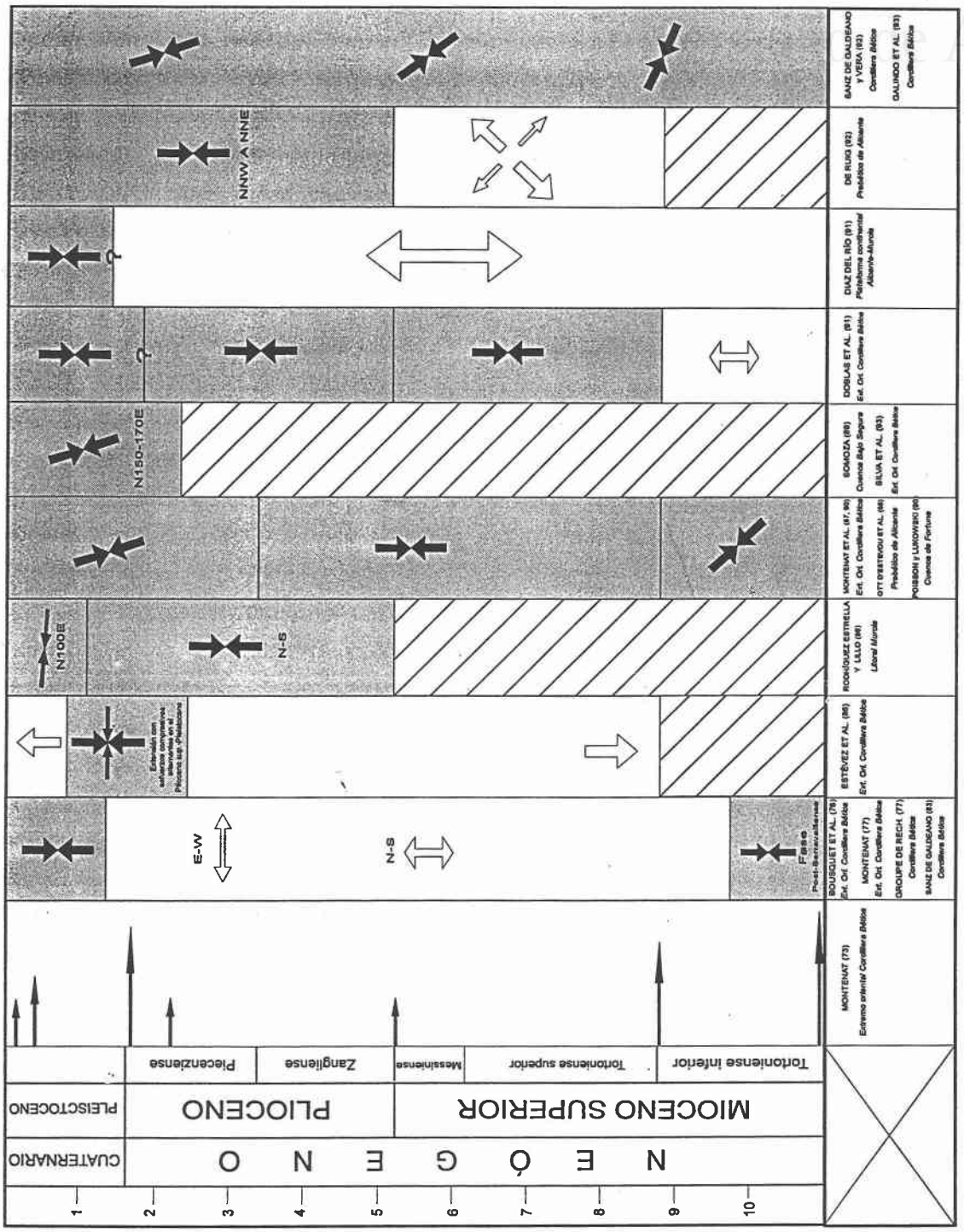


Figura 15. Campos de esfuerzos propuestos por distintos autores en el área de estudio y sectores adyacentes. Se han sombreado los periodos compresivos, los periodos sin información aparecen con un rayado diagonal.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

El área de estudio se localiza en el contacto oriental de los dos dominios principales de la Cordillera Bética: las Zonas Externas y las Zonas Internas, sobre los que se apoyan un conjunto de pequeñas cuencas recientes. A continuación de describen brevemente las características principales de estos dominios.

3.1. Zonas Externas

En la región afloran los dos subdominios principales de la Cordillera: El Subbético al oeste y el Prebético al este.

El Subbético, en este caso Subbético Externo, está representado al oeste del río Vinalopó en la Sierra de Crevillente. Está constituido fundamentalmente por materiales mesozoicos. Las litologías más abundantes son las areniscas y arcillas con yesos del Triásico, y las dolomías, calizas y margas del Jurásico y Cretácico.

El Prebético representado en el área de estudio es el Prebético Interno, también denominado Prebético de Alicante (Azéma, 1966) o Prebético Meridional (Rodríguez Estrella, 1977). Está constituido por materiales del Mesozoico y del Paleógeno. Los conjuntos litológicos más representativos son los siguientes: areniscas y arcillas con yesos de colores abigarrados (facies Keuper) con intercalaciones ocasionales de calizas negras (facies Muschelkalk) del Triásico, dolomías y calizas con algunas intercalaciones margosas del Jurásico, margas y margocalizas con algunas intercalaciones calizas del Cretácico, y finalmente margas con intercalaciones turbidíticas (flysch) del Paleógeno.

Los materiales calizos y dolomíticos del Jurásico y Cretácico del Prebético constituyen los relieves de las sierras de Las Águilas, Fontcalent, Mediana y Serreta Larga, entre otras, mientras que los materiales margosos constituyen los sectores más deprimidos. Los materiales paleógenos están muy bien representados al norte de la ciudad de Alicante.

3.2. Zonas Internas

Ocupan la parte meridional del área de estudio y afloran principalmente en las Sierras de Callosa y Orihuela, aunque también lo hacen en la terminación oriental de la Sierra de Carrascoy y en la Isla de Tabarca (Kampschuur y Simon, 1969). Este último afloramiento constituye el vestigio más oriental de las Zonas Internas de la Cordillera Bética.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Están constituidas fundamentalmente por calizas, dolomías y margas con yesos del Triásico, con intrusiones locales de rocas básicas. En su parte basal afloran algunos materiales metamórficos como filitas y cuarcitas con intercalaciones eventuales de yesos. El conjunto corresponde a la parte más basal del Complejo Alpujárride (Simón, 1967).

3.3. Cuencas neógeno-cuaternarias

En el área de estudio, sobre las Zonas Internas, las Externas, y sobre el contacto entre ambas, se sitúan un conjunto de cuencas intramontañosas rellenadas por sedimentos neógenos y cuaternarios. La inestabilidad tectónica de la región durante la etapa neotectónica ha provocado la conexión y desconexión de pequeñas sectores que pueden ser considerados como cuencas independientes. Estos cambios paleogeográficos son los causantes de que aparezcan numerosas denominaciones de cuencas en el área de estudio como la Cuenca de Fortuna (Montenat, 1977; Lukowski, 1987), Cuenca de Murcia (Montenat *et al.*, 1990), Cuenca de Alicante-Cartagena (Sanz de Galdeano y Vera, 1992), Cuenca de Elche (Montenat, 1977; Goy y Zazo, 1989), Cuenca del Bajo Segura (Somoza, 1989a), Cuencas de Torrevieja y La Mata (Somoza, 1989a), Cuenca del Campo de Cartagena, etc., y denominaciones como "Cuestas Neógenas de Elche-Alicante" (Montenat, 1977).

En este trabajo se ha utilizado únicamente la denominación Cuenca del Bajo Segura para todo el área del presente estudio donde ha habido depósito durante la etapa neotectónica. Como se detallará en el próximo capítulo, el plegamiento de la cobertera sedimentaria neógena y cuaternaria asociado a fallas inversas que afectan principalmente al basamento, generan movimientos verticales diferenciales que controlan áreas en elevación (umbrales) y áreas subsidentes (depresiones). Un ejemplo reciente está ligado al funcionamiento del Accidente del Bajo Segura. La actividad del mismo genera, a lo largo de su trazado, un umbral en la cuenca que produce la desconexión de dos sectores subsidentes: la Depresión del Bajo Segura al norte y las Depresiones de Torrevieja y La Mata al sur.

Hay que hacer una excepción para el sector más noroccidental de la Sierra de Abanilla, que pertenece a la Cuenca de Fortuna. A partir del Tortoniense superior la inestabilidad tectónica produce las primeras desconexiones importantes, y el sector de Albatera emerge separando los sectores de Abanilla y Crevillente. A partir de este momento la sedimentación en los alrededores de Abanilla está ligada a la Cuenca de Fortuna (Lukowski, 1987).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

4. CUENCA DEL BAJO SEGURA

Los materiales del relleno de la Cuenca del Bajo Segura abarcan en edad desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario, con una amplia variedad de facies marinas y continentales. La primera separación de unidades estratigráficas fue realizada por Montenat (1973, 1977) quien definió varias formaciones agrupándolas en las siguientes unidades: Tortoniense I, Tortoniense II, Mioceno terminal, Plioceno I, Plioceno II y Plioceno III. A escala de toda la Cordillera Bética, Megías *et al.* (1983) definieron varias unidades tecto-sedimentarias (UTS) durante la etapa neotectónica: UTS Ne-3 (Serravalliense-Tortoniense 1), UTS Ne-4 (Tortoniense 2-Messiniense 1), UTS Ne-5 (Messiniense 2-Plioceno 1) y UTS Ne-6 (Plioceno2-Cuaternario).

A continuación se realiza una breve descripción de los aspectos estratigráficos más destacados del relleno sedimentario de la Cuenca del Bajo Segura desde el Tortoniense hasta la actualidad. En el presente estudio se han diferenciado cinco unidades, que coinciden en parte con las establecidas previamente por Montenat: MS-I (Tortoniense inferior), MS-II (Tortoniense superior), MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense), P (Plioceno inferior) y P-Q (Plioceno superior-Cuaternario) (figura 22, mapa geológico del área de estudio).

4.1.1. MS-I (Tortoniense inferior)

Después de la fase tectónica "Finiserravalliense" (Montenat, 1973; Groupe de Recherche Néotectonique..., 1977; Sanz de Galdeano y Vera, 1992), que provocó un levantamiento y erosión regional en toda la Cordillera, se produjo una transgresión generalizada y se crearon nuevas cuencas, entre las que se encuentra la Cuenca del Bajo Segura. En estos momentos se inicia el depósito de la primera unidad MS-I.

Afloramientos y límites

En el borde sur de la Cuenca esta unidad aflora reducidamente en el núcleo del anticlinal de Torremendo (sector de La Atalaya). En el borde septentrional aflora de forma discontínua a lo largo de la alineación Alicante-Crevillente-Albatera, y en Orito.

Estos materiales del Tortoniense inferior descansan discordantemente sobre un basamento muy variado. En el sector meridional lo hacen sobre depósitos del Mioceno medio o directamente sobre materiales alpujárrides, y en el sector septentrional se apoyan sobre una amplia gama de materiales mesozoicos o terciarios. Esta unidad está limitada a techo, de forma aparentemente concordante, por la unidad MS-II, aunque en algunos

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

puntos se reconoce una clara discordancia.

Facies

En esta unidad se incluyen las formaciones Margas y Areniscas de La Atalaya *pro parte* (tramo inferior) y Calizas del Tabayal, definidas ambas por Montenat (1973) (figuras 16 y 17).

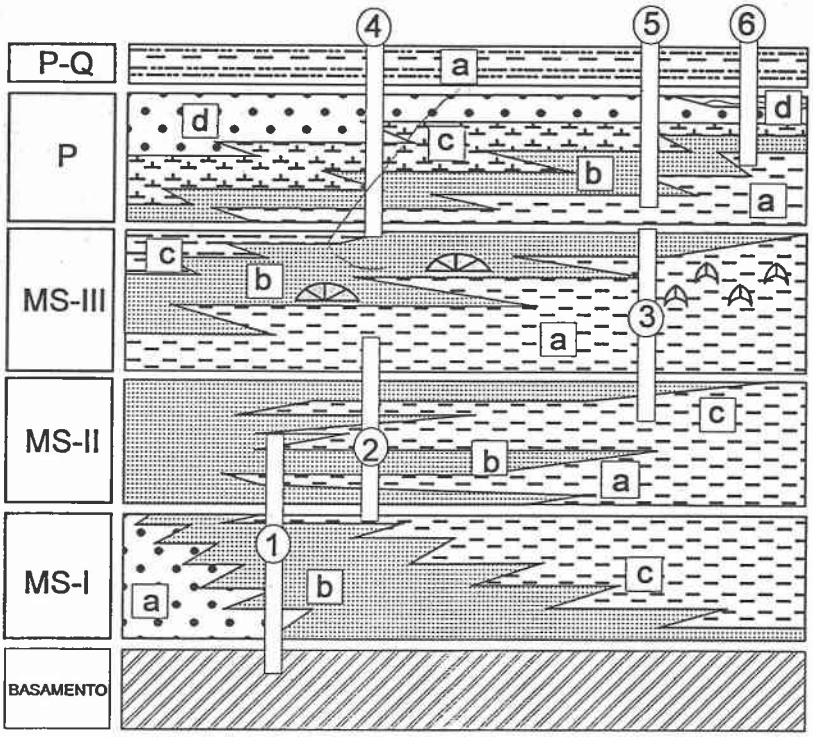


Figura 16. Unidades estratigráficas del borde sur de la Cuenca del Bajo Segura. El esquema simplificado muestra la relación entre los distintos conjuntos que componen cada una de las unidades. También se indica la posición aproximada de las columnas estratigráficas de la figura 18.

En el sector meridional esta unidad MS-I está representada por el tramo inferior de la Fm. Margas y Areniscas de La Atalaya, que está separada del tramo superior perteneciente a la unidad MS-II por la discordancia intratortoniense (apartado III.2.3.). Está constituida por margas marinas pelágicas con abundantes intercalaciones turbidíticas.

En el sector septentrional los primeros depósitos tortonienses compuestos por bancos masivos de calizas bioclásticas y calcarenitas (Fm. Calizas del Tabayal). Presentan abundantes restos de algas, organismos litófagos, etc., lo que indica un carácter litoral de la sedimentación.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

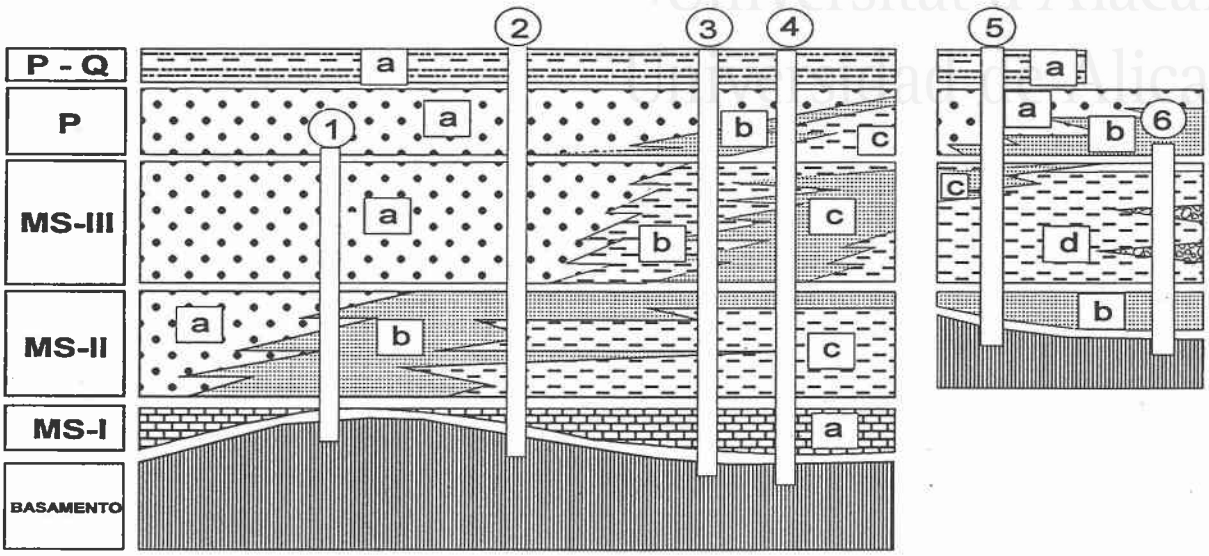


Figura 17. Unidades estratigráficas del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura. El esquema simplificado muestra la relación entre los distintos conjuntos que componen cada una de las unidades. También se indica la posición aproximada de las columnas estratigráficas de la figura 19.

Edad

Esta unidad ha sido datada por Montenat (1973) mediante foraminíferos planctónicos. En el borde sur, en la base de la Fm. de la Atalaya, cita la asociación siguiente: *Globorotalia pseudopachyderma, Globorotalia mayeri, Globorotalia decoraperta, Globigerina apertura, Bulimina elongata subulata* y *Uvigerina peregrina*, e inmediatamente hacia el techo de la serie aparece *Globorotalia acostaensis*.

Al norte, en el sector del Tabayal, encuentra la siguiente asociación de microfauna planctónica: *Globorotalia acostaensis, Globorotalia menardii, Globigerina nepenthes, Globigerina bulloides*, etc. Y en Crevillente, en intercalaciones margosas, aparece *G. acostaensis, G. menardii, Globigerinoides sacculifer, G. obliquus*, etc.

Todas estas asociaciones de foraminíferos permiten asignar a esta unidad una edad Tortoniense inferior.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

4.1.2. MS-II (Tortoniense superior)

A mediados del Tortoniense se inicia la fase tectónica intratortoniense, a la que se asocian importantes movimientos verticales. Esta fase tectónica se manifiesta en varios puntos de la Cordillera (Estévez *et al.*, 1982; Soria, 1994; etc.). Coincidiendo con el inicio de esta fase de inestabilidad tectónica se generan los primeros depósitos de la unidad MS-II.

Afloramientos y límites

Los materiales de esta unidad afloran, en el sector meridional, en el anticlinal de Torremendo formando los relieves del Pico del Águila, Sierra de Columbares, Sierra Altaona y Sierra de Pujálvarez. También afloran de forma continua en el borde septentrional de la Cuenca a lo largo de la alineación Alicante-Crevillente-Albatera. El tramo superior de esta unidad forma en el paisaje un relieve en cuesta muy característico.

La unidad MS-II se apoya discordantemente sobre la unidad inferior o sobre un basamento muy variado de edad Mesozoico o Terciario. A techo está limitada por una discontinuidad estratigráfica correlacionable en toda la Cuenca (apartado III.2.3.).

Facies

En el borde sur de la Cuenca, esta unidad engloba los siguientes conjuntos litológicos: Fm. Margas y Areniscas de La Atalaya *pro parte* (tramo superior), Fm. Margas de Pujálvarez y Fm. Areniscas de Columbares. En el borde norte se incluyen: Fm. Margas de Fortuna, "Conglomerados del Tabayal" y un tramo superior detrítico-carbonatado equivalente a la Fm. Areniscas de Columbares (figuras 16 y 17).

En el sector meridional la unidad MS-II está caracterizada por una alternancia de margas pelágicas con intercalaciones turbidíticas (Fm. Margas y Areniscas de La Atalaya *pro parte* y Fm. Margas de Pujálvarez) y bancos detríticos de areniscas con algunas intercalaciones conglomeráticas (Fm. Areniscas de Columbares). Los aportes detríticos son mucho más abundantes y de mayor tamaño de grano hacia el oeste, en las proximidades del basamento alpujárride, mientras que hacia el este dominan las facies margosas con intercalaciones turbidíticas.

En el borde norte de la Cuenca, desde Crevillente hasta Abanilla, la unidad MS-II está compuesta por margas marinas con microfauna planctónica (Fm. Margas de Fortuna), mientras que hacia el noreste (Tabayal, Orito) presenta facies conglomeráticas y lutíticas

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

de carácter continental. Sobre estos materiales se apoya un conjunto litológico equivalente a la Fm. Areniscas de Columbares que está constituido por facies arrecifales en Albatera, por facies calcareníticas de plataforma en Crevillente, Sierra de Borbuño-Sancho, Villafranqueza, San Juan, Tabarca, etc., y por facies deltaicas entre Elche y Crevillente.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Edad

Sobre esta unidad existen, además de las referencias bioestratigráficas de foraminíferos planctónicos (Montenat, 1973, 1977), las de algunos yacimientos de vertebrados (De Bruijn *et al.*, 1975; Alberdi y Montoya, 1988).

En el sur del área de estudio, Montenat cita la presencia de una microfauna con *G. acostaensis* y *G. pseudomiocenica* en materiales de la Fm. Margas de Pujálvarez. La misma asociación se ha encontrado al norte en la Fm. Margas de Fortuna (Crevillente) y en algunas intercalaciones margosas del tramo superior equivalente a la Fm. Areniscas de Columbares (Isla de Tabarca, sector Elche-Alicante, etc.). Finalmente, en Crevillente, en las facies deltaicas del tramo superior, se han datado yacimientos de vertebrados pertenecientes a la biozona MN11(Alberdi y Montoya, 1988; De Bruijn *et al.*, 1975).

Todas estas asociaciones de microfósiles y vertebrados permiten incluir estos sedimentos principalmente en el Tortoniense superior (Montenat, 1990).

4.2.3. MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense)

A finales del Tortoniense se produce una transgresión que se manifiesta en toda la Cuenca del Bajo Segura, a excepción de algunos sectores marginales que están emergidos. Esta transgresión produce una destacada influencia marina en la sedimentación, que coincide con el inicio del depósito de la unidad MS-III.

Afloramientos y límites

Los sedimentos de esta edad están muy bien representados en todo el área de estudio. En el borde sur afloran formando parte de los anticlinales de Torremendo, Hurchillo y Benejúzar; así como en el núcleo de la Sierra de Santa Pola, y de forma continua a lo largo de la alineación Alicante-Crevillente-Albatera. Además existen afloramientos dispersos en el sector más septentrional (Aspe-Monforte-Orito).

Esta unidad está limitada a muro y a techo por dos discontinuidades estratigráficas ligadas a eventos eustáticos (ver apartado III.2.3.).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Facies

En el borde sur de la Cuenca esta unidad está constituida por las siguientes formaciones definidas por Montenat (1973): Fm. Margas de Torremendo, Fm. Calizas de La Virgen y Fm. Margas con ostras ("niveles regresivos"). En el sector del Embalse de La Pedrera también aflora la Fm. de Olistolitos, situada en el tránsito con los sedimentos pliocenos. Al norte está integrada por varios conjuntos litológicos equivalentes a estas tres formaciones, y por conglomerados y lutitas aluviales que afloran entre Albatera y Crevillente y en el sector de Aspe-Monforte-Orito.

Al sur, esta unidad se inicia con el depósito de una sucesión de margas con intercalaciones turbidíticas (Fm. Margas de Torremendo). En el sector suroccidental (Los Ginovinos) presentan intercalaciones diatomíticas y en la región comprendida entre San Miguel de Salinas, La Marina y Torrevieja, intercalaciones evaporíticas (Yesos de San Miguel: Montenat, 1973; Ortí y Shearman, 1977). Sobre estas margas se apoya un conjunto principalmente detrítico típico de plataforma somera (Fm. Calizas de La Virgen), aunque, en ocasiones, presenta facies arrecifales (Rebate, Benejúzar). Finalmente, afloran facies margosas con abundantes ostreidos, estromatolitos, etc. (Fm. Margas con ostras). Como apuntó Montenat (1990), la relación entre estas tres formaciones es diacrónica. En el sector del Embalse de La Pedrera, el techo de esta unidad está representado por un conjunto de grandes bloques de origen gravitacional (Fm. de Olistolitos).

Los materiales de esta unidad no llegan a aflorar en La Marina al estar cubiertos por sedimentos más recientes. En la Sierra de Santa Pola esta unidad presenta unas características distintas a las del sector meridional. La parte más inferior de la serie está constituida por calcarenitas bioclásticas sobre las que se apoya un potente conjunto arrecifal, y finalmente margas blancas con estromatolitos.

En el borde norte de la Cuenca también se observa la misma transición gradual de la sedimentación de W a E y de N a S. El inicio de la sedimentación de esta unidad al oeste (Albatera) se caracteriza por facies aluviales, que hacia el este pasan gradualmente a facies deltaicas y litorales (Crevillente), facies calcareníticas de plataforma somera (Elche) y margas con fauna planctónica (entre Sierra de Borbuño-Sancho y Sierra del Colmenar, San Juan y Orito). Estos depósitos marinos que afloran desde Elche hasta el mar son equivalentes a la Fm. Margas de Torremendo. Hacia el techo de la serie se produce una somerización progresiva de la sedimentación. Las facies aluviales continúan depositándose en Albatera, y en Crevillente sustituyen a las facies deltaicas y litorales. Al este de Crevillente se depositan facies de transición con niveles de microvertebrados y margas con ostras. En Elche y la Sierra del Colmenar afloran facies carbonatadas arrecifales

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(equivalente a la Fm. La Virgen) sobre las que se apoyan facies de transición compuestas por conglomerados, areniscas y arcillas con intercalaciones de yacimientos de microvertebrados, estromatolitos, ostreidos, etc., (equivalente a la Fm. Margas con ostras). Durante el depósito de esta unidad MS-III queda emergido el sector septentrional (Aspe-Monforte-Orito), en el que el techo de la sucesión messiniense está representado por facies aluviales.

Edad

Existen bastantes referencias bioestratigráficas sobre la edad de esta unidad MS-III. Los sedimentos continentales han sido datados con microvertebrados y los marinos con foraminíferos planctónicos y recientemente con nannoplancton calcáreo. En el sur del área de estudio, Montenat (1973, 1977) hizo un análisis micropaleontológico de la Fm. Margas de Torremendo. En el tramo inferior encontró la asociación *G. humerosa-G. dutertrei* perteneciente al Tortoniense terminal y a partir del pueblo de Torremendo cita la presencia de *G. mediterránea-G. conomiozea*, que asigna al Messiniense. También se produce esta misma transición micropaleontológica en el sector de Los Ginovinos. Aunque en el tramo superior de estas margas no encuentra marcadores, los estudios de nannoplancton realizados en el sector del Embalse de La Pedrera (Lancis *et al.*, en prensa) permite asignarlos al Messiniense (biozona CN9b, Okada y Bukry, 1980). En este sector se ha encontrado la siguiente asociación de flora: *Amaurolithus primus, Amaurolithus tricorniculatus, Discoaster berggrenii, Reticulofenestra pseudoumbilicus, Geminlithella rotula, Sphenolithus varensis, Calcidiscus macintyrei* y *Reticulofenestra rotaria,* entre otros.

Al norte de la Cuenca, las dataciones de foraminíferos realizadas por Montenat indican la presencia de *Globorotalia humerosa* en las margas marinas de la base de la unidad (Orito, entre Alicante y Elche, etc.). En el sector de San Juan (La Condomina) este mismo autor cita la existencia de microfauna típica del Mioceno terminal. Los estudios recientes de nannoplancton permiten precisar una edad Messiniense (zona CN9b, Okada y Bukry, 1980) en función de la siguiente asociación: *Discoaster berggrenii, Discoaster brouweri, Discoaster quinqueramus, Discoaster pentaradiatus, Amaurolithus primus, Amaurolithus tricornicolatus, Calcidiscus macintyrei, Calcidiscus leptoporus* y *Reticulofenestra rotaria,* entre otros.

Los materiales continentales y de transición también se han datado a partir de algunos yacimientos de microvertebrados existentes en las facies deltaicas situadas entre Crevillente y Elche. Todos estos yacimientos pertenecen al Turoliense-Ventiense (biozonas MN12 y MN13) (De Bruijn *et al.*, 1975; Freudenthal *et al.*, 1991a y b; Alfaro *et al.*, en prensa). En este trabajo se han datado dos yacimientos: Castro (30SXH947398) y Pantano

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

de Elche (30SXH001412) (lámina 2). El primero ha suministrado la siguiente asociación faunística: *Valerymys cf. turoliensis, Occitanomys adroveri, Kowalskia fahlbuschi, Ruscinomys sp., Atlantoxerus sp., Prolagus sp. y Diplocynodon sp*, que permite asignarlo al Turoliense superior (MN12). El yacimiento del Pantano de Elche presenta las siguientes especies: Apodemus gudrunae, Paraethomys cf. miocaenicus y Kowalskia fahlbuschi, pertenecientes al Ventiense (MN13).

Estas dataciones permiten asignar una edad Tortoniense terminal-Messiniense o Turoliense superior-Ventiense a la unidad MS-III.

4.2.4. Plioceno inferior (P)

El inicio de la sedimentación pliocena coincide con un importante ascenso eustático que se manifiesta en gran número de cuencas de la Cordillera que aún mantienen comunicación con el mar. Después de esta subida rápida del nivel del mar se inicia una somerización progresiva de la sedimentación, que al igual que en la unidad MS-III, progresa de W a E y de N a S de la Cuenca.

Afloramientos y límites

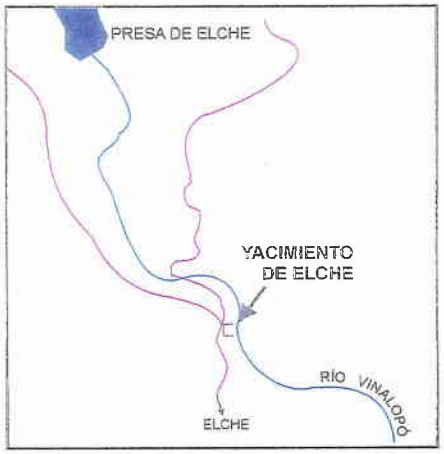
Los sedimentos pliocenos tienen una amplia distribución a lo largo del área de estudio. En el borde meridional constituyen parcialmente los pequeños relieves existentes en la margen derecha del río Segura. Forman parte de los relieves en cuesta que existen en Zeneta y Pino Hermoso, así como de las Sierras de Hurchillo, Benejúzar, Lomas de La Juliana y El Moncayo-Guardamar; extendiéndose, asimismo, hacia San Miguel de Salinas y Torrevieja. En el borde septentrional afloran de forma continua desde Alicante hasta Albatera aunque no está representada toda la serie pliocena por la existencia de discordancias internas.

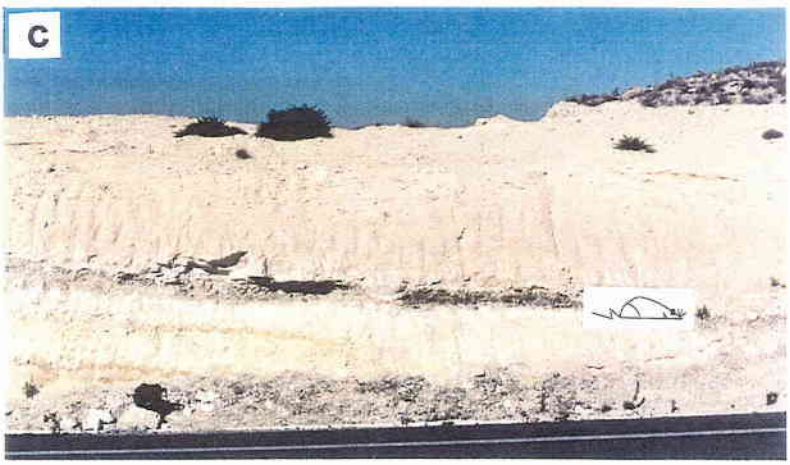
Los sedimentos de esta unidad pliocena están limitados en su base por una discontinuidad estratigráfica ligada a la transgresión pliocena y a techo por una discordancia sobre la que se apoya la unidad P-Q.

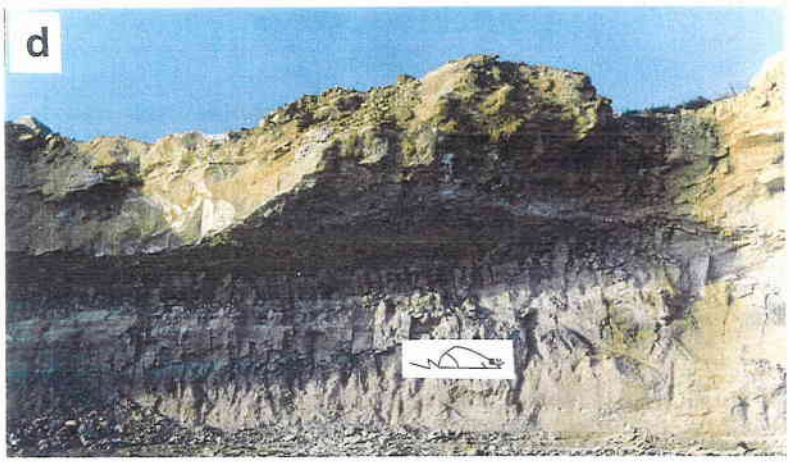
Facies

En el Plioceno se incluyen las siguientes formaciones o conjuntos litológicos definidos por Montenat (1977): Fm. Margas de Hurchillo, Fm. Areniscas de Rojales, Fm. Margas Versicolores, Fm. Calizas de San Pedro, Fm. Sucina, Fm. Conglomerados del

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995







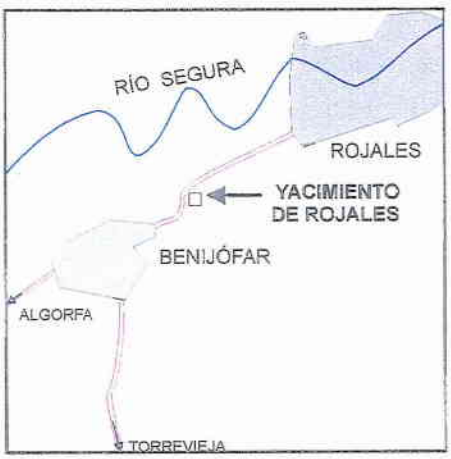


Lámina 2. Yacimientos de microvertebrados estudiados.
a: Castro; **b**: Pantano de Elche; **c**: Barranco de Fayona; **d**: Rojales

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Segura y Fm. Areniscas de Guardamar. Asimismo se incluyen los materiales de la Unidad de Transición del Moncayo-Guardamar (Somoza, 1989a).

En el sector meridional la base de esta unidad está representada por margas con microfauna planctónica (Fm. Margas de Hurchillo) que aumentan de espesor progresivamente hacia el este. Al techo de este tramo margoso inferior aparecen gradualmente intercalaciones detríticas que llegan a sustituir totalmente a las margas (Fm. Areniscas de Rojales). Esta formación está constituida por calcarenitas bioclásticas típicas de plataforma somera a la base y por areniscas litorales al techo. Sobre los sedimentos arenosos de la Fm. Areniscas de Rojales se sitúa un conjunto de arcillas y margas características de medios de transición (Fm. Margas Versicolores). Estos sedimentos detríticos finos presentan ocasionalmente intercalaciones arenosas litorales que llegan a ser dominantes al este (Unidad de Transición del Moncayo-Guardamar). Simultáneamente al depósito de estas facies de transición se produce, en algunos sectores situados en las proximidades de San Miguel de Salinas, el depósito de facies de abanicos aluviales que en sus sectores más distales llegan a desarrollar facies margosas y carbonatadas lacustres (Fm. Calizas de San Pedro). Por último, a techo de la Fm. Margas versicolores empiezan a intercalarse facies de areniscas y conglomerados típicos de abanicos deltaicos (Fm. Conglomerados del Segura) que en el sector de Guardamar presentan facies litorales (Fm. Areniscas de Guardamar). Entre todos estos conjuntos litológicos existe una relación estratigráfica diacrónica similar a la existente en la unidad MS-III.

En la Sierra de La Marina la unidad P está representada principalmente por calcarenitas bioclásticas limitadas a la base por margas arenosas y a techo por facies de abanicos aluviales. En la Sierra de Santa Pola está compuesta por un tramo de poco espesor de calcarenitas que cambian lateralmente de facies a margas arenosas con microfauna planctónica. Sobre estos sedimentos marinos se apoya un conjunto detrítico compuesto por la alternancia de areniscas litorales y limos rojos aluviales.

En el borde norte de la Cuenca se observa una gradación similar de los sedimentos durante el depósito de esta unidad desde el NW hacia el SE. El máximo avance de la transgresión pliocena se localiza al oeste en Albatera y al norte en Aspe. En la sección de Albatera, en el muro de una sucesión de sedimentos aluviales, aflora un nivel de 2 m de potencia constituido por conglomerados y areniscas litorales. En Aspe, también a la base de sedimentos continentales, aflora un delgado paquete de calcarenitas amarillas con organismos marinos e intercalaciones conglomeráticas. El efecto de la transgresión pliocena es mucho más patente hacia el este de Albatera y el sur de Aspe. Entre Albatera y Crevillente, aumenta gradualmente el espesor del paquete detrítico litoral y al noreste de Crevillente presenta facies calcareníticas bioclásticas típicas de plataforma somera. En el

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

sector de Elche, afloran facies margosas con microorganismos planctónicos. En los sectores más orientales del borde norte de la Cuenca (Sierra del Colmenar) no llega a aflorar la parte basal de esta unidad al estar cubierta discordantemente por sedimentos más modernos. En este sector oriental la unidad P está representada por margas, areniscas y conglomerados típicos de medios litorales y de transición.

Durante el depósito de esta unidad, en los sectores que progresivamente van emergiendo, se produce el depósito mayoritario de facies de abanicos aluviales. Estas facies están constituidas por una alternacia de lutitas, areniscas y conglomerados con evidencias de edafización. En algunos sectores restringidos se depositan facies margosas y carbonatadas lacustres (equivalentes a la Fm. Calizas de San Pedro) que en este sector septentrional están muy bien expuestas en la ciudad de Alicante.

Edad

Las referencias cronológicas sobre esta unidad P son muy numerosas aunque existen bastantes discrepancias sobre su edad. Según algunas dataciones realizadas por Montenat (1977) y las realizadas en este trabajo a partir de foraminíferos y nannoplancton calcáreo, las margas marinas de la Fm. Margas de Hurchillo tienen una asociación faunística típica de la parte basal del Plioceno inferior en la mayor parte de la Cuenca (Hurchillo, La Juliana, San Miguel de Salinas, Santa Pola, Elche, etc.). Sin embargo, en Guardamar del Segura la presencia de *Pseudoemiliania lacunosa* y *Discoaster tamalis*, así como discoastéridos típicos del Plioceno, nos permite asignar estos materiales a la parte alta del Plioceno inferior (biozona CN 10 final o quizás comienzo de la CN11; Okada y Bukry, 1980). Esta edad también se confirma con la asociación de foraminíferos presente en estos materiales: *Globigerina bulloides, Globigerina apertura, Globigerina decoraperta, Globigerinoides bulloideus, Globigerinoides obliquus, Globigerinoides extremus, Globigerinoides elongatus, Globigerinoides ruber, Globigerinoides gr. trilobus, Orbulina universa, Orbulina suturalis, Neogloboquadrina acostaensis, Neogloboquadrina humerosa, Globorotalia puncticulata, Globorotalia bononiensis, Globigerinita juvenilis* y *Turborotalia quinqueloba*.

Sobre la Formación Areniscas de Rojales no existía hasta ahora ninguna datación paleontológica ya que estas facies calcareníticas carecen de microfauna o microflora planctónica. En el presente trabajo se ha datado un nivel de microvertebrados situado en el Barranco de Fayona (San Miguel de Salinas) que se intercala en un conjunto litológico equivalente a la Fm. Areniscas de Rojales. La asociación de este yacimiento (30SXH968053) compuesta por *Paraethomys cf. meini, Cricetus barrieri, Prolagus sp.* y *Testudo sp.* pertenece a la biozona MN14 lo que permite asignar a estos materiales al

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Rusciniense inferior o Plioceno inferior, según la escala bioestratigráfica de Ruiz Bustos (1990, 1992).

En las formaciones Margas Versicolores y Conglomerados del Segura también han sido datados dos yacimientos de microvertebrados. El primero de ellos, localizado en La Juliana en la base de la Fm. Margas Versicolores (Montenat y De Bruijn, 1976), proporcionó la siguiente asociación faunística: *Paraethomys meini, P. jaegeri, Stephanomys minor, Cricetus cf. barrieri y Ruscinomys cf. europeus*. Esta asociación pertenece al Rusciniense superior (biozona MN15 de Mein), que estos autores correlacionan con el Plioceno superior. En el presente trabajo se ha datado un yacimiento de microvertebrados situado en el tránsito entre ambas formaciones; este yacimiento, denominado Rojales (30SXH990177) (lámina 2), presenta una asociación faunística perteneciente al Rusciniense (biozona MN15) similar al yacimiento de La Juliana, aunque según la escala bioestratigráfica de Ruiz Bustos (1992) se correlaciona con la parte alta del Plioceno inferior.

Todos estos resultados bioestratigráficos permiten asignar a esta unidad una edad Plioceno inferior. Hay que mencionar que hasta el momento no se encontrado en afloramiento ninguna asociación de microorganismos planctónicos del Plioceno superior o más reciente.

4.1.5. P-Q (Plioceno superior-Cuaternario)

A mediados del Plioceno se produce un profundo cambio geodinámico (ver capítulo III) que deja su huella en el registro estratigráfico. A partir de estos momentos se inicia el depósito de la última unidad diferenciada en este trabajo (P-Q).

Afloramientos y límites

Los sedimentos de esta unidad son los que ocupan mayor extensión de afloramiento, y fundamentalmente se distribuyen a lo largo de la actual depresión recorrida por el curso bajo del río Segura.

Esta unidad se apoya discordantemente sobre el resto de unidades neógenas y sobre un basamento muy variado. En el área de estudio el límite Plioceno-Cuaternario no coincide con ningún cambio de la sedimentación a nivel regional. En muchos casos el límite se encuentra dentro de un dispositivo de discordancia progresiva formado por depósitos aluviales.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Facies

Durante el depósito de esta unidad P-Q gran parte de la Cuenca está emergida y la sedimentación tiene un carácter mayoritariamente continental. Solamente en algunos sectores subsidentes en contacto directo con el Mar Mediterráneo (Depresión del Bajo Segura, Depresiones de Torrevieja-La Mata, Depresión de San Juan) se produce la intercalación de facies de transición y litorales entre las facies típicamente continentales.

En el sector más septentrional del área de estudio (Aspe-Monforte-Orito) predomina mayoritariamente la erosión. La sedimentación, de carácter aluvial, se limita a algunos sectores deprimidos situados entre los relieves. Además, es muy frecuente el desarrollo de glacis constituidos por conglomerados cementados con una costra superficial. En las depresiones antes mencionadas el relleno sedimentario, durante el Plioceno superior y el Cuaternario, es el resultado de la actividad simultánea de varios sistemas deposicionales: aluvial, de transición y litoral.

La Depresión del Bajo Segura es la que presenta un mayor espesor de sedimentos de esta unidad plioceno-cuaternaria. En ella se produce el depósito de sedimentos fluviales procedentes del río Segura que la recorre de W a E, y del río Vinalopó que lo hace desde el norte. Además, existen numerosos abanicos aluviales al pie de las sierras de Callosa y Orihuela, y de los relieves septentrionales de las Zonas Externas. Goy y Zazo (1989) diferencian diez generaciones de abanicos aluviales al sur de la Sierra de Crevillente. En las zonas distales de los abanicos aluviales y en las proximidades de la línea de costa se desarrollan varias lagunas litorales (San Juan, El Saladar, Clot de Galvany, Santa Pola, El Hondo, La Mata y Torrevieja). El relleno sedimentario de estas lagunas es muy variado, aunque está caracterizado principalmente por sedimentos detríticos finos muy ricos en materia orgánica. Finalmente, a lo largo del litoral del área de estudio, además de las playas y cordones de dunas actuales, existen afloramientos de depósitos litorales pleistocenos.

Edad

Hasta el momento, debido al carácter mayoritariamente continental de los materiales de esta unidad que afloran en superficie, las dataciones paleontológicas disponibles son muy escasas y se limitan mayoritariamente a la presencia de *Strombus bubonius* que permite datar algunas playas y dunas fósiles asociadas como tirrenienses (tabla 1). La única información paleontológica disponible en sedimentos continentales se reduce a la presencia de gasterópodos helícidos pleistocenos y actuales (*Iberus gualterianos alonensis*) en los limos rojos que afloran en la Sierra del Colmenar (Montenat, 1977) que este autor atribuye a la Formación Sucina.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Localidad	Cota (m)	Paleontología	Datación absoluta	Método	Referencia
Cabo Huertas	+2	*S. bubonius*	85.000-91.000±5000	Th/U	Stearns & Thurber (1965)
			112.000±20%	ESR	Brückner (1986)
	2.5	S. bubonius	32.000±300	Th/U	Stearns & Thurber (1965)
			38.000±200	Th/U	Dumas (1977)
			55.000±300	Th/U	Dumas (1977)
			191.400±1500	Th/U	Hillaire *et al.* (1987)
	+25-30		Old Pleistocene Spectrum (OPS)	Th/U	Stearns & Thurber (1965)
La Albufereta	6.3	*S. bubonius*	85.000±800	Th/U	Dumas (1977)
Alicante	2	*S. bubonius*			Jim. de Cisneros (1925)
Cala Borrachos	4	*S. bubonius*	119.000±1300	Th/U	Dumas (1977)
El Saladar	0.5	*S. bubonius*	100.000±60	Th/U	Dumas (1977)
Arenales Santa Pola	1	*S. bubonius*	3290±110	C^{14}	Brückner (1986)
	1.5		111500	Th/U	Brückner and Radtke (1985)
			94.000±20%	ESR	
	3		89.000±20%	ESR	Brückner (1986)
			125.000±20%	ESR	Brückner (1986)
	8.75				Gaibar y Cuerda (1964)
	36-40		≥250.000	Th/U	Dumas (1977)
Salinas Santa Pola	0-0.3	*S. bubonius*			Estévez *et al.* (1987)
Tabarca	3-4	*S. bubonius*			Estévez *et al.* (1987)
La Marina	1	*S. bubonius*			Zazo *et al.* (1987)
	5	*S. bubonius*	149.000±580 150.000±580 100.000±580 70.200±580 68.000±580 103.000±580 90.000±580 105.000±580 94.000±580 65.000±580 66.000±580 93.000±580	Th/U	Bernat *et al.* (1982)
	20-40				Estévez *et al.* (1986)
Guardamar	20-68				Estévez *et al.* (1986)
Cabo Cervera	2.5		94.000±800	Th/U	Dumas (1977)
			92.000±800		
Torrevieja	0.5-2		5.190±30	C^{14}	Gozálvez (1985)
	2.5		3600±33		
	2		2060±40		
	3		5540±17		

Tabla 1. Dataciones radiométricas de las playas fósiles del área de estudio. Los datos han sido extraídos de los trabajos originales y de Somoza *et al.* (1987).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Además de estas dataciones paleontológicas se han realizado algunas investigaciones magnetoestratigráficas. Somoza *et al.* (1989) realizan un análisis de los depósitos de abanicos aluviales en el sector de Campoamor (Sur de Torrevieja). Estos autores asignan todo el conjunto de abanicos a la zona de polaridad normal de Bruhnes (<0.7 m.a.). Por otra parte, los estudios paleomagnéticos realizados en el presente trabajo permiten situar provisionalmente el límite Plioceno-Cuaternario dentro de un conjunto detrítico atribuido por Montenat a la Fm. Sucina. La sección analizada se sitúa al noreste de Crevillente. Está compuesta por una serie alternante de 38 m de lutitas, areniscas y conglomerados rojos. Esta sucesión tiene polaridad normal salvo en su tercio superior en el que presenta polaridad inversa. Esta inversión puede correlacionarse provisionalmente con el límite superior del subcrón Olduwai próximo al límite Plioceno-Cuaternario (figura 20).

En cuanto a las dataciones absolutas se ha de destacar un buen número de publicaciones sobre las playas fósiles por distintos autores cuyos resultados se exponen a continuación. Asimismo, en el presente trabajo se hace un estudio pormenorizado sobre la cronología del relleno Holoceno de la Cuenca del Bajo Segura. Las dataciones de C^{14} realizadas (tabla 2) indican la existencia de un relleno Holoceno de 20-30 m de potencia aproximada, aspecto que será discutido con detalle en el capítulo V.

MUESTRA	LOCALIDAD	EDAD	MUESTRA	LOCALIDAD	EDAD
S1-1.25	Catral	710±80	S4-7.65	Dolores	4920±70
S1-5.40		3860±90	S4-8.75		5570±80
S1-6.15		3040±210	S4-20.00		7960±80
S1-7.50		5270±80	S5-7.75	Daya Nueva	5020±80
S2-5.25		1930±80	S6-17.35	Formentera	5760±80
S2-5.40		1600±90	S6-24.00		6210±250
S2-9.10		4080±110	ORI-11.80	Orihuela	1990±300
S2-12.90		6010±80	ORI-23.00		6410±230
S2-13.70		5670±60	ALM-12.00	Almoradí	3290±60
S2-19.50		8030±120	ALM-14.00		6590±70
S3-8.75		5870±100	GUA-3.40	Guardamar	3990±60
S3-10.30		6910±80	GUA-10.50		4110±70
S3-17.90		7910±90	GUA-11.50		4180±70
S3-19.15		14570±310	GUA-13.60		4600±80
S4-6.00		3930±90	GUA-15.15		4610±70

Tabla 2. Dataciones radiométricas (C^{14}) de sedimentos del relleno de la Depresión del Bajo Segura obtenidas a través de sondeos.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

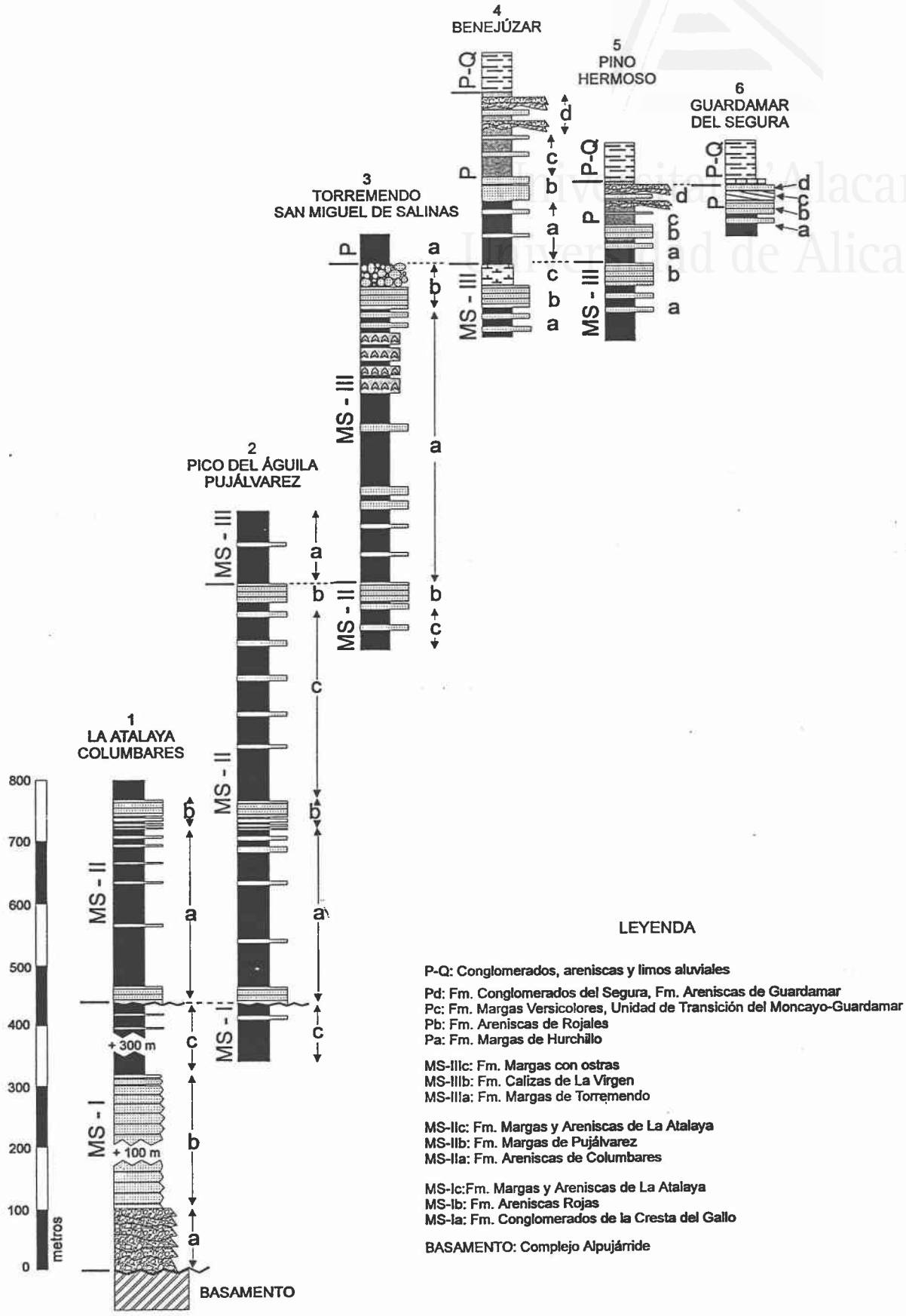
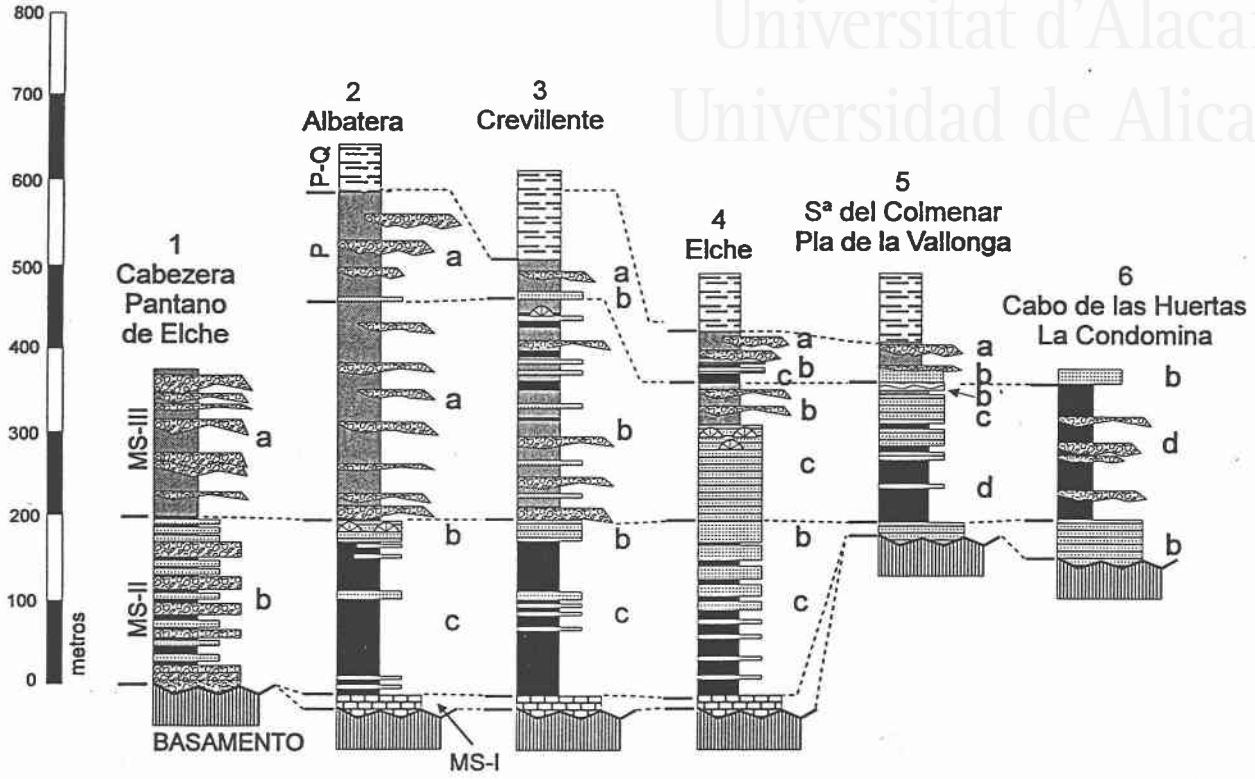


Figura 18. Columnas estratigráficas representativas del borde sur de la Cuenca del Bajo Segura, en las que se indican los límites entre las distintas unidades..

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



LEYENDA

P-Q: Conglomerados, areniscas y limos aluviales con costras carbonatadas.

Pc: Margas con fauna planctónica
Pb: Areniscas litorales y conglomerados
Pa: Conglomerados, areniscas y limos aluviales

MS-IIId: Margas (facies pelágicas)
MS-IIIc: Calcarenitas (facies de plataforma)
MS-IIIb: Conglomerados, areniscas y margas (facies deltaicas)
MS-IIIa: Conglomerados, areniscas... (Facies aluviales)

MS-IIc: Fm. Margas de Fortuna
MS-IIb: "Conjunto calcarenítico equivalente a la Fm. Areniscas de Columbares"
MS-IIa: Conglomerados continentales

MS-I: Fm. Calizas del Tabayal

Basamento: Zonas Externas

Figura 19. Columnas estratigráficas representativas del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura, en las que se indican los límites entre las distintas unidades.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

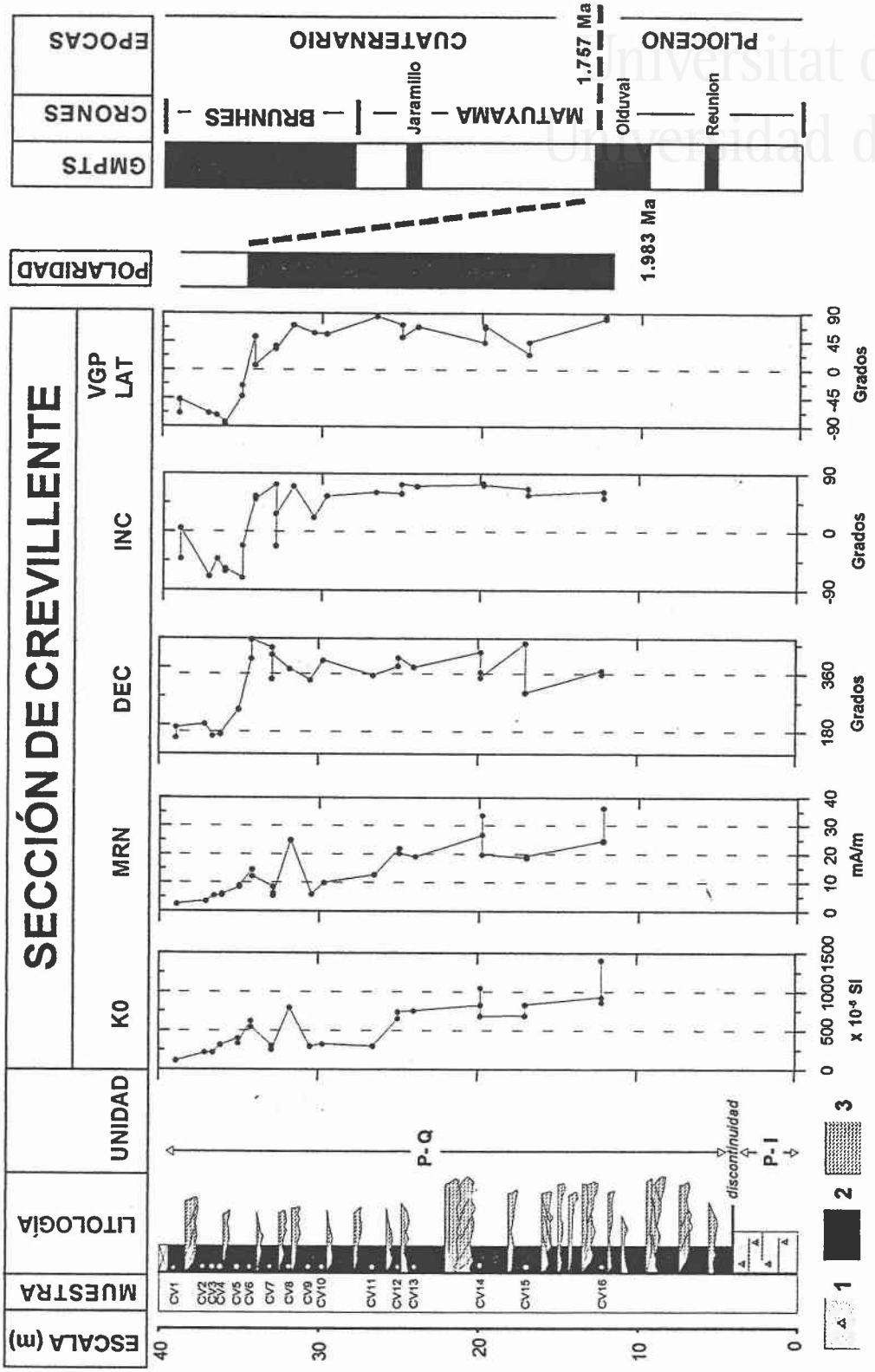
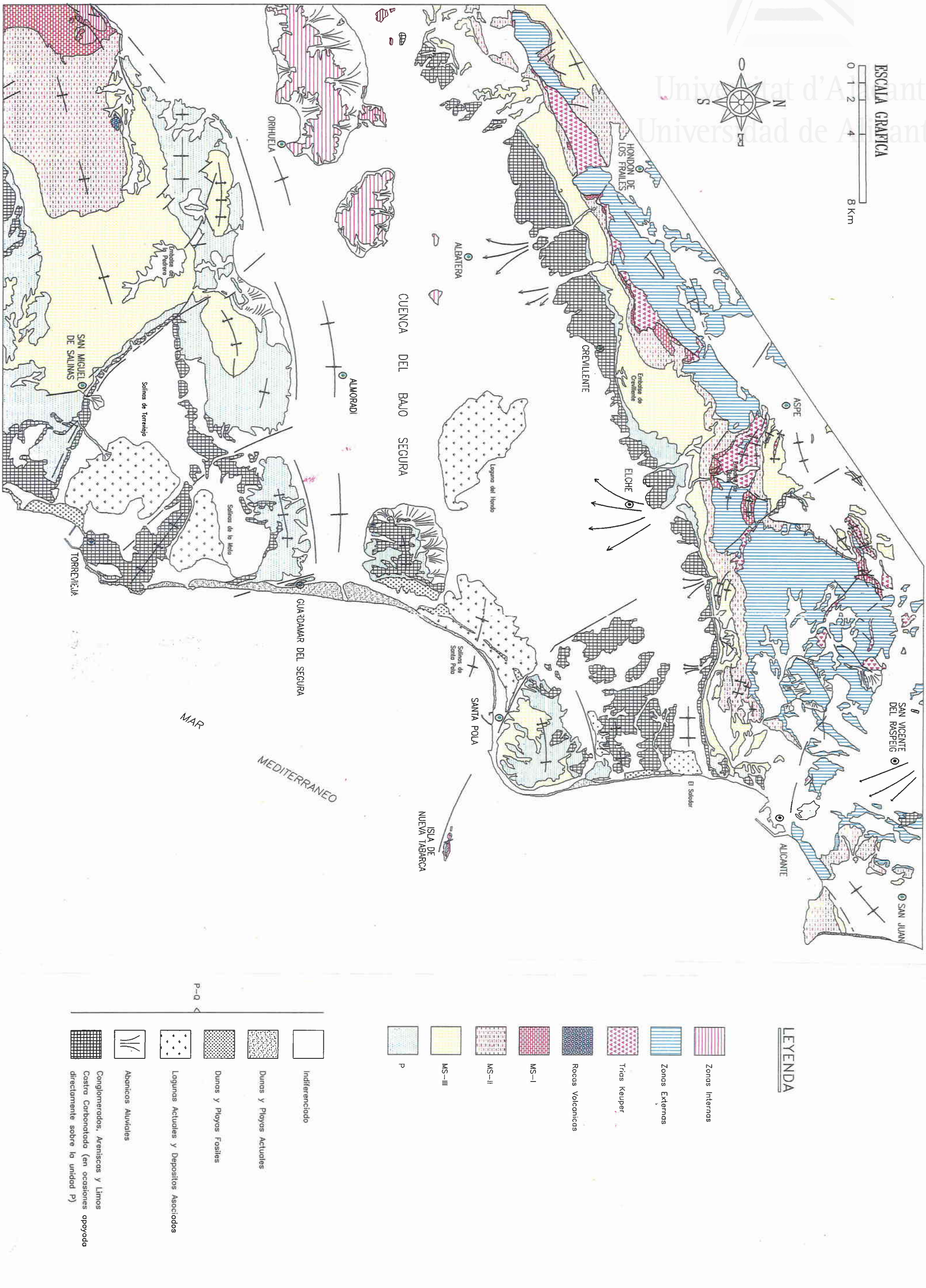


Figura 20. Resultados paleomagnéticos de la sección de Crevillente. Ko: susceptibilidad magnética; MRN: magnetización remanente natural; DEC: declinación; INC: inclinación; VGP LAT: latitud del polo magnético virtual. También se indica la correlación con la escala magnetoestratigráfica GMPTS de Cande y Kent (1992).

Volver al índice/Tornar a l'índex

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

CAPÍTULO III

NEOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

1. INTRODUCCIÓN

Según un gran número de autores (Groupe de Recherche de l'Arc de Gibraltar, 1977; Rodríguez Fernández, 1982; Sanz de Galdeano, 1983b; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; etc.), a finales del Mioceno medio se produce un profundo cambio geodinámico de la Cordillera. En esos momentos se inicia una nueva etapa denominada **Etapa Neotectónica**, que abarca desde el Tortoniense hasta la actualidad (11 m.a.).

Aunque ya ha finalizado la fase de estructuración principal de la Cordillera, durante esta etapa sigue existiendo actividad tectónica que da lugar a la aparición de numerosas cuencas intramontañosas, entre las que se encuentra la Cuenca del Bajo Segura.

Algunas de estas cuencas están controladas por accidentes de nueva generación, pero muchas de ellas aprovechan el rejuego de accidentes heredados de la fase de tectogénesis del orógeno Bético.

2. PRINCIPALES RASGOS NEOTECTÓNICOS

En este capítulo se exponen los principales rasgos neotectónicos observados en la Cuenca del Bajo Segura. Se han estudiado principalmente las macro y microestructuras de deformación, y las huellas de la actividad tectónica en el registro estratigráfico de los últimos 11 m.a. Esta información ha sido complementada con la geología del subsuelo (perfiles sísmicos, sondeos mecánicos, etc). Estudios específicos sobre la actividad tectónica más reciente de la etapa neotectónica, como la sismicidad, algunas anomalías geomorfológicas, etc., son comentadas en el capítulo V de Tectónica Activa.

2.1. Rasgos tectónicos s.s.

El efecto más característico y visible de la actividad neotectónica ha sido la generación de macroestructuras, principalmente pliegues y fallas. Durante la etapa neotectónica, en el área de estudio se ha producido un plegamiento considerable de la cobertera sedimentaria neógena y cuaternaria, que en la mayoría de los casos está ligado al funcionamiento de accidentes profundos.

A continuación se describen las características principales tanto de los pliegues como de las fallas que afectan a materiales de la etapa neotectónica (figura 23).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

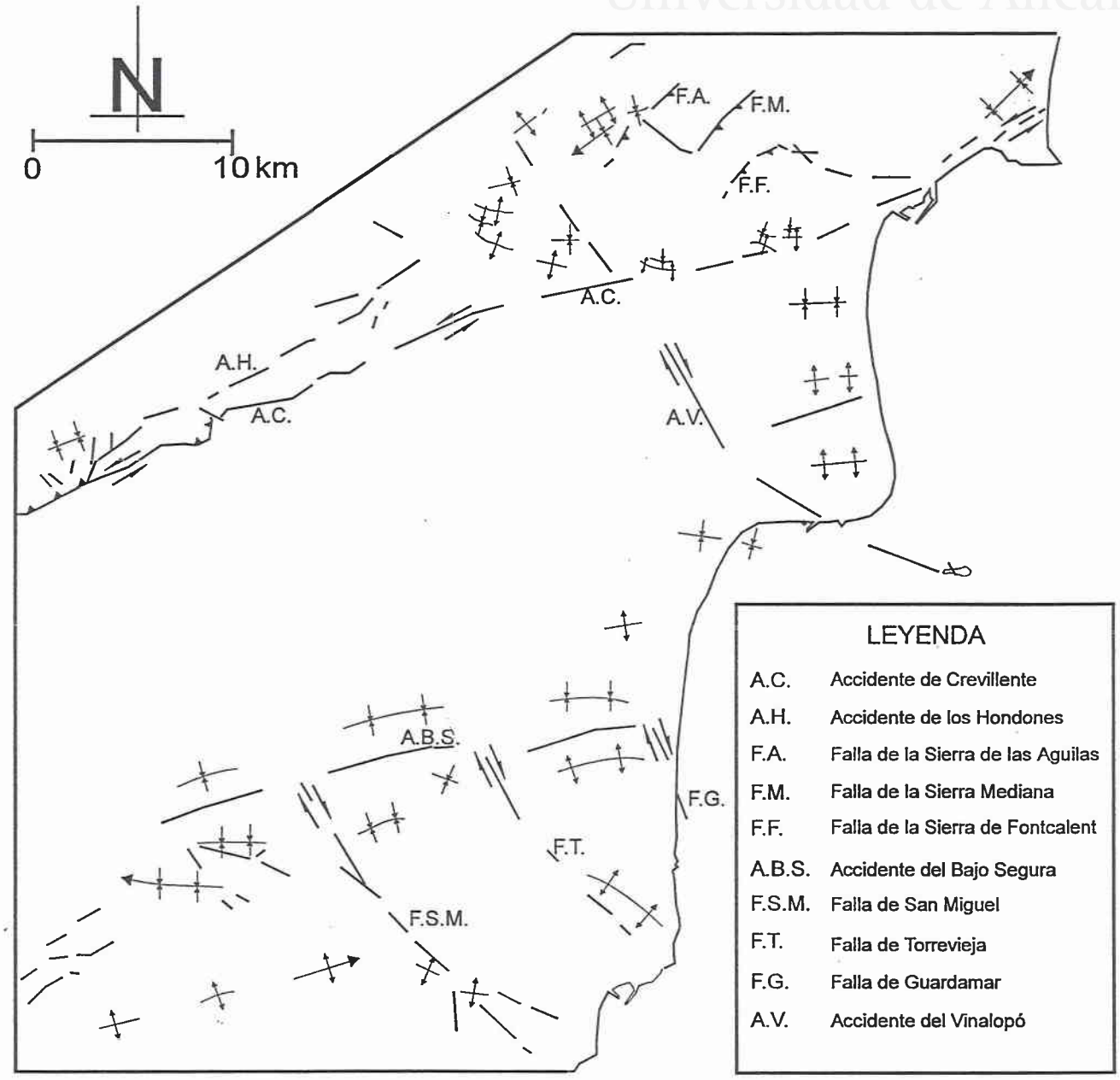


Figura 23. Esquema estructural de la Cuenca del Bajo Segura

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.1.1. Pliegues

Estas estructuras se desarrollan sobre las Zonas Internas y las Zonas Externas. La característica común en ambos sectores es que la mayoría de los pliegues presentan un carácter sintectónico.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Zonas Externas

En el sector septentrional destacan los pliegues que afloran a lo largo del tramo oriental del Accidente de Crevillente. Entre ellos hay que citar el anticlinal del Pantano de Elche (N130E), el sinclinal del Tabayal (E-W), el anticlinal de Sierra Gorda (N130E), los pliegues de la Sierra de Borbuño-Sancho (E-W) y el sinclinal de San Juan (N70E) (lámina 3 y figura 24).

A lo largo del accidente mencionado se observa como la intensidad del plegamiento disminuye progresivamente con la edad de los sedimentos. Un ejemplo ilustrativo es el anticlinal sintectónico del Pantano de Elche. Tanto en su flanco septentrional, donde presenta algunos pliegues menores en el sector de Aspe (La Coca), como en su flanco meridional, se observa un dispositivo de discordancia progresiva. En el flanco sur, los materiales tortonienses tienen buzamientos superiores a los 60° mientras que los sedimentos cuaternarios apenas superan los 10° de buzamiento. De todas formas, aunque con menor intensidad, los sedimentos cuaternarios más recientes también muestran evidencias de deformación. Por ejemplo, los sedimentos litorales tirrenienses de la Albufereta (Alicante-San Juan) están afectados por un pliegue anticlinal de dirección N110-120E (Bousquet *et al.*, 1976).

Al norte del Accidente de Crevillente, siguen aflorando pliegues que afectan principalmente a los materiales neógenos y con bastante menor intensidad a los cuaternarios. Destacan los pliegues de Orito, el anticlinal de Monforte, el sinclinal de Novelda, y en el sector occidental, perteneciente al extremo nororiental de la Cuenca de Fortuna, el sinclinal de Barinas. Todos ellos tienen una dirección aproximada N70E, coincidente con la dirección bética. Estos pliegues afectan fundamentalmente a materiales del Mioceno superior y el Plioceno inferior. Los sedimentos del Plioceno superior y el Cuaternario se apoyan discordantemente sobre los sedimentos plegados del Mioceno superior, y muestran algunos rasgos de deformación compresiva perc muy localizados y escasos (N de San Vicente del Raspeig).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

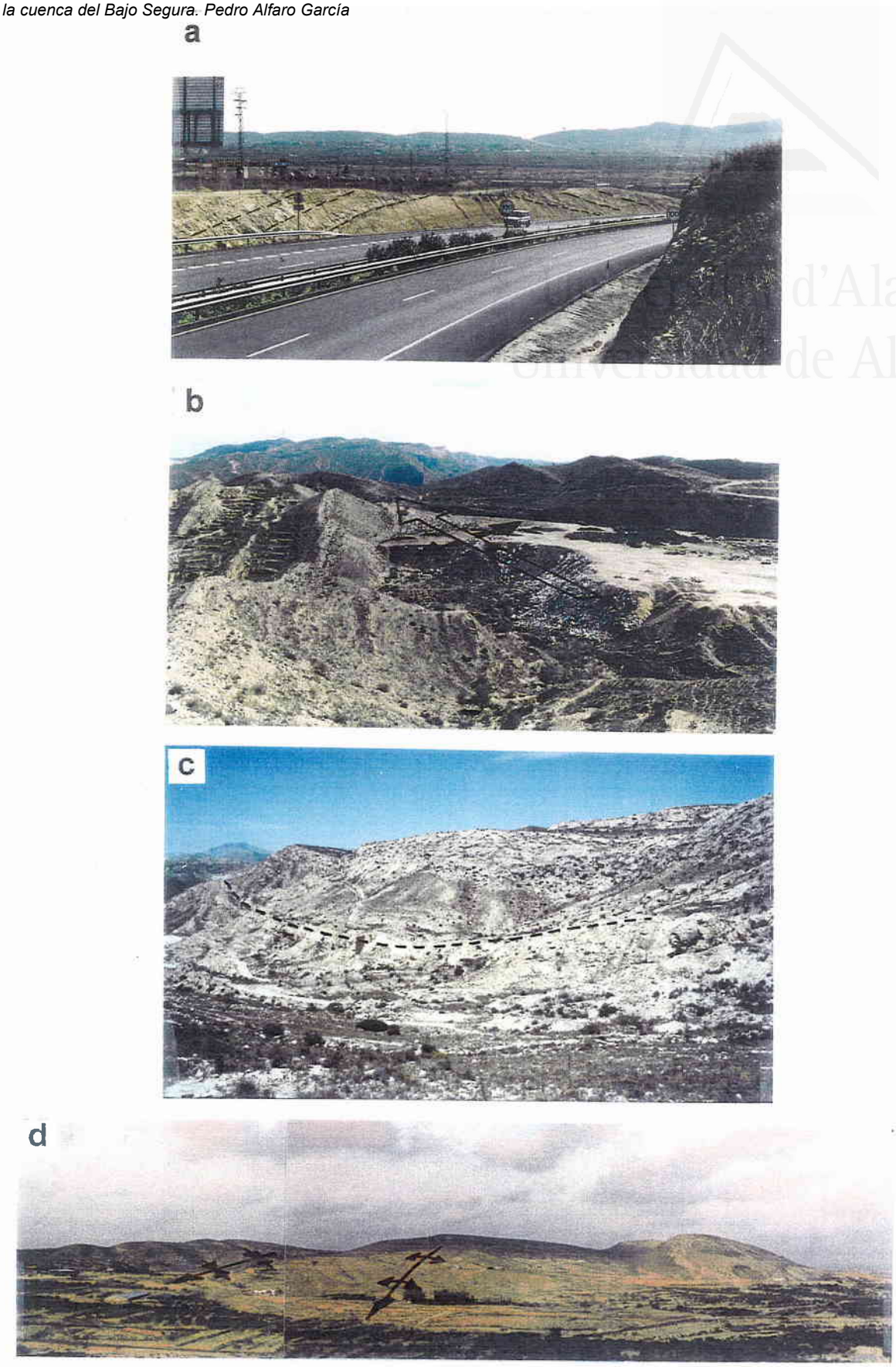


Lámina 3. Ejemplos de pliegues de las Zonas Externas del área de estudio.
a: Anticlinal de Monforte; **b**: Anticlinal de La Coca; **c**: Sinclinal del Tabayal; **d:**Pliegues de la Sierra de Sancho.

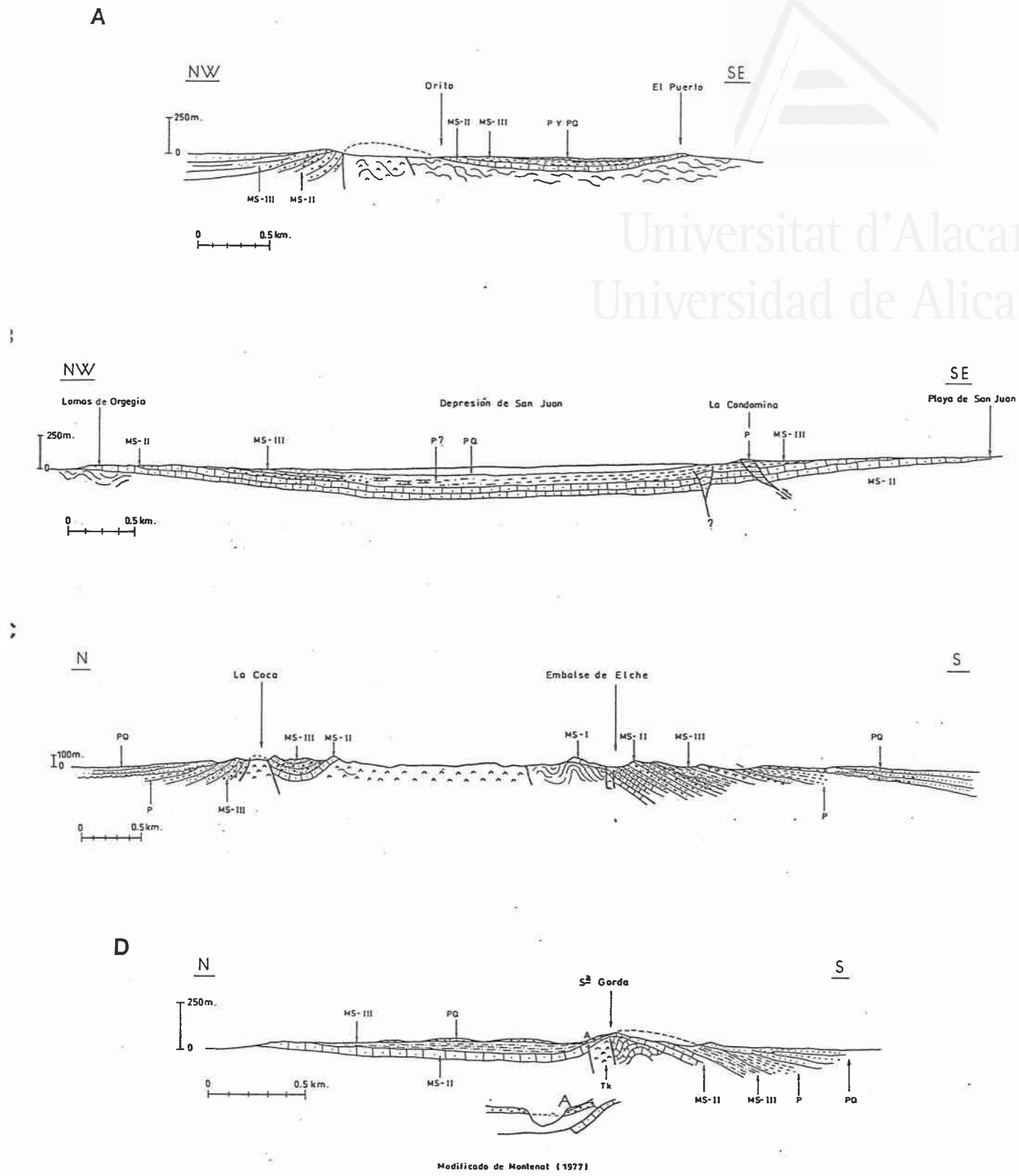


Figura 24. Secciones geológicas. (A) Orito, (B) San Juan, (C) Pantano de Elche, (D) Sierra Gorda (NE Elche)

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Zonas Internas

En este sector destacan especialmente los pliegues anticlinales situados a lo largo de la margen derecha del río Segura, que tienen unas dimensiones kilométricas (5-10 km). Hay que mencionar los anticlinales de Hurchillo, Benejúzar, Lomas de La Juliana y El Moncayo-Guardamar. Tienen una dirección general E-W, aunque los extremos de los pliegues se inflexionan ligeramente en ambos sentidos hasta alcanzar direcciones N70E y N125E en algunos puntos. Todos ellos tienen un flanco septentrional más buzante que el meridional. La intensidad del plegamiento disminuye hacia el este, siendo el pliegue más apretado el de Hurchillo, en cuyo flanco septentrional los estratos se disponen verticalmente (FOTO C.Segura), mientras que el más occidental (Guardamar-El Moncayo) es el que presenta buzamientos más suaves (máximo 25°). Localmente presentan irregularidades en su geometría como es el caso del anticlinal de Benejúzar que tiene en su flanco septentrional un pequeño pliegue anticlinal de varios cientos de metros de longitud (figura 25).

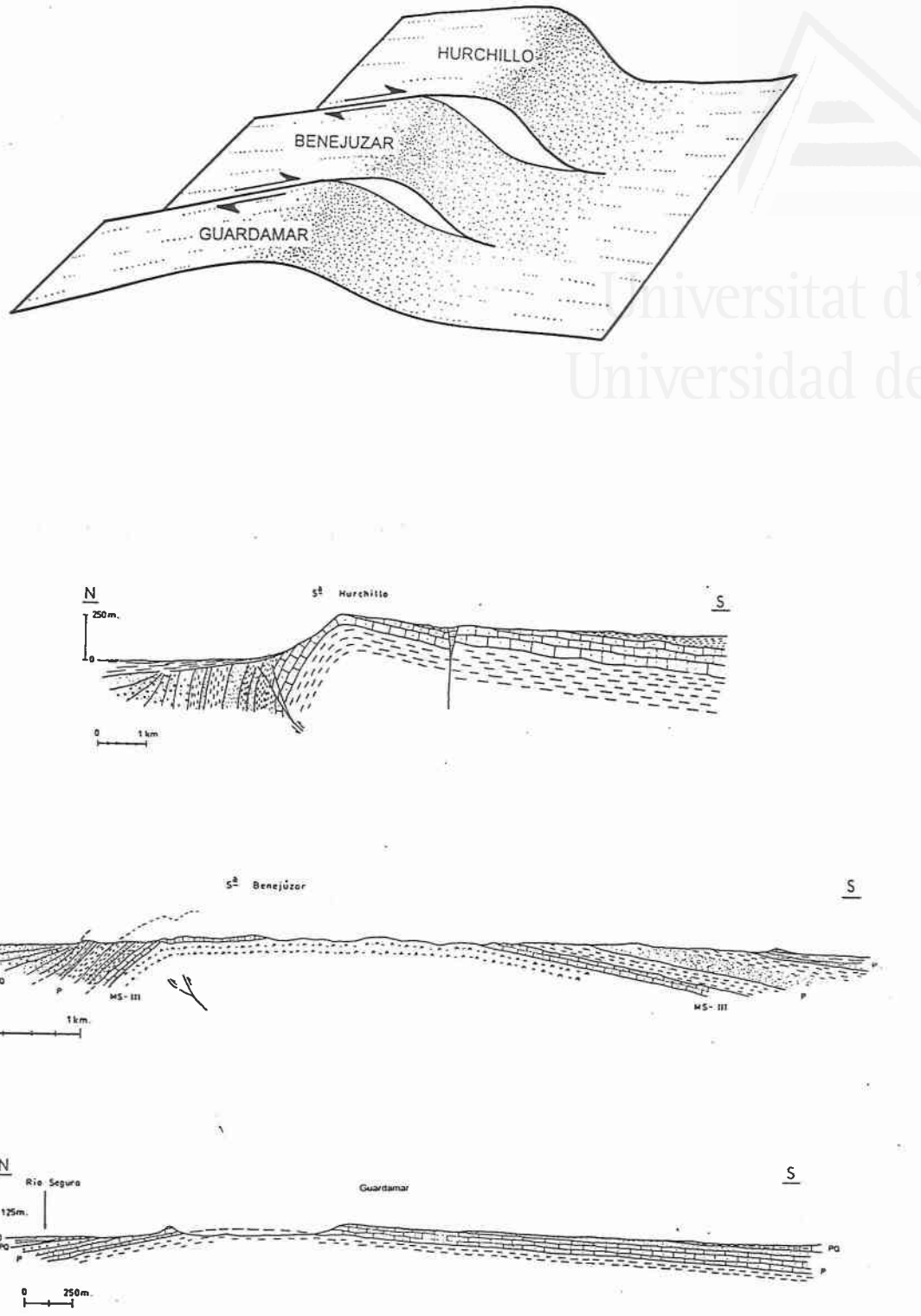
Aproximadamente con la misma dirección, pero con unas dimensiones mayores (más de 30 km de longitud), aflora el anticlinal de Torremendo. Tanto el flanco septentrional como el meridional están caracterizados por fuertes buzamientos y por la existencia de pliegues asociados de menores dimensiones: en el flanco septentrional destacan el sinclinal de Pino Hermoso y el ya mencionado anticlinal de Hurchillo, mientras que en el flanco meridional lo hace el anticlinal de Los Ginovinos.

Al norte del río Segura afloran los anticlinales de La Marina y Santa Pola y un conjunto de pequeños pliegues hectométricos situados entre Los Arenales del Sol y Balsares (figura 26). Estos pliegues son bastante suaves, especialmente el anticlinal de La Marina, y normalmente no superan los 20° de buzamiento.

La característica común de todos estos pliegues anticlinales es que están ligados en profundidad a fallas de dirección NE-SW/ENE-WSW, como el Accidente del Bajo Segura (ver apartado siguiente), o a fallas subparalelas al mismo, como la Falla de Los Ginovinos al sur, o las fallas que transcurren bajo las depresiones del Bajo Segura y Elche.

Entre todas estas estructuras anticlinales también se desarrollan pliegues sinclinales de la misma dirección rellenados sintectónicamente por sedimentos recientes. Entre otros destacan los sinclinales del Bajo Segura, Salinas de Santa Pola, Clot de Galvany y El Saladar-Elche.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Figura 25. Pliegues anticlinales relacionados en profundidad con el Accidente del Bajo Segura. En la parte superior se muestra la disminución de la intensidad de plegamiento hacia el este.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

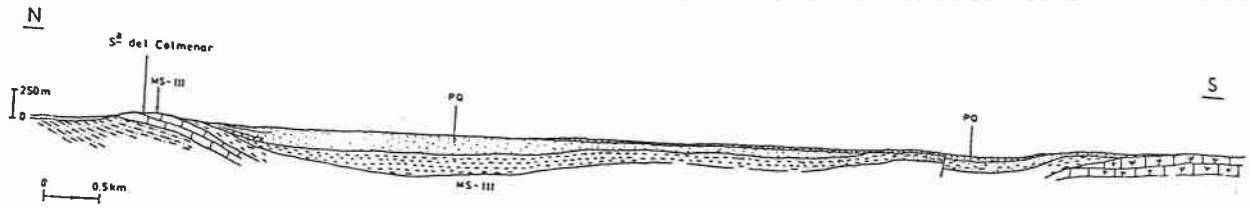


Figura 26. Sección geológica entre la Sierra de Colmenar y la Sierra de Santa Pola.

Además de estos pliegues de dirección general E-W, afloran algunos otros ligeramente oblícuos a los accidentes de dirección NW-SE. Un ejemplo significativo lo constituyen los anticlinales situados en las proximidades del Barranco de Fayona y de San Miguel de Salinas, producidos por el funcionamiento dextrorso en profundidad de la Falla de San Miguel de Salinas. También en relación a la Falla de Torrevieja, aproximadamente paralela a la de San Miguel de Salinas, aflora el anticlinal de Cabo Cervera, que afecta a sedimentos pliocenos y cuaternarios y separa dos sinclinales sobre los que se sitúan actualmente las Salinas de Torrevieja y La Mata.

La edad de los pliegues desarrollados sobre las Zonas Internas es relativamente reciente. Hasta mediados del Plioceno, los sedimentos neógenos situados sobre las Zonas Internas han estado sometidos a un plegamiento muy suave, que se ha concentrado en la terminación oriental en tierra del "Corredor de desgarre cortical" definido por De Larouzière *et al.* (1988). Pero la principal fase de plegamiento, responsable de la mayor parte de los pliegues descritos anteriormente, comenzó en el Plioceno superior y ha continuado hasta la actualidad. El hecho de que los sedimentos más recientes de edad holocena se apoyen discordantemente sobre algunos sedimentos plegados se debe a que, durante los últimos miles de años, la tasa de sedimentación ha sido más elevada que la de deformación (apartado V.3.1.).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.1.2. Fallas

El análisis de las fracturas que han funcionado durante la etapa neotectónica pone de manifiesto los siguientes aspectos:

- existen dos direcciones principales de fracturación: NE-SW/ENE-WSW y NW-SE.

- las fracturas más destacadas del área de estudio, de dirección NE-SW, son heredadas y han rejugado recientemente durante la etapa neotectónica.

- afectan principalmente al basamento, suelen ser profundas y se manifiestan superficialmente a través del plegamiento de los materiales más recientes. Localmente deforman los materiales más modernos y dejan su huella en la superficie topográfica.

A continuación se realiza una breve descripción de las dos direcciones principales de fracturación:

Fallas de dirección NW-SE

Esta dirección de fracturación, que controla en gran medida la estructuración del Mar Mediterráneo occidental (figura 3), se manifiesta en tierra a través de numerosas fracturas subparalelas de pequeña longitud. A lo largo de esta dirección se detectan importantes anomalías geofísicas y geomorfológicas, sismicidad asociada, y deformaciones de los materiales neógenos y cuaternarios.

Las fallas de esta dirección, que funcionan como fallas normales y/o dextrorsas, han jugado un papel esencial en la configuración de la Cuenca del Bajo Segura durante la etapa neotectónica.

El accidente más representativo del área de estudio es la Falla de San Miguel de Salinas. A lo largo de la misma se han detectado destacadas anomalías gravimétricas y desplazamientos verticales del basamento alpujárride (Montenat, 1977). Asimismo, en superficie se detectan deformaciones de los sedimentos neógenos y cuaternarios que llegan a plegarse intensamente (lámina 4). Hacia el este se sitúa la Falla de Torrevieja, cuya actividad ha generado destacados desniveles del basamento a lo largo de su trazado. También se observan deformaciones de los materiales recientes a lo largo de la Falla de Guardamar y del Accidente del Vinalopó. En relación a este último hay que decir que su

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

funcionamiento principal se produjo con anterioridad a la etapa neotectónica. A lo largo de su trazado sólo se detectan algunas deformaciones locales de materiales recientes.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Fallas de dirección NE-SW/ENE-WSW

En este apartado se incluyen las fracturas con dirección comprendida entre N45E y casi E-W. La mayoría de estas fallas, que tienen una dirección similar a la del orógeno Bético, son estructuras anteriores al inicio de la etapa neotectónica.

En las Zonas Externas, los relieves más importantes están controlados por fallas de esta dirección. Al norte, las sierras de Las Águilas, Mediana y Fontcalent están limitadas por fallas inversas buzantes al sur, que han actuado principalmente hasta el Plioceno. Estas fracturas son antiguos cabalgamientos neógenos que han rejugado durante la etapa neotectónica. Pero la falla más destacada de las Zonas Externas se sitúa en el sector más meridional, que coincide aproximadamente con el contacto con las Zonas Internas. Este accidente fue definido por Foucault (1971) como Accidente de Crevillente. El funcionamiento del mismo durante la etapa neotectónica ha provocado la aparición de relieves como la Sierra de Abanilla, la Sierra de Crevillente, y los pequeños relieves neógenos del Tabayal, Sierra Gorda, Sierra de Borbuño-Sancho, Sierra del Colmenar y Serra Grossa de Alicante. Este accidente, que funcionó como falla dextrorsa antes de la etapa neotectónica, lo ha hecho como falla sinistrorsa y principalmente como falla inversa en los últimos millones de años. A lo largo de su trazado occidental, situado entre Abanilla y Crevillente, ha desarrollado un dispositivo de discordancia progresiva en los materiales neógenos, asociado al movimiento del bloque de techo constituido por las sierras de Abanilla y Crevillente. Incluso llegan a desarrollarse pequeños cabalgamientos locales, como en Monte Alto, donde materiales del Mioceno medio cabalgan a materiales del Tortoniense superior. Por el contrario, en el tramo oriental predominan los pliegues sintectónicos con flancos cada vez menos buzantes hacia el techo de la serie (lámina 5). Otro accidente de menor importancia, aproximadamente paralelo al de Crevillente, y probablemente conectado en profundidad, es el de los Hondones (lámina 6). En el apartado V.3.4. se discute su funcionamiento reciente.

También las Zonas Internas están afectadas por accidentes de esta dirección. Las fallas que controlan el Corredor de Carboneras-Alhama-Bajo Segura (Ej. Accidente de Alhama) se ramifican e inflexionan en este sector. Gauyau *et al.* (1977) pusieron de manifiesto su prolongación hacia Alicante bajo los materiales de las depresiones cuaternarias. Pero la fractura más importante de esta dirección es el Accidente del Bajo Segura que, al igual que el Accidente de Crevillente, ha funcionado durante la etapa

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

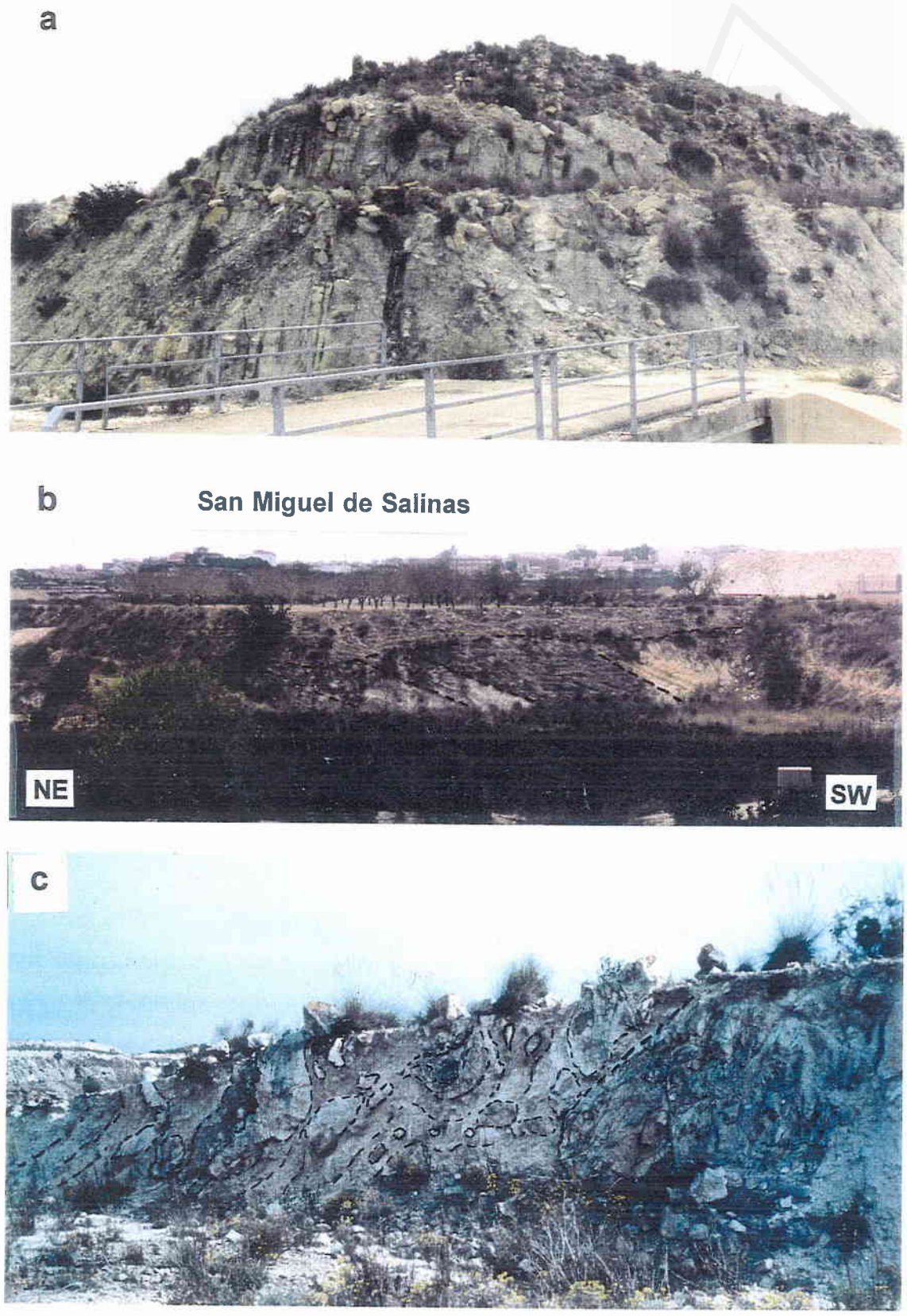
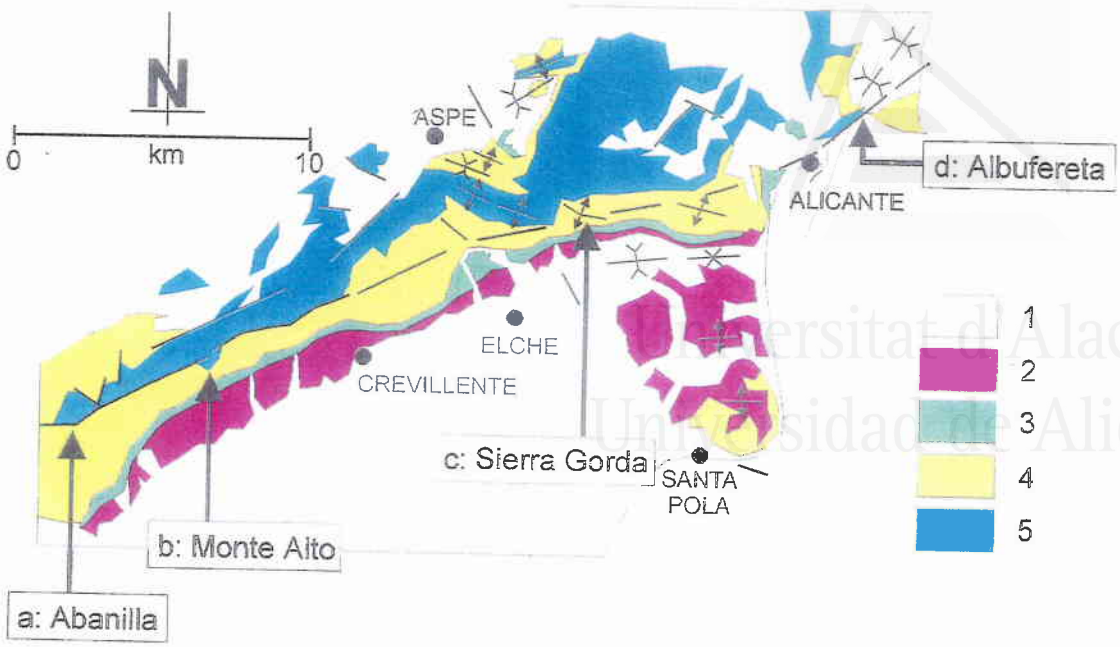


Lámina 4. Falla de San Miguel de Salinas.
a: Estratos verticalizados de sedimentos de la unidad P.
b: Flanco occidental de un anticlinal situado al NW de San Miguel de Salinas.
c: Depósitos gravitacionales, pertenecientes al techo de la unidad MS-III, localizado en las proximidades de la Falla de San Miguel.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995



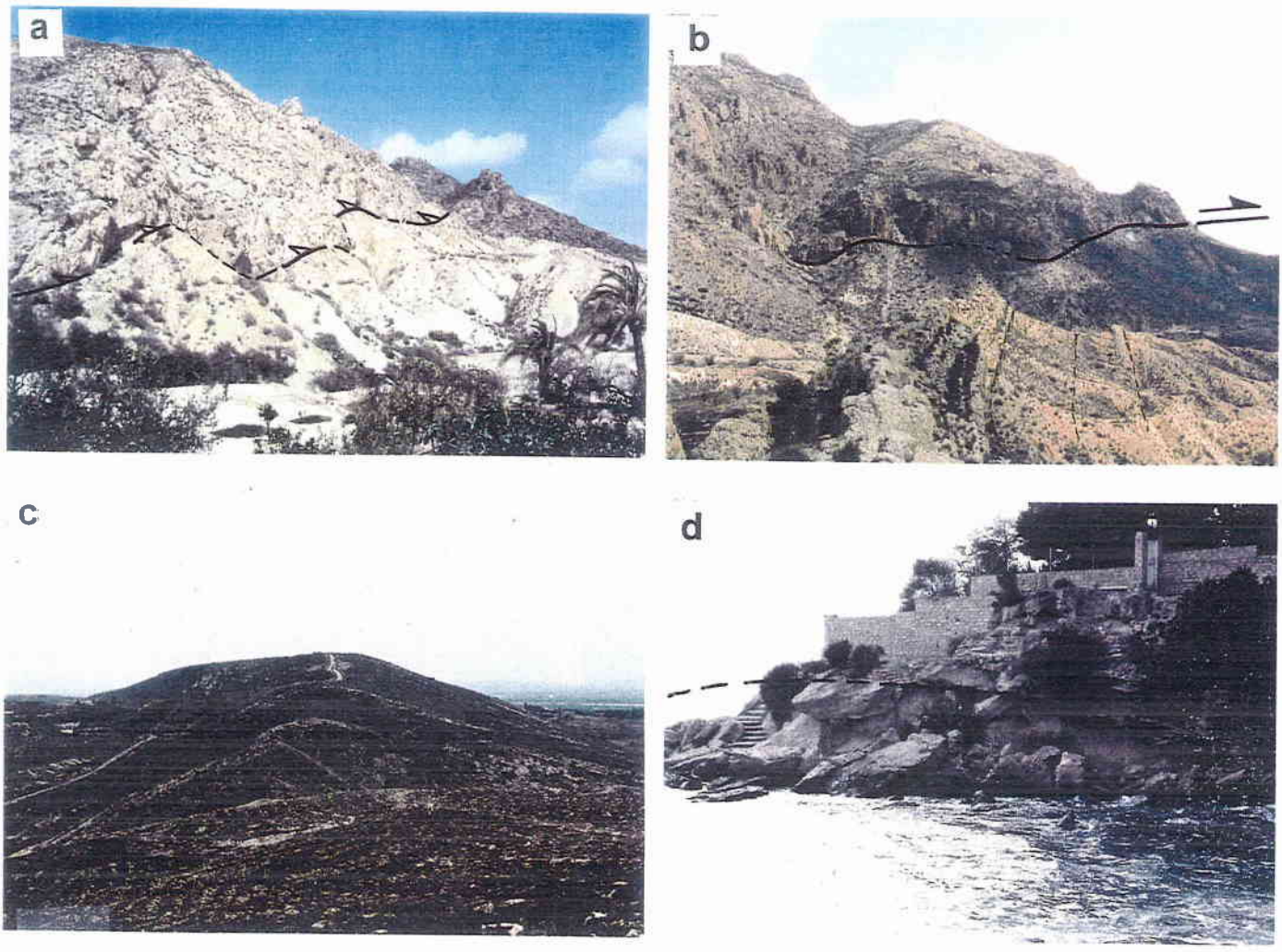


Lámina 5. Accidente de Crevillente.
a: *Abanilla*; falla inversa con un plano superficial que buza aproximadamente 60° hacia el norte.
b: *Monte Alto*; cabalgamiento con un plano subhorizontal de materiales del Mioceno inferior-medio sobre material de la unidad MS-II y MS-III. En primer plano se observan los buzamientos subverticales de los estratos calcareníticos y conglomeráticos de ambas unidades.
c: *Sierra Gorda*; anticlinal que afecta a materiales calcareníticos de la unidad MS-II. Aunque no es visible en la fotografía también están afectados materiales de unidades más recientes.
d: *La Albufereta*; playa tirreniense plegada.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

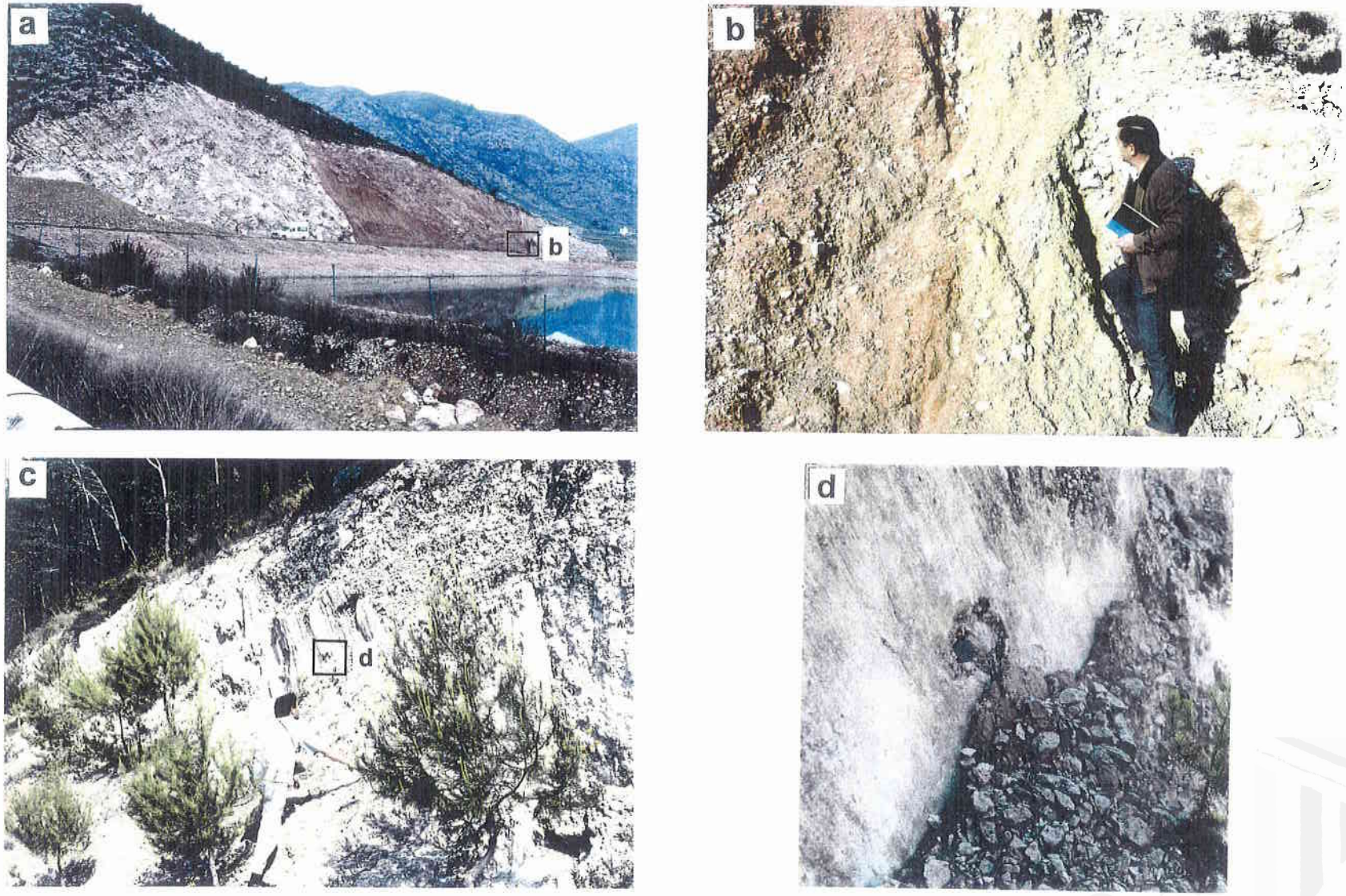


Lámina 6. Accidente de los Hondones.
a: Materiales aluviales de la unidad P-Q afectados por fallas subverticales y detalle de una de las zonas de falla (**b**).
c: Depósitos coluviales recientes del flanco norte de la Sierra de Crevillente afectados por fallas verticales y detalle en el que se observan estrías de buzamiento; (**d**): Detalle de la falla en el que se observan estrías de buzamiento. Localmente también se reconocen estrías de dirección.

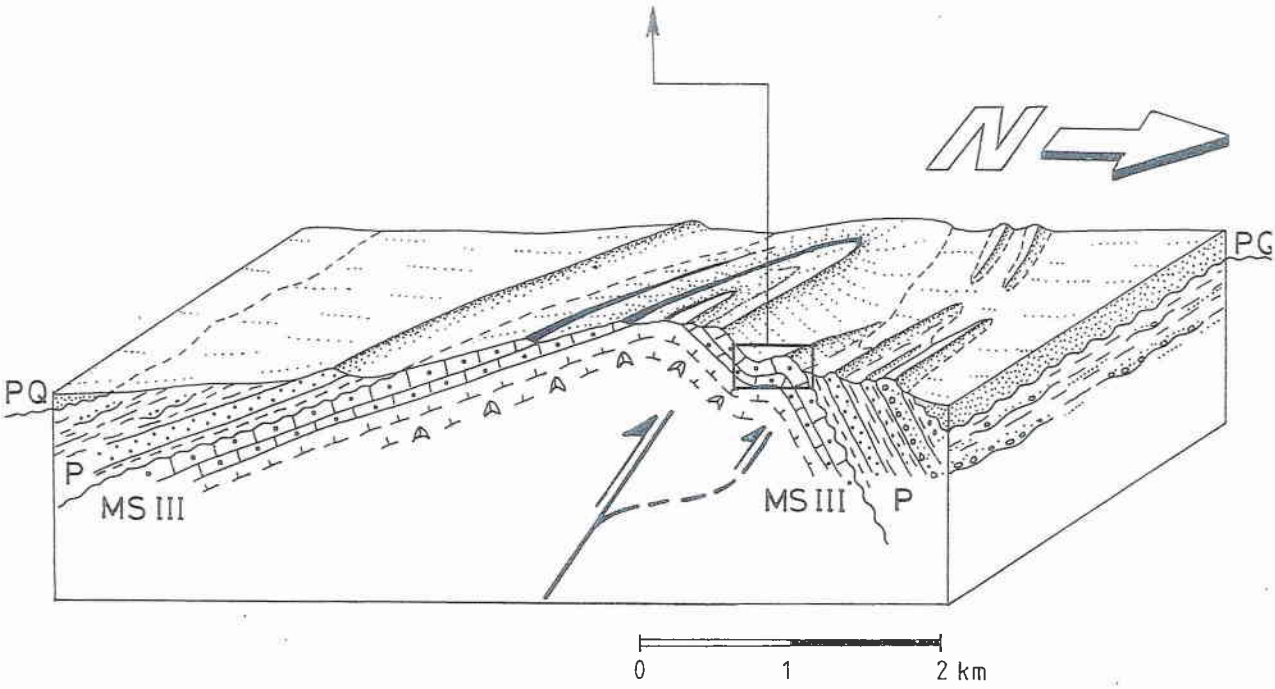


Lámina 7. Esquema en el que se muestra un pequeño pliegue hectométrico situado en el flanco nor del anticlinal de Benejúzar, probablemente ligado a una geometría irregular en profundidad del Accider del Bajo Segura. **Nota: la escala vertical está exagerada.**

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

neotectónica como falla inversa y falla de dirección sinistrorsa (lámina 7). El funcionamiento conjunto de todos estos accidentes que afectan al basamento de las Zonas Internas ha generado varios surcos y umbrales paralelos de dirección ENE-WSW. Los umbrales más destacados son los formados por las sierras de Orihuela, Callosa y Santa Pola, y el que coincide con el actual anticlinal de Torremendo. Un análisis detallado del funcionamiento reciente de este accidente se expone en el apartado V.3.1.

2.2. Rasgos microtectónicos

Además de las estructuras mayores: pliegues y fallas, las estructuras de deformación de mayor escala como microfallas, cantos estriados, etc. proporcionan una información muy valiosa en cualquier estudio neotectónico. A esta escala las deformaciones pueden suministrar información sobre la intensidad de la actividad tectónica. Asimismo, a partir de su análisis estadístico, se puede reconstruir el **campo de esfuerzos** durante la etapa neotectónica y deducir las variaciones espaciales (*perturbaciones*) y temporales (*fases tectónicas*) del mismo. Para ello es necesario asumir que el estado de esfuerzos local deducido a partir de las microestructuras es un reflejo del campo de esfuerzos regional, aunque evidentemente pueda presentar desviaciones.

Estas microestructuras se localizan preferentemente a lo largo de los accidentes más activos de la región. La complejidad del campo de esfuerzos, especialmente en la proximidad de accidentes mayores, ha obligado a diseñar una amplia red de estaciones microtectónicas. En este estudio neotectónico se han analizado un total de 60 estaciones microtectónicas, 50 de las cuales son de cantos estriados y 10 de microfallas. El elevado número de estaciones microtectónicas de cantos estriados se debe a su gran abundancia y a la relativa escasez de microfallas con estrías. En los anticlinales de Santa Pola, La Marina y El Moncayo-Guardamar se ha realizado un estudio estadístico de las diaclasas ya que no se disponía de estaciones de cantos estriados y/o de microfallas. Asimismo, como técnica complementaria, se ha estudiado la anisotropía de la susceptibilidad magnética en 3 estaciones, con el propósito de comprobar sus resultados con los obtenidos a partir de los métodos microtectónicos tradicionales. La metodología utilizada en este estudio microtectónico se ha desarrollado en el apartado I.3. y los resultados de cada una de las estaciones microtectónicas se recogen en el anexo de la presente memoria.

2.2.1. Cantos estriados

Es una técnica de frecuente utilización en microtectónica (Combes, 1984; Schrader, 1987; Ritz, 1991; Taboada, 1993; etc.), y que ya ha sido aplicada con anterioridad en

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

varios puntos de la Cordillera Bética (Estévez *et al.*, 1976; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Sanz de Galdeano y Estévez, 1981; etc.).

La gran abundancia de facies conglomeráticas, y la naturaleza principalmente carbonatada de los cantos y parcialmente silícea de la matriz, hace que estas estructuras microtectónicas sean muy abundantes en el área de estudio (lámina 8). La presencia de estriaciones en los cantos adquiere una especial significación en las facies conglomeráticas del Tortoniense y el Messiniense, siendo menos abundantes en materiales del Plioceno y muy escasas en los del Cuaternario. En los puntos donde predominan cantos de naturaleza cuarcítica, especialmente en facies conglomeráticas de las Zonas Internas, la disolución apenas existe y sólo aparecen estrías poco desarrolladas.

Se han analizado 50 estaciones de cantos estriados distribuidas en conglomerados de edad Tortoniense, Messiniense y Plioceno. La gran mayoría se localizan en las Zonas Externas donde las facies conglomeráticas con cantos de naturaleza carbonatada son más abundantes (figura 27).

Del análisis de cantos estriados se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- La mayoría de cantos estriados están sometidos a una dirección principal de compresión, de dirección aproximada NNW-SSE/N-S. Excepcionalmente se observa en un mismo canto estriado más de una dirección de compresión, que podría indicar la existencia de dos o más fases de compresión distintas. Pero cuando esto ocurre sólo afecta a una mínima población de cantos de una misma estación, por lo que es probable que se trate de anomalías ligadas a perturbaciones locales del campo de esfuerzos en relación a pequeños accidentes superficiales.

- El esfuerzo máximo compresivo es aproximadamente horizontal. Este hecho se constata porque en la mayoría de estaciones el eje que une los polos de disolución se sitúa aproximadamente paralelo a la estratificación, independientemente del buzamiento del estrato. En este sentido, en las discordancias progresivas de Crevillente y Elche, donde se han estudiado varias estaciones en estratos con distinto buzamiento, la inmersión del eje de máxima compresión es siempre similar al buzamiento de la estratificación. Esto podría indicar que la deformación es sincrónica a la sedimentación, permaneciendo σ_1 horizontal en todo momento.

A continuación se exponen los resultados obtenidos en el tratamiento estadístico de las estaciones de cantos estriados.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

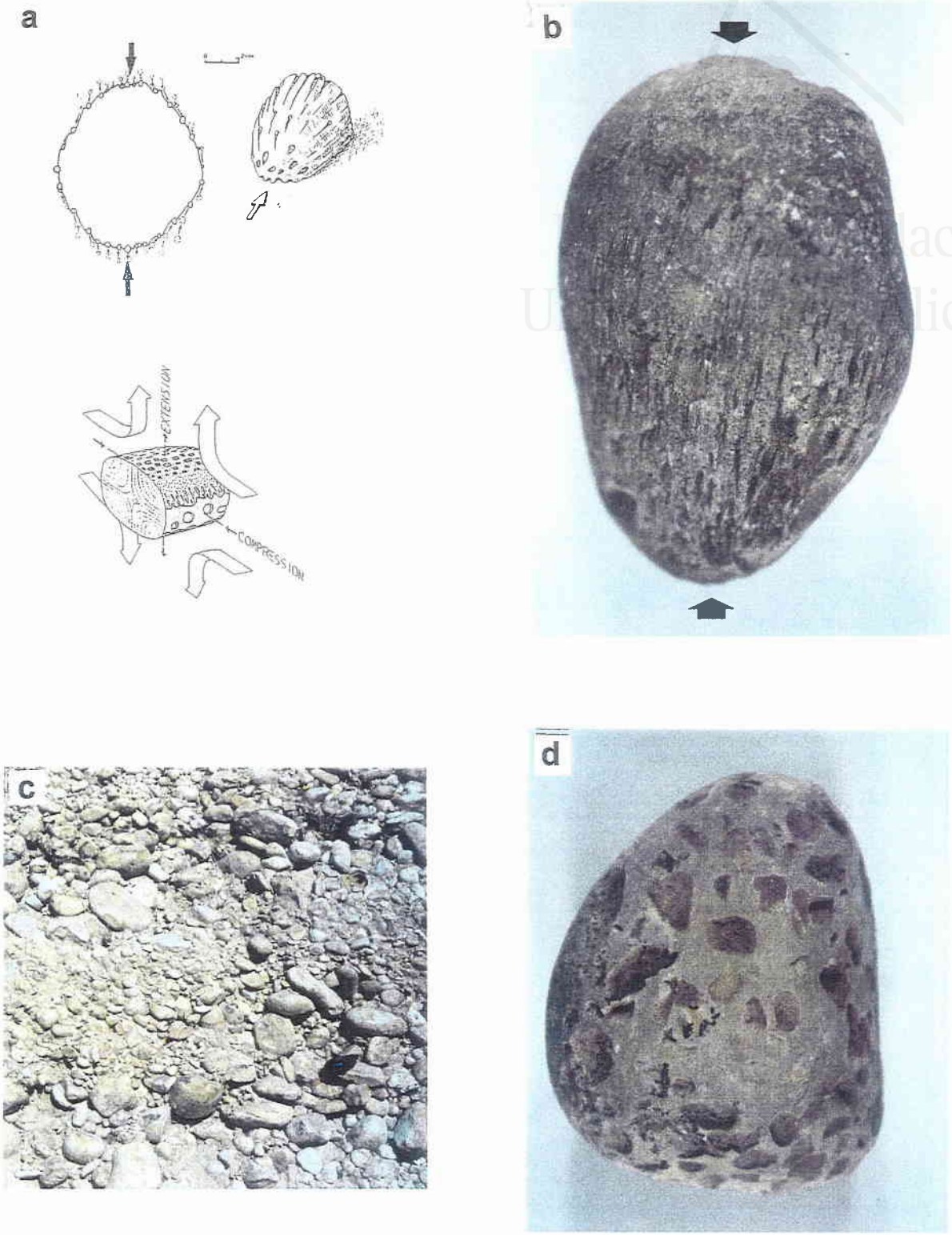
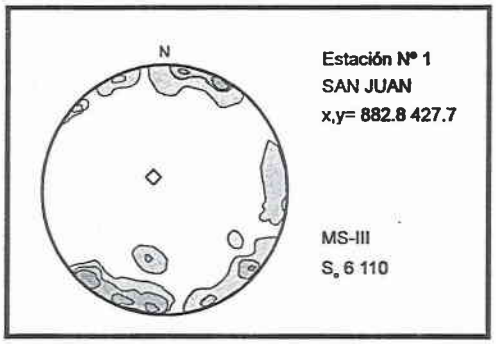
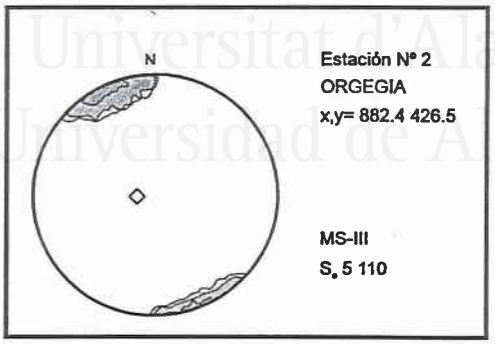
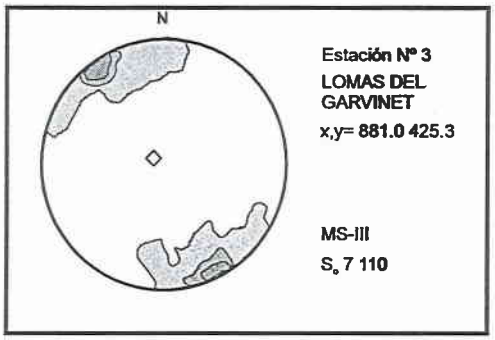


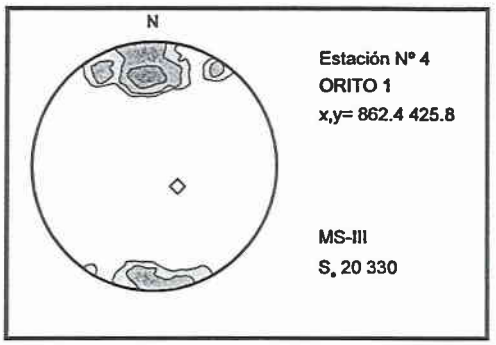
Lámina 8. Cantos estriados
a: Esquemas extraídos de Estévez y Sanz de Galdeano (1983) y Schrader (1988) en los que se muestra la relación entre los polos de disolución, las estrías y los esfuerzos.
b: Detalle de un canto estriado en el que se deduce el esfuerzo máximo compresivo.
c: Afloramiento de conglomerados (unidad MS-III) sin matriz; los cantos están directamente en contacto y desarrollan numerosas **marcas de presión** (**d**).

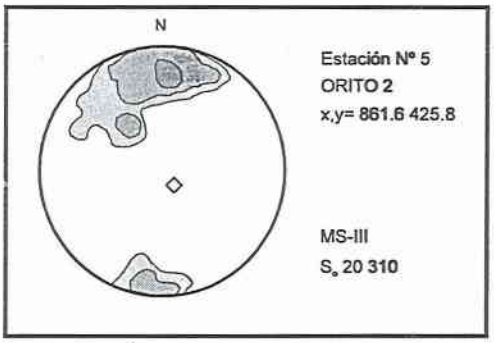
Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

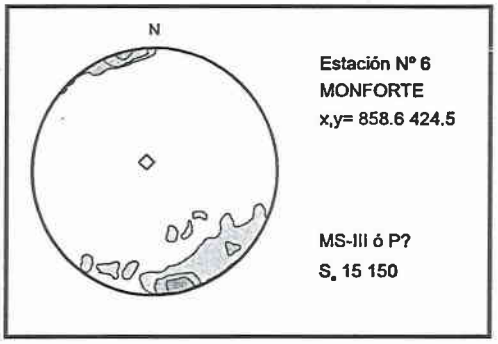


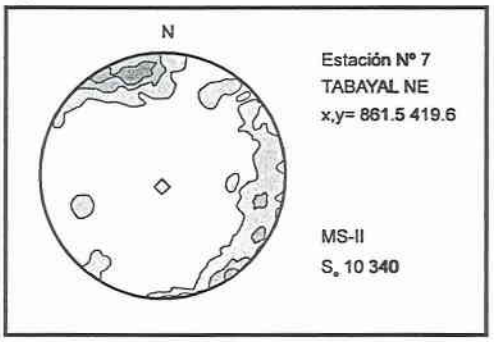


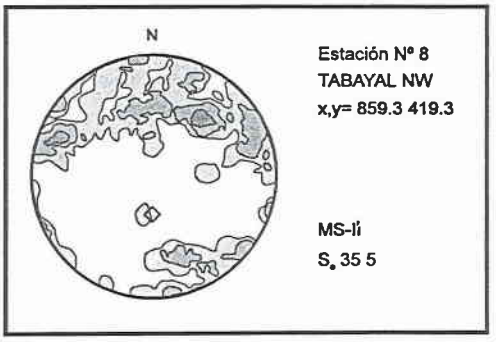




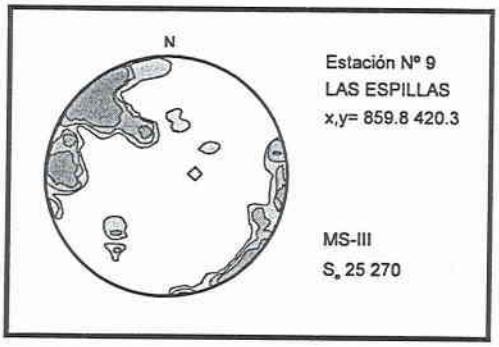


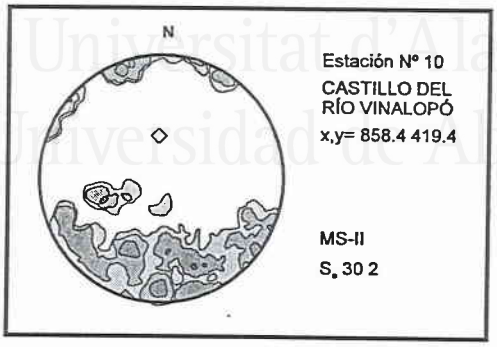


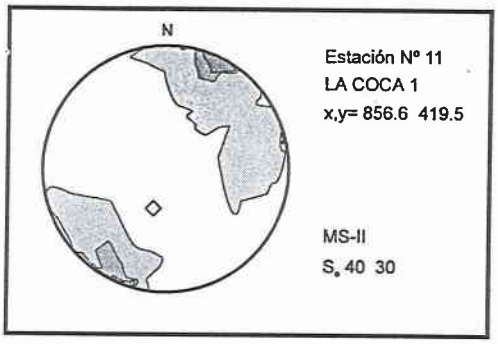


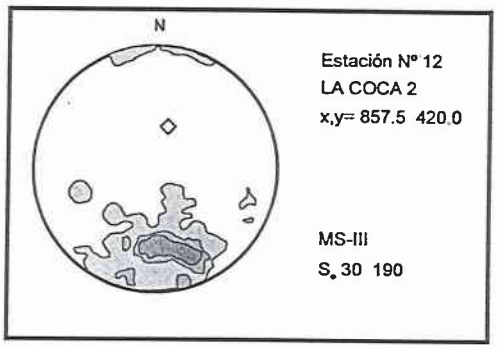


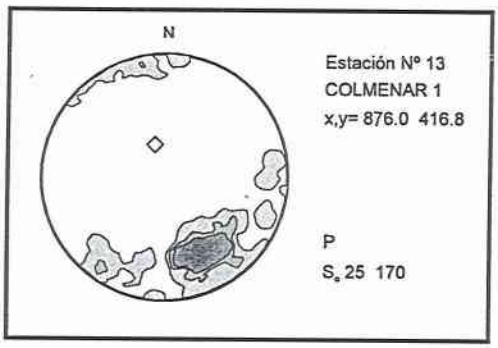
Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

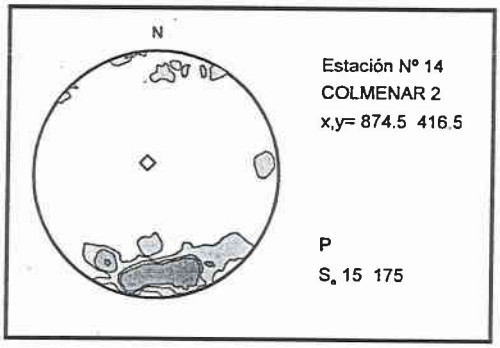


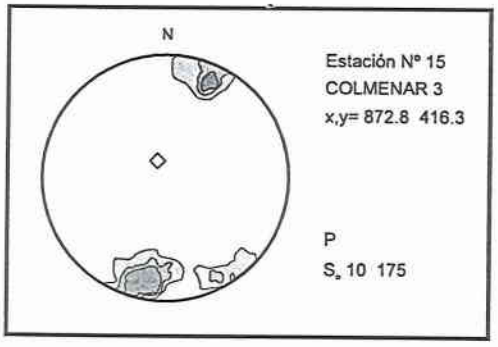


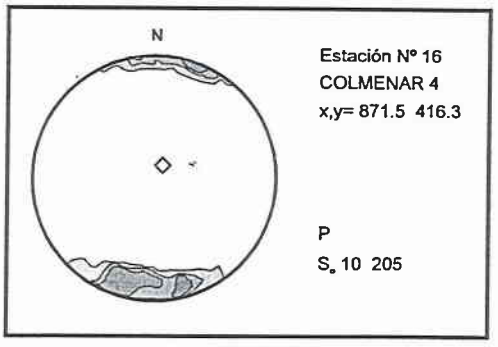






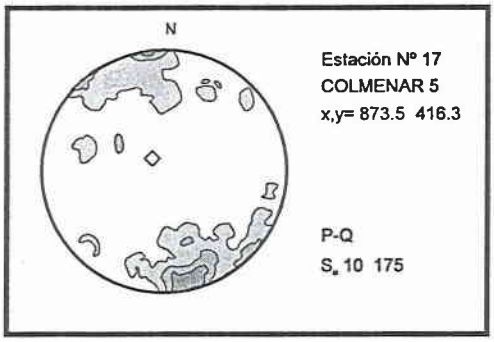


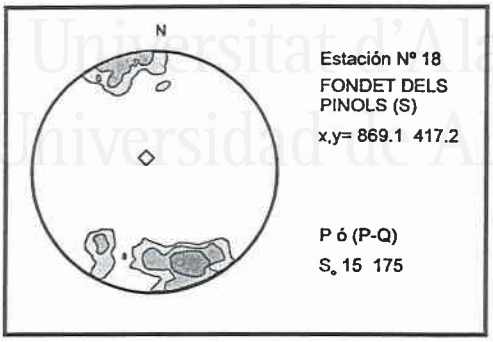


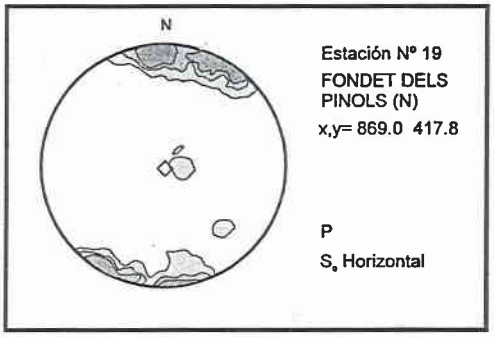


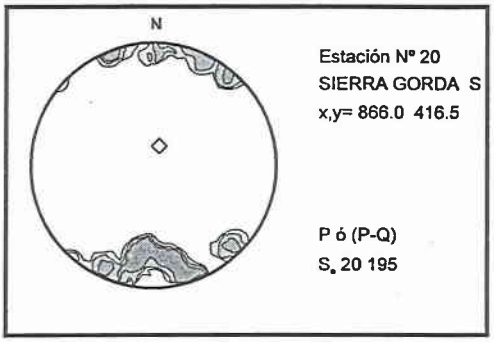
Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

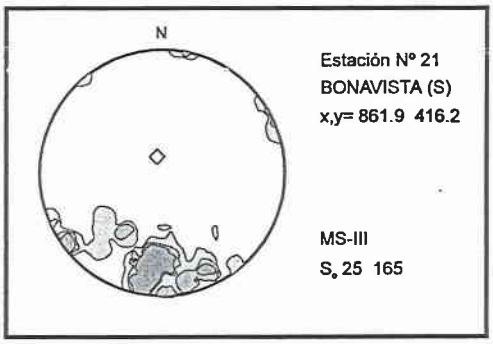
Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

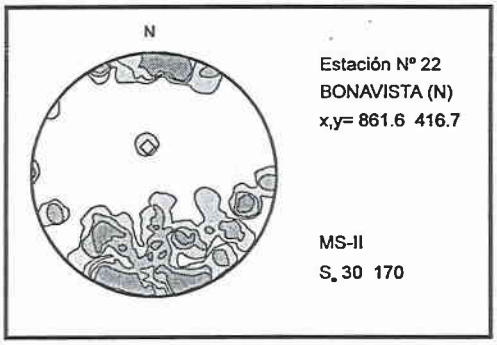


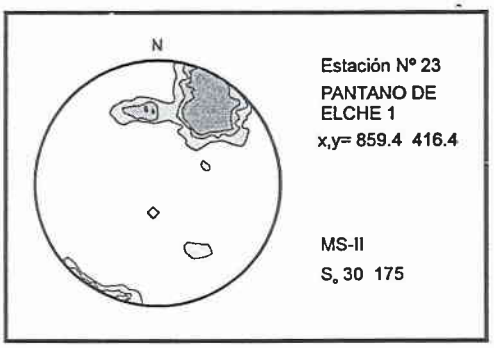


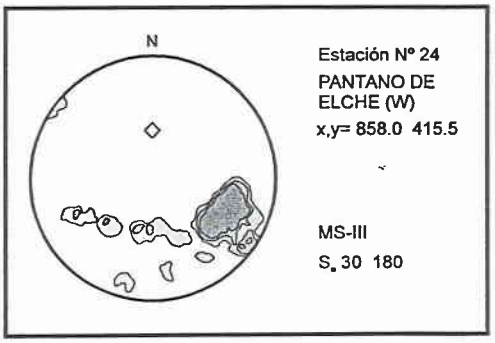




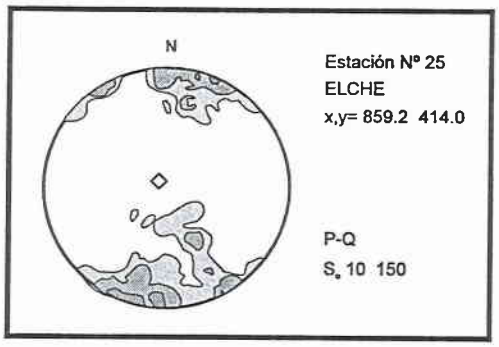


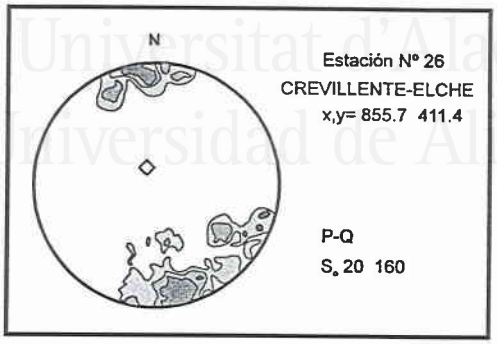


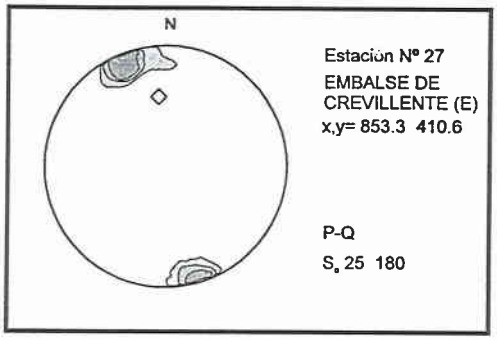


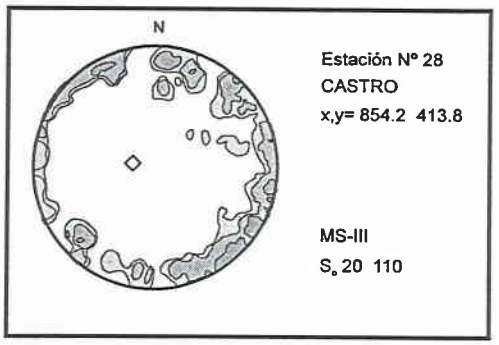


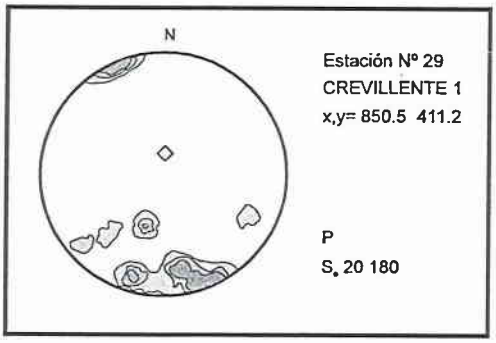
Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

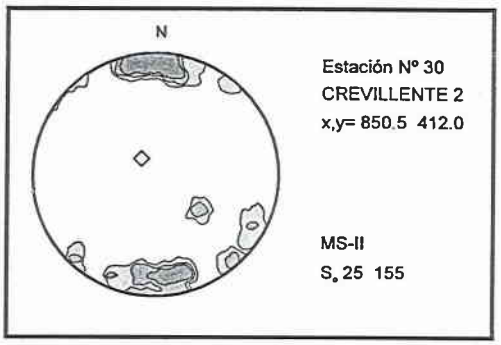


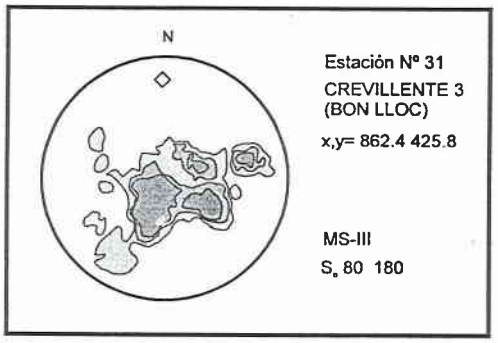


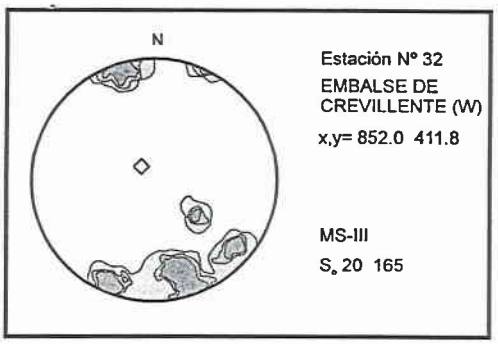






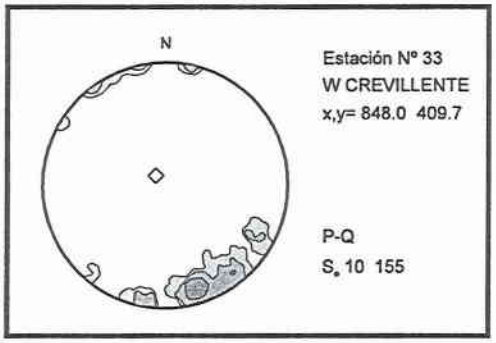


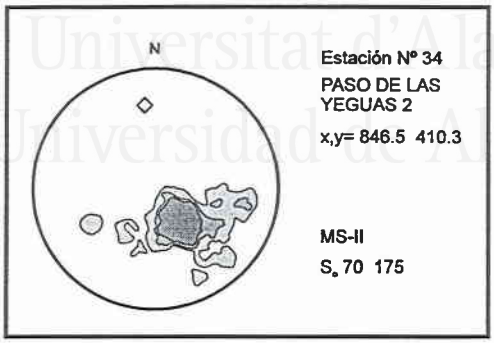


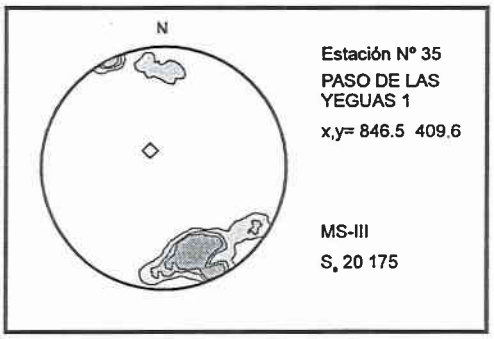


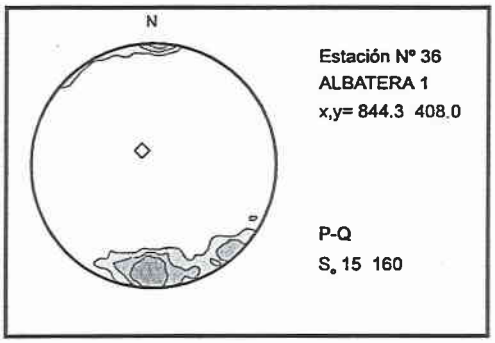
Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

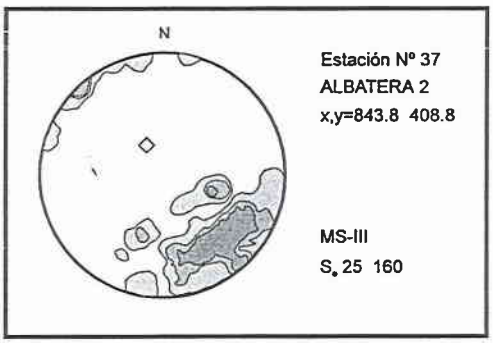
Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

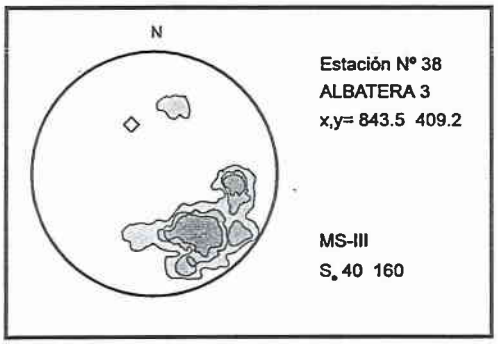


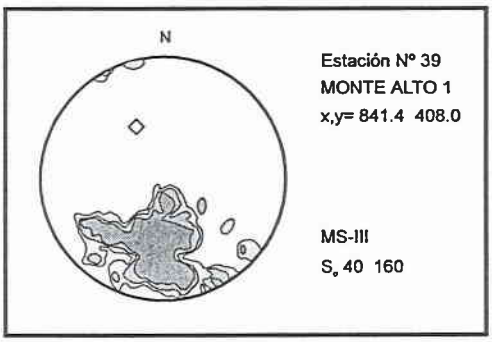


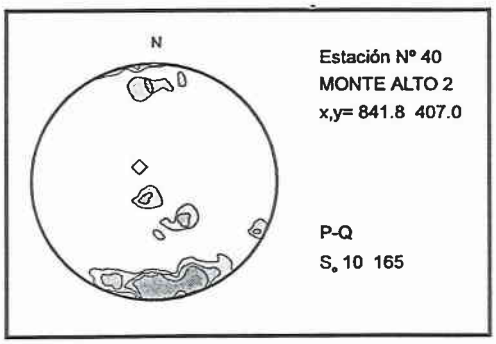




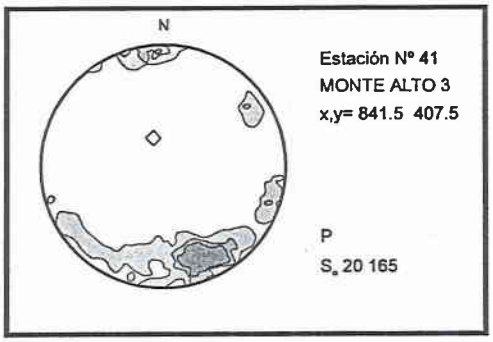


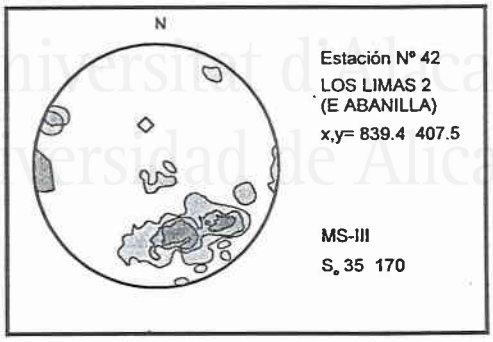


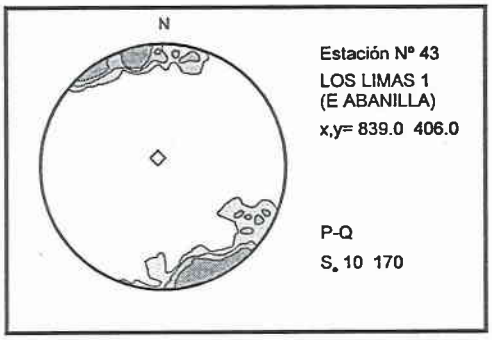


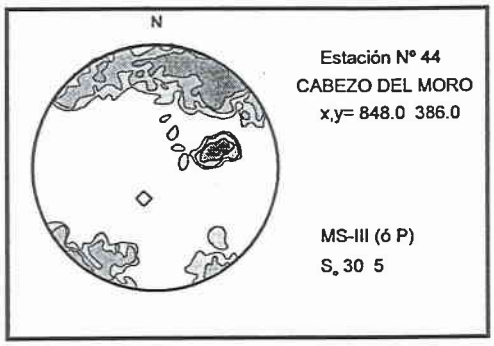


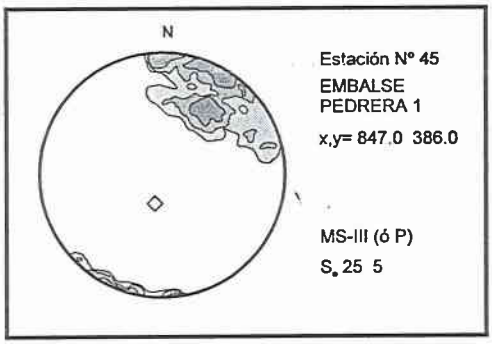
Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

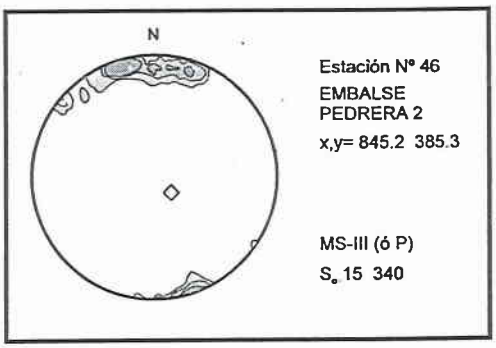


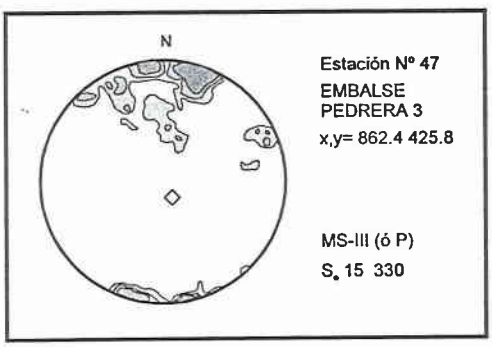


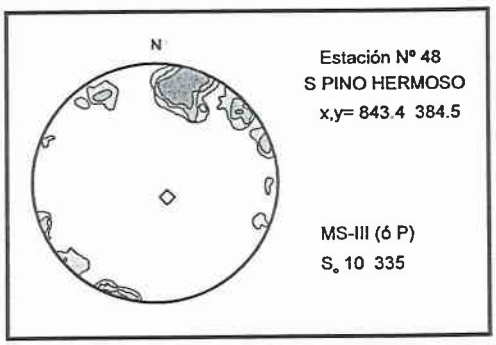












Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

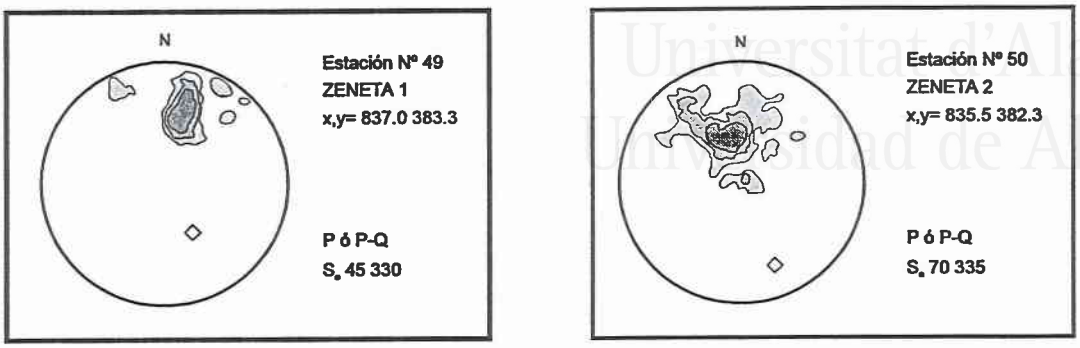
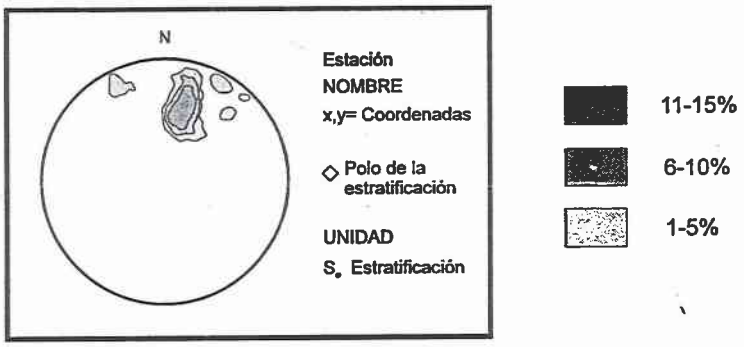


Figura 27. Diagramas de densidades de las estaciones de cantos estriados. El número de medidas por estación varía entre 50 y 150.

LEYENDA



Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.2.2. Microfallas

Paradójicamente, en un área como la del presente estudio, con unos materiales neógenos y cuaternarios intensamente fracturados, la densidad de estaciones de microfallas no es muy elevada ya que es muy difícil observar estrías. La naturaleza litológica de los materiales, principalmente detrítica, es la causa probable de que las estrías sean difíciles de reconocer.

Salvo la estación de El Porquet (SW de la ciudad de Alicante), situada en sedimentos del Messiniense superior-Plioceno inferior y constituida por fallas inversas de salto métrico, el resto de estaciones están compuestas por microfallas de dirección y se localizan en materiales del Mioceno superior (lámina 9).

En general, los resultados son compatibles con los obtenidos con cantos estriados y revelan una situación compresiva con un eje máximo horizontal de dirección NNW-SSE/N-S. Por el contrario, los esfuerzos mínimo e intermedio varían de posición, ocupando σ_2 una posición vertical en algunas estaciones, mientras que σ_3 lo hace en otras. Ambas situaciones de esfuerzos pueden estar ligadas a una misma fase tectónica compresiva en la que σ_2 y σ_3 alternan su posición (figura 28).

Aparte de estas microfallas, hay que mencionar un gran número de fracturas secundarias de escala métrica, que están ligadas a estructuras mayores y que no son reflejo del campo de esfuerzos regional. Con referencia a este hecho, destacan las fallas normales desarrolladas en las charnelas de los anticlinales (La Atalaya, Balsares, Guardamar, etc.), las fallas verticales de las zonas de flexuras (Rojales, Benejúzar, El Colmenar, ...), etc.

2.2.3. Diaclasas

Los anticlinales de Santa Pola, La Marina y El Moncayo-Guardamar son estructuras muy suaves en los que la estratificación es casi horizontal, salvo en sus flancos, donde presentan buzamientos un poco mayores. En ninguna de estas estructuras anticlinales se han encontrado estaciones de cantos estriados o de microfallas, por lo que se ha realizado un estudio estadístico de las diaclasas.

Presentan una población bastante homogénea de diaclasas de cizalla. Como se comprueba en la figura 29, se puede deducir una dirección del máximo esfuerzo compresivo coherente con la estructura anticlinal mayor.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

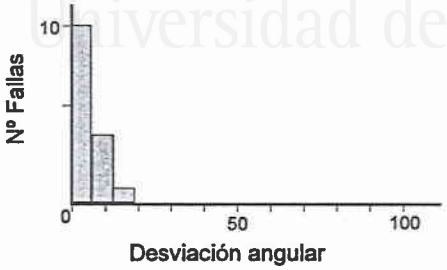
ESTACIÓN Nº 1 **MS-III (Areniscas)** **So variable**
"El Porquet"

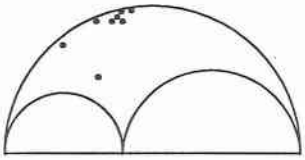
Tensor

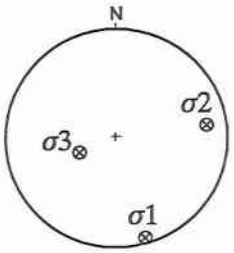
σ1	0	171
σ2	25	080
σ3	64	261

R=0.43

Desviación angular media = 2.67







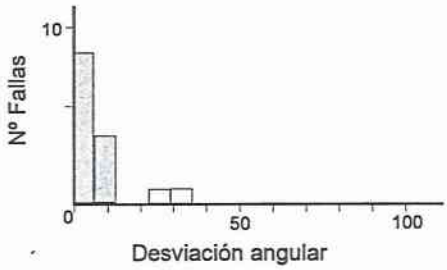
ESTACIÓN Nº 2 **MS-II (Calcarenitas)** **So 12 160**
"Sancho"

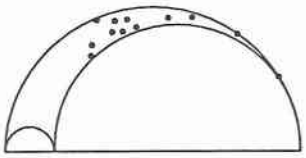
Tensor

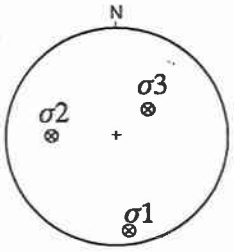
σ1	12	175
σ2	28	272
σ3	59	064

R=0.14

Desviación angular media = 9.3







Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

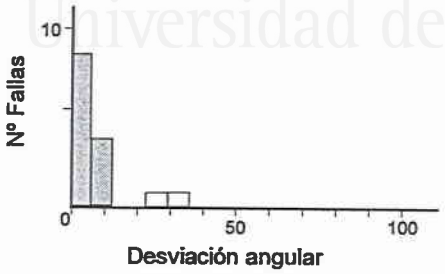
ESTACIÓN Nº 3 **MS-III (Areniscas)** **So 25 190**
"Colmenar"

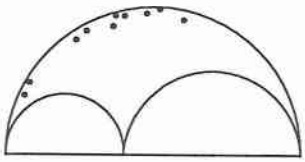
Tensor

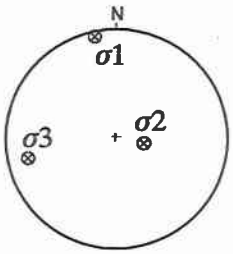
σ1	2	350
σ2	77	091
σ3	13	260

R=0.45

Desviación angular media = 5.8







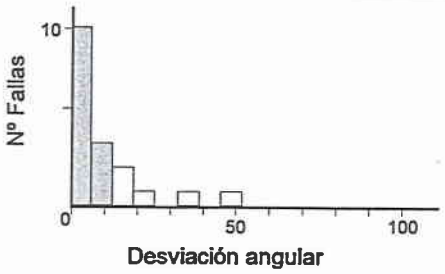
ESTACIÓN Nº 4 **MS-II (Calcarenitas)** **So 30 180**
"Elche"

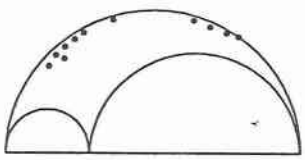
Tensor

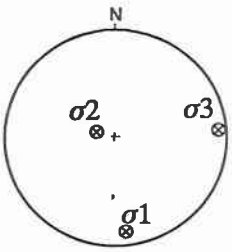
σ1	3	178
σ2	84	303
σ3	4	088

R=0.34

Desviación angular media = 8.03







Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

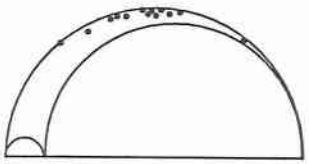
ESTACIÓN Nº 5 **MS-II (Calcarenitas)** **So 40 035**
"Aspe"

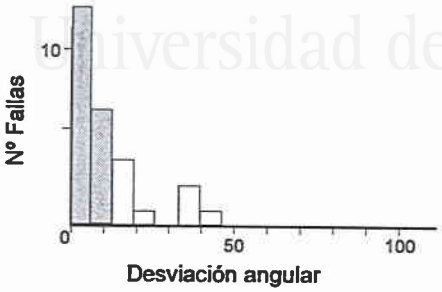
Tensor

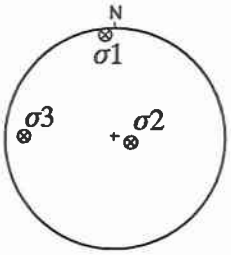
σ1	1	359
σ2	80	094
σ3	10	270

R=0.09

Desviación angular media = 8.3







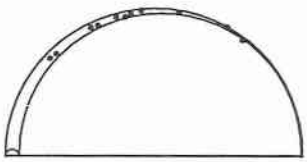
ESTACIÓN Nº 6 **MS-III (Calcarenitas)** **So 25 160**
"Crevillente"

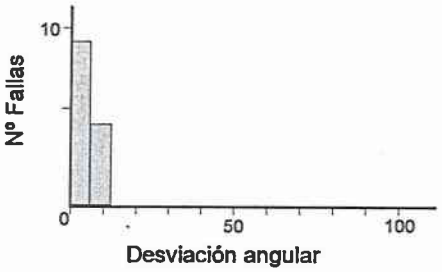
Tensor

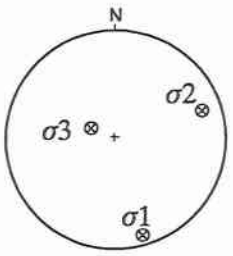
σ1	8	164
σ2	11	072
σ3	76	289

R=0.03

Desviación angular media = 5.9







Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

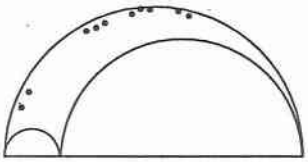
ESTACIÓN Nº 7 **MS-III (Areniscas)** **So 15 345**
"Benejúzar 1"

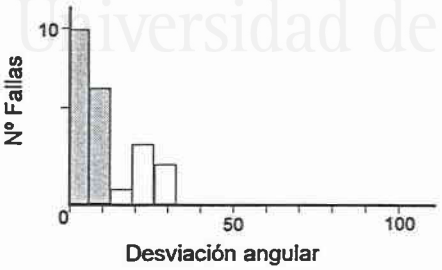
Tensor

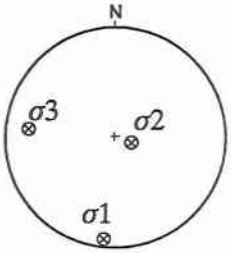
σ1	1	186
σ2	79	091
σ3	11	276

R=0.16

Desviación angular media = 6.13







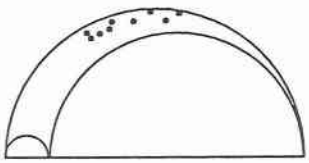
ESTACIÓN Nº 8 **MS-III (Areniscas)** **So 10 165**
"Benejúzar 2"

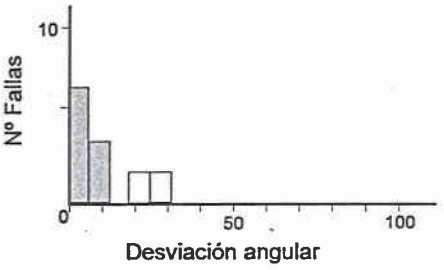
Tensor

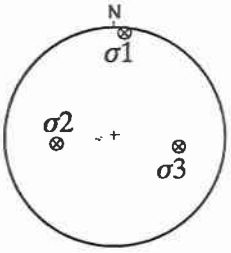
σ1	3	002
σ2	48	268
σ3	41	095

R=0.10

Desviación angular media = 7.32







Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

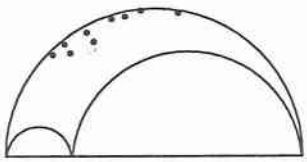
ESTACIÓN Nº 9 **MS-III (Margocalizas y margas)** **So 30 5**
"Cabezo del Moro"

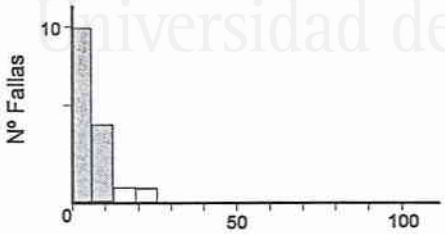
Tensor

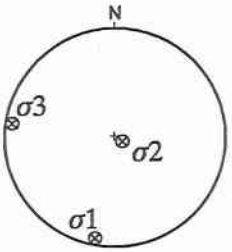
σ1	0	190
σ2	89	98
σ3	1	280

R=0.22

Desviación angular media = 5.47







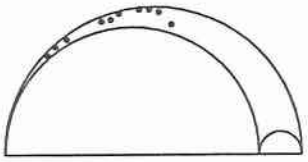
ESTACIÓN Nº 10 **MS-III (Margocalizas y margas)** **So 15 330**
"La Pedrera"

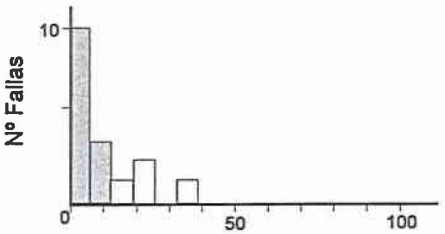
Tensor

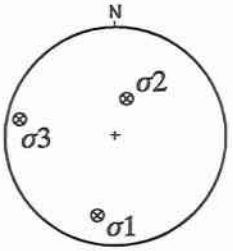
σ1	28	188
σ2	60	018
σ3	4	280

R=0.87

Desviación angular media = 5.05







Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

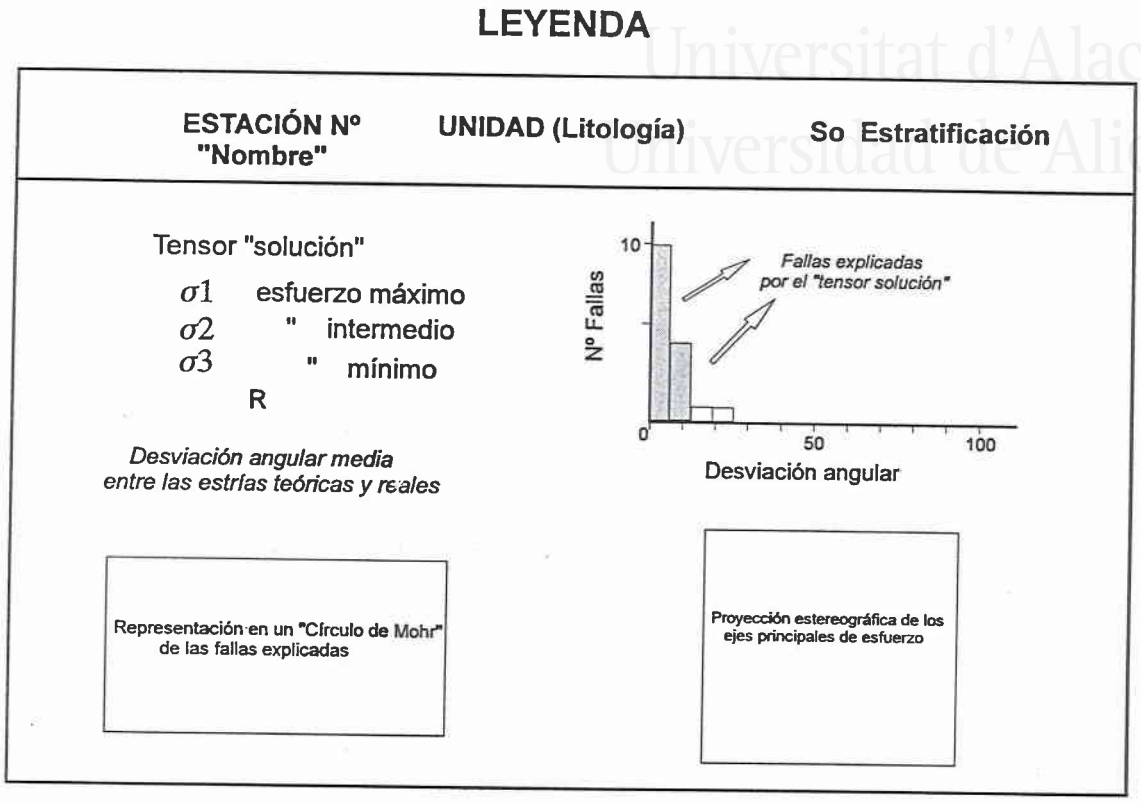


Figura 28. Resultados del tratamiento automático de las estaciones de microfallas por el método de Etchecopar.

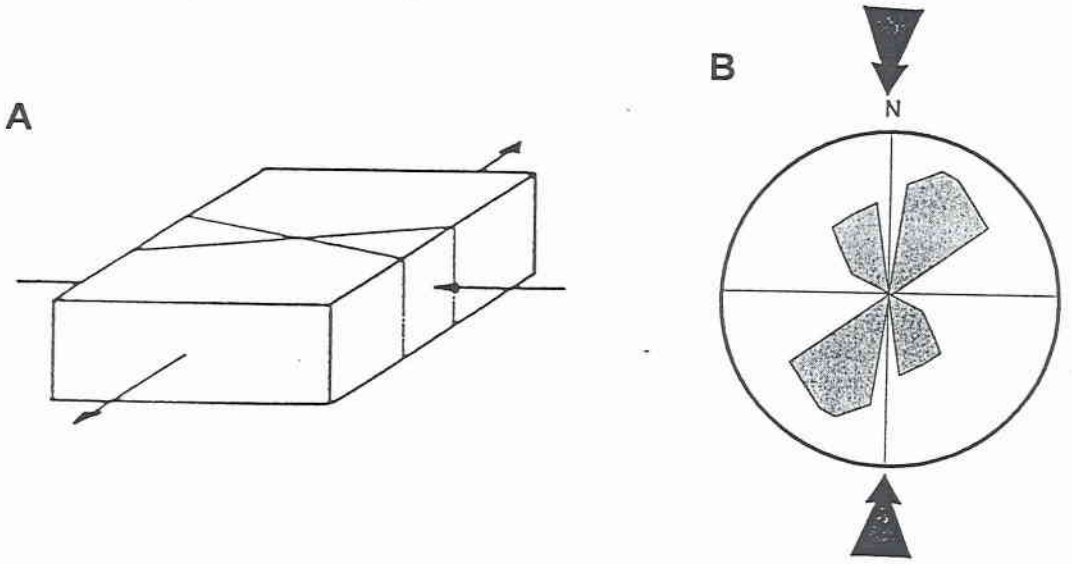


Figura 29. (A) Esquema en el que se muestra un sistema conjugado de diaclasas y su relación con los principales ejes de esfuerzo. (B) Diagrama en "rosa" en el que se muestra las direcciones principales de fracturación de los anticlinales de La Marina, Guardamar y Santa Pola.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

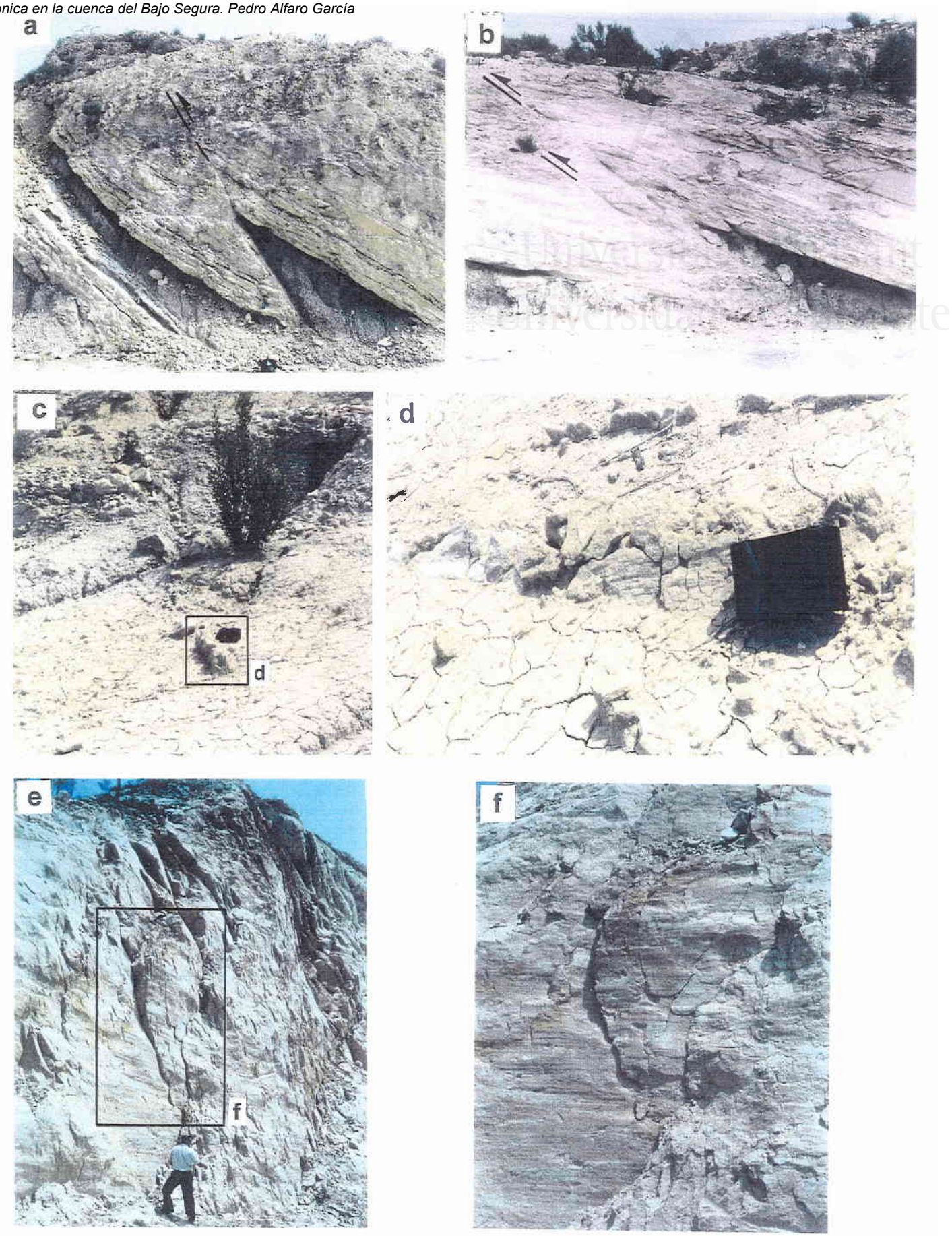


Lámina 9. Estaciones de microfallas.
a, b: Microfallas inversas de salto métrico afectando a materiales de la unidad MS-III (Sierra del Colmenar); **c, d**: Microfallas de dirección en sedimentos margosos de la unidad MS-III (Embalse de la Pedrera); **e, f**: Fallas de dirección afectando a materiales de la unidad MS-III (Sierra del Colmenar).

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.2.4. Anisotropía de la susceptibilidad magnética

Finalmente se ha realizado un estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética. Esta técnica, tal y como se explica en el apartado I.3., sirve para deducir la fábrica magnética e indirectamente el elipsoide de esfuerzos (Dinarès *et al.*, 1991).

En este estudio preliminar se han seleccionado 3 estaciones situadas en el borde norte de la Cuenca: Albatera, Crevillente y Elche. En cada una de estas estaciones, compuestas por sedimentos aluviales, se han extraído varios especímenes para su tratamiento paleomagnético (apartado I.3) (figura 30).

La estación de Albatera se encuentra en materiales detríticos de la unidad MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense). Los ejes principales de susceptibilidad magnética se han representado en la figura . Se puede observar como k_{max} es horizontal y tiene una dirección N70E, k_{min} está ligeramente inclinada en el sentido N160E, mientras que k_{int} es casi vertical. El diagrama T-P' muestra una morfología del elipsoide alargada (*prolate*), a partir de la cual se deduce un máximo esfuerzo compresivo en la dirección NNW-SSE. La estación de Albatera es la que muestra una mayor deformación, aunque la intensidad no es muy alta.

La estación de Crevillente se localiza en sedimentos de edad Plioceno. En este caso se puede observar como k_{int} y k_{min} se distribuyen en un cinturón de dirección NNW-SSE mientras que k_{max} se distribuye a lo largo de una dirección N80E. Las formas del elipsoide son aplastadas y alargadas (Fig.). Este tipo de fábrica es típica de rocas débilmente deformadas donde el primer efecto de la deformación es alinear k_{max} perpendicular a la dirección del máximo esfuerzo compresivo mientras que k_{int} y k_{min} se dispersan a lo largo de un cinturón, cuya dirección coincide con la de este esfuerzo.

Finalmente, en la estación de Elche situada en sedimentos de edad Cuaternario, no se aprecia deformación del elipsoide, salvo la generada por el basculamiento de la estratificación original.

Existe una perfecta correlación entre los resultados obtenidos por esta técnica y los deducidos a partir de cantos estriados en los mismos materiales aluviales. Además, la morfología del elipsoide también se correlaciona perfectamente con la intensidad de las estriaciones. Por ejemplo, Albatera es la estación donde las estriaciones alcanzan una mayor intensidad y frecuencia, mientras que en Elche no se observan estriaciones.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

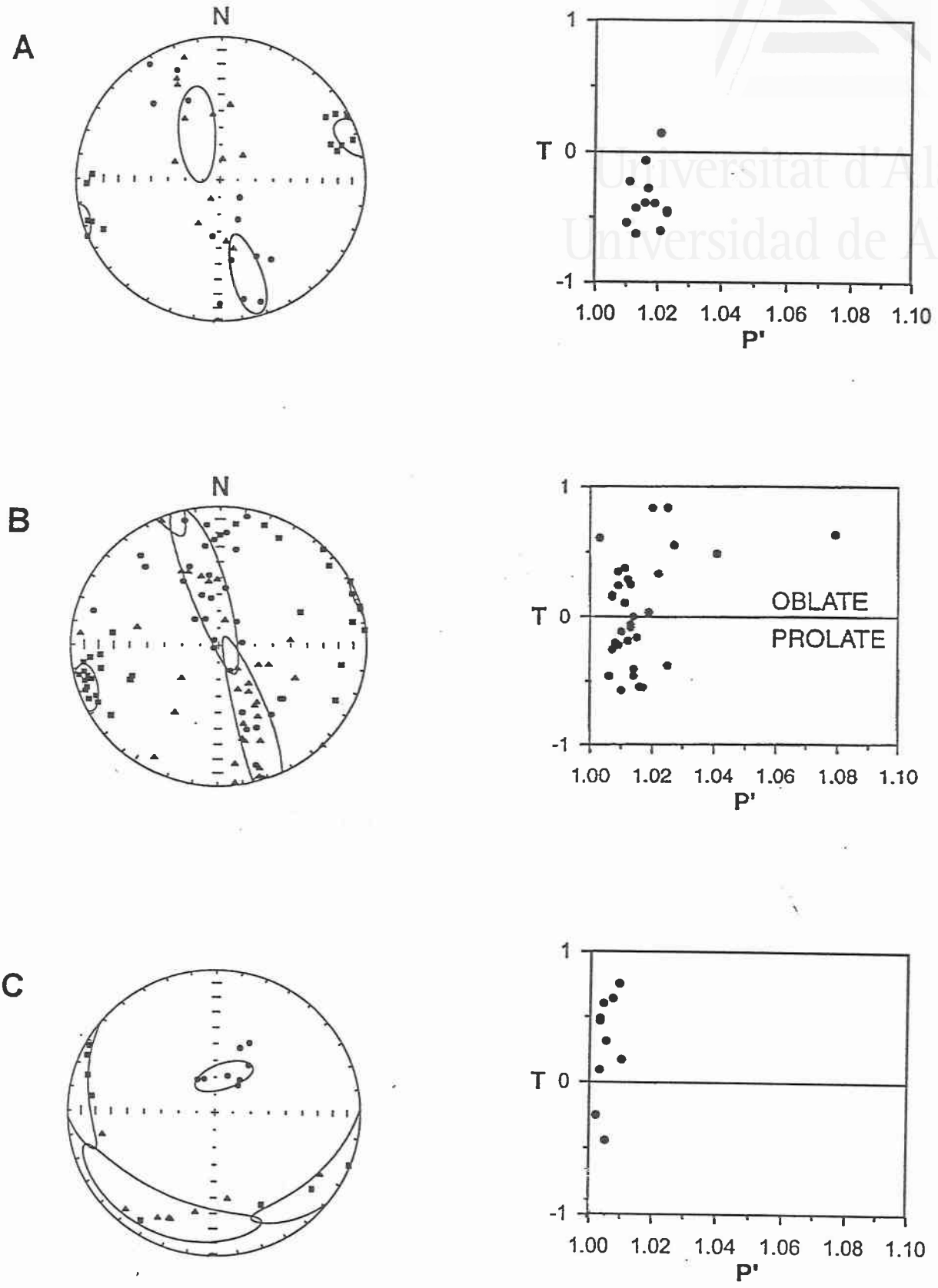


Figura 30. Resultados de las estaciones de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). (A) Albatera, (B) Crevillente y (C) Elche. En la columna izquierda se representan en una proyección estereográfica equiareal los ejes principales de ASM (también se indican con una elipse los límites del error para cada una de las direcciones principales). En la columna derecha se proyecta en un diagrama de Hrouda-Jelinek la anisotropía de las muestras analizadas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.3. Rasgos estratigráficos y sedimentológicos

Durante la etapa neotectónica la sedimentación en la Cuenca del Bajo Segura ha estado controlada por los accidentes antes mencionados de dirección NE-SW/ENE-WSW y NW-SE. Ambos conjuntos de fracturas han delimitado, durante los últimos 11 m.a., sectores en elevación sometidos a erosión, y áreas subsidentes, que son rellenadas sintectónicamente por sedimentos que han registrado los sucesivos eventos tectónicos. Estos eventos, de muy diversa naturaleza, varían desde terremotos individuales que producen sismitas (capítulo IV) hasta fases de deformación regionales que producen destacadas discordancias a escala de toda la Cordillera.

A continuación se hace una reconstrucción de la actividad neotectónica en función de criterios estratigráficos y sedimentológicos.

Después de la fase de deformación **finiserravalliense** (Groupe de Recherché de l'Arc de Gibraltar, 1977; Montenat, 1977), se inicia el relleno de la Cuenca del Bajo Segura con el depósito de la unidad MS-I. En el sector meridional, se produce el depósito de conglomerados con cantos y bloques de gran tamaño (hasta 1 m), de naturaleza principalmente metamórfica, que proceden del desmantelamiento de relieves muy próximos de las Zonas Internas. También se acumulan sedimentos gravitacionales y margas con frecuentes intercalaciones turbidíticas. Todos estos depósitos son indicadores de un proceso intenso de erosión y desmantelamiento de los relieves de las Zonas Internas, y el relleno simultáneo de los sectores subsidentes adyacentes donde se producen acumulaciones de sedimentos de varios centenares de metros. En el sector septentrional, sobre las Zonas Externas, la unidad MS-I, compuesta principalmente por sedimentos detríticos litorales y marinos someros, muestra una considerable variación de potencia a lo largo del borde norte de la Cuenca. Esta gran variabilidad de espesor refleja una inestabilidad tectónica, que en este caso está ayudada además por la presencia de materiales con facies Keuper.

A mediados del Tortoniense se produce un evento tectónico que se registra en toda la Cuenca. Este evento, también citado en otros puntos de la Cordillera (Estévez *et al.*, 1982; Rodríguez Fernández, 1982; Soria, 1994, etc.), genera la **discordancia intratortoniense**. En el área de estudio, Montenat (1977) citó la presencia de esta discordancia angular en el sector de Los Mamellones (La Atalaya), en el límite entre las unidades MS-I y MS-II. En el sector septentrional, esta fase de deformación intratortoniense no es perfectamente sincrónica a la registrada en La Atalaya. En este caso, la deformación continúa durante el depósito de la unidad MS-II, que en varios puntos de la Cuenca (Orito,

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

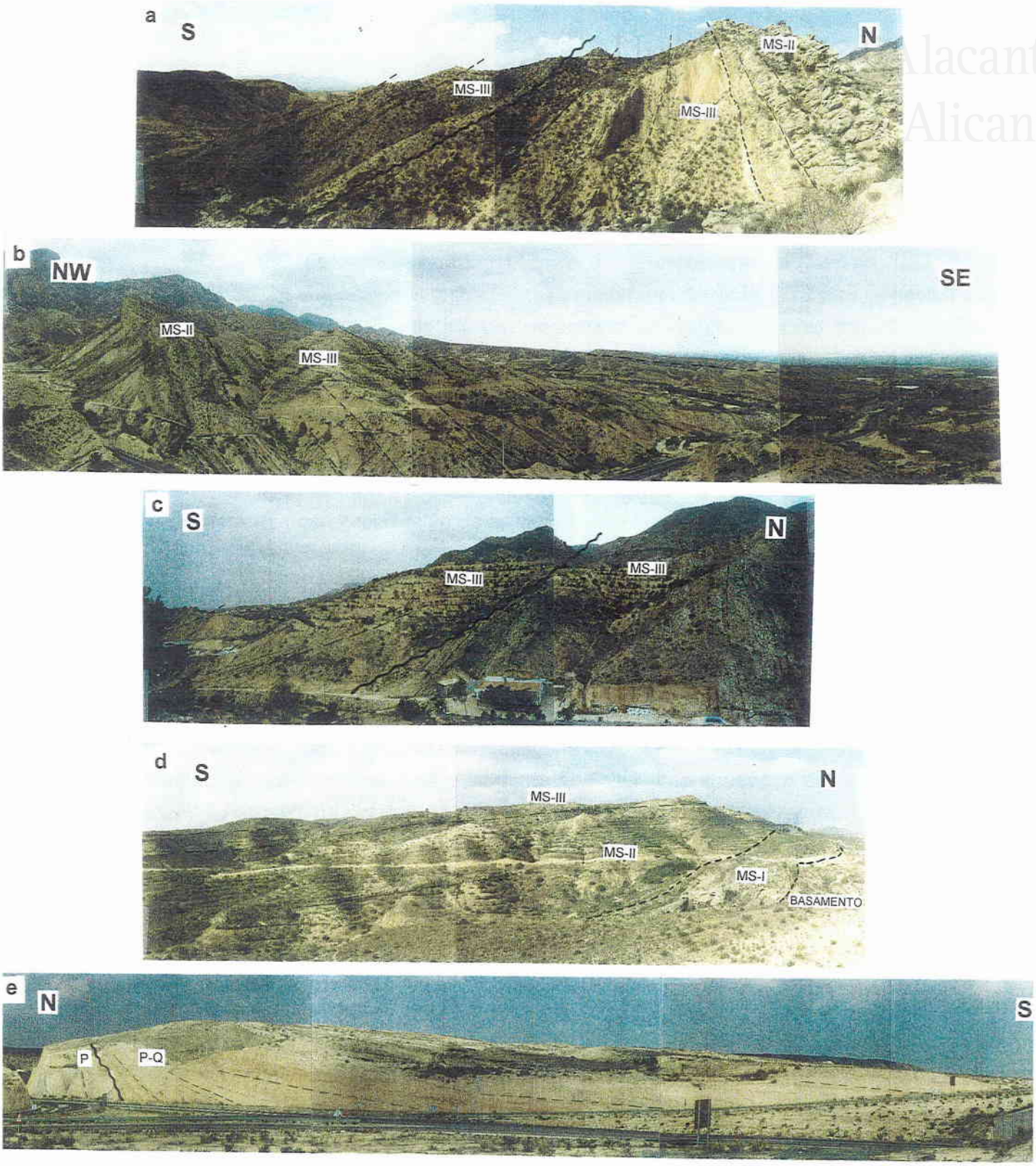


Lámina 10. Discordancias progresivas a lo largo del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura
a: Monte Alto; **b**: Albatera; **c**: Crevillente (Bon Lloc); **d**: Elche (Barranco de las Monjas); **e**: Elche (Bonavista)

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Barranco de Las Monjas, Puntal de Matamoros, etc.) presenta un dispositivo de discordancia progresiva (lámina 10). Localmente se reconocen discordancias angulares como en la carretera de Elche-Aspe. Durante este periodo, el Accidente de Crevillente constituye el principal borde activo de la Cuenca del Bajo Segura. A lo largo de su trazado comienzan a generarse áreas subsidentes y sectores en elevación; simultáneamente se produce el depósito de facies marinas con fauna planctónica (NW de Crevillente, Albatera, etc.) y facies de conglomerados y brechas deltaicas y continentales (Tabayal, Hondón de los Frailes, etc).

Después de este evento tectónico intratortoniense se sucede una etapa caracterizada por una actividad tectónica más moderada. Durante la misma se produce un evento eustático caracterizado por una destacada subida del nivel del mar. En la mayor parte del área de estudio, a excepción de las áreas emergidas, aumenta la influencia marina en la sedimentación. En el borde sur y en el sector nororiental de la Cuenca se depositan facies margosas de la Fm. Margas de Torremendo. Este evento eustático está ligado a la discontinuidad estratigráfica que separa las unidades MS-II y MS-III. A finales del Messiniense, en gran parte de la Cuenca, especialmente en el sector meridional, se produce una importante desestabilización de la misma. Alrededor del anticlinal de Torremendo se depositan gran cantidad de sedimentos gravitacionales: *slumps*, estructuras de estrujamiento (*squeeze structures*), olistolitos, etc., así como gran cantidad de depósitos conglomeráticos que se apoyan sobre facies margosas o carbonatadas (lámina 11). Además, hay que citar la presencia de sismitas en San Miguel de Salinas que serán comentadas en el capítulo IV, y la existencia de manifestaciones volcánicas en el Cabezo Negro (Sur de Zeneta). Esta alta inestabilidad tectónica **finimessiniense** está ligada al funcionamiento del Corredor de desgarre de Palomares-Alhama-Bajo Segura, y especialmente a la actividad del Accidente de Crevillente situado al norte. A lo largo del trazado de este último accidente se desarrollan discordancias progresivas, como la que se observa por ejemplo en el Bon Lloc (Crevillente) (lámina 10c).

La transición entre el Messiniense y el Plioceno está marcada por otro evento eustático transgresivo. Esta nueva subida del nivel del mar llega a afectar a sectores emergidos anteriormente como Las Espillas (N del Pantano de Elche), Albatera, etc. A mediados del **Plioceno**, se produce un nuevo evento tectónico que genera un cambio geodinámico considerable en el área de estudio. El Accidente de Crevillente deja de funcionar como borde activo de la Cuenca y es a partir de estos momentos cuando los esfuerzos compresivos son absorbidos principalmente por el Accidente del Bajo Segura. A lo largo de su trazado, se generan un conjunto de anticlinales y sinclinales que actualmente siguen siendo activos. Los surcos sinclinales son rellenados sintectónicamente al

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

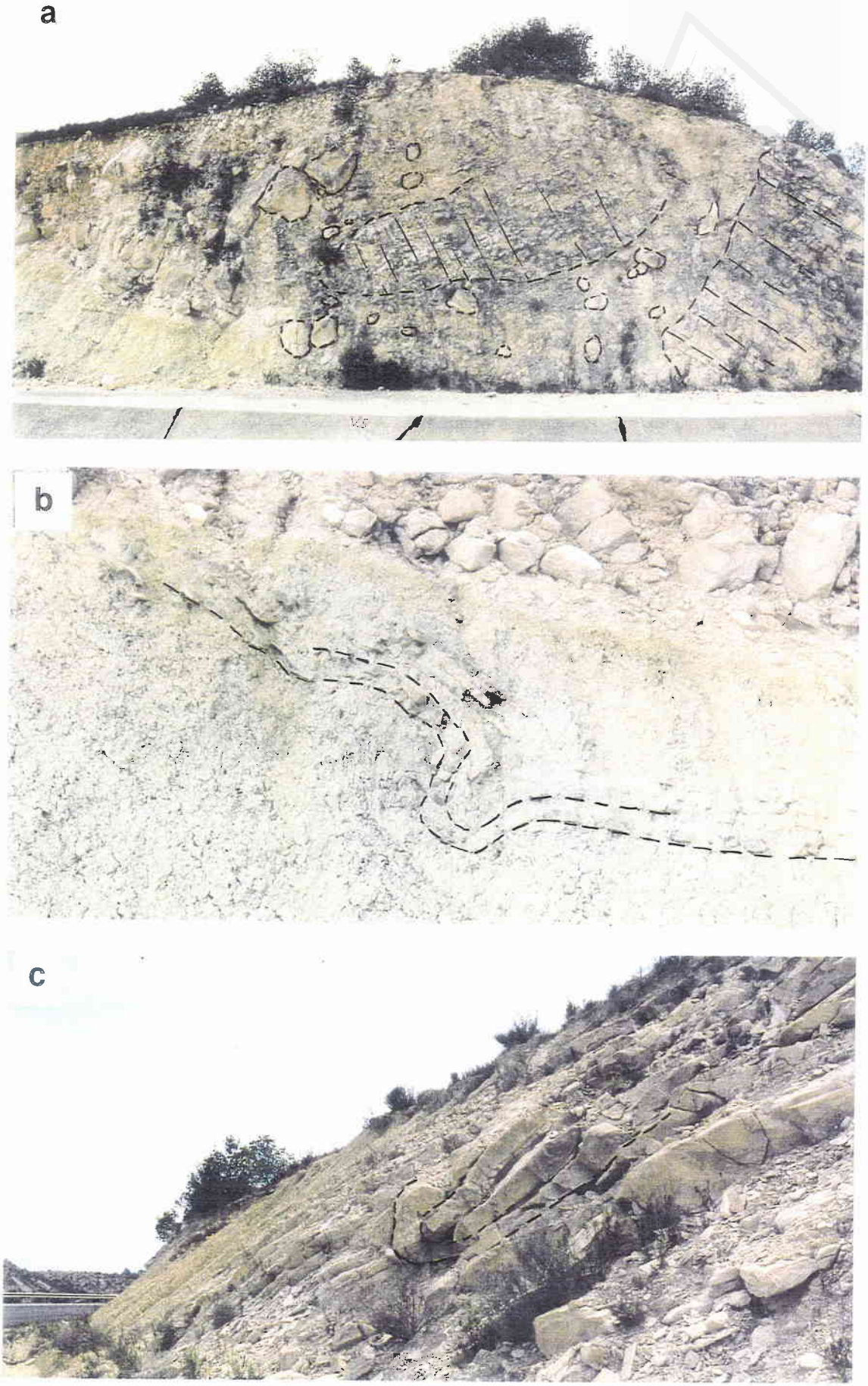


Lámina 11. Depósitos gravitacionales pertenecientes al techo de la unidad MS-III (Embalse de La Pedrera).
a: Formación de Olistolitos; b, c: Ejemplos de *slumps*.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

plegamiento y en los márgenes de estos sinformes se desarrollan discordancias progresivas (apartado V.3.1.). La interferencia entre estos accidentes de dirección ENE-WSW y los de dirección NW-SE genera pequeños surcos subsidentes como los de La Mata y Torrevieja, en cuyos márgenes también se desarrollan discordancias progresivas (ej. W de Los Montesinos, Barranco de Fayona, etc.).

En el sector septentrional, a lo largo del Accidente de Crevillente, se siguen desarrollando discordancias progresivas, aunque menos acusadas (lámina 10e). Al norte del Accidente de Crevillente, predomina principalmente la erosión. La sedimentación se limita al relleno aluvial de algunas zonas deprimidas situadas entre los relieves. Al pie de estos relieves se desarrollan glacis conglomeráticos muy cementados y costras carbonatadas que ocupan grandes extensiones.

Finalmente, se reconoce una última discontinuidad entre los depósitos holocenos y los pleistocenos. Esta discontinuidad está ligada a la última subida importante del nivel del mar en el Mediterráneo (apartado V.3.1.).

2.4. Geología del subsuelo

Una gran parte del área de estudio está cubierta por formaciones cuaternarias superficiales donde las observaciones quedan reducidas a algunos barrancos o taludes artificiales. El conocimiento geológico de estos sectores se reduce a la información suministrada por la geofísica y los sondeos mecánicos.

La más importante por su extensión es la Depresión del Bajo Segura, que ha sido objeto de varias campañas geofísicas con diversos fines (prospección petrolífera, hidrogeológica, investigación geotécnica, etc.). En este capítulo se ha podido recopilar la información obtenida a partir de varias técnicas geofísicas: sísmica de reflexión, gravimetría y sondeos eléctricos, así como diversos sondeos mecánicos (figura 31). Todos estos datos constituyen un complemento muy valioso a la geología de superficie.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Universitat d'Alacant
Alicante

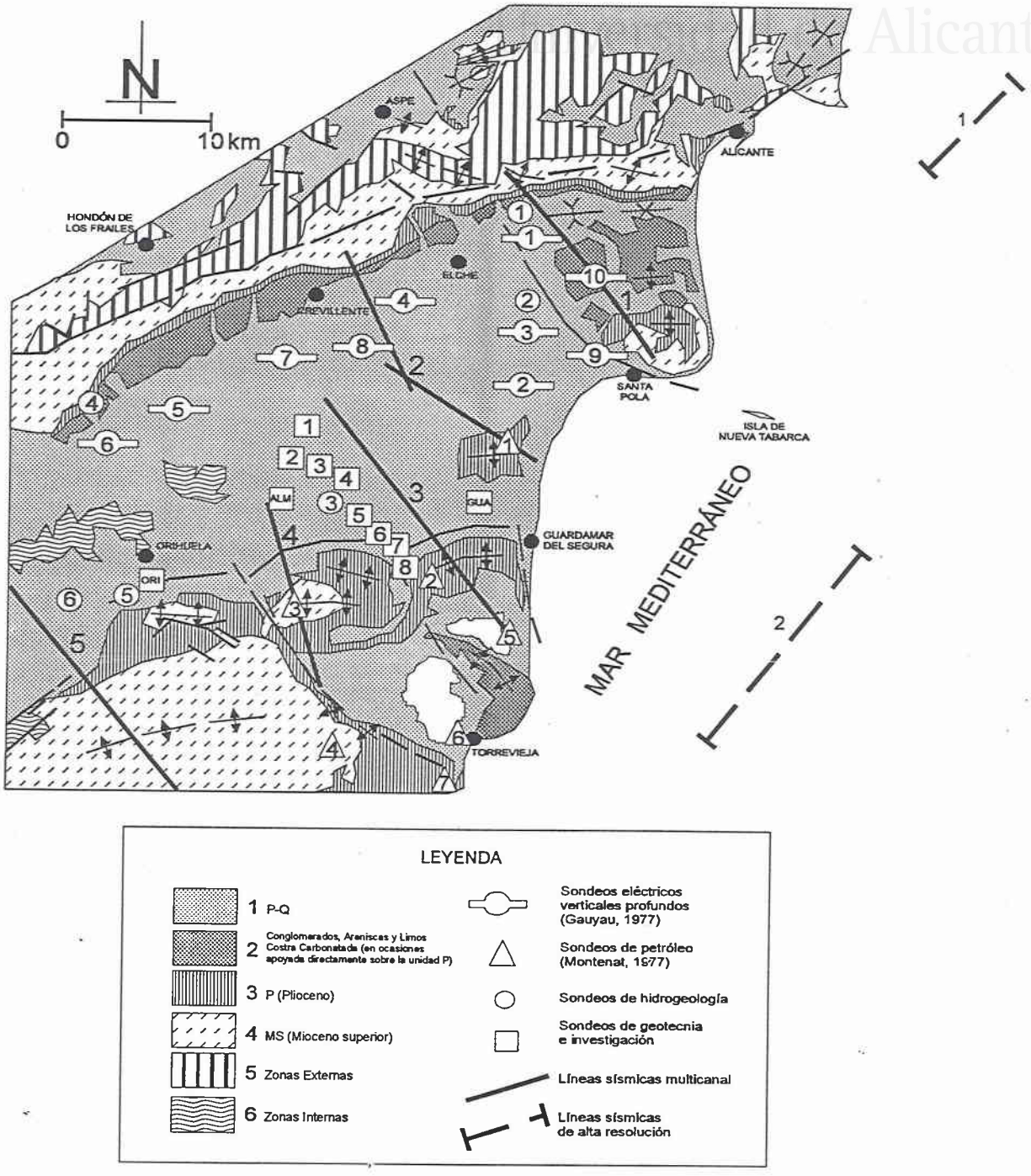


Figura 31. Mapa de situación de los sondeos mecánicos, líneas sísmicas y sondeos eléctricos verticales.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.4.1. Sondeos mecánicos

Estos sondeos suministran una información directa de los materiales que rellenan la Cuenca. En función de la profundidad que alcanzan se han agrupado en:

Sondeos profundos

En el área de estudio existen siete sondeos de gran profundidad realizados para investigación petrolífera, la mayoría de los cuales supera los 1000 m de profundidad (La Marina, S-1; Rojales, S-2; Benejúzar, S-3; San Miguel, S-4; La Mata, S-5; Villa Gómez-Torrevieja, S-6 y Punta Prima, S-7) (figura 32). Proporcionan una información muy valiosa porque llegan a alcanzar el sustrato de la Cuenca, y sirven para el "calado" de los perfiles sísmicos. Una descripción estratigráfica detallada de los mismos se puede consultar en varios trabajos de Montenat (1973, 1977, 1990) y en la memoria sobre la Geología del Subsuelo de España del I.T.G.E. (1990a).

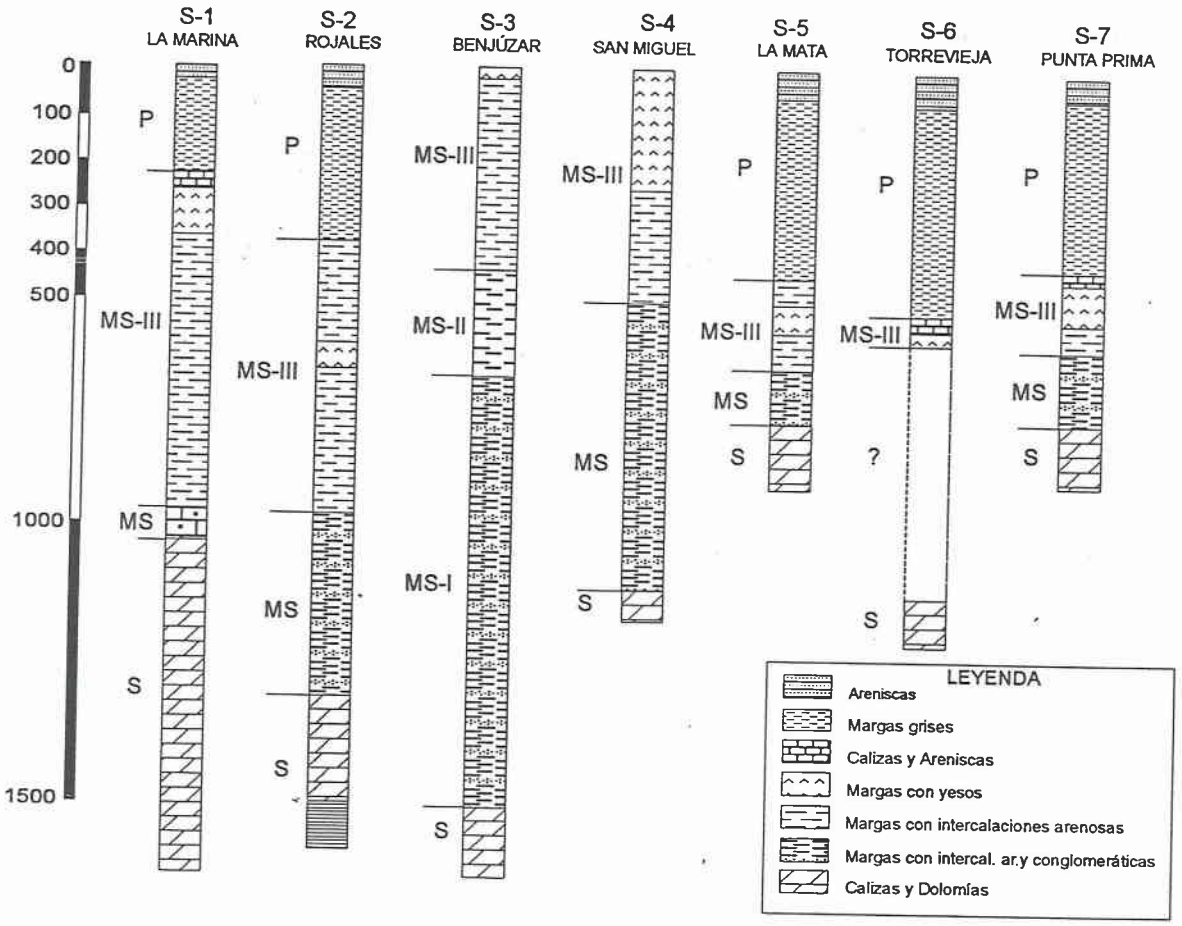


Figura 32. Columnas de sondeos profundos para investigación petrolífera (extraídos de Montenat, 1977).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Sondeos intermedios

Estos sondeos, realizados para investigación hidrogeológica (I.G.M.E.-I.R.Y.D.A., 1978; etc.), oscilan entre 100 y 300 m de profundidad. Proporcionan información sobre la naturaleza litológica y potencia del relleno reciente de la Depresión del Bajo Segura, sector donde se encuentran los mayores espesores de sedimentos recientes. En la figura 33 se puede comprobar la naturaleza detrítica del relleno que principalmente está compuesto por limos y arcillas con pasadas conglomeráticas más o menos abundantes. Estos depósitos detríticos tienen una potencia próxima a los 250 m en Almoradí, de los que parte son probablemente de edad Plioceno superior.

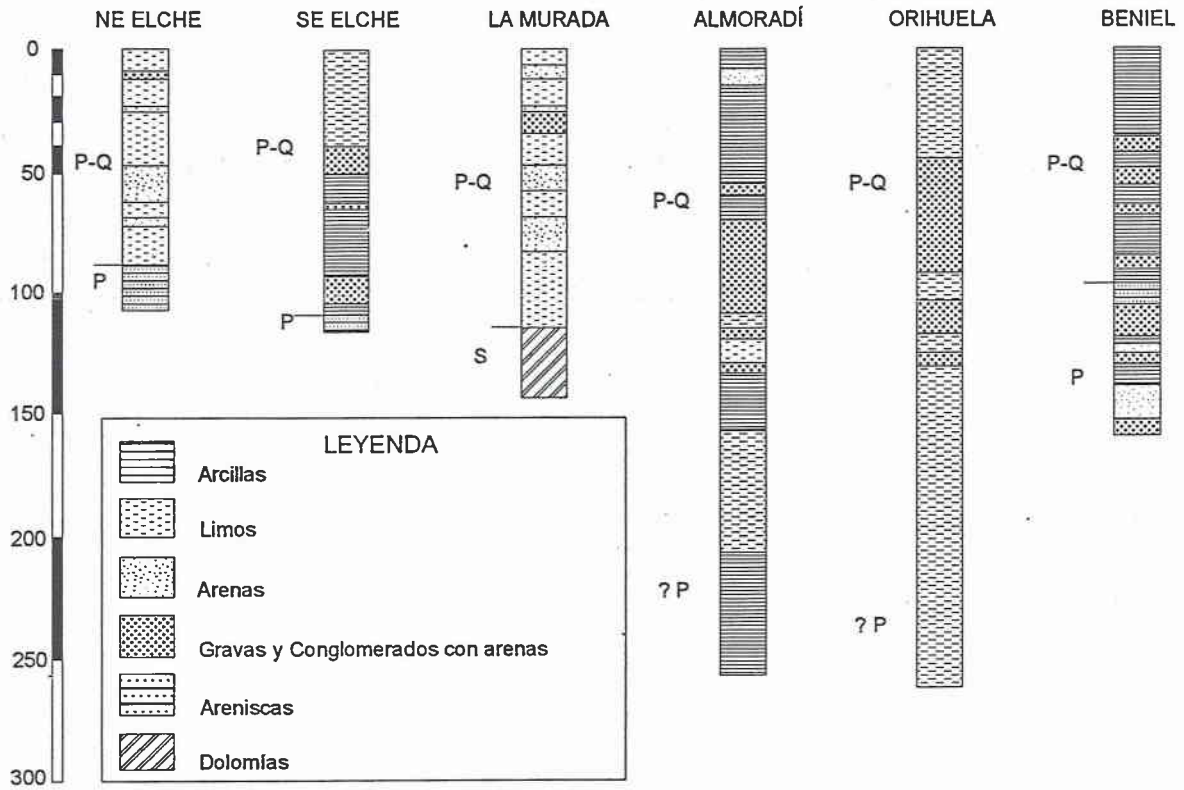


Figura 33. Columnas de sondeos para investigación y explotación hidrogeológica.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Sondeos superficiales

Estos sondeos de investigación geotécnica, con profundidades que oscilan entre 25 y 50 m, han sido realizados con recuperación continua de testigo. En ellos se ha constatado la existencia de un relleno Holoceno de 20-30 m de espesor (capítulo V), constituido principalmente por limos y arcillas, con bancos de arenas intercalados (figura 34).

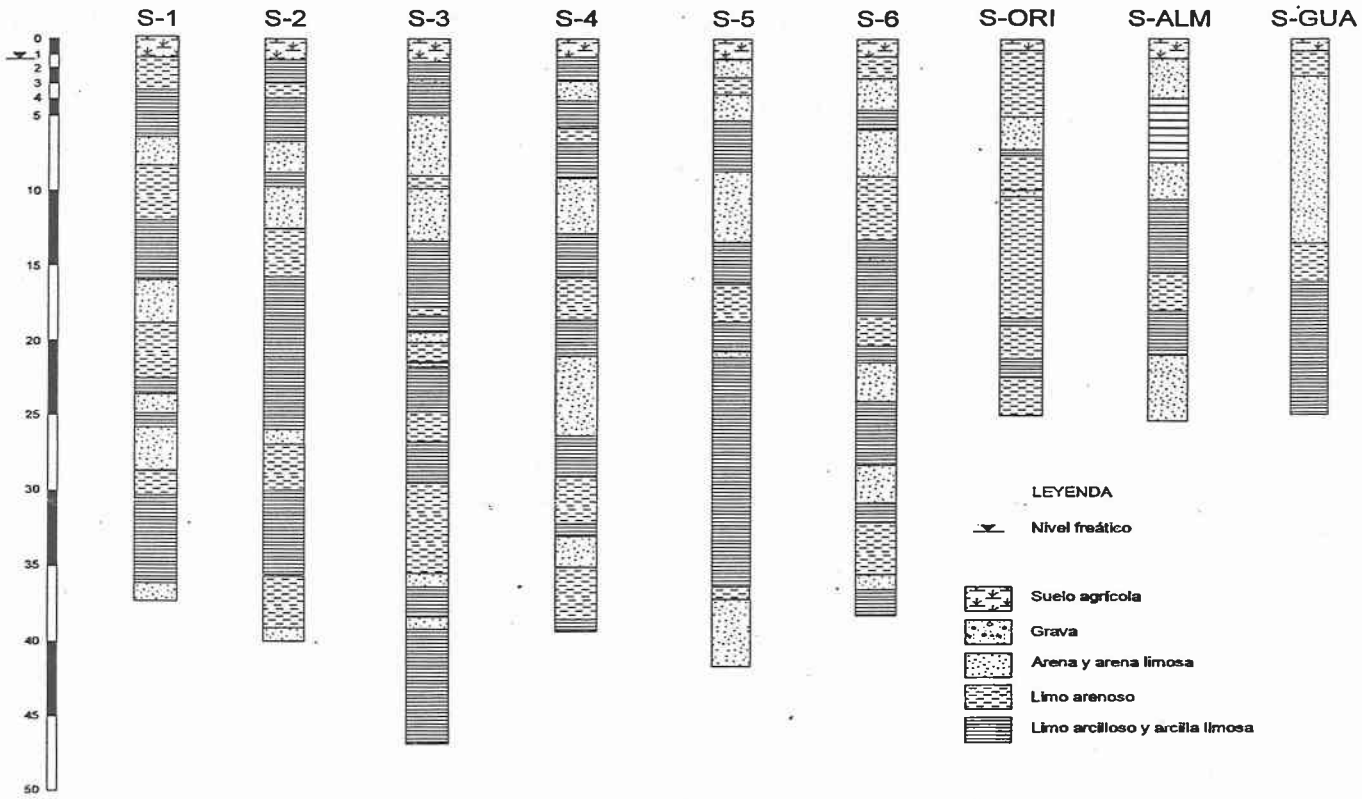


Figura 34. Columnas de sondeos para investigación geotécnica.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.4.2. Sísmica de reflexión

A pesar de sus limitaciones, la sísmica de reflexión constituye el mejor método de estudio del subsuelo en esta zona. Por una parte, se han estudiado varios perfiles de sísmica del alta resolución realizados en la plataforma continental adyacente a la Cuenca del Bajo Segura. Estos perfiles realizados por el I.T.G.E. serán comentados en el capítulo V de Tectónica Activa. A continuación se hace un análisis de 5 líneas sísmicas multicanal, 3 de ellas migradas (MIG), pertenecientes a la campaña S84 de CHEVRON realizada en el año 1984. Esta campaña presenta en general una resolución sísmica regular-buena para las series neógenas, y pierde calidad y resolución a partir del basamento alpujárride que en este caso coincide también con el "zócalo sísmico". De todas formas es conveniente tener presente algunos aspectos:

(a) en los bordes de las cuencas afloran materiales neógenos con fuertes buzamientos que incluso llegan a invertirse y suelen estar muy fracturados. Esto produce bastantes ruidos que dificultan enormemente la correlación de las reflexiones sísmicas con los niveles superficiales.

(b) el Messiniense superior está caracterizado por un importante episodio evaporítico (intercalación de bancos de yesos y margas) que en algunos puntos llega a alcanzar los 100 m de potencia. Este nivel actúa de pantalla y reduce la calidad de las reflexiones más profundas.

(c) no se dispone de registros de velocidad (*well velocity survey*). Por ello se ha considerado conveniente realizar las interpretaciones en las secciones "tiempo".

Las siete líneas sísmicas que se han estudiado, tienen una dirección NW-SE transversal al eje principal de la Cuenca del Bajo Segura.

Línea 1

Esta primera línea tiene una longitud de 16 km, y se extiende desde la Sierra Gorda, situada al NE de Elche, hasta la Sierra de Santa Pola. Atraviesa la Cuenca del Bajo Segura, en el sector de la Depresión de Elche (figura 35).

El perfil sísmico tiene una calidad muy baja; tanto el reflector del zócalo como los distintos reflectores neógenos y cuaternarios aparecen muy difusos. En la Depresión de Elche, limitada al sur y al norte por las estructuras anticlinales de la Sierra de Santa Pola

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

y la Sierra Gorda respectivamente, se han depositado aproximadamente 1.500 m de sedimentos neógenos y cuaternarios. La discordancia que se observa en el perfil probablemente está ligada al evento tectónico intratortoniense. El sustrato disminuye de profundidad a ambos lados del surco subsidente, pero la escasa nitidez de las reflexiones impide reconocer la estructura del mismo.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Línea 2

Esta línea sísmica está dividida en dos tramos. La parte septentrional tiene una longitud de 9 km y se extiende desde el N de Crevillente hasta la laguna de El Hondo. El perfil se inicia justamente al sur del accidente Cádiz-Alicante. En este sector la calidad de la línea sísmica es muy baja debido a la intensa fracturación y a los fuertes buzamientos que presentan los materiales neógenos, especialmente los tortonienses, que llegan a verticalizarse. Hacia el sur, aumenta la calidad del perfil y se observa con mayor nitidez como los reflectores recuperan el buzamiento y se sitúan prácticamente horizontales (figura 36).

La parte meridional continúa desde la laguna de El Hondo, y se prolonga hasta la Sierra de La Marina con una longitud de 14 km. Presenta una calidad buena, con una alta nitidez de los reflectores. Entre el sector de El Hondo y el de la Sierra de La Marina, el basamento describe un pequeño surco subsidente que representa la continuación hacia el oeste del surco de la Depresión de Elche. Al sur de este surco, el sondeo de La Marina (S-1) ha atravesado el sustrato a 925 m de profundidad (S-1). Los materiales neógenos, que aumentan progresivamente de espesor hacia el sur, no están muy deformados en este sector. Forman pliegues de gran longitud de onda (anticlinal de La Marina), con buzamientos muy suaves, que al menos en superficie no están afectados por fracturas destacadas.

Línea 3

Este perfil, situado en el centro de la Cuenca, es el que mejor representa la geometría general de la Depresión del Bajo Segura. Con 21 km de longitud, se extiende desde el NW de la laguna de El Hondo hasta la Laguna de La Mata, atravesando la Sierra de El Moncayo-Guardamar (figura 37).

El basamento está afectado por fracturas que controlan un dispositivo de surcos y umbrales sucesivos. A partir de la Laguna de El Hondo, el basamento aumenta progresivamente de profundidad desde 600 m hasta 1.600 m aproximadamente en la

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

vertical del río Segura. Hacia el sur, coincidiendo con el anticlinal de El Moncayo-Guardamar, se produce una disminución brusca de la profundidad del basamento. El sondeo S-2 de Rojales lo corta a 1.225 m. Al sur de este umbral existe otro surco estrecho y de nuevo el basamento remonta hasta alcanzar los 760 m en el S-5 de La Mata.

Los sedimentos neógenos y cuaternarios están representados por buenos reflectores. En el sector de El Hondo, éstos se encuentran prácticamente horizontales con un máximo desarrollo del relleno cuaternario inmediatamente al sur de la laguna del Hondo.

Las deformaciones principales coinciden con el trazado del Accidente del Bajo Segura, en relación al cual se observa un plegamiento anticlinal asimétrico de los sedimentos recientes, que coincide con las observaciones geológicas superficiales (anticlinal de El Moncayo-Guardamar).

Línea 4

Este perfil, de 15 km de longitud cambia ligeramente de dirección a lo largo de su trazado. Se inicia en la Vega Baja del Segura, atraviesa la Sierra de Benejúzar y finaliza en San Miguel de Salinas (figura 38).

En esta línea sísmica el basamento está bastante fracturado. Presenta un umbral que coincide con la Sierra de Benejúzar y dos surcos a ambos lados. El surco más septentrional coincide con la Depresión del Bajo Segura y el meridional con la Depresión de Torrevieja. El sondeo de Benejúzar corta el basamento a 1.500 m de profundidad.

En la Depresión del Bajo Segura se pueden reconocer dos flexuras: una de ellas coincide con el borde septentrional de la Sierra de Benejúzar, y la otra, situada en la Vega Baja del Segura, está sellada por sedimentos cuaternarios. Esta línea sísmica pone de manifiesto la complejidad del Accidente del Bajo Segura, que está constituido por varias fracturas más o menos paralelas.

En la Depresión de Torrevieja, existe un relleno de sedimentos neógenos de 1.800 m, aunque los sedimentos más recientes de edad Cuaternario alcanzan mucho menos espesor que en la Depresión del Bajo Segura.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Línea 5

Esta última línea se extiende desde el NW de Fortuna hasta Pilar de la Horadada, alcanzando 52 km de longitud. Se inicia en la Cuenca de Fortuna, atraviesa la Sierra de Orihuela, la Depresión del Bajo Segura en su sector más occidental, el anticlinal de Torremendo y finalmente alcanza la Depresión del Campo de Cartagena en Pilar de la Horadada (figura 39).

Se puede identificar el techo del sustrato con relativa facilidad aunque se pierde localmente en el sector del anticlinal de Torremendo. Se reconocen dos surcos, separados por una zona de umbral del sustrato que llega a aflorar en superficie en la Sierra de Orihuela. El primer sector subsidente se sitúa en la Cuenca de Fortuna, donde existen al menos 1.500 m de sedimentos neógenos. El segundo de ellos corresponde al extremo occidental de la Depresión del Bajo Segura.

Al sur de la Depresión del Bajo Segura, el sustrato vuelve a elevarse para después volver a hundirse progresivamente hacia la Depresión del Campo de Cartagena. En el extremo más meridional del perfil, en Pilar de la Horadada, los sedimentos neógenos y cuaternarios superan los 2.000 m de espesor.

El rasgo más característico de este perfil es la disposición estructural que presentan los materiales neógenos y cuaternarios al sur de la Sierra de Orihuela. El sustrato constituye un umbral que coincide en superficie con el anticlinal de Torremendo.

2.4.3. Sondeos Eléctricos Verticales (S.E.V.)

Por sus características favorables, tanto la Depresión de Elche como la del Bajo Segura han sido objeto de estudios geoeléctricos. Se tiene constancia de la realización de varias campañas por equipos de investigación franceses (Gauyau, 1977; Echallier y Lachaud, 1980) y por ENADIMSA. Los sondeos eléctricos consultados se han dividido en función de la profundidad de investigación en:

S.E.V. profundos (AB = 6000 m)

Corresponden a una campaña llevada a cabo por Gauyau *et al.* (1977) en la Cuenca del Bajo Segura. Estos autores realizaron una decena de S.E.V. de gran abertura de ala (AB = 6000 m) con el propósito de determinar la morfología del sustrato ante-neógeno y comprobar la continuidad hacia el este del accidente de Alhama de Murcia.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

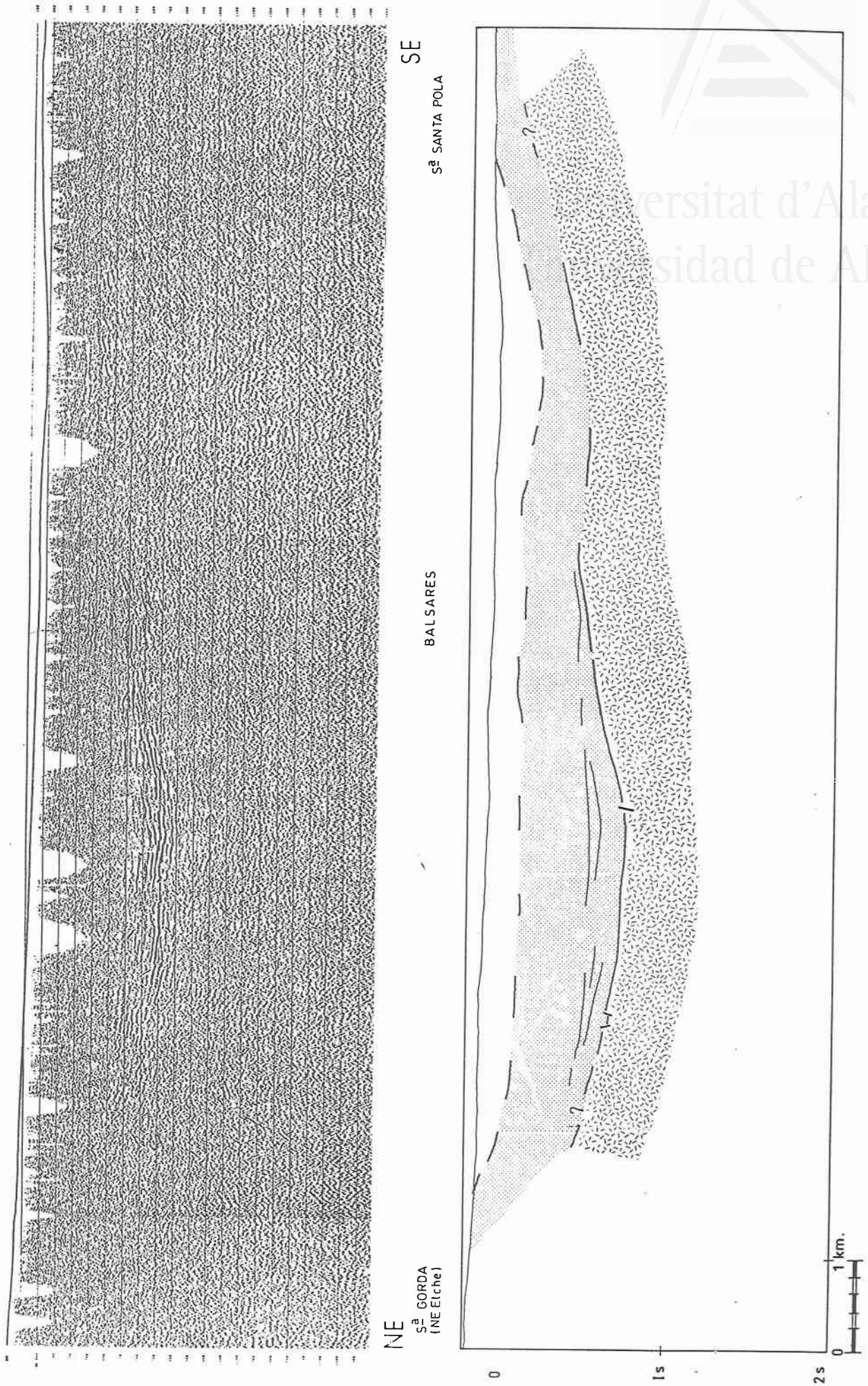


Figura 35. Interpretación en la sección "tiempo" de la línea sísmica nº 1.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

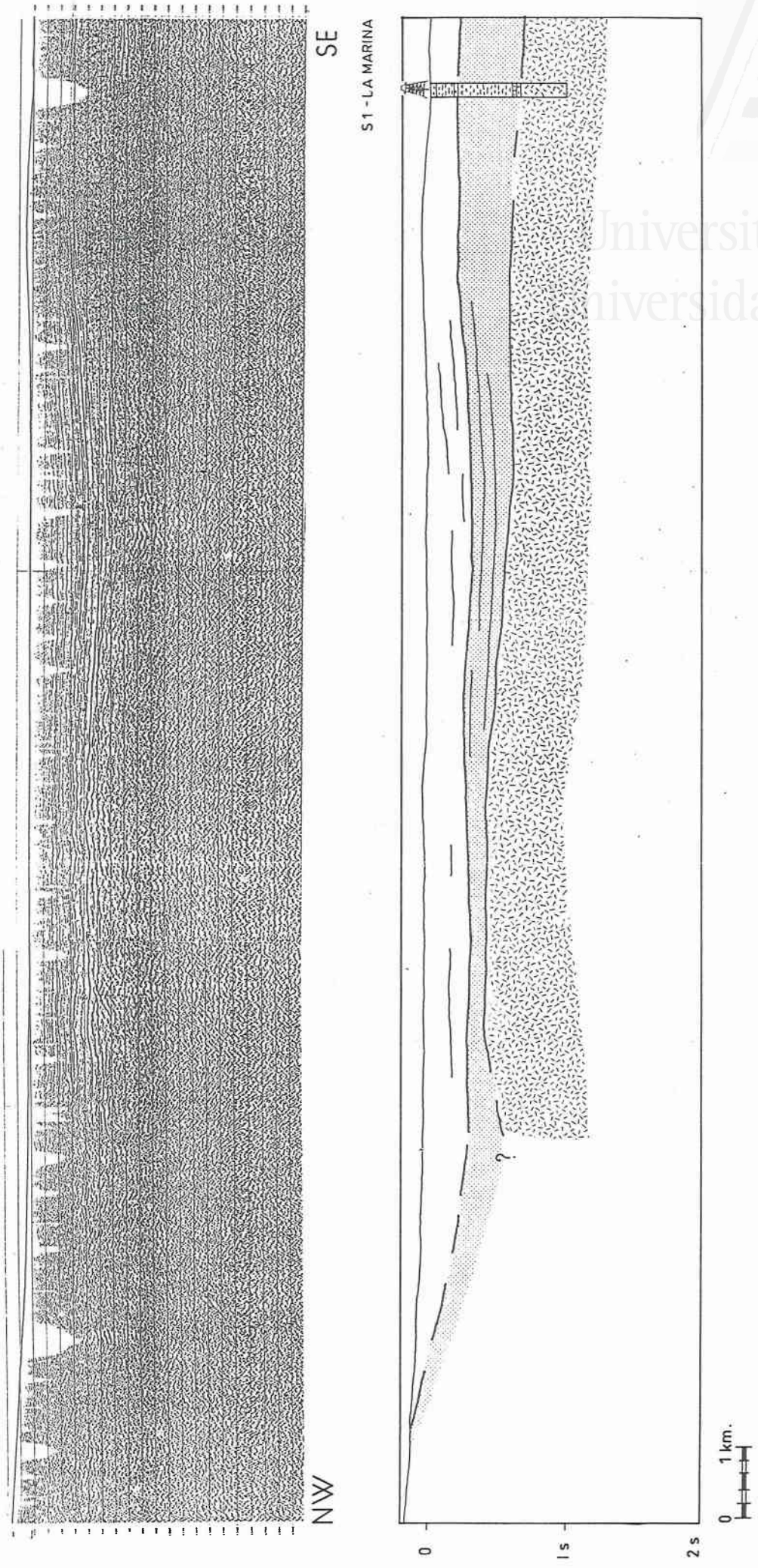


Figura 36. Interpretación en la sección "tiempo" de la línea sísmica nº 2.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

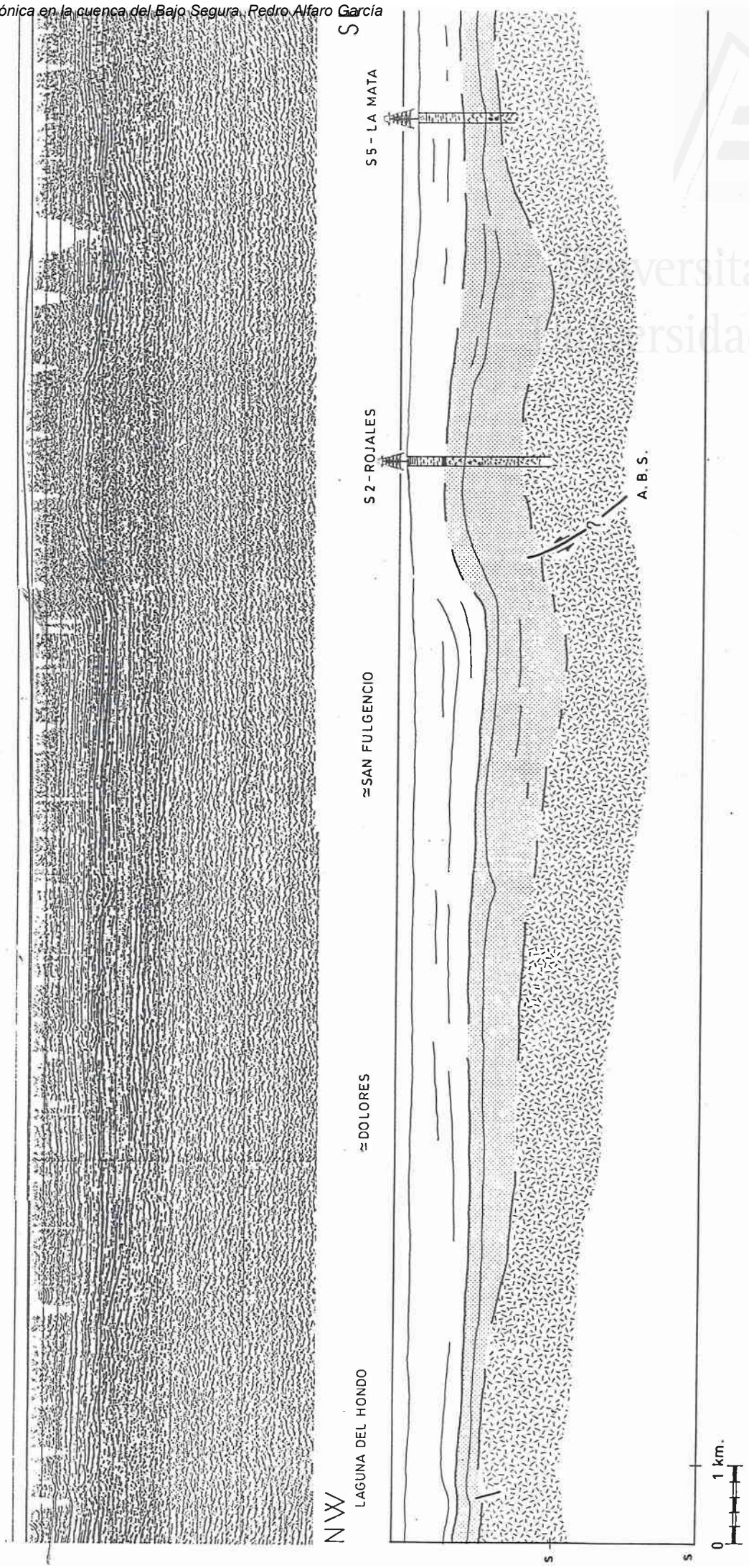


Figura 37. Interpretación en la sección "tiempo de la línea sísmica nº 3.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

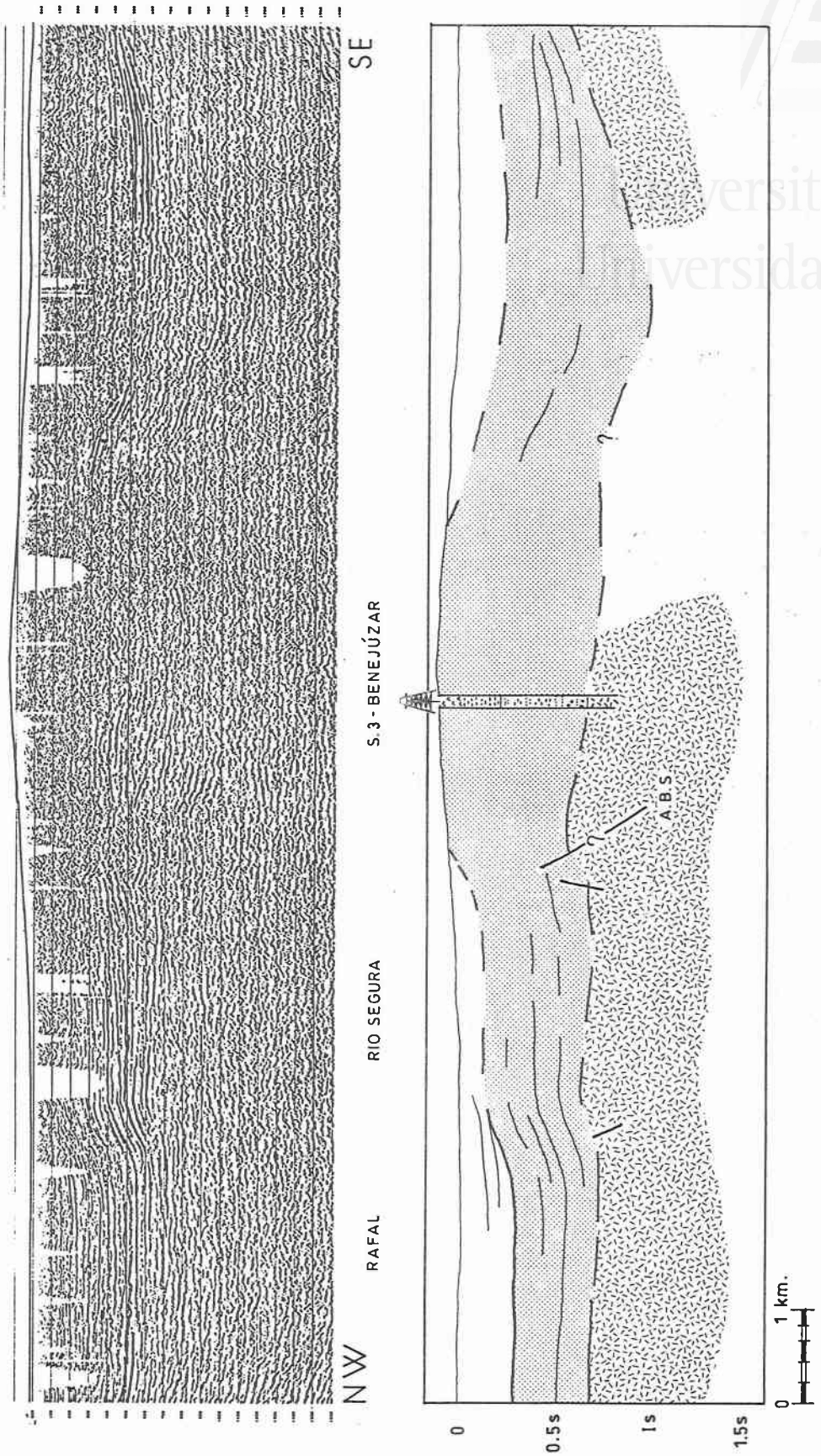


Figura 38. Interpretación en la sección "tiempo" de la línea sísmica nº 4.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

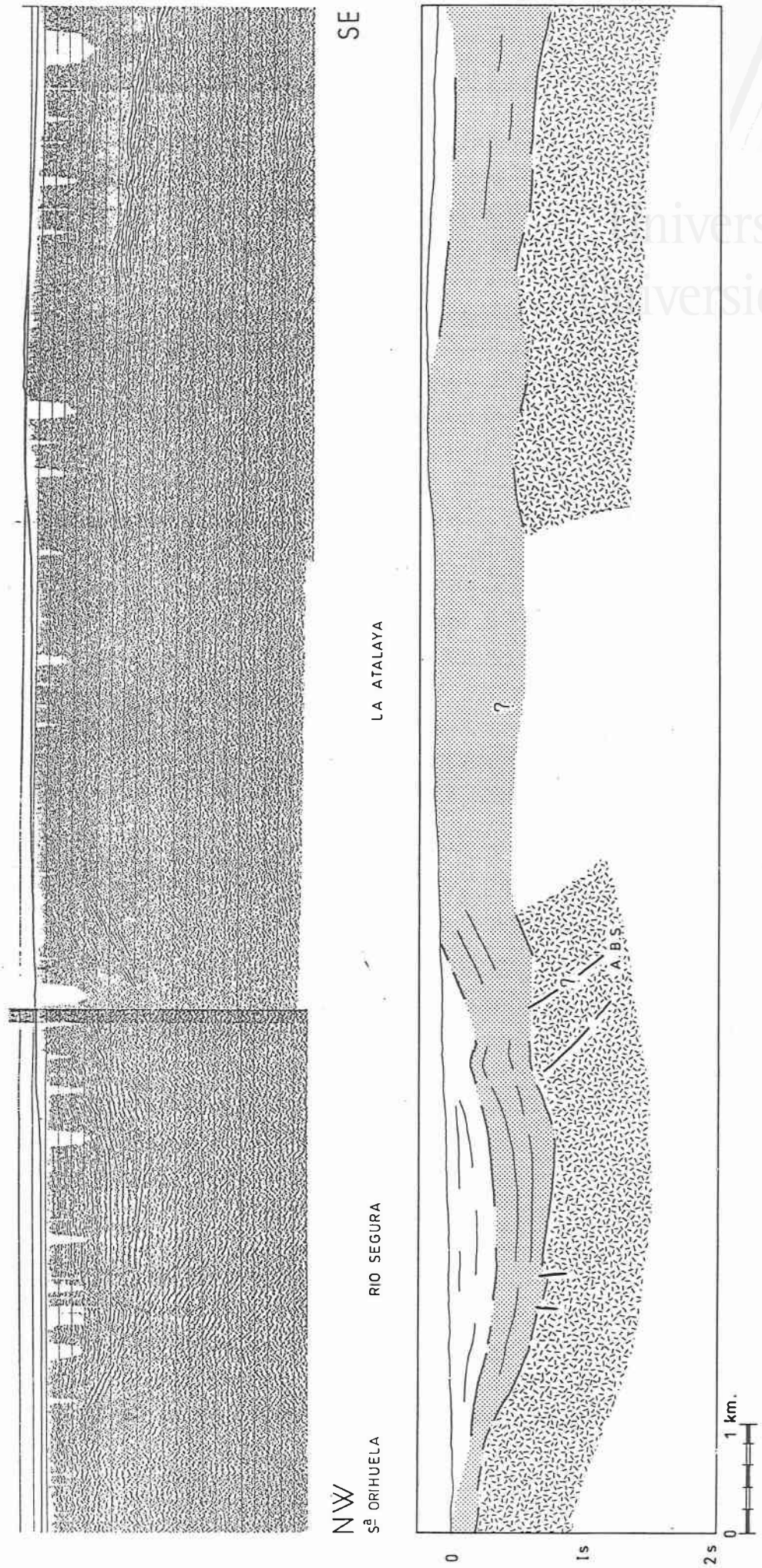


Figura 39. Interpretación en la sección "tiempo de la línea sísmica nº 5.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Por las anomalías deducidas a partir del estudio geofísico deducen que el Accidente de Alhama de Murcia no se interrumpe en Murcia y continúa al menos hasta Alicante, por un sistema de fallas aproximadamente paralelas de dirección NE-SW, a las cuales se asocian fallas transversas de dirección NW-SE.

Las profundidades del sustrato alpujárride obtenidas por los S.E.V. profundos son las siguientes: S1: 1.300 m (E de Elche); S2: 480 m (Las Bayas); S3: 1.100 (Elche-Santa Pola); S4: 520 (E de Crevillente); S5: 600 (W de Albatera); S6: 270 (Benferri); S7: 530 (Crevillente-Albatera); S8: 600 (N de la Laguna del Hondo); S9: 730 (N de las Salinas de Santa Pola) y S10: 1.198 (Elche-Balsares) (figura 31).

S.E.V. intermedios (AB = 2000 m)

En 1986 la Diputación Provincial de Alicante realizó, en la Depresión de Elche, una campaña de 60 S.E.V. con una abertura del dispositivo de corriente (AB) de 2.000 m. La conclusión más destacada de este estudio geofísico es la existencia de un basamento compartimentado por fallas de dirección NE-SW y NW-SE. Se constata la existencia de una zona profunda del basamento en las proximidades de Elche, y al sur, un umbral en el sector de Balsares y los Arenales del Sol, donde el basamento se encuentra aproximadamente a 200-300 m de profundidad. Hacia el SE, en el flanco NW de la Sierra de Santa Pola vuelve a aumentar la profundidad del basamento.

S.E.V. someros (AB = 100 m)

Entre los años 1975 y 1978, Echallier *et al.* realizaron más de 400 S.E.V. de pequeña abertura de ala (AB=100 m) en la Depresión del Bajo Segura. Estos autores deducen la existencia de un conjunto de anomalías rectilíneas en dos direcciones principales: N35-60E y N5-20W. Estas anomalías son interpretadas como compactaciones diferenciales de rocas superficiales no consolidadas, por el funcionamiento durante el Pleistoceno y Holoceno de fracturas profundas del zócalo con una dirección similar a la de las anomalías.

2.4.4. Gravimetría

Además de los S.E.V. profundos, Gauyau (1977) realizó una campaña gravimétrica de detalle en gran parte del área de estudio. El mapa de anomalía residual (figura 40) refleja el contraste de densidad entre los sedimentos neógenos y los materiales del basamento alpujárride (calizas y dolomías, esquistos...). Las zonas elevadas del sustrato coinciden con

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

anomalías positivas, mientras que las zonas subsidentes rellenadas por sedimentos neógenos y cuaternarios lo hacen con anomalías negativas. Entre las zonas con anomalía negativa destacan: la Depresión de Elche que se prolonga hacia el este por El Saladar, la Depresión del Bajo Segura, la Depresión de Torrevieja-La Mata, la Depresión de Santa Pola y finalmente el sector situado al norte de la Sierra de Callosa.

Las anomalías gravimétricas tienen orientaciones preferentes que supuestamente están ligadas a accidentes tectónicos. De nuevo se pone de manifiesto la compartimentación en bloques del sustrato, en base a direcciones preferentes NE-SW/ENE-WSW y NW-SE.

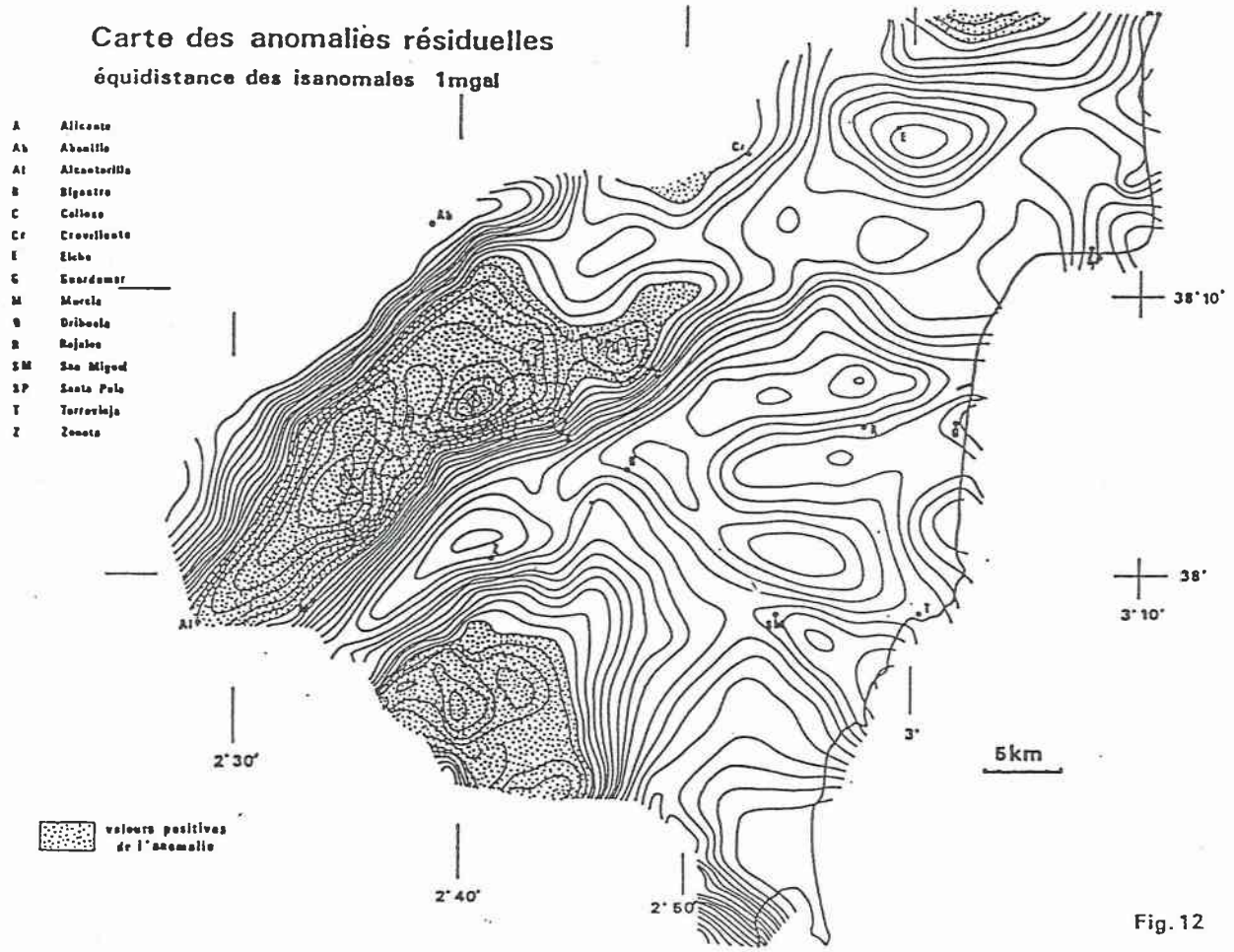


Fig. 12

Figura 40. Mapa de anomalias residuales (Gauyau, 1977).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.4.5. Correlación de la geología del subsuelo con la geología superficial

Los estudios de geología del subsuelo confirman que la Cuenca del Bajo Segura, en el sector de las Zonas Internas, tiene un basamento muy irregular. El área de estudio está caracterizada por una sucesión de surcos y umbrales controlada por accidentes de dirección NE-SW/ENE-WSW y NW-SE (figura 41) en los que se concentra prácticamente toda la deformación. Entre estos accidentes los sedimentos apenas muestran rasgos de deformación. A continuación se describen los principales ejes positivos o umbrales del basamento, y los surcos subsidentes o ejes negativos.

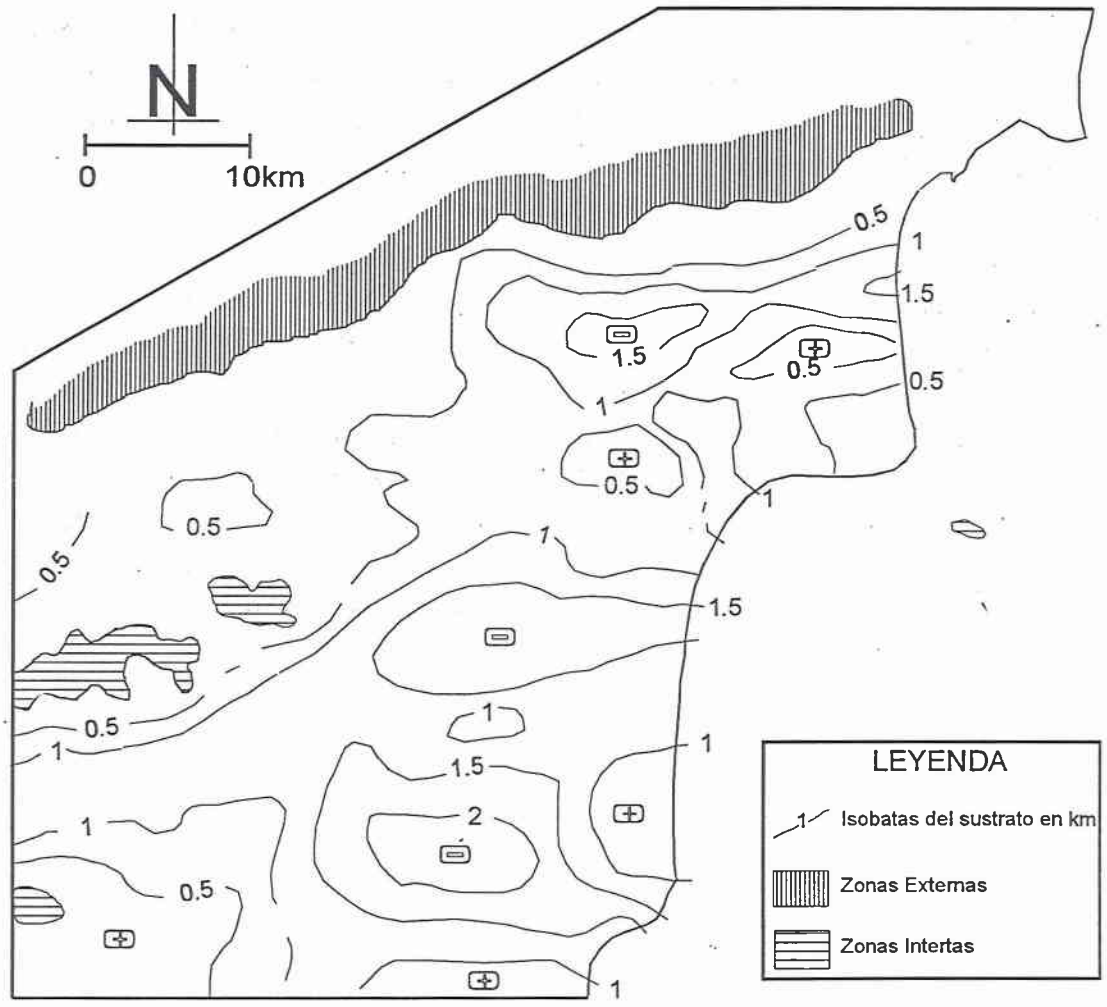


Figura 41. Mapa de isobatas del sustrato. Modificado de Gauyau (1977) y Montenat (1977).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Ejes positivos o umbrales del basamento

Actualmente, la Cuenca del Bajo Segura está limitada al norte por un eje positivo de dirección NE-SW, que se extiende desde Abanilla hasta Alicante. Durante la etapa neotectónica, especialmente hasta el Plioceno inferior, se ha producido una elevación continua de relieves a lo largo de este eje (ej. Sierra de Crevillente). Posteriormente, a partir del Plioceno superior han continuado estos movimientos verticales aunque con menor intensidad. La existencia al NE de Elche, inmediatamente al sur de los relieves neógenos que forman parte de este eje positivo, de al menos 90 m de sedimentos aluviales de la unidad P-Q, confirma su actividad reciente.

Al sur, después de un surco formado por las Depresiones de Elche-El Saladar y Albatera, se desarrolla un umbral de dirección ENE-WSW que une las Sierras de Orihuela y Callosa con la zona alta del basamento de Balsares-Arenales del Sol. La morfología del basamento a lo largo de este umbral es irregular, como se pone de manifiesto por los pequeños afloramientos del basamento al SE de Albatera (Los Cabezos), o por los 400 m de profundidad aproximada que tiene al NE de la Laguna del Hondo. Al norte de la Sierra de Orihuela, tanto los pequeños afloramientos dispersos de materiales alpujárrides, como los sondeos eléctricos verticales y los sondeos mecánicos, que han cortado el basamento a 115 m de profundidad en algunos puntos, ponen de manifiesto que entre Abanilla y Orihuela sigue permaneciendo esta zona elevada del basamento que se hunde progresivamente hacia la Cuenca de Fortuna. En el sector de la Sierra de Santa Pola, después de un surco situado en su flanco NW, el basamento disminuye progresivamente de profundidad hasta alcanzar los 200-300 m en su flanco SE. Al este, en la Isla de Tabarca se encuentra el afloramiento más oriental del basamento, constituido por materiales carbonatados alpujárrides y ofitas.

Al contrario que la Sierra de Santa Pola, que coincide con una zona elevada del basamento, al menos en su flanco más oriental, el relieve actual de La Marina se encuentra sobre una zona donde el basamento está a 925 m de profundidad. El relieve positivo actual está relacionado con el plegamiento de la cobertera sedimentaria reciente.

Otro eje positivo está ligado al Accidente del Bajo Segura. Durante el Mioceno superior constituía un pequeño umbral que, a mediados del Plioceno, comenzó a elevarse dividiendo la Cuenca en dos sectores. A lo largo de este umbral, el basamento llega a aflorar en el sector de los Garres (Sur de Murcia). Hacia el este aumenta de profundidad alcanzando 1.500 m en Benejúzar y vuelve a ascender en Rojales (1.225 m) y en La Mata (760 m).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Finalmente, en la parte más meridional del área de estudio también aparecen algunas zonas elevadas del sustrato. Una de estas zonas se encuentra en Sucina donde el sustrato se ha atravesado a 200 m de profundidad (Montenat, 1977). Al SE de San Miguel de Salinas se produce otra elevación del basamento; mientras en el pueblo de San Miguel se ha encontrado a 1.100 m aproximadamente, en Punta Prima (Sur de Torrevieja) se sitúa sólo a 740 m de profundidad.

Ejes negativos o sectores subsidentes

Uno de los sectores más subsidentes se encuentra en la Depresión de Elche. La gravimetría pone de manifiesto que el basamento se encuentra a 2.000 m de profundidad aproximadamente. Según la interpretación de la línea sísmica nº 1, el basamento estaría a 1.400 m de profundidad. Los sondeos eléctricos realizados en el sector ponen de manifiesto que el sustrato está a 1.300 m (S1), 1.100 (S3) y 1.198 (S10). En definitiva, se constata la existencia de un embudo subsidente del basamento que, junto al sector de El Saladar situado al NE y el de Albatera situado al SW, constituyen un eje subsidente de dirección ENE-WSW.

Más al sur se encuentra la Depresión del Bajo Segura que coincide aproximadamente con el curso bajo del río Segura. Se trata de un surco alargado de dirección casi E-W. En este sector se acumulan entre 1.500 y 2.000 m de sedimentos neógenos y cuaternarios. Gran parte del desnivel existente entre el basamento de este surco y el del eje positivo de la margen derecha del río Segura, se ha generado principalmente a partir del Plioceno superior. Entre este sector subsidente y el de la Depresión de Elche, se abre otro surco subsidente hacia el mar en en las Salinas de Santa Pola. Finalmente, en la laguna de Torrevieja existe otro embudo subsidente rellenado por aproximadamente 2.000 m de sedimentos de la etapa neotectónica.

3. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA C.B.S. DURANTE LA ETAPA NEOTECTÓNICA

El análisis de los rasgos neotectónicos de la Cuenca del Bajo Segura pone de manifiesto la existencia de un campo de esfuerzos regional compresivo durante toda la etapa neotectónica, en el que coexisten estructuras compresivas dominantes y, en menor medida, estructuras distensivas. El estudio de las macro y microestructuras revela una situación geodinámica compresiva en la que el esfuerzo máximo compresivo σ_1 es prácticamente horizontal y tiene una dirección N-S/NNW-SSE, con variaciones locales NE-SW.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Estos resultados coinciden aproximadamente con los observados en áreas adyacentes situadas en el extremo oriental de la Cordillera Bética y en el Mar de Alborán (Montenat *et al.*, 1987a; Lukowski, 1987; Ott d'Estevou *et al.*, 1988b; Sanz de Galdeano, 1990; Comas *et al.*, 1992; Mauffret *et al.*, 1992; etc.). La compresión durante la etapa neotectónica está relacionada con la colisión entre las placas Africana e Ibérica, y está de acuerdo con los modelos geodinámicos regionales propuestos para el extremo oriental de la Cordillera Bética, basados en movimientos de dirección a través del Corredor de desgarre de Palomares-Alhama-Bajo Segura (De Larouzière *et al.*, 1988; Silva *et al.*, 1993; etc.). La inflexión de este "Corredor de desgarre" en su extremo oriental, donde tiene una dirección N70-80E, y la orientación del campo de esfuerzos N-S/NNW-SSE (figura 42), son las causantes de que los movimientos de dirección no sean tan importantes como en los sectores más occidentales del Corredor.

Las deformaciones ligadas a este campo de esfuerzos no se distribuyen homogéneamente a lo largo del área de estudio. La mayor parte de los esfuerzos se absorben a través del plegamiento de la cobertera neógeno-cuaternaria, en relación sobre todo a accidentes NE-SW/ENE-WSW que funcionan como fallas sinistrorsas o fallas inversas respectivamente, y por accidentes NW-SE que funcionan como fallas normales y dextrorsas. En los sectores situados entre estos accidentes apenas se observan deformaciones de los sedimentos de la etapa neotectónica. (figuras 35-39 y figura 42).

Durante la etapa neotectónica se produce una **migración** de la deformación de norte a sur, de forma que en el Mioceno superior, las mayores deformaciones compresivas se concentran en las Zonas Externas, y en menor medida en las Zonas Internas. A mediados del Plioceno comienza a cambiar la situación y es en las Zonas Internas donde se concentran las principales estructuras compresivas mientras que en las Zonas Externas predominan los movimientos verticales.

3.1. Mioceno superior-Plioceno inferior

Como se ha comentado anteriormente, durante el Tortoniense y el Messiniense, los esfuerzos compresivos son absorbidos principalmente en las Zonas Externas. Las fallas de dirección NE-SW funcionan como fallas inversas con una componente de dirección sinistrorsa, y en relación a las mismas se forman pequeñas cuencas compresivas en el sector de Aspe, Monforte y Orito. Durante este periodo, el Accidente de Crevillente constituye un destacado borde activo de la Cuenca del Bajo Segura. A lo largo de su trazado se produce el basculamiento y el plegamiento de los sedimentos tortonienses y messinienses y la elevación de las sierras de Abanilla y de Crevillente. Aunque muestra

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

evidencias puntuales de falla de dirección sinistrorsa, ha funcionado principalmente como falla inversa.

Por el contrario, en las Zonas Internas, estos esfuerzos compresivos se concentran a lo largo del Accidente del Bajo Segura, que tiene un funcionamiento similar al Accidente de Crevillente. Durante el Tortoniense y el Messiniense, su actividad generó un umbral a lo largo de su trazado de dirección ENE-WSW. La elevación de este eje positivo produjo depósitos gravitacionales alrededor de este umbral, especialmente abundantes a finales del Messiniense. En las zonas adyacentes a este accidente apenas existe deformación y se ha producido la acumulación de grandes cantidades de sedimentos (superiores a los 1.500 m de potencia en algunos casos).

3.2. Plioceno superior-Cuaternario

Durante gran parte del Plioceno inferior se mantiene la misma situación geodinámica descrita para el Mioceno superior, pero a mediados del Plioceno se produce un profundo cambio geodinámico. En las Zonas Externas, las evidencias compresivas son de menor intensidad y muy localizadas. En este sector lo que predomina durante el Plioceno superior y el Cuaternario es la presencia de fallas verticales en superficie. Al pie de los relieves activos durante la etapa compresiva anterior se desarrollan glacis conglomeráticos cementados y potentes costras carbonatadas muy poco deformadas (Agost, Sierra del Cid, etc). Las Zonas Externas pasan a estar caracterizadas principalmente por movimientos verticales, aunque sigue constatándose la existencia de pequeños movimientos secundarios de dirección y de fallas inversas. En el sector próximo al contacto con las Zonas Internas, el Accidente de Crevillente sigue funcionando principalmente como falla inversa, pero con un índice de actividad mucho menor. Existen muy pocas evidencias de saltos horizontales recientes a lo largo de este accidente.

Por el contrario, en las Zonas Internas, a partir del Plioceno superior, se concentran las mayores deformaciones compresivas a lo largo del Accidente del Bajo Segura que, aunque ya muestra evidencias de deformación durante la etapa anterior, es a partir del Plioceno superior cuando absorbe la mayor parte de los esfuerzos compresivos. Se inicia entonces el plegamiento de toda la cobertera neógena y cuaternaria a lo largo de dicho accidente y la configuración actual de la Cuenca.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Volver al índice/Tornar a l'índex

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

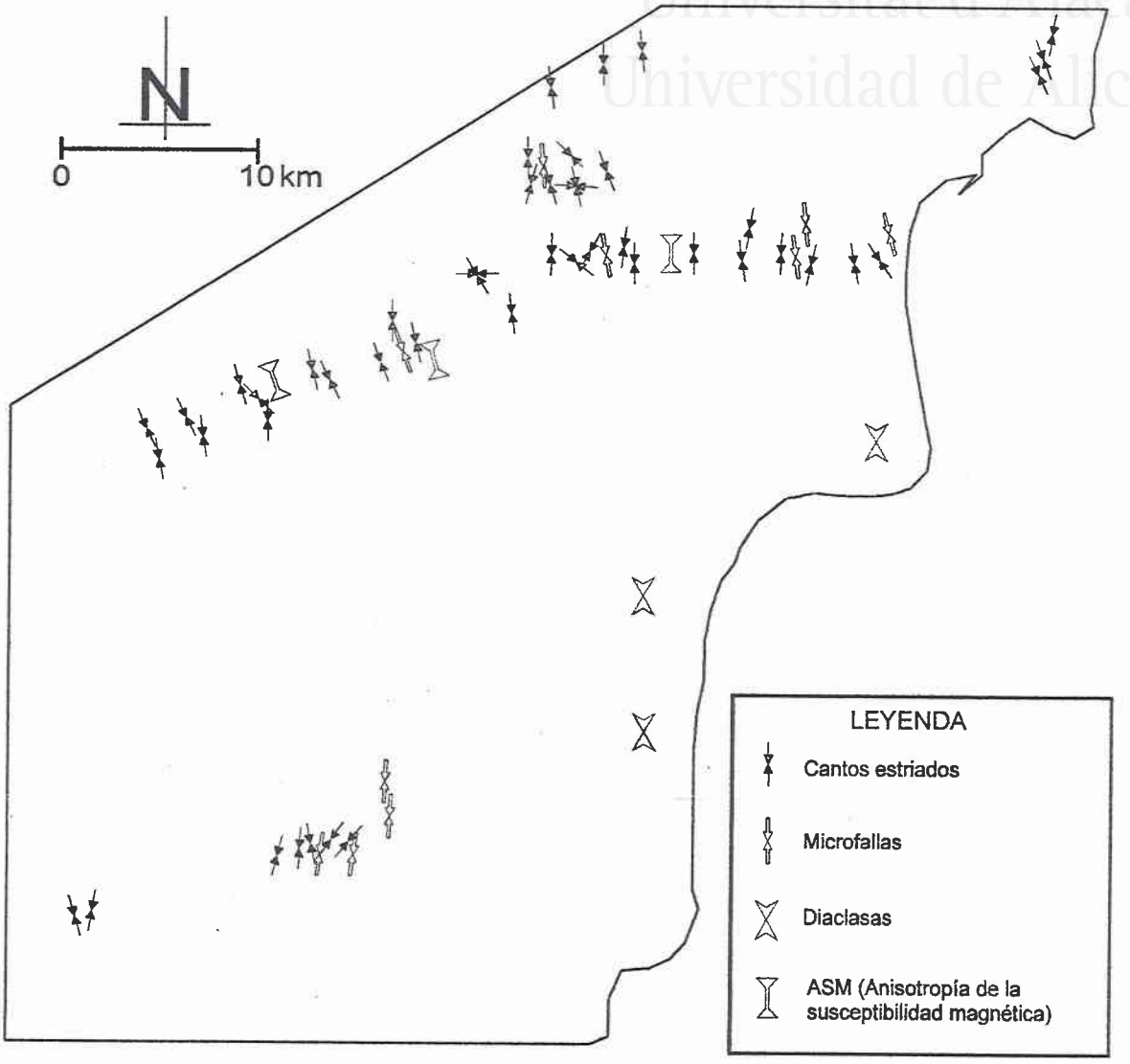


Figura 42. Mapa en el que se representa la dirección del eje máximo compresivo deducido a partir de los análisis microtectónicos. En verde se han representado las estaciones situadas en materiales de las unidades P y P-Q; el resto pertenecen al MS.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

CAPÍTULO IV

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACIÓN (SISMITAS): INDICADORES DE PALEOSISMICIDAD DURANTE LA ETAPA NEOTECTÓNICA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

1. INTRODUCCIÓN

Como se ha comentado en el capítulo anterior, durante el Neógeno superior y el Cuaternario la sedimentación ha estado estrechamente controlada por la actividad tectónica. Esta actividad ha quedado registrada a través de discontinuidades estratigráficas, fallas sinsedimentarias, etc., así como por los efectos de terremotos individuales de gran magnitud.

Estos terremotos normalmente generan fracturas en las proximidades de la falla y/o provocan una serie de efectos inducidos, como por ejemplo procesos gravitacionales o fenómenos de licuefacción y fluidificación. Estos últimos son los responsables de la aparición de "volcanes de arena" durante terremotos recientes (Chile, 1960; Niigata, Japón, 1964; Alaska, U.S.A., 1964; San Fernando, U.S.A., 1971; Tangshan, China, 1976; El Asnaam, Argelia, 1980; Loma Prieta, U.S.A, 1989; Kobe, Japón, 1995; etc.) (Bucknam y Hancock, 1992). En el área de estudio también se tienen referencias de la aparición en superficie de volcanes de arena durante el terremoto de Torrevieja de 1829. Concretamente en la Vega Baja del Segura, las extrusiones superficiales de arena licuefactada llegaron a afectar a un área aproximada de 20 km^2 .

Cuando se desencadenan este tipo de procesos, los terremotos quedan registrados en los sedimentos, ya que se modifica la estructura sedimentaria original. Seilacher (1969) definió el término **sismita** como *estructura de deformación en sedimentos producida por sacudidas sísmicas y limitada a techo y muro por horizontes no deformados*. Desde entonces, han sido numerosos los estudios que han usado esta definición para relacionar estructuras de deformación con paleosismicidad.

Las sismitas han sido descritas en numerosas ambientes geológicos: fluvial (Obermeier *et al.*, 1993; Guiraud y Plaziat, 1993), lacustre (Hempton y Dewey, 1983), deltaico (Field *et al.*, 1982), lagunal o de marisma (Bardet y Kapuskar, 1993), litoral (Obermeier *et al.*, 1985), marino somero (Plaziat *et al.*, 1990) y marino profundo (Kastens y Cita, 1981; Roep y Everts, 1992; Mutti *et al.*, 1984). También se han reconocido en rellenos artificiales de embalses (Sims, 1973).

Están presentes en sedimentos de cualquier edad. Por ejemplo, Spalleta y Vai (1984) interpretan las brechas de intraclastos ("intraclast parabreccias") del Devónico superior del NE de Italia como un nuevo ejemplo de sismitas. Seth *et al.* (1990) relacionan las estructuras de deformación de los abanicos submarinos del Jurásico superior de Kutch (India) con sacudidas sísmicas. Guiraud y Plaziat (1993) describen tres tipos de sismitas en las areniscas fluviales cretácicas de Upper Benue (Nigeria). En sedimentos modernos

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

destacan, entre otros, los trabajos de Anand *et al.* (1987), que describen varios tipos de sismitas en sedimentos holocenos del Himalaya (India), los de Obermeier *et al.* (1993), que estudian las evidencias de terremotos históricos en sedimentos holocenos de Wabash Valley (Indiana-Illinois, U.S.A.), etc.

Algunos ejemplos de sismitas descritos en la Península Ibérica son los estudiados por Seguret *et al.* (1984) quienes definen sismoturbiditas en sedimentos eocenos de los Pirineos. Escuer y Goula (1992) proponen un origen sísmico para las deformaciones cuaternarias observadas en las proximidades del anticlinal de Barbastro-Balaguer, en la parte meridional de los Pirineos. Clauss (1993) utiliza las deformaciones existentes en sedimentos arenosos del Neógeno de Arcos de la Frontera (Cádiz) como indicadores de paleosismicidad. Finalmente, Masana (1994, en prep.) ha observado diques clásticos extrusivos, así como estructuras almohadilladas en sedimentos cuaternarios de las Cadenas Costero Catalanas, cuya génesis está probablemente ligada con sacudidas sísmicas. En el caso particular de la Cordillera Bética, es interesante mencionar los estudios realizados por Fernández *et al.* (1983) que relacionan estratificaciones cruzadas deformadas con sacudidas sísmicas. Kleverlaan (1987) plantea la posibilidad de un origen sísmico del "Gordo Megabed" descrito en sedimentos pertenecientes a un abanico submarino tortoniense en la Cuenca de Tabernas (Almería). Roep y Everts (1992) definen las *pillow-beds* como un tipo de sismitas en sedimentos turbidíticos del Oligoceno de Villajoyosa (Alicante). Finalmente, Paturel y Ott d'Estevou (1991) citan estructuras de paleosismicidad en la Cuenca de Sorbas (Almería).

El primer trabajo sobre sismitas en la Cuenca del Bajo Segura fue realizado por Montenat (1980) que describió "volcanes de arena" en depósitos messinienses de San Miguel de Salinas. En este capítulo se analizan nuevos afloramientos en las proximidades de San Miguel de Salinas, así como todas las estructuras de deformación encontradas en sedimentos del relleno de la Cuenca que podrían haber sido provocadas por un terremoto.

2. CLASIFICACIÓN

Hasta el presente no se han desarrollado muchas clasificaciones específicas de sismitas sino más bien de estructuras sedimentarias de deformación no necesariamente producidas por terremotos. Los criterios de clasificación utilizados suelen basarse en el tipo de deformación que produce la estructura o en los mecanismos desencadentes de la deformación.

A este respecto, Lowe (1975) propone tres tipos de mecanismos de deformación en función de la presión intersticial de fluidos. Cuando ésta es menor que la presión

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

efectiva o presión de carga se produce deformación hidroplástica. El agua contenida entre los granos de sedimento constituye una película que lubrica los contactos entre los granos, y favorece la deformación plástica. En este caso se produce un plegamiento de la laminación original del sedimento. Si las presiones son aproximadamente iguales se produce una pérdida total de la rigidez del suelo y se genera licuefacción. Al igual que en el caso anterior el flujo es laminar y es el responsable de la pérdida de la estructura original. Se inicia una deformación plástica del material y pueden llegar a generarse estructuras de escape por el movimiento de fluido a través de los granos. Si, finalmente, ésta supera la presión de carga se desencadena el movimiento de partículas con flujo turbulento o fluidificación, que intentan escapar hacia zonas de menor presión (normalmente hacia la superficie a través de conductos verticalizados) formando volcanes de arena, diques clásticos, etc. (Allen, 1982). Owen (1987) establece otro tipo de clasificación simplificada para estructuras de deformación en sedimentos no cohesivos, especialmente arenosos. Distingue dos tipos de deformación principales: frágil y dúctil. Esta última la subdivide según si afecte a materiales cohesivos (arcillas tixotrópicas, sensitivas, etc.) o no cohesivos (arenas y gravas). Para sedimentos no cohesivos distingue tres tipos de mecanismos de deformación: licuefacción, fluidificación (ambos viscosos) y cizalla intergranular ("*intergranular shear*"). Este último hace referencia a los esfuerzos producidos en la superficie de un nivel de arena licuefactado por un esfuerzo de cizalla que puede generar pliegues recumbentes.

Otro criterio de clasificación es la existencia o no de transporte del material sobre el que se desarrolla la estructura. Hasta ahora, se han comentado fundamentalmente procesos que actúan *in situ*. Sin embargo, asociados a terremotos también se pueden desencadenar mecanismos de transporte sobre taludes deposicionales, que originan depósitos gravitacionales a los que se asocian estructuras de deformación. De esta forma, depósitos como megaturbiditas, sismoturbiditas, olistolitos, *"intraclast parabreccias"*, *grain flows*, etc. han sido relacionados con sacudidas sísmicas (Mutti *et al.*, 1984; Spalleta y Vai, 1984; Seguret *et al.*, 1984; Kleverlaan, 1987; Montenat *et al.*, 1990), y deben ser considerados como otro tipo de sismitas.

En cuanto a clasificaciones específicas de sismitas, Montenat *et al.* (1993) realizan un intento preliminar. Las separan en dos grupos: las dúctiles ("souples") y las frágiles ("cassantes"). Las primeras de ellas se producen en sedimentos de granulometrías alternantes saturados en agua, algunos de los cuales se licuefactan durante la sacudida sísmica. Este tipo de deformación es el responsable de los volcanes de arena. Las segundas se deben a la existencia de un contraste de competencia entre diversos niveles. Si se licuefacta un horizonte que tiene un nivel parcialmente litificado y fisurado encima, el sedimento puede fluidificar y escapar hacia la superficie a través de dichas fisuras

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

provocando un proceso de fracturación hidraúlica o "*jacking*".

Teniendo en cuenta las clasificaciones anteriormente mencionadas, se han agrupado todas las estructuras de deformación descritas en la Cuenca del Bajo Segura que podrían haber sido originadas por sacudidas sísmicas.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

A. AUTÓCTONAS ("in situ")	
1. FRÁGILES	Microfallas (1)
2. DÚCTILES	Chimeneas (2) Diques (3) Almohadillas (4) Bolas o nódulos (5) Laminación distorsionada (6)
3. MIXTAS	Cuñas detríticas (7)
B. ALÓCTONAS	
Olistolitos, slumps (8) Microbrechas (9)	

Tabla 3. Clasificación de las estructuras sedimentarias de deformación interpretadas como sismitas en la Cuenca del Bajo Segura.

Un primer criterio de clasificación se establece en función de si han sufrido o no transporte. Hay que aclarar que el término transporte no hace referencia a la migración de material durante los procesos de fluidificación sino a la existencia de movimientos de tipo gravitacional. Se dividen en dos grandes grupos: autóctonas y alóctonas.

Autóctonas

Este tipo de estructuras no han sufrido transporte alguno salvo pequeños movimientos ligados a los procesos de licuefacción y fluidificación. En este grupo se incluyen la inmensa mayoría de las estructuras de deformación descritas en el área de estudio. Se pueden diferenciar varios tipos en función de su respuesta mecánica frente a la deformación.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Los materiales que se encuentren parcialmente consolidados pueden presentar una deformación frágil (Spalleta y Vai, 1984; Anand y Jain, 1987, etc.). Este es el caso de las microfallas de San Miguel de Salinas, descritas en depósitos messinienses de la Formación La Virgen, y las microfallas observadas en testigos de sondeos del relleno reciente de la Cuenca del Bajo Segura.

Sin embaro, la mayoría de estructuras de deformación están relacionadas con procesos de licuefacción y fluidificación del sedimento (Saucier, 1989; Seth *et al.*, 1990; Plaziat y Poisson, 1992; Guiraud y Plaziat, 1993, etc.). Estos procesos de licuefacción y fluidificación pueden ser desencadenados por sacudidas sísmicas de gran magnitud superior a 5 (Seed e Idriss, 1982). Entre los tipos descritos en la Cuenca del Bajo Segura destacan los siguientes: chimeneas, diques, almohadillas, bolas (nódulos) y laminación distorsionada (convolutes).

En ocasiones, la presencia de niveles superpuestos con distintas propiedades mecánicas permite la coexistencia de deformaciones de tipo frágil y dúctil. Por ejemplo, la migración de sedimento licuefactado puede producir pequeños colapsos de los niveles suprayacentes controlados por fracturas más o menos desarrolladas. Este es el caso de las cuñas detríticas (Estévez *et al.*, 1994).

Alóctonas

Se incluyen todas aquellos depósitos o estructuras de deformación en los que ha existido un transporte del sedimento a favor de pendiente. Si entendemos sismita como estructura de deformación intercalada entre horizontes no deformados, y producida por una sacudida sísmica, es necesario incluir todas las estructuras de deformación asociadas a movimientos gravitacionales inducidos por terremotos. Durante los últimos años, los terremotos de gran magnitud han provocado importantes movimientos de ladera. Keefer (1984) cita 40 terremotos históricos de magnitud superior a 5 que indujeron movimientos de ladera. De esta forma, algunos depósitos gravitacionales como turbiditas, *slumps*, olistolitos, brechas o *grain flows* podrían considerarse sismitas. La gran limitación en el estudio de este tipo de depósitos es la imposibilidad, en la mayoría de los casos, de poder discernir entre un origen sísmico o una simple desestabilización gravitacional del talud.

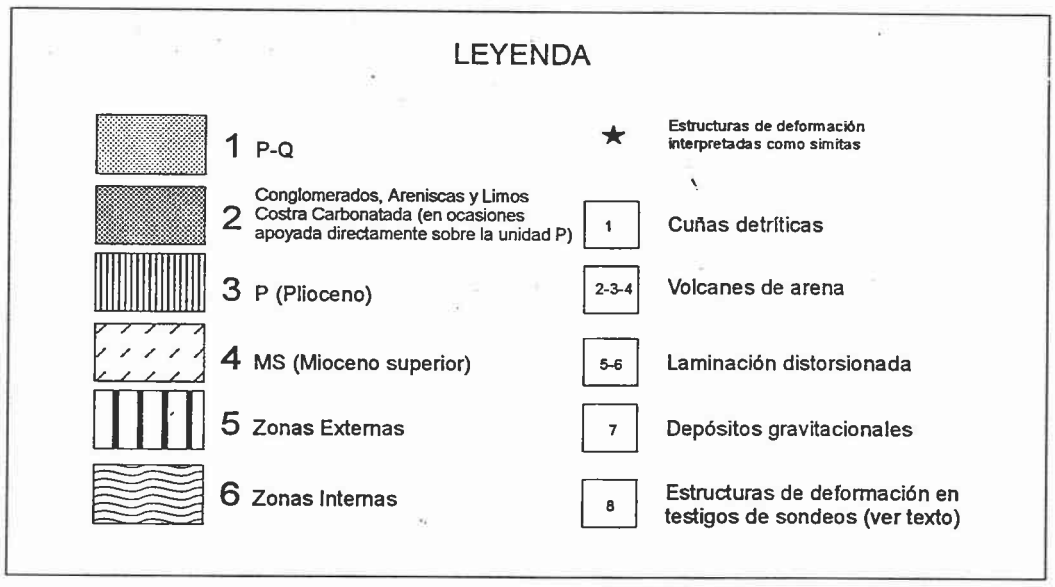
Algunas estructuras de deformación alóctonas presentes en el área de estudio son los olistolitos y los *slumps* del sector del Embalse de la Pedrera y las microbrechas de San Miguel de Salinas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3. AFLORAMIENTOS DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DE DEFORMACIÓN: DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN.

A continuación se describen las estructuras de deformación reconocidas en la Cuenca del Bajo Segura (figura 43). Las más antiguas (Tortoniense superior) son las cuñas detríticas situadas en la alineación estructural de Crevillente-Alicante. Un tipo de estructura mucho más abundante son los "*volcanes de arena*" (almohadillas, diques, chimeneas, etc.). Aparecen en numerosos afloramientos a lo largo de la Formación La Virgen de edad Messiniense (San Miguel de Salinas, Rebate, Los Ginovinos, Cabezo del Moro y Benejúzar), en los sedimentos messinienses de Elche y en la unidad P-I de Guardamar. Entre todos ellos destaca por su espectacularidad y por la gran variedad de estructuras de deformación descritas, el afloramiento de La Cañada del Judío, en las proximidades de San Miguel de Salinas. En el sector del Embalse de la Pedrera, en sedimentos del límite Messiniense-Plioceno, existe un importante conjunto de depósitos gravitacionales como olistolitos, *slumps*, etc. En sedimentos más recientes cabe señalar las laminaciones distorsionadas del Plio-Pleistoceno de Torrellano, los niveles deformados de las dunas del Holoceno o Pleistoceno superior de La Mata y Los Arenales, y, por último, las deformaciones reconocidas en testigos de sondeos del relleno reciente de la Cuenca del Bajo Segura.



Leyenda de la figura 43 (en la página siguiente)

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

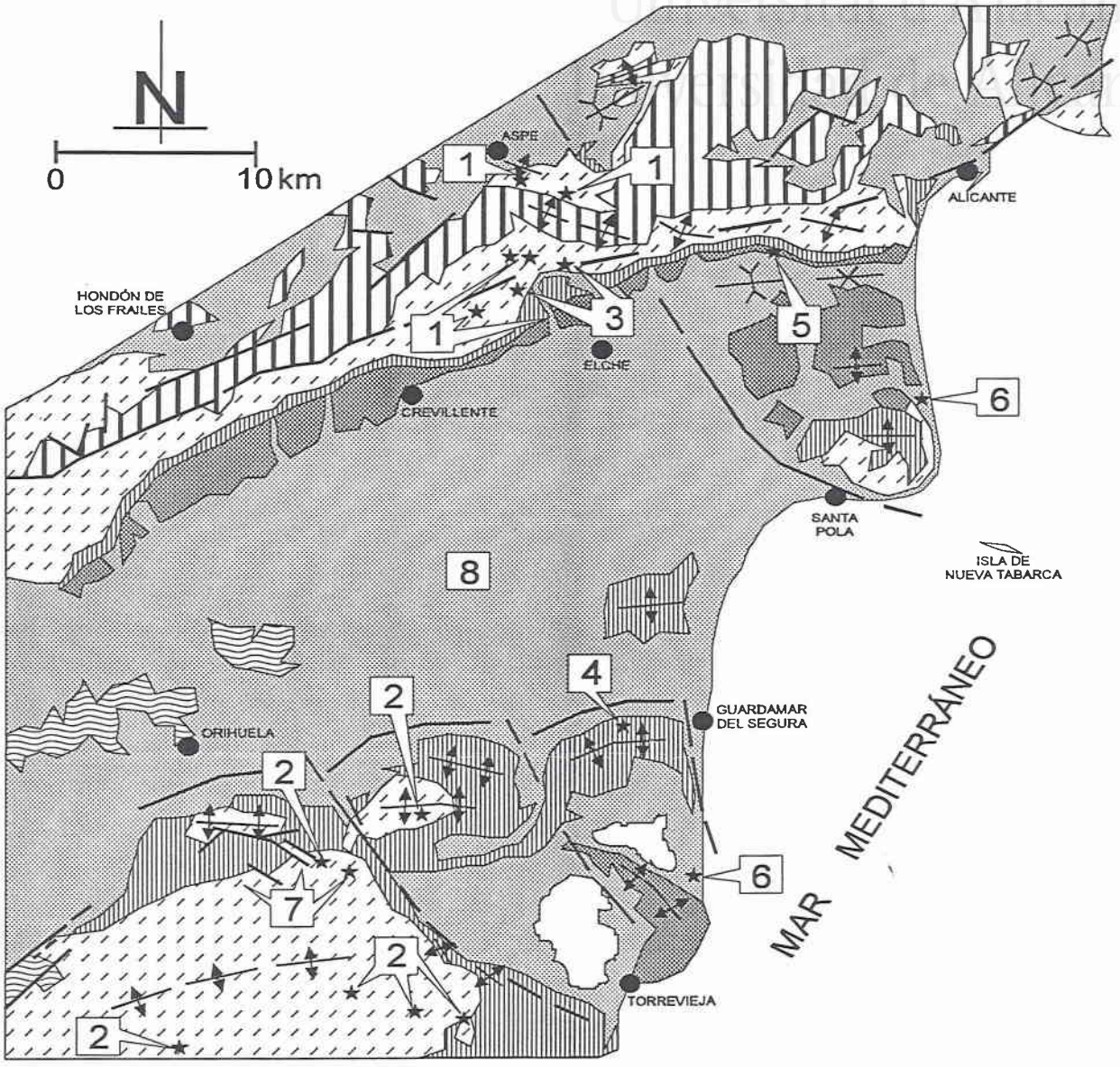


Figura 43. Mapa de localización de los principales afloramientos de estructuras de deformación y depósitos relacionados con sacudidas sísmicas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3.1. Aspe-Castro *(Cuñas detríticas)*

Localización

Este tipo de estructuras de deformación se han observado en cinco afloramientos, todos ellos situados entre las localidades de Elche y Crevillente, en el borde septentrional de la Cuenca. Los materiales en los que se encuentran estas estructuras pertenecen principalmente a la unidad MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense). El yacimiento de Castro de microvertebrados, situado entre dos niveles de cuñas detríticas, ha proporcionado una fauna perteneciente a la biozona MN 12 de Mein. Recientemente se han observado pequeños afloramientos en materiales de edad Plioceno situados al NE de Elche. Desde un punto de vista litológico, dominan las calcarenitas con bancos conglomeráticos intercalados de 10 a 150 cm de espesor. Las calcarenitas presentan una estructura interna masiva o una laminación horizontal muy débil. Los cantos de las intercalaciones conglomeráticas tienen a menudo perforaciones de litófagos que indican un carácter litoral del depósito.

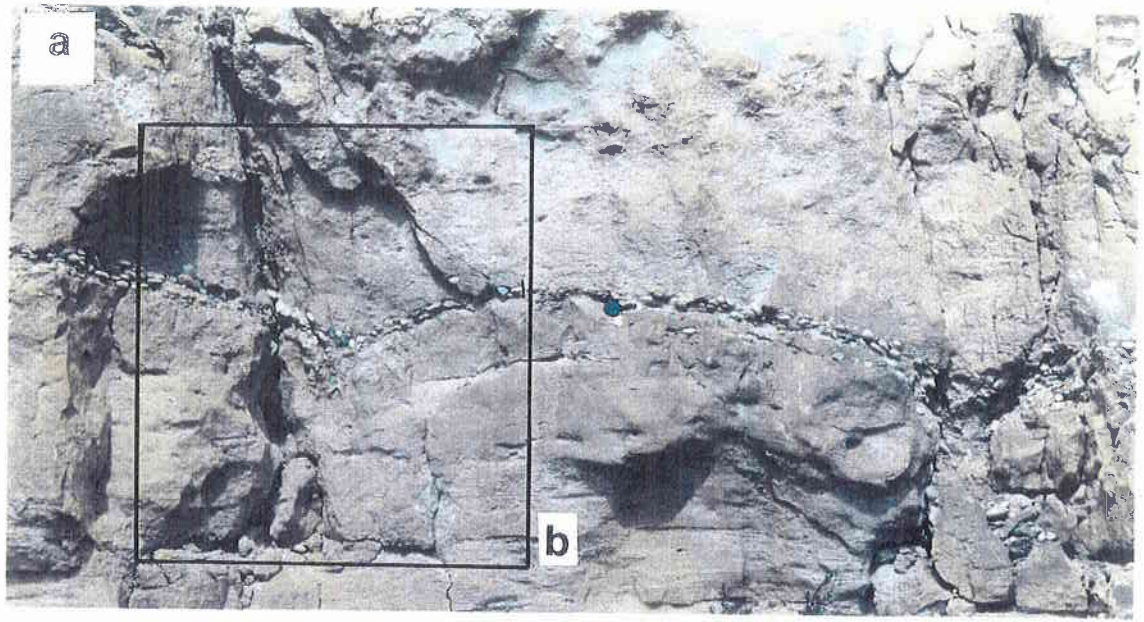
Morfología

Las cuñas detríticas son rellenos de material detrítico con morfología cuneiforme e intercalados en horizontes no deformados. En sección vertical, estas acumulaciones locales de arena o cantos muestran una morfología en cuña insertada en la capa calcarenítica infrayacente, de forma que su superficie inferior dibuja un ángulo agudo hacia el muro, mientras que su superficie superior, ligeramente cóncava, se suaviza hacia el techo de la capa (figura 44; lámina 12). En general, el espesor de los horizontes deformados (calcarenita y nivel conglomerático o arenoso en ocasiones) es aproximadamente de 1 m, aunque, excepcionalmente, se han encontrado capas deformadas que suman 4 m de potencia. Por las características de los afloramientos no es posible observar su desarrollo en planta. En relación a estas estructuras, en algunos afloramientos pueden contemplarse en profundidad estructuras almohadilladas, laminaciones distorsionadas, etc., producidas por procesos de licuefacción y fluidificación.

Lateralmente, las cuñas detríticas de cantos se conectan sin interrupción con niveles de cantos del mismo tamaño, que recubren como un tapiz continuo, aunque de menor espesor, el techo de la capa calcarenítica. Un mismo nivel conglomerático puede presentar lateralmente varias cuñas sucesivas (en algunos puntos se han observado hasta 8) con intervalos entre 0.5 y 3 m, siendo 1 m el caso más frecuente. La morfología de estos niveles conglomeráticos entre dos cuñas sucesivas es ligeramente convexa.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995



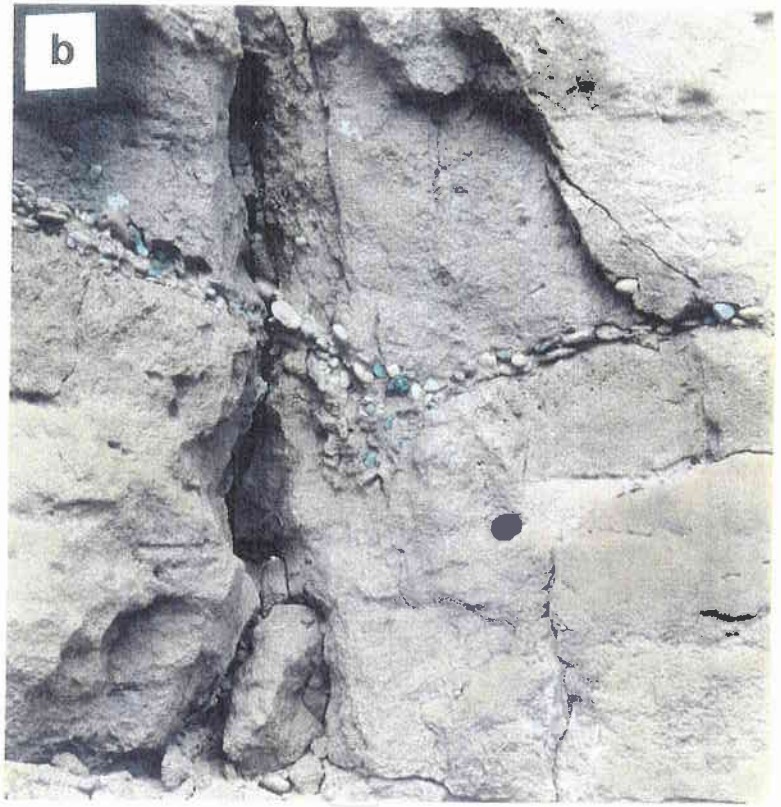


Lámina 12. Cuñas detríticas.
a, b: cuñas detríticas rellenadas por cantos y desarrolladas sobre un banco calcarenítico.
c: cuerpo de morfología lenticular situado entre dos cuñas contiguas, constituido por la acumulación de arena licuefactada-fluidificada.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

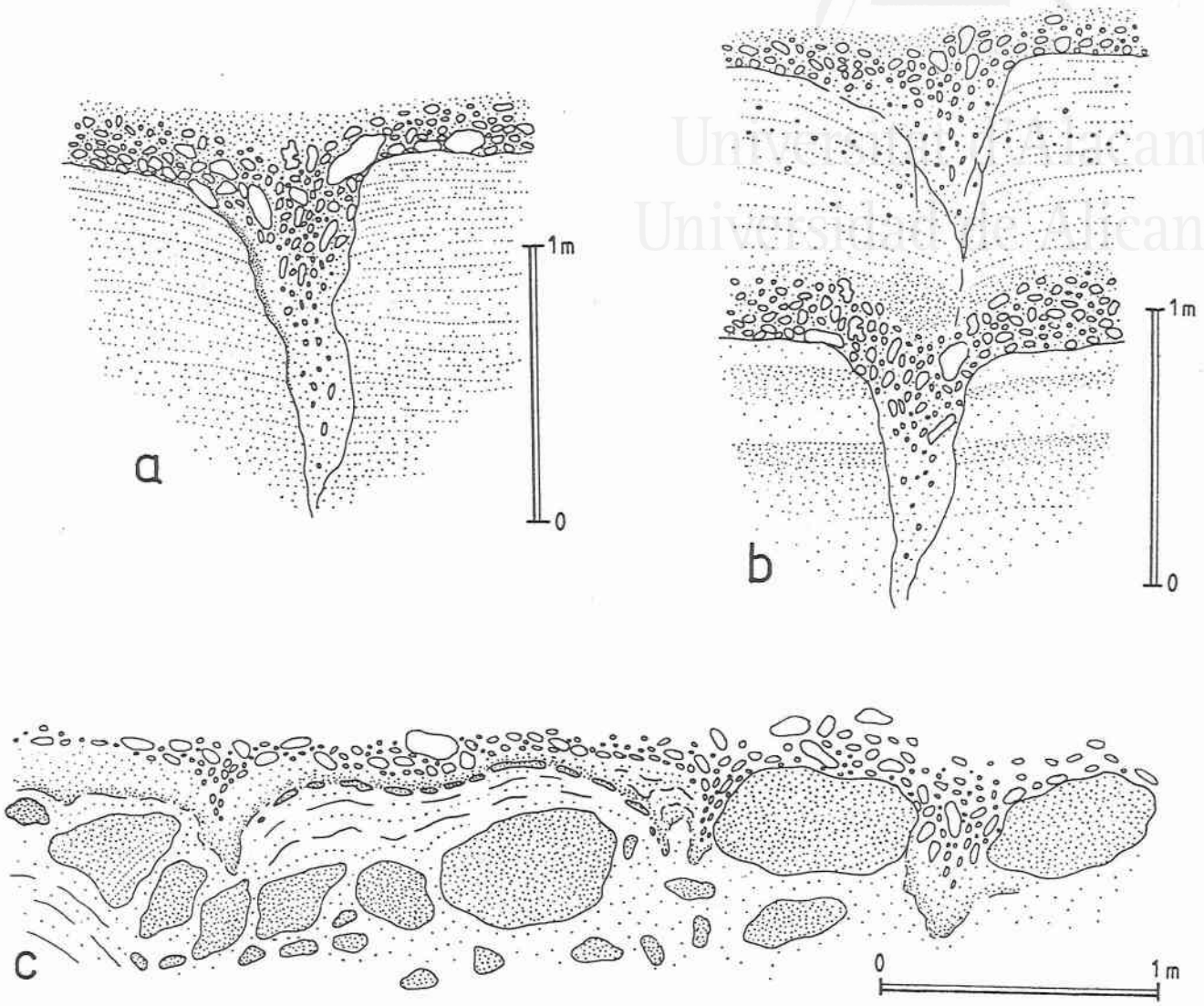


Figura 44. Esquema en el que se muestra la morfología de las cuñas detríticas. (a) cuña rellena con cantos; (b) cuñas superpuestas; (c) varias cuñas sobre un nivel licuefactado.

En ocasiones, se reconocen varios niveles conglomeráticos con cuñas detríticas que coinciden verticalmente (cuñas superpuestas). También se han observado cuñas detríticas arenosas en el seno de calcarenitas. En este caso son más difíciles de identificar a causa de la falta de contraste entre la granulometría de las cuñas y la de la calcarenita encajante. Sin embargo, otras características físicas, como el color o la disposición de las láminas, pueden ayudar a su reconocimiento.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Procesos genéticos

Para explicar el origen de estas estructuras, poco comunes en el registro sedimentario, se han considerado varias posibilidades, que se discuten a continuación:

1. *Fenómenos de tixotropía bajo el peso local de cantos*

Este proceso parece poco probable debido a la naturaleza no arcillosa del sedimento (figura 45). Los niveles de cantos se apoyan sobre bancos arenosos que originalmente debían tener una alta permeabilidad. Asimismo, la existencia de cuñas detríticas rellenadas únicamente por sedimentos arenosos parece descartar esta posibilidad.

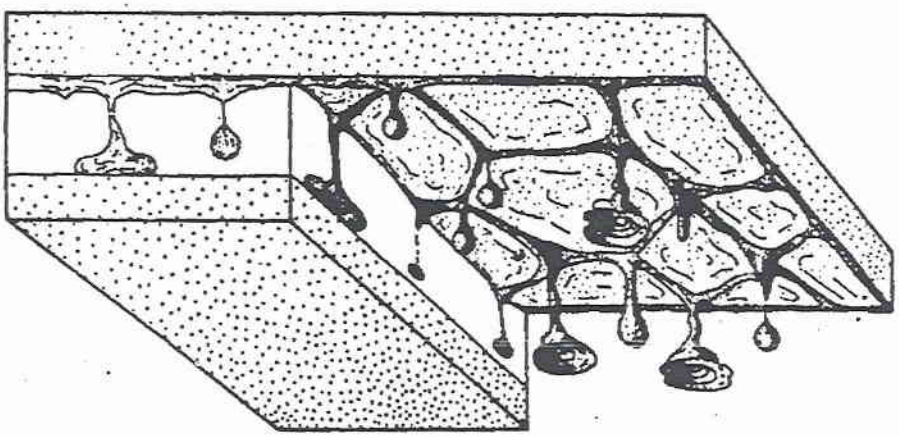


Figura 45. Estructuras de colapso o "percolación" desarrolladas en sedimentos con un gradiente de densidad invertido.

2. *Relleno de grietas o fracturas abiertas*

La posibilidad de que se generen fracturas abiertas, que son rellenadas por un depósito posterior, se puede descartar porque, entre otras razones, se han reconocido cuñas superpuestas en una columna de sedimento deformado de unos 4 ó 5 m de potencia. La existencia de estas cuñas superpuestas demuestra que todos estos niveles

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3. *Movimientos gravitacionales*

En ninguno de los afloramientos se han encontrado evidencias de imbricaciones, pequeños pliegues vergentes o microfallas inversas, brechas, etc. Se trata de estructuras con una morfología simétrica respecto a un plano perpendicular a la estratificación, por lo que no parece probable que estén ligadas a movimientos a favor de pendiente.

4. *Expulsión repentina y violenta de material licuefactado y posterior relleno del hueco*

Algunos autores como Gohn *et al.* (1984) han interpretado el mecanismo genético de estructuras similares en relación a la expulsión repentina de material licuefactado y el posterior relleno del hueco originado (figura 46). Este mecanismo genético no es posible para el caso particular de las cuñas detríticas, ya que en ese caso existiría una ruptura brusca entre los niveles de calcarenita encajante y el material que rellena las cuñas. Sin embargo, como se ha comentado anteriormente, en estas estructuras se observa una continuidad de los niveles afectados por la deformación.

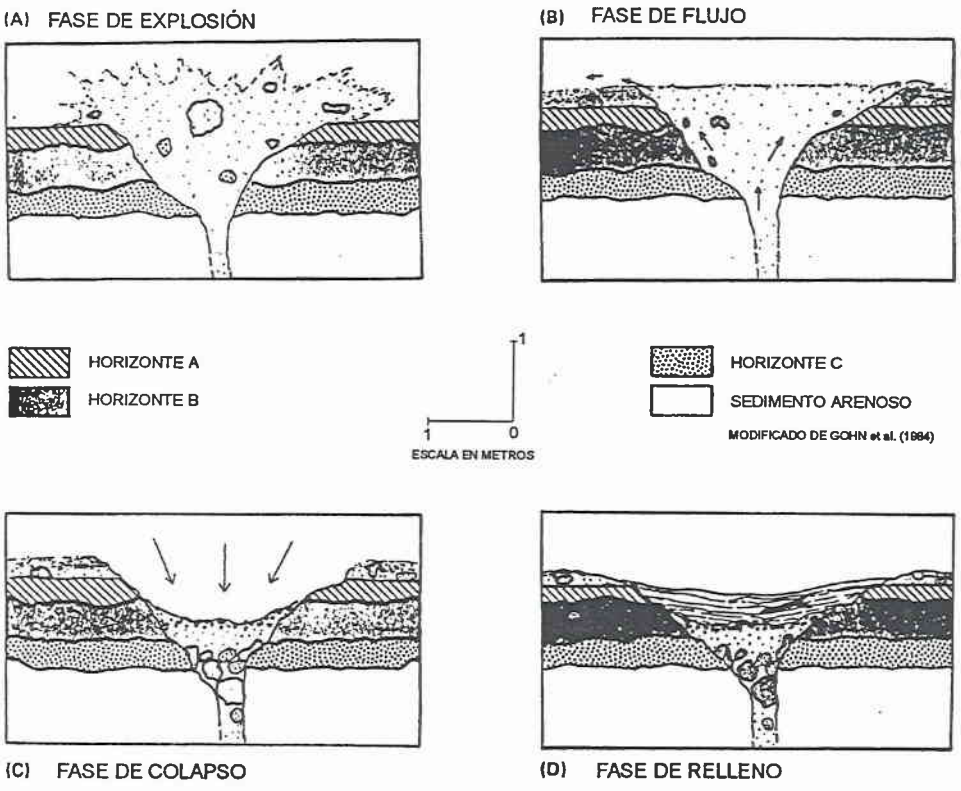


Figura 46. Génesis propuesta por Gohn *et al.* (1984) para estructuras de colapso.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

5. *Licuefacción, extensión y colapso durante sacudidas sísmicas*

Estructuras parecidas han sido descritas y reinterpretadas por Thorson *et al.* (1986) en depósitos cuaternarios de Estados Unidos contradiciendo las interpretaciones anteriores que admitían un origen periglacial para las mismas ("postglacial wedges"). Igualmente Vachard *et al.* (1987) estudian fracturas con la misma disposición periódica en las calcarenitas plio-pleistocenas del Estrecho de Messina (Italia), relacionándolas con fenómenos de origen sísmico.

En el presente trabajo se proponen unos mecanismos genéticos similares a los propuestos por Thorson *et al.* (1986) y Estévez *et al.* (1994). Según estos autores estas estructuras de deformación son el resultado de procesos de licuefacción-colapso o extensión-colapso durante sacudidas sísmicas. Durante la sacudida sísmica se produciría la aparición de fracturas extensionales en depósitos poco consolidados de calcarenitas, o la licuefacción de los niveles arenosos infrayacentes que provocarían el colapso de los niveles superiores (lámina 13).

Para explicar el mecanismo genético propuesto se han realizado dos experimentos de laboratorio que reproducen por separado la formación de estas estructuras en conexión con procesos de extensión por una parte, y de licuefacción por otra.

MODELO A: Extensión

Este primer experimento reproduce la extensión de una columna de sedimento detrítico no consolidado. Para el mismo se han usado dos vitrinas de cristal laterales (30x20x18 cm) encajadas en una central (26x19.5x17.5 cm). La experiencia se ha desarrollado en las siguientes fases:

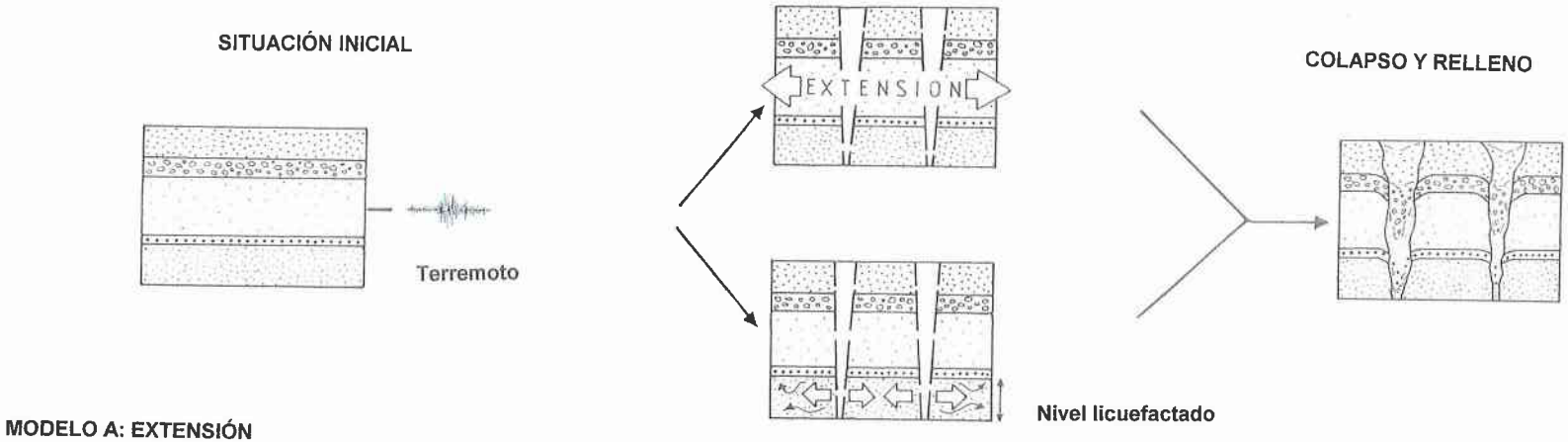
1. Estado inicial: las vitrinas han sido rellenadas con material detrítico no consolidado de tamaño arena y con tres niveles de grava fina intercalados. Además el sedimento se ha saturado en agua.

2. Estado intermedio: las dos vitrinas laterales se separan causando extensión en el sedimento detrítico.

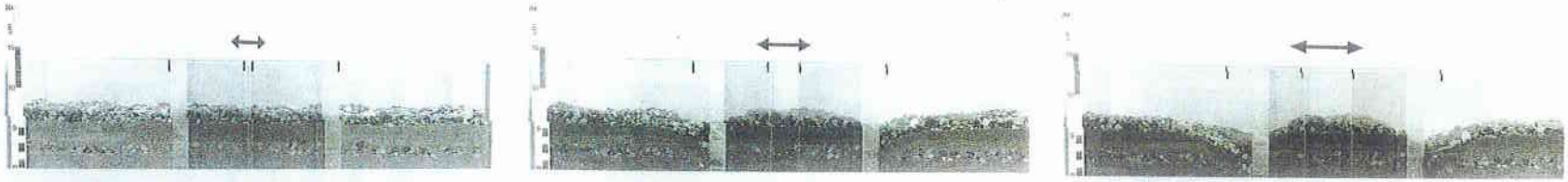
3. Estado final: se desarrollan dos embudos de cuñas superpuestas. Estas son progresivamente más agudas y afectan a un mayor espesor de sedimento. Si la extensión es suficientemente amplia los embudos son sustituidos por pequeñas fracturas extensionales.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995



MODELO A: EXTENSIÓN



MODELO B: LICUEFACCIÓN

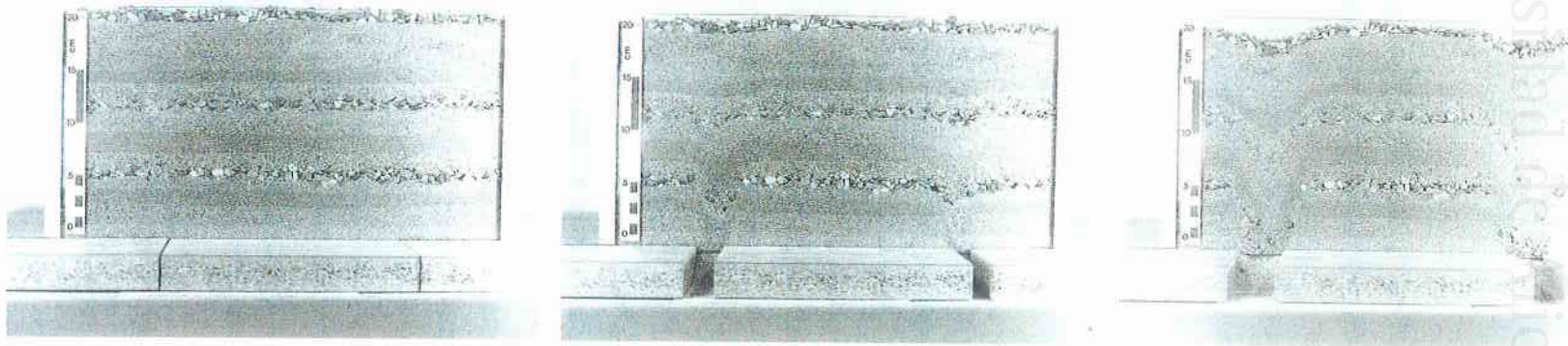


Lámina 13. Interpretación genética de las cuñas detríticas (ver texto).

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

MODELO B: Licuefacción

Este segundo experimento consiste en la reproducción del espacio generado por la migración de sedimento fluidificado y la observación de los efectos que causa sobre la columna de material detrítico suprayacente. Para ello se ha utilizado una vitrina de cristal de 45x22x22 cm sin piso y soportada por tres bloques rígidos de madera.

La experiencia se ha desarrollado en las siguientes fases:

1. Estado inicial: tres planchas rígidas (equivalentes al horizonte licuefactado) se sitúan bajo una columna de sedimento detrítico de tamaño de grano arena, con tres niveles de grava intercalados.

2. Estado intermedio: las planchas se separan para simular los espacios producidos por la migración de sedimento fluidificado durante un terremoto.

3. Estado final: en el material detrítico se generan cuñas sobre las aberturas de las planchas similares a las observadas en los afloramientos de campo.

Según este modelo, el sedimento colapsa de forma simultánea a la migración de sedimento fluidificado. La separación progresiva de los tres bloques produce dos embudos de cuñas superpuestas sobre cada una de las aberturas. La deformación afecta a todos los niveles detríticos independientemente del tamaño de grano. Las dimensiones y el grado de agudez de las cuñas, así como el espesor de la columna deformada, depende de la cantidad de material arrastrado por el agua que escapa hacia la superficie (en el experimento depende de la abertura y espesor de las planchas).

Como conclusión, las cuñas detríticas han sido reproducidas en laboratorio usando dos modelos genéticos diferentes. Por tanto, estas estructuras podrían originarse en relación a procesos de extensión-colapso o licuefacción-colapso durante sacudidas sísmicas. La importancia relativa de ambos procesos es variable. Al contrario que en las estructuras descritas por Thorson *et al.* (1986), no existen evidencias de escape de fluidos hacia la superficie que lleguen a cortar los niveles superiores; sin embargo si existen claros rasgos de licuefacción de sedimento en la parte inferior. La ausencia de estas estructuras de escape puede ser debida a la carga del material suprayacente al nivel licuefactado, o bien a la alta densidad del sedimento licuefactado. En ambos casos éste no puede escapar a la superficie y se acumula lateralmente en cuerpos que a veces pueden tener morfología lenticular.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3.2. San Miguel de Salinas *(Volcanes de arena)*

Localización

Las estructuras de deformación se encuentran en una alternancia rítmica de niveles limo-arenosos y arenosos situados a techo de la unidad MS-III pertenecientes a la Formación La Virgen. Estos depósitos detríticos son típicos de una plataforma marina somera. Su edad Messiniense ha sido establecida mediante el contenido en foraminíferos y nannoplancton calcáreo.

Montenat (1980) fue el primero en describir estas estructuras en el sector de San Miguel de Salinas-Rebate, y también las cita en Benejúzar. Se han encontrado más ejemplos en el Cabezo del Moro, cerca del Embalse de la Pedrera, y en Los Ginovinos, al norte de Sucina. De todos ellos voy a analizar en detalle, por su espectacularidad y por la gran variedad de estructuras presentes, el afloramiento de La Cañada del Judío, situado 2 km al sur de San Miguel de Salinas, en el margen izquierdo de la carretera que se dirige a San Pedro del Pinatar. Las excavaciones realizadas han permitido la exposición de una serie continua de sedimentos messinienses de 22 m de potencia y cuyos niveles deformados afioran lateralmente al menos durante 200 m.

En ella se han diferenciado dos conjuntos litológicos alternantes: un conjunto de arenas y uno rítmico de arenas finas y lutitas. El primero de ellos representa el 40% de la sucesión. Está constituido por bancos de morfología tabular muy continuos lateralmente, con potencias variables entre 20 y 200 cm. Los bancos de areniscas se presentan tanto aislados como amalgamados; en este último caso están separados por superficies erosivas planas muy continuas lateralmente. La estructura interna dominante es laminación paralela, comúnmente asociada a laminación cruzada de bajo ángulo y a estratificación cruzada tipo *hummocky*. El segundo conjunto litológico está compuesto por una alternancia de niveles centimétricos de lutitas y areniscas. Los niveles arenosos presentan con frecuencia estructuras internas de corriente.

Morfología

En esta sección es posible reconocer al menos once horizontes superpuestos que muestran una gran variedad de estructuras de deformación (figura 47; lámina 14) (Alfaro *et al.*, en prep). Normalmente aparecen en bancos arenosos aunque ocasionalmente los niveles alternantes de arenas y lutitas también presentan algunas estructuras de deformación.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

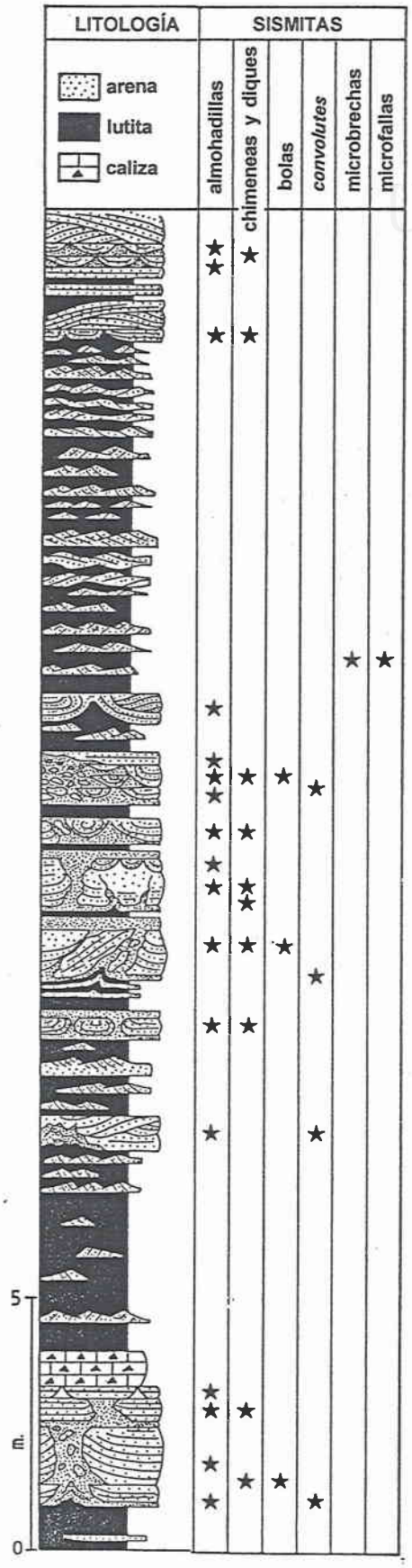


Figura 47. Columna de la Cañada del Judío (San Miguel de Salinas) en la que se indica la posición estratigráfica de los distintos tipos de estructuras de deformación.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

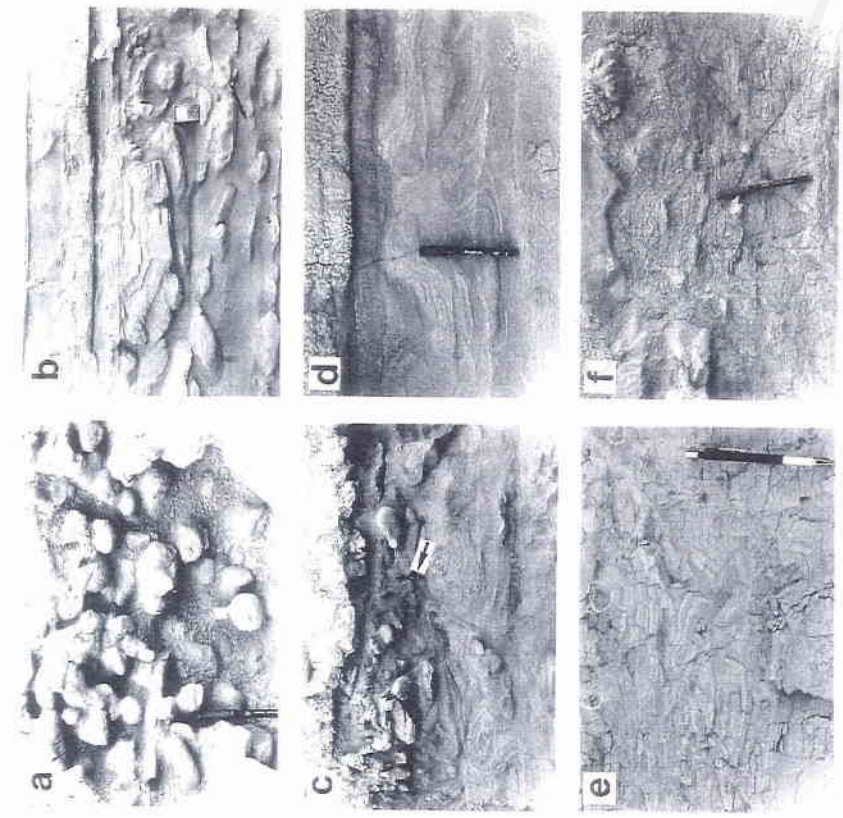


Lámina 14.2. Estructuras de deformación interpretadas como sismitas en la sección de La Cañada del Judío (San Miguel de Salinas). **a**: bolas; **b**: bolas y almohadillas; **c**: bolas y convolutes; **d**: convolutes con bolas aisladas y almohadillas; **e**: microbrechas; **f**: microfallas.

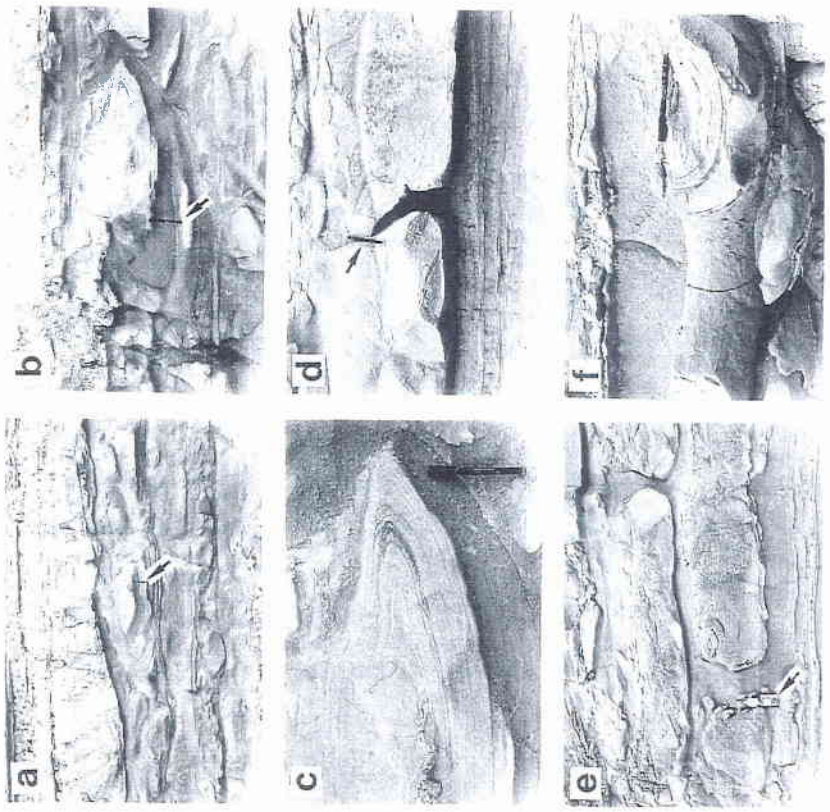


Lámina 14.1. Estructuras de deformación interpretadas como sismitas en la sección de La Cañada del Judío (San Miguel de Salinas). **a,b**: Sección de almohadillas; **c**: Detalle de la laminación de una almohadilla intensamente deformada; **d**: dique incipiente; **e**: diques extrusivos; **f**: chimenea extrusiva con morfología circular en la que no se conserva el sedimento de relleno.
El lápiz tiene 15 cm de longitud y la libreta de campo tiene 20 cm de largo.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Chimeneas

Corresponden a conductos subcirculares más o menos verticalizados rellenados por material fluidificado. Estos conductos pueden ser incipientes o pueden atravesar completamente los niveles suprayacentes. En este último caso producen durante su formación volcanes de arena aislados. Las dimensiones de estos conductos es muy variable, aunque las más abundantes en la sección estudiada tienen entre 10 y 25 cm de diámetro.

Diques

En la mayoría de los casos se asocian a las almohadillas. Están ampliamente expuestos en la sección estudiada mostrando diferentes estadios de evolución. Al igual que las chimeneas, pueden presentar una intrusión incipiente o pueden cortar completamente el estrato arenoso suprayacente, desarrollando en corte una estructura tipo "champiñón". En superficie originan volcanes de arena alineados.

Almohadillas

Se trata de un tipo muy común de estructura sedimentaria de deformación (Ejs., Smith, 1916; Pettijohn y Potter, 1964; etc.). Son, junto a las chimeneas y diques, las estructuras más abundantes de la sección estudiada, estando presentes en casi todos los niveles deformados. Aparecen en los niveles arenosos intercalados en las lutitas y arenas, con un tamaño medio de grano de arena fina y limo grueso. La morfología de la almohadilla es lenticular en sección vertical. Está limitada a techo por una superficie plana y a muro por una superficie ligeramente curvada. Su estructura interna está caracterizada generalmente por laminación horizontal que se inflexiona en los extremos de la almohadilla llegando las láminas a estar verticales o incluso invertidas. Sus dimensiones oscilan entre 0.20 y 3 m en la horizontal y 0.05 y 1 m en altura. En general, cada nivel deformado presenta un tamaño de almohadilla dominante.

La formación de almohadillas implica un colapso relativo de porciones de sedimento no licuefactado simultáneo a la extrusión de sedimento fluidificado. Este escape hacia techo de sedimento fluidificado se produce a través de canales de fluidificación que rodean las almohadillas. En la gran mayoría de los casos las estructuras de escape de sedimento fluidificado son perpendiculares a la estratificación. Aunque es poco común, han sido observadas pequeñas imbricaciones de almohadillas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Bolas

Estas estructuras, anteriormente citadas por Pettijohn y Potter (1964), también han sido denominadas "pseudonódulos" por Hempton y Dewey (1983). Están constituidas por fragmentos de areniscas aislados en una matriz desorganizada compuesta por sedimento fluidificado. La morfología de las bolas es variable, siendo la más común esférica, aunque se han reconocido algunos elementos con morfología irregular, angular o estratiforme. Existen transiciones laterales en un mismo nivel de bolas y almohadillas. El tamaño de estas estructuras varía entre 2 y 20 cm y normalmente se encuentran en horizontes de un metro de espesor.

Laminación distorsionada o "Convolutes"

Este tipo de estructura está ampliamente citada en literatura (ejs. Kuenen, 1953; Lowe, 1976; Bouma *et al.*, 1985; etc.), especialmente en ambientes turbidíticos. Aparecen en los niveles arenosos y en los limo-arenosos. Los "convolutes" presentan una laminación intensamente distorsionada, sin vergencias definidas, y disminuyendo de intensidad hacia techo. Sus dimensiones oscilan entre 5 y 30 cm. Se concentran especialmente en la base de horizontes deformados con un buen desarrollo de estructuras de licuefacción-fluidificación (almohadillas, diques, bolas, etc.).

Microbrechas

Estructuras similares han sido descritas por Plaziat *et al.* (1988) en sedimentos del NW del Mar Rojo. Al contrario que las estructuras citadas con anterioridad, las microbrechas aparecen en un único nivel situado en la parte superior de la serie. Este nivel presenta una alternancia de pequeñas bandas centimétricas de lutitas y arenitas, afectada por una serie de fallas lístricas de escala métrica. En su base aparecen de forma discontinua brechas compuestas por fragmentos de varios centímeros que en ocasiones se concentran en bolsas de microbrechas. Estos fragmentos de arenitas y lutitas están fuertemente desorganizados, aunque puntualmente pueden presentar una orientación preferente con su dimensión mayor dispuesta verticalmente.

Microfallas

Forman una densa red de pequeñas fracturas con un salto normal o vertical de orden milimétrico a centimétrico. Se desarrollan en sistemas conjugados sellados por sedimentos suprayacentes, dentro de la unidad de lutitas y arenas finas. Suelen estar asociadas a niveles con microbrechas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Procesos genéticos

Todas estas estructuras de deformación están ligadas a dos procesos genéticos distintos. Por una parte las chimeneas, diques, almohadillas, bolas y laminaciones distorsionadas están relacionadas con procesos de licuefacción y fluidificación del sedimento, mientras que las microbrechas y las microfallas están relacionadas con movimientos gravitacionales, en los que también se produce una fluidificación parcial del sedimento.

(A) *Licuefacción y fluidificación*

Los procesos de licuefacción se desencadenan en los niveles de arenas y limos saturados. Debido a la carga del material suprayacente, el agua intenta escapar hacia la superficie arrastrando los granos de sedimento que están en suspensión y generando estructuras de deformación. Estas varían en función de la relación entre el espesor de sedimento licuefactado y el no licuefactado (suprayacente) (figura 48). De esta forma, si el nivel licuefactado es muy pequeño respecto al no licuefactado, sólo se desarrollan chimeneas y diques incipientes. Si el espesor del horizonte licuefactado es un poco mayor las chimeneas y los diques pueden llegar a cortar el nivel suprayacente; en este caso, si la extrusión alcanza la superficie, se forman volcanes de arena aislados y fisurales respectivamente. Si sigue aumentando el espesor llegan a individualizarse cuerpos de morfología almohadillada que colapsan en el nivel infrayacente licuefactado. Simultáneamente el sedimento infrayacente escapa hacia la superficie a lo largo de canales de fluidificación que rodean las almohadillas. Finalmente, cuando el espesor del nivel licuefactado es máximo, se produce una intensa desorganización del sedimento y se generan fragmentos más o mentos esféricos o bolas incluidos en una matriz de sedimento licuefactado-fluidificado. Además de las estructuras descritas anteriormente, la migración de sedimento licuefactado y el colapso de almohadillas en el sedimento infrayacente lutítico-arenoso genera laminación distorsionada o *convolutes*.

Existen situaciones intermedias entre las mencionadas anteriormente y pueden llegar a coexistir varias estructuras; así, por ejemplo, es posible reconocer en algunos niveles almohadillas junto a bolas.

(B) *Movimientos gravitacionales*

Las microbrechas y las microfallas están ligadas a movimientos de masas. Estos movimientos de masas se concentran en un nivel de 2 m de espesor aproximadamente constituido por la intercalación de arenas y lutitas. Cuando se produjo el movimiento de

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

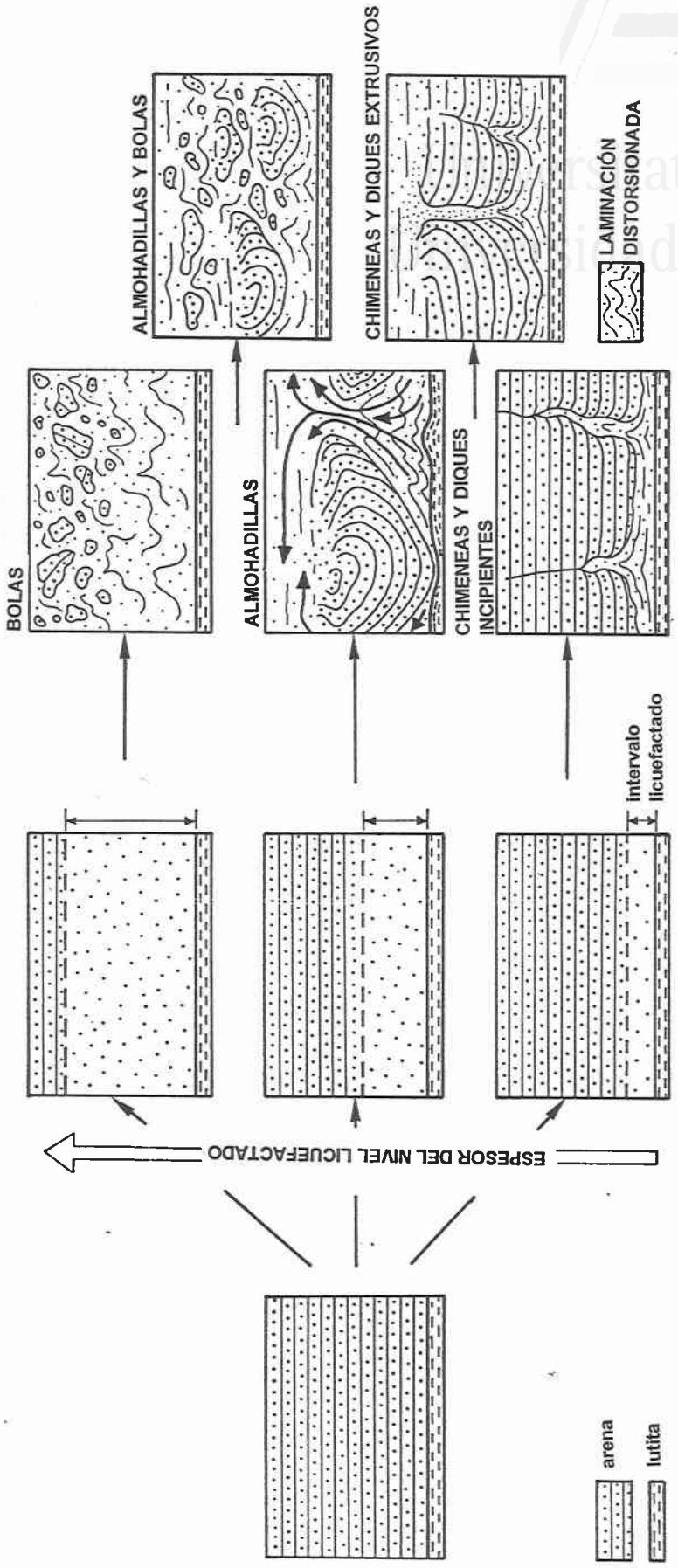


Figura 48. Esquema genético de las almohadillas, chimeneas, diques, bolas y *convolutes* de San Miguel de Salinas. El tipo de estructura de deformación desarrollada está ligada al espesor del nivel licuefactado.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

masas el sedimento estaba parcialmente consolidado porque presenta una deformación frágil. Estos materiales están afectados por un conjunto de fallas lístricas de escala métrica y por microfallas. En su base hay material brechificado, de unos 50-100 cm de espesor, producido por la fricción entre el sustrato consolidado y la masa deslizada.

Ambos procesos genéticos (licuefacción-fluidificación y movimientos gravitacionales) pueden ser desencadenados por varios mecanismos distintos: tormentas, sobrecarga sedimentaria, movimientos de masas gravitacionales y sacudidas sísmicas, entre los más importantes. Por ejemplo, en ambientes marinos someros pueden producirse procesos de licuefacción y fluidificación inducidos por la acción del oleaje (tempestitas). Algunos autores como Lowe (1975, 1976) concluyen que, inmediatamente después del depósito y asociados a la consolidación del sedimento, se desencadenan procesos de licuefacción y fluidificación del sedimento sin necesidad de invocar sacudidas sísmicas. También durante movimientos de origen gravitacional se produce la fluidificación parcial del sedimento y se desarrollan estructuras de deformación.

Aunque no existen criterios determinantes para pensar que las estructuras de deformación observadas en San Miguel de Salinas han sido causadas exclusivamente por sacudidas sísmicas, en mi opinión es una de las causas más probables en función de los siguientes hechos:

(1) Las estructuras de deformación descritas aparecen en once niveles limitados a techo y muro por horizontes no deformados.

(2) Existe una importante actividad tectónica durante el Messiniense, puesta de manifiesto por la presencia de fracturas sinsedimentarias, discontinuidades estratigráficas, estructuras microtectónicas, etc.

(3) Alta susceptibilidad de los sedimentos a la licuefacción sísmica, favorecida por un tamaño de grano medio entre 0.04 y 0.05 mm. (arena fina a limo grueso), y la baja compacidad de los materiales. Los sedimentos han sufrido procesos de licuefacción y fluidificación repentinos y de gran violencia.

(4) Las estructuras de escape no están rellenadas por sedimentos arcillosos o limo-arcillosos sino por sedimentos limo-arenosos.

(5) No se encuentran evidencias de estructuras gravitacionales en la gran mayoría de horizontes deformados con almohadillas, diques, etc.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(6) Hay una gran similitud entre las estructuras descritas y las formadas en sacudidas sísmicas actuales. Terremotos recientes, como los mencionados anteriormente, han generado volcanes de arena que presentan las mismas características geométricas en profundidad que las observadas en la sección de San Miguel de Salinas.

(7) Diversos experimentos de laboratorio (Ej. Kuenen, 1958) demuestran que estructuras similares a las descritas en esta sección (almohadillas, diques, bolas...) se desarrollan en sedimentos no consolidados bajo el efecto de vibraciones como las producidas durante un terremoto.

3.3. Elche *(volcanes de arena)*

Localización

En los depósitos messinienses de la alineación estructural Crevillente-Alicante, al NW y N de Elche aparecen varios niveles superpuestos con estructuras sinsedimentarias de deformación. Estos materiales, constituidos por una alternancia de margas arenosas amarillas y calcarenitas de plataforma somera, pertenecen a la unidad MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense).

Morfología

Las condiciones de observación de estos afloramientos no son tan buenas como las del afloramiento de la Cañada del Judío. Se observan estructuras almohadilladas rodeadas por una matriz de sedimento licuefactado-fluidificado. Las almohadillas presentan una morfología dominante subesférica que en algunos casos supera el metro de diámetro. Las imbricaciones laterales de varias almohadillas son mucho más frecuentes que en el caso de San Miguel de Salinas.

Procesos genéticos

La morfología subesférica de las almohadillas y la frecuencia de imbricaciones laterales sugieren la existencia de pequeños flujos gravitacionales de estos sedimentos. Los movimientos de ladera de sedimento parcialmente consolidado originarían procesos de licuefacción y fluidificación en la base de la masa deslizada.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3.4. Guardamar-El Moncayo *(volcanes de arena)*

Localización

En la Sierra de El Moncayo, en las proximidades de la Depuradora de Guardamar y del Río Segura, aparecen varios horizontes de calcarenitas pliocenas con estructuras de deformación. Estos sedimentos, pertenecientes a un ambiente de depósito de plataforma marina somera, se sitúan al techo de la unidad P-I de edad Plioceno inferior.

Morfología

Son estructuras idénticas a las del Messiniense de Elche, por lo que no se va a insistir en su descripción. Localmente se observan almohadillas de grandes dimensiones que alcanzan los 2 m de diámetro (lámina 15).

Procesos genéticos

El mecanismo genético es idéntico al propuesto para las estructuras de deformación de Elche.

3.5. Torrellano *(laminación distorsionada)*

Localización

En los sedimentos plio-cuaternarios del flanco sur del anticlinal de Sancho-Borbuño, en la alineación estructural Crevillente-Alicante, aparecen una serie de estructuras de deformación en niveles limo-arenosos. La sección estudiada se encuentra en próxima a la salida Nº 72 de la autovía A-7 que une Murcia y Alicante.

La serie está constituida por limos y arenas de color rojo, e intercalaciones conglomeráticas cuya potencia oscila entre 0.5 y 2 m.

Morfología

Las estructuras observadas corresponden a laminaciones distorsionadas con morfología arqueada o lobular. La dimensión horizontal de estos lóbulos oscila entre 20 y 100 cm y la vertical entre 20 y 50 cm. No se han reconocido conductos de escape de fluidos (lámina 15).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

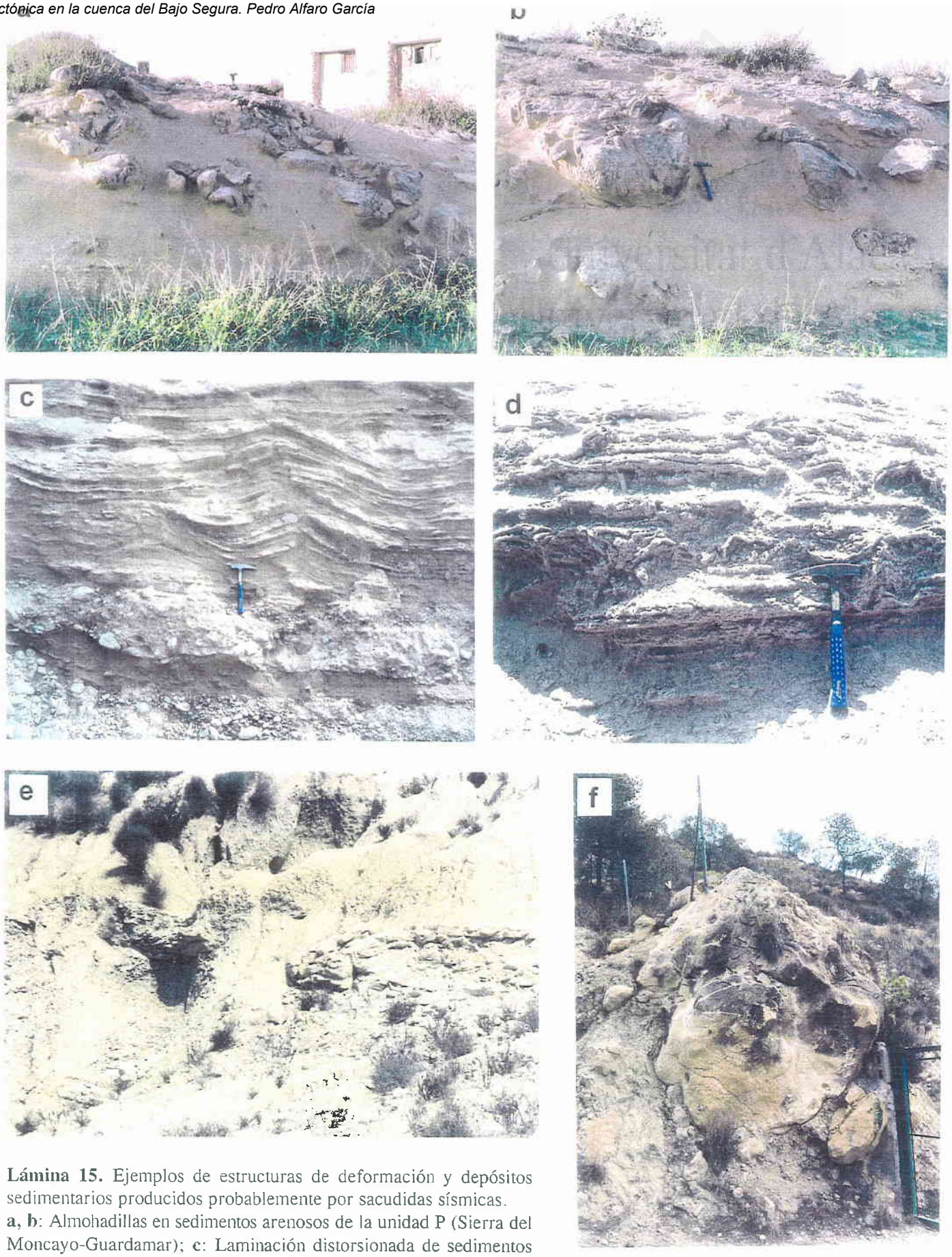


Lámina 15. Ejemplos de estructuras de deformación y depósitos sedimentarios producidos probablemente por sacudidas sísmicas. **a, b**: Almohadillas en sedimentos arenosos de la unidad P (Sierra del Moncayo-Guardamar); **c**: Laminación distorsionada de sedimentos limosos de la unidad P-Q (NE de Torrellano); **d**: Laminación distorsionada de sedimentos arenosos de la unidad P-Q (Arenales del Sol, La Mata); **e**: Grandes estructuras almohadilladas de origen gravitacional en sedimentos de la unidad MS-III (Embalse de la Pedrera): **f**: Detalle de la Formación de Olistolitos situada en el techo de la unidad MS-III (Sur de Hurchillo).

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Procesos genéticos

Se deben a una deformación hidroplástica del sedimento parcialmente consolidado en la que no se producen procesos de escape de fluidos. Este tipo de deformación se podría asociar a varios mecanismos genéticos, entre los que destacan las sacudidas sísmicas, la compactación diferencial y los procesos de sobrecarga.

3.6. Los Arenales-La Mata *(laminación distorsionada)*

Localización

A lo largo del litoral del área estudiada existen varios afloramientos de dunas parcialmente litificadas: La Albufereta (Alicante), Arenales del Sol y La Mata. Aunque no se dispone de dataciones precisas de las mismas, su posición estratigráfica parece indicar que pertenecen al Pleistoceno superior u Holoceno inferior. En los afloramientos de los Arenales del Sol y La Mata han sido reconocidos varios niveles deformados.

Morfología

En ambos afloramientos las estructuras de deformación observadas son láminas distorsionadas (tipo *convolute*) sin ninguna vergencia aparente. Aparecen en niveles horizontales de espesor decimétrico y están limitados a techo y a muro por horizontes no deformados (lámina 15).

Procesos genéticos

En este tipo de ambientes sedimentarios eólicos es común la existencia de deformaciones asociadas a pisadas de animales, desplazamientos gravitacionales de *sets*, o incluso, a la acción aislada del oleaje en periodos de tormenta, que puntualmente puede inducir procesos de licuefacción y fluidificación del sedimento.

Las reducidas dimensiones de los afloramientos de La Mata y Los Arenales dificultan la interpretación genética de estas estructuras. Se observa que el muro y el techo de los horizontes deformados son completamente planos por lo que no parece probable que sean icnitas. En cuanto a la posibilidad de que se trate de desestabilizaciones de los sets hay que aclarar que no se reconoce ninguna estructura típica de estos depósitos como pliegues vergentes, fallas inversas, etc.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

En definitiva, considerando la naturaleza favorable del sedimento así como las evidencias de paleosismicidad durante el Pleistoceno superior y el Holoceno, puestas de manifiesto a partir del estudio del relleno reciente de la Cuenca del Bajo Segura, es muy probable que estas deformaciones tengan un origen sísmico.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

3.7. Vega Baja del Segura *(sondeos)*

El estudio de testigos de sondeos del relleno reciente de la Cuenca del Bajo Segura ha permitido reconocer varias estructuras de deformación que podrían haber sido producidas por terremotos. El análisis de este tipo de estructuras de deformación se ha incluido en el apartado V.2.2.1. de paleosismicidad.

Solamente hay que mencionar que entre las estructuras de deformación observadas destacan (figura 49; lámina 16):

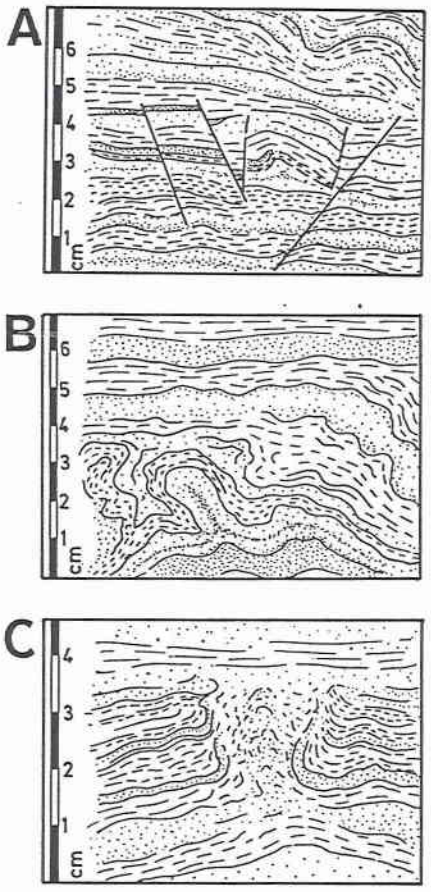


Figura 49. Principales tipos de estructuras de deformación descritas en los testigos de sondeos realizados en el relleno holoceno de la Cuenca del Bajo Segura. (A) microfallas; (B) convolutes; (C) diques.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

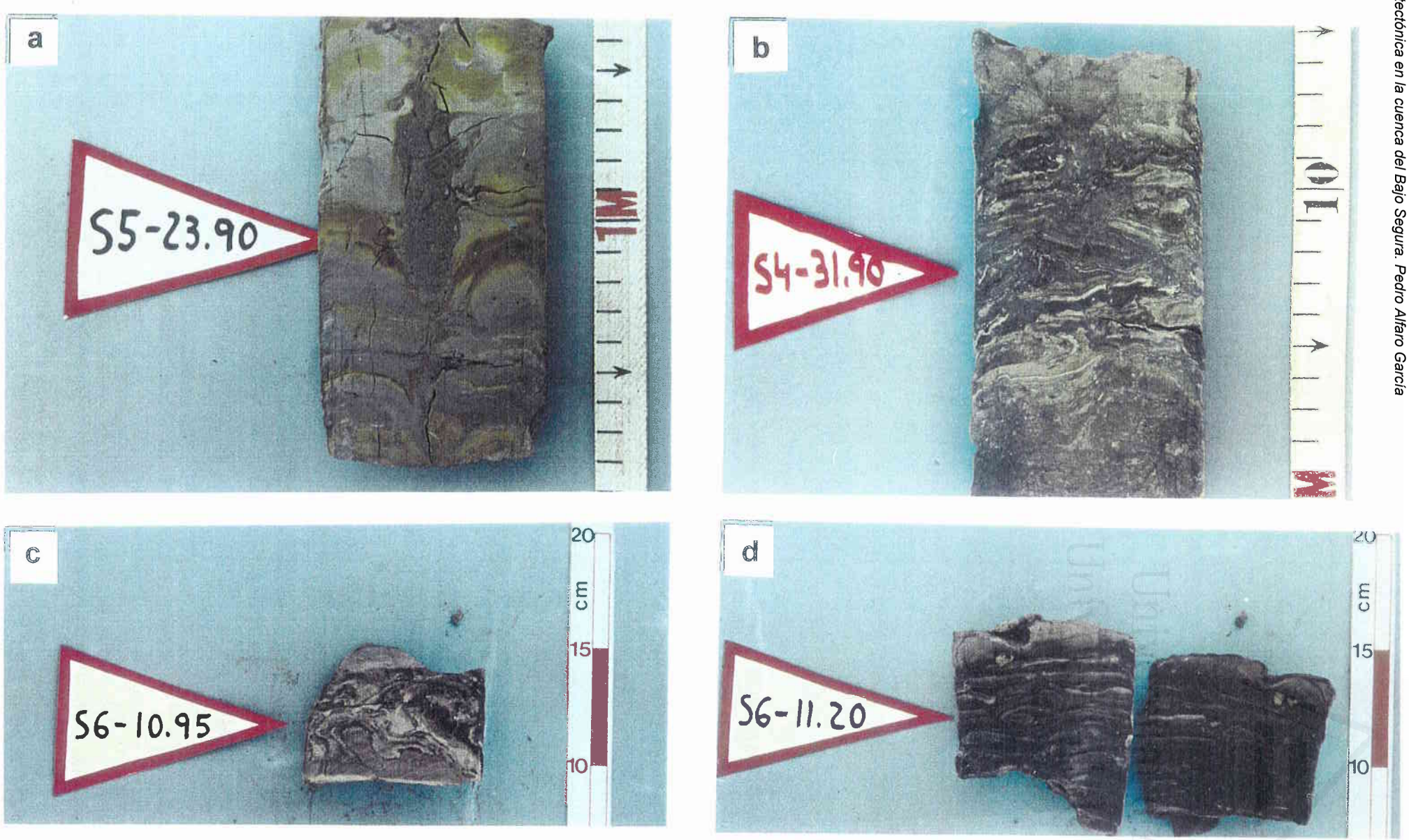


Lámina 16. Estructuras de deformación en testigos de sondeos pertenecientes al relleno Holoceno de la Depresión del Bajo Segura.
a: Distorsión de la laminación inducida por la perforación; **b**: Pequeñas estructuras de escape y laminación distorsionada; **c**: Convolutes; **d**: Microfallas.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Microfallas

Pequeñas fracturas normales y verticales de salto milimétrico que configuran una densa red, formando sistemas conjugados y sellados por niveles suprayacentes. Aparecen en sedimentos con alternancia de limos y limos arenosos. Varios autores han interpretado este tipo de estructuras en relación con sacudidas sísmicas (Seilacher, 1969; Plaziat *et al.*, 1990; Vachard *et al.*, 1987; Montenat, 1993; etc.).

Laminación distorsionada

Deformaciones de morfología irregular que alteran intensamente la laminación primaria del sedimento, y que están selladas a techo y muro por niveles no deformados. Se han reconocido en sedimentos limo-arenosos. Estas estructuras se relacionan genéticamente con la deformación hidroplástica de sedimento licuefactado (Lowe, 1975).

Diques

Son estructuras de escape de sedimento limo-arenoso licuefactado-fluidificado que corta la laminación original de los niveles suprayacentes. Es posible observarlos en varios estadios de evolución, desde el inicial caracterizado por una intrusión incipiente, hasta el de máximo desarrollo, en el que cortan por completo el nivel arenoso superior. Asociados a estos diques aparecen ejemplos de laminación distorsionada o convolutes, que llegan incluso a desarrollar morfologías en "champiñón".

3.8. Embalse de la Pedrera *(olistolitos, slumps...)*

Localización

En la Formación la Virgen así como en el conjunto litológico definido por Montenat (1973) como Formación de Olistolitos, aparecen numerosos depósitos y estructuras de deformación producidos por movimientos gravitacionales: olistolitos, *slumps*, etc.

La Formación de Olistolitos situada en el flanco NE del anticlinal de Torremendo se extiende desde el E del Embalse de la Pedrera hasta el Puerto de Almagro al sur de Arneva. Esta formación situada en el techo de la unidad MS-III tiene una edad Messiniense superior.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Morfología

Tanto en la Formación La Virgen como en la Formación de Olistolitos aparecen ocasionalmente horizontes con pliegues intraformacionales o *slumps*. Son relativamente frecuentes en el sector comprendido entre San Miguel de Salinas y el Embalse de la Pedrera. Estos pliegues de carácter disarmónico están limitados a techo y a muro por planos de estratificación no deformados salvo el buzamiento regional. En ocasiones también aparecen asociadas grandes almohadillas (lámina 15).

La Formación de Olistolitos está constituida por bloques de diverso tamaño que pueden alcanzar varias decenas de metros. Los bloques proceden del retrabajamiento de los sedimentos de la Formación La Virgen y de la Formación de Margas de Torremendo.

Procesos genéticos

Según Montenat (1977), se trata de un depósito marino somero de carácter violento, limitado en el espacio y producido durante un lapso de tiempo relativamente rápido (Messiniense superior muy próximo al tránsito con el Plioceno inferior). Este depósito podría estar relacionado con importantes sacudidas sísmicas. A este respecto se debe recordar la proximidad en el tiempo y en el espacio de las estructuras de deformación de San Miguel de Salinas.

4. ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN SEDIMENTARIAS ¿INDICADORES DE PALEOSISMICIDAD?

El análisis de los efectos sobre el terreno de terremotos recientes de gran magnitud pone de manifiesto la aparición de numerosas estructuras de deformación en el sedimento, especialmente si no está totalmente consolidado. Entre los efectos más importantes destacan:

- volcanes de arena: son estructuras muy comunes ligadas a la licuefacción y fluidificación de sedimentos limo-arenosos no consolidados y saturados en agua.

- movimientos de masas: Keefer (1984) cita 40 terremotos históricos y recientes de magnitud superior a 5 que indujeron movimientos de masas de diversos tipos (desprendimientos rocosos, deslizamientos, etc.). Incluso se ha constatado el desencadenamiento de corrientes de turbidez.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Otros efectos son la apertura de grietas, los colapsos, la microfracturación, los tsunamis, etc.

El reconocimiento de estos efectos en el registro geológico plantea grandes dificultades. Idénticas o muy similares estructuras de deformación pueden producirse en relación a otros procesos: bioturbación, grietas de desecación, cuñas periglaciares, icnitas, estructuras de tixotropía, movimientos gravitacionales no sísmicos, escapes de agua artesianos, estructuras de sobrecarga, tempestitas, etc.

¿Cómo es posible saber si un movimiento gravitacional ocurrido hace 1 millón de años fue desencadenado por una sacudida sísmica o por una simple desestabilización de una ladera?. La misma problemática existe con las estructuras de deformación ligadas a procesos de licuefacción y fluidificación. Mientras algunos autores como Sims (1975) o Plaziat *et al.* (1990) conceden una gran importancia a las sacudidas sísmicas como mecanismo desencadenante, otros, como Lowe (1975), resaltan el papel fundamental de la sobrecarga durante el proceso de consolidación del sedimento, especialmente después de un depósito rápido de arena sobre arcilla o limo fino con un alto contenido en agua. También se han planteado más posibilidades como movimientos gravitacionales o tormentas.

En definitiva se puede concluir que, con el estado actual de conocimientos, para muchas estructuras sedimentarias de deformación no existe por el momento una respuesta sobre su origen, tal y como señalan Cita y Ricchi Lucchi (1984) para sedimentos marinos profundos, o Seilacher (1984).

De todas formas, al interpretar la génesis de estas estructuras es conveniente tener presente varias cuestiones:

(1) En terremotos recientes se ha constatado que los procesos de licuefacción sísmica se producen generalmente en los 10 m más superficiales, aunque excepcionalmente también se pueden licuefactar horizontes situados incluso a 30 m de profundidad. Este hecho implica que, incluso en áreas con una alta velocidad de sedimentación, es necesario un lapso de tiempo considerable (al menos varios miles o decenas de miles de años) para que se deposite esa cantidad de sedimentos.

(2) Los estudios de Paleosismicidad realizados en varias zonas activas del Mundo revelan que el intervalo de ocurrencia de terremotos de gran magnitud, en un mismo segmento de falla, varía por término medio entre 1000 y 5000 años.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Volver al índice/Tornar a l'índex

Estos dos hechos insinúan que, en una zona sísmicamente activa, un nivel sedimentario altamente susceptible a la licuefacción sísmica (saturado en agua y con una granulometría favorable) puede sufrir varios terremotos de gran magnitud antes de que se consolide y cambie notablemente sus propiedades mecánicas originales. Por todo ello, es lógico pensar que, en zonas con una actividad tectónica importante, siempre que existan sedimentos adecuados, deben conservarse los rasgos de esa actividad. También hay que recordar que, aunque las deformaciones estén ligadas a movimientos gravitacionales, esto no excluye la actividad sísmica como mecanismo desencadenante de la desestabilización del sedimento.

Para un conocimiento más preciso de los mecanismos genéticos de las estructuras sedimentarias de deformación sería necesario desarrollar de forma paralela las siguientes líneas de investigación:

(a) estudio de estructuras de deformación producidas por terremotos recientes.

(b) simulación de estructuras de deformación en laboratorio.

(c) estudio de estructuras sedimentarias de deformación en el registro geológico pasado. Comprobar la frecuencia de las mismas en sectores estables y en sectores tectónicamente activos.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

CAPÍTULO V

TECTÓNICA ACTIVA EN LA CUENCA DEL BAJO SEGURA

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

INTRODUCCIÓN

El *Geophysics Study Committee* (1986) define Tectónica Activa como *"los movimientos tectónicos que van a ocurrir en el futuro en un lapso de tiempo que afecta a la sociedad"*. Los estudios específicos de tectónica activa son relativamente modernos y, aunque han proliferado en los últimos diez años, todavía son muy escasos en la Cordillera Bética. Además de la geodesia, la sismicidad instrumental, las medidas de *stress in situ*, entre otros métodos, se aplican técnicas que utilizan el registro geológico reciente para calcular los índices de actividad de una falla (análisis geomorfológicos, paleosismicidad, estudio de las deformaciones recientes, etc.) (Keller, 1986; Valensise y Ward (1991); Pantosti et al., 1993; etc.). El intervalo de tiempo considerado en el registro geológico es bastante variable, aunque, por lo general, se tienen en cuenta únicamente los últimos 500.000 años. En regiones con un índice de actividad tectónica bajo, como el extremo oriental de la Cordillera Bética, las evidencias de actividad tectónica en los últimos 500.000 años no son fáciles de establecer. Por ello, en este estudio preliminar de tectónica activa se ha considerado conveniente ampliar el periodo de estudio a todo el Cuaternario. Resulta conveniente, por tanto, diferenciar la **Etapa Neotectónica**, que en la Cordillera Bética corresponde aproximadamente a los últimos 11 m.a. (Tortoniense-actualidad), de la **Tectónica Activa**, que hace referencia exclusivamente a la actividad última desarrollada durante el Cuaternario.

Antes de analizar las deformaciones recientes del área de estudio, hay que aclarar que, según la escala cronoestratigráfica adoptada en este trabajo, los sedimentos neógenos y cuaternarios son, en general, un poco más antiguos de lo que se había estimado hasta el momento. Un buen número de conjuntos litológicos considerados cuaternarios hasta ahora pertenecen al Plioceno: Fm. Margas Versicolores, Fm. Calizas de San Pedro, Fm. Conglomerados del Segura y parcialmente, un gran número de generaciones de abanicos aluviales. Son destacables las implicaciones geodinámicas de este hecho, que incide directamente al índice de actividad tectónica calculado en la Cuenca del Bajo Segura.

2. PRINCIPALES RASGOS DE TECTÓNICA ACTIVA

A continuación, se exponen los efectos más importantes de la actividad tectónica durante el Cuaternario en la Cuenca del Bajo Segura. La sismicidad ha sido tratada en un apartado especial.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.1. Deformaciones recientes

Los rasgos de deformación en los materiales cuaternarios son, obviamente, menos intensos que los existentes en sedimentos neógenos. Esto se refleja, por ejemplo, en las estructuras microtectónicas: los cantos de los conglomerados de edad cuaternaria carecen de estrías, no existe anisotropía apreciable de la susceptibilidad magnética, etc. De todas formas, aunque menos abundantes, sí se reconocen evidencias de deformación ligadas a procesos tectónicos recientes que se enmarcan en un contexto regional compresivo.

El rasgo deformacional más destacado es el plegamiento de la cobertera sedimentaria neógena y cuaternaria. Aunque este plegamiento comenzó en el Plioceno, el proceso continúa durante el Cuaternario. La mayor parte de los pliegues tienen una dirección aproximada E-W: anticlinales de Hurchillo, Guardamar, Benejúzar, Lomas de La Juliana, Torremendo, Sierra Gorda, Sierra de Borbuño-Sancho, La Marina, Santa Pola, etc (lámina 18). Existen excepciones locales como el anticlinal de Cabo Cervera, de dirección NW-SE. Asimismo, se desarrollan sinclinales que, en algunos casos, constituyen sectores idóneos para la acumulación de sedimentos. Actualmente, muchas de estas depresiones sinclinales próximas a la costa, están ocupadas por lagunas litorales, como la de San Juan, el Saladar, el Clot de Galvany, las Salinas de Santa Pola y las Salinas de La Mata-Torrevieja. El relleno sedimentario de estos sinclinales es sincrónico al plegamiento por lo que en sus márgenes muestra un dispositivo de discordancia progresiva. Este dispositivo geométrico se puede reconocer en algunos perfiles sísmicos de alta resolución realizados en la plataforma continental adyacente a la Cuenca del Bajo Segura (figura 50). Asimismo se observa en algunos afloramientos de campo como al NE de Elche (lámina 18; lámina 10e) o en el Barranco de Fayona (San Miguel de Salinas).

El plegamiento también afecta a las playas fósiles cuaternarias. A lo largo de la línea de costa actual existen numerosos afloramientos puntuales de terrazas marinas. Las más antiguas no han podido ser datadas por métodos radiométricos absolutos y tienen una edad mínima de 500.000 años (Stearns y Thurber, 1965). Estas terrazas marinas, pertenecientes al Pleistoceno inferior-medio? (Stearns y Thurber, 1965; Dumas, 1977; Estévez y Pina, 1986; Somoza, 1989; etc.), afloran en los sectores anticlinales, mientras que están ausentes en los sectores sinclinales adyacentes. Afloran en el Cabo de las Huertas (+25-30 m), en Santa Pola (+36-40 m), en La Marina (+20-40) y en Guardamar (+20-68) (figura 51).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

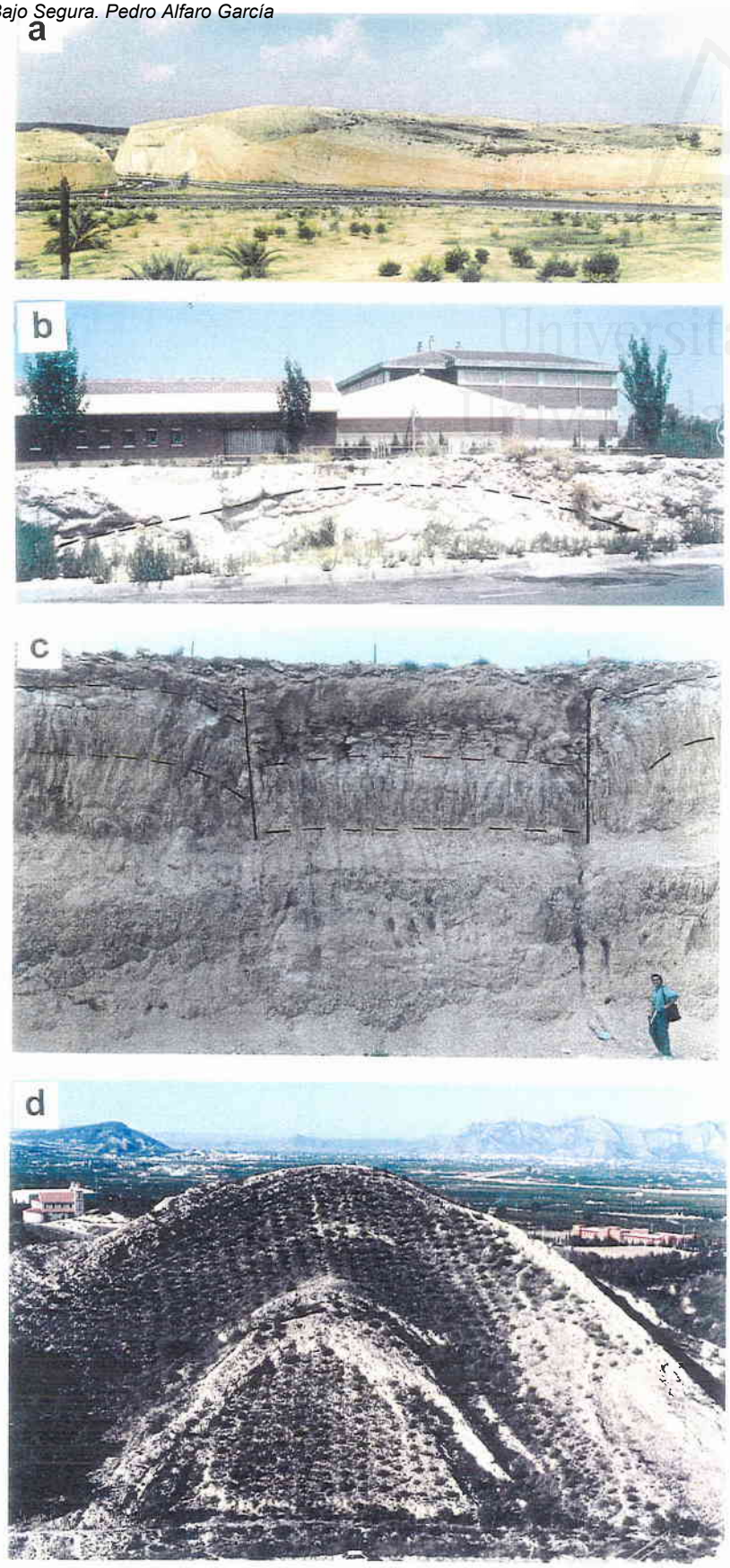


Lámina 18. Deformaciones recientes.
a: Geometría típica de la unidad P-Q en los bordes de la Cuenca con un dispositivo de discordancia progresiva (NE Elche). Ver lámina 10e; **b**: Pliegue anticlinal que afecta a materiales de la unidad P-Q (ciudad de Alicante); **c**: Fallas de colapso en la charnela de un anticlinal que afectan a la costra carbonatada superior perteneciente a la unidad P-Q; **d**: Pequeño pliegue situado en el flanco norte del anticlinal de Benejúzar. Aunque en la fotografía aparecen deformados materiales de la unidad MS-III, este tipo de pliegues son activos en la actualidad y constituyen el rasgo deformacional más característico del borde sur de la Cuenca.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

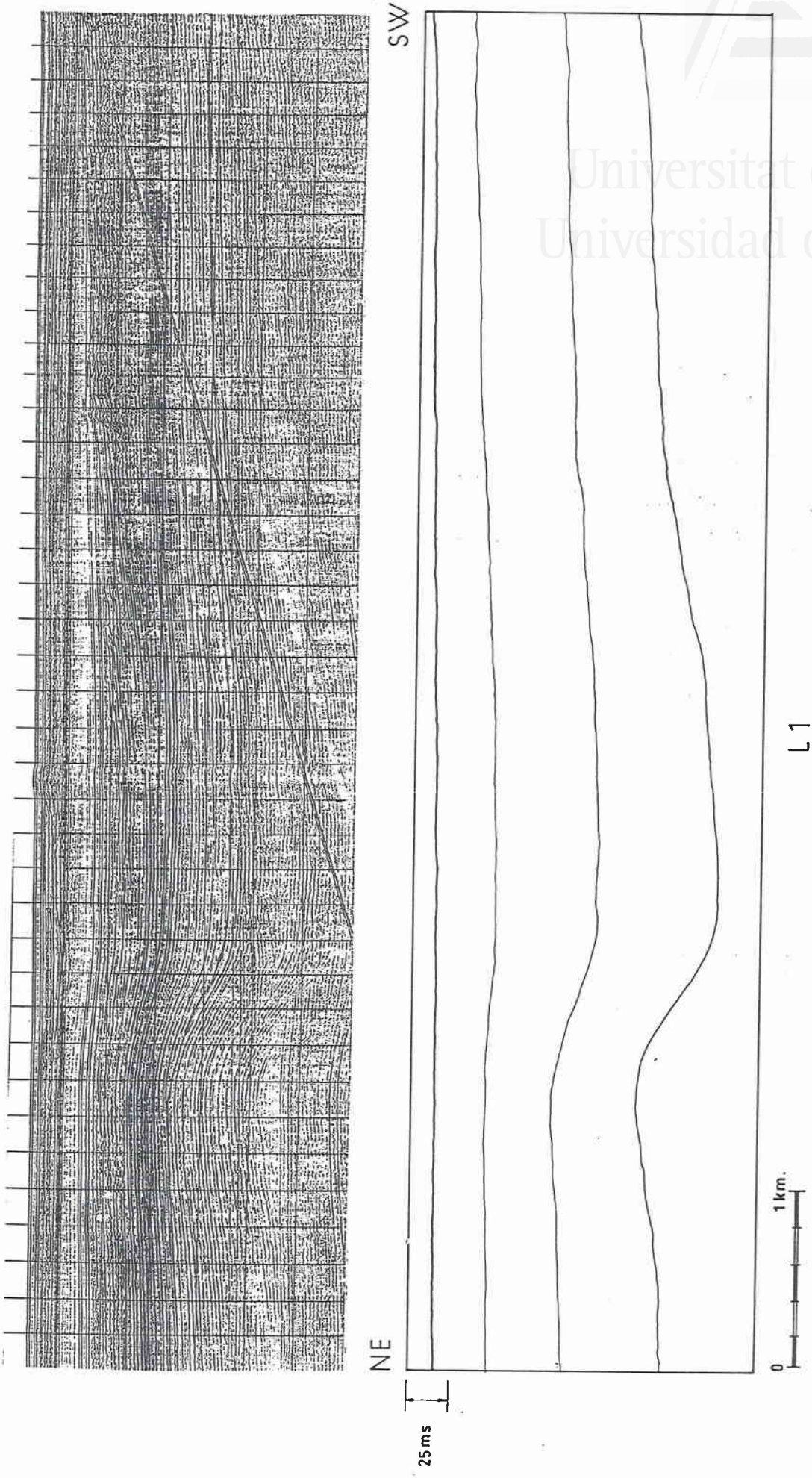


Figura 50a. Perfil sísmico de alta resolución realizado en la plataforma continental adyacente al área de estudio (Sparker) (ver texto).

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

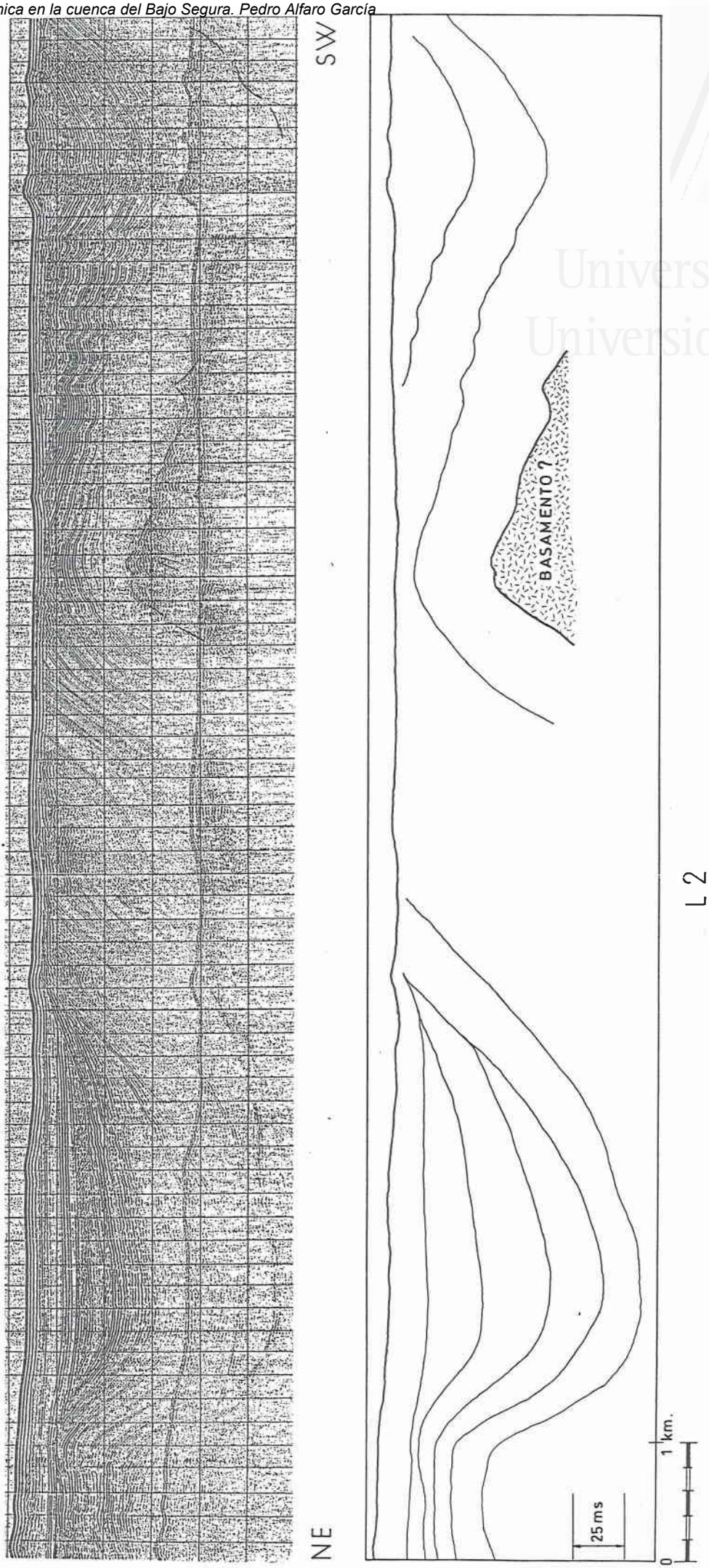


Figura 50b. Perfil sísmico de alta resolución realizado en la plataforma continental adyacente al área de estudio (Uniboom) (ver texto).

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

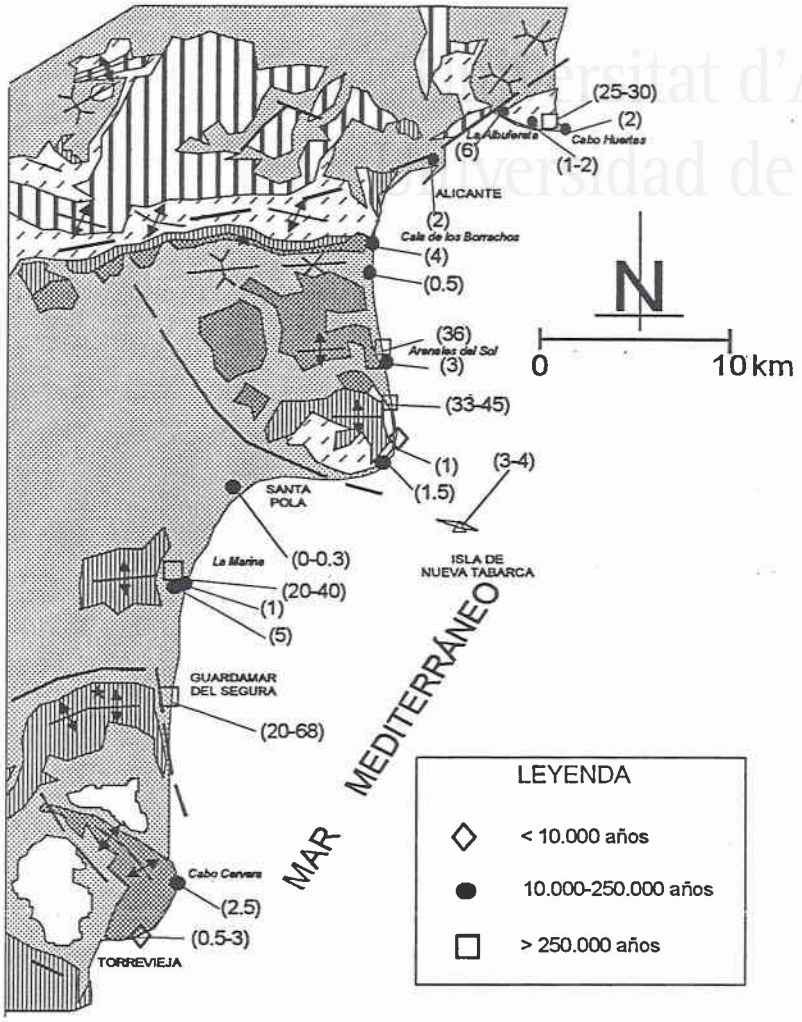


Figura 51. Localización y altura en metros de las playas fósiles descritas en el área de estudio.

El hecho de que este tipo de terrazas marinas antiguas se preserven es reflejo de una tasa de elevación relativamente baja, ya que en el caso contrario sería muy difícil su conservación (Lajoie, 1986).

También se reconocen variaciones de cota menos importantes en las playas fósiles tirrenienses. Las diferencias de altura han sido interpretadas por varios autores en relación con la actividad tectónica reciente (Stearns y Thurber, 1965; Dumas, 1977; Zazo *et al.*, 1979; Hillaire-Marcel *et al.*, 1986; Brückner, 1986; Estévez y Pina, 1986; Hearty *et al.*, 1987; Goy *et al.*, 1987b; Somoza, 1987; etc.). Somoza (1989a) hace un análisis detallado de las terrazas marinas cuaternarias del área de estudio. Según este autor las terrazas marinas pleistocenas mejor preservadas son las que se correlacionan con los *máximos transgresivos* 120 ka,

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

104 ka y 82 ka. La mayoría de dataciones, recogidas en la tabla 2, se correlacionan con estos tres máximos transgresivos. El hecho de que puntualmente afloren niveles más modernos (30-50 ka) como en La Marina o El Cabo de Las Huertas indica que se encuentran en sectores en elevación. Asumiendo un desnivel máximo de 10 m entre los sectores en elevación y los subsidentes durante el Tirreniense, propuesto por Estévez y Pina (1989), se deduce una tasa aproximada de movimientos verticales relativos de 0.1 mm/año.

Esta baja tasa de elevación coincide, aproximadamente, con la obtenida por Silva *et al.* (1992) a partir del análisis de frentes montañosos, tasa que aplican al Accidente de Crevillente. Según estos autores, la región tiene una actividad tectónica moderada con una tasa de elevación de 0.05 mm/año.

Además de las evidencias compresivas de la mitad meridional del área de estudio, también se localizan algunas fallas normales de escala métrica, coherentes con un régimen compresivo. Algunos ejemplos son las fallas normales existentes en las charnelas de los anticlinales (Guardamar-El Moncayo, Balsares, etc.) (lámina 18c) o a lo largo de la "flexura" provocada por la Falla del Bajo Segura en los sedimentos pliocenos y cuaternarios.

En el sector septentrional (Hondón-Aspe-Monforte-Orito) disminuyen las evidencias compresivas y los pliegues normalmente están sellados en parte por glacis o abanicos aluviales cuaternarios que no suelen mostrar rasgos compresivos intensos. Se reconocen algunas evidencias compresivas locales, pero lo más frecuente en este sector, situado sobre las Zonas Externas, es la presencia de fallas subverticales que presentan ruptura en superficie. Este tipo de fracturas son muy abundantes a lo largo de las Zonas Externas de la provincia de Alicante (Agost, Alcoy, Altea, Gata de Gorgos, Sierra de Aitana, etc.) (lámina 19). En el área de estudio son especialmente visibles en el borde norte de la Sierra de Crevillente. Asimismo, en la ciudad de Alicante, el relieve denominado Cruz del Siglo está flanqueado por varias fallas verticales. Los conglomerados encostrados del Plioceno superior-Pleistoceno? que afloran a +80 m en el Castillo de San Fernando se han perforado en sondeos y en excavaciones a +15 m. La magnitud de estos movimientos verticales no es muy importante, ya que tanto la incisión de la red de drenaje como las diferencias de cota entre terrazas fluviales es baja-moderada.

En el apartado V.3. se comentarán detalladamente algunas deformaciones recientes relacionadas con fallas concretas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

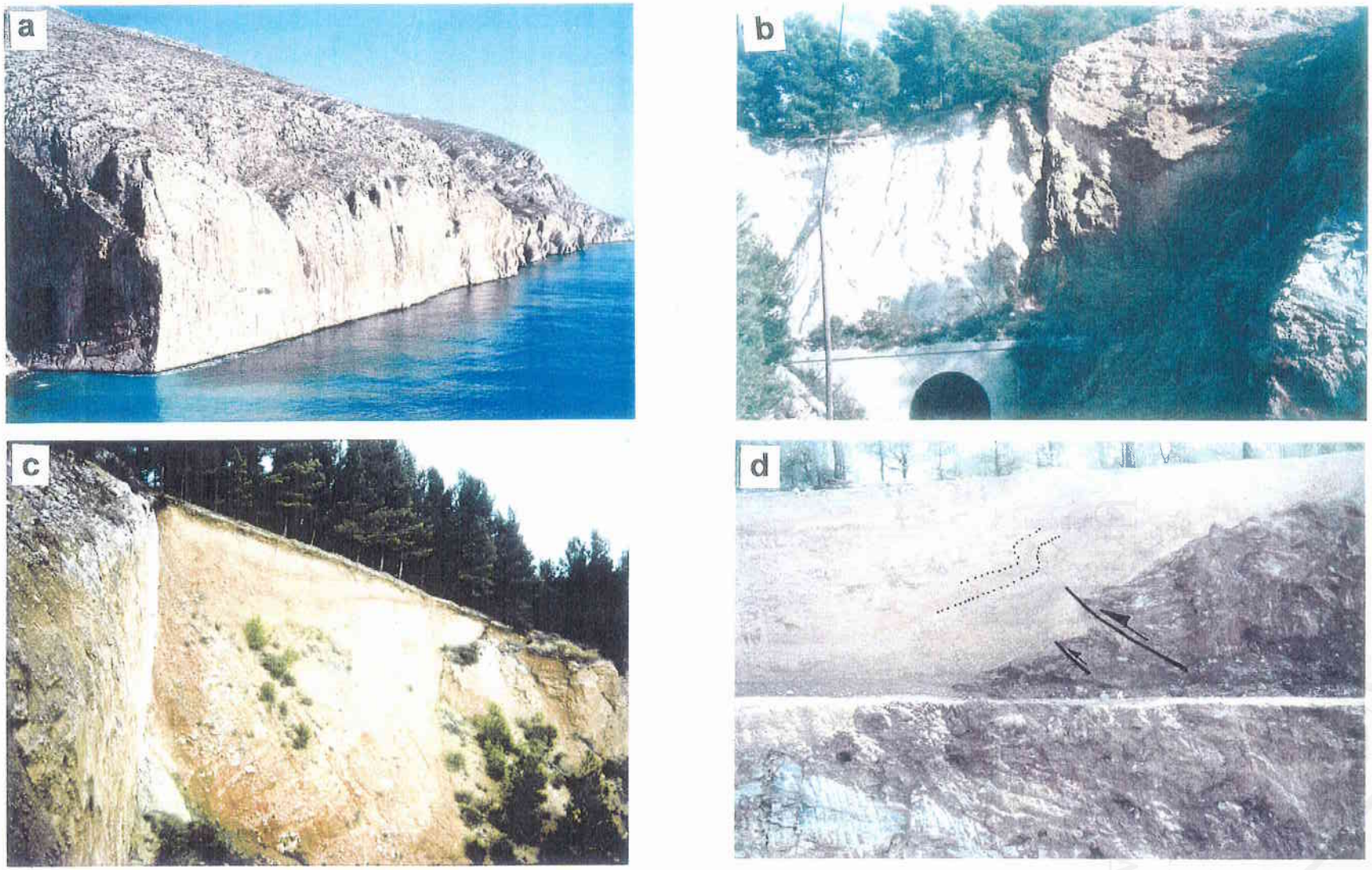


Lámina 19. Deformaciones recientes en sectores de las Zonas Externas adyacentes al área de estudio.
a: Falla del Mascarat; **b**: Falla de Altea; **c**: Falla de la Sierra del Menechaor (Alcoy); **d**: Pequeña falla inversa y pliegue asociad en los sedimentos cuaternarios aluviales recientes.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.2. SISMICIDAD

En anteriores apartados se ha podido comprobar la ocurrencia de terremotos de gran magnitud durante la etapa neotectónica (capítulo IV). A continuación se analizan los que tienen implicaciones desde el punto de vista de tectónica activa: los pertenecientes al registro geológico más reciente (Holoceno), al periodo histórico y al instrumental.

2.2.1. Paleosismicidad

La paleosismicidad constituye una técnica complementaria a los estudios tradicionales de sismicidad histórica e instrumental. Consiste en la identificación de terremotos prehistóricos en el registro geológico reciente (Crone y Ondahl, 1987; Vittori *et al.*, 1991; Pantosti y Yeats, 1993; Pantosti *et al.*, 1993). En general, las evidencias de terremotos prehistóricos ligados a una falla activa concreta pueden ser **directas**, cuando el plano de falla produce ruptura en superficie, o **indirectas**, cuando la sacudida sísmica genera efectos inducidos (movimientos de masas, paleolicuefacción, etc.). Como se ha comentado en varias ocasiones, la mayoría de fallas del área de estudio son estructuras profundas sin ruptura en superficie. Por tanto, las posibles evidencias de terremotos prehistóricos ligadas a estas estructuras sismogenéticas serán principalmente de tipo indirecto.

El relleno Holoceno de la Cuenca del Bajo Segura está constituido por materiales altamente susceptibles a la licuefacción sísmica (Alfaro *et al.*, 1992a; Cano *et al.*, 1994). Esta alta susceptibilidad se confirma por el desarrollo de licuefacción durante el terremoto de Torrevieja de 1829 en la Vega Baja del Segura. En el presente trabajo de investigación se ha intentado identificar los efectos de este terremoto y de otros posibles sismos anteriores.

El método habitual en este tipo de estudios es la observación de taludes o trincheras artificiales. Para el caso del área estudiada, este método resulta inviable tanto por la poca profundidad del nivel freático actual (aproximadamente 1-2 m), como por la existencia de niveles superficiales de arena que colapsan con gran facilidad. Por ello se ha intentado el reconocimiento de estas estructuras de deformación en varios sondeos, metodología que aporta resultados significativos, pero que presenta una serie de limitaciones que serán discutidas en los párrafos siguientes.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Han sido estudiados los testigos de ocho sondeos de 40 m de profundidad media, distribuidos en una sección transversal al eje de la Cuenca del Bajo Segura (figura 52). Los materiales están constituidos mayoritariamente por sedimentos arenosos, limosos y arcillosos de edad holocena y pleistocena superior. Entre todas las estructuras de deformación estudiadas se han reconocido algunas debidas a la propia perforación del sondeo, otras debidas a la bioturbación, a fenómenos tixotrópicos en niveles arcillosos, y también, algunas que han sido interpretadas como sismitas (microfallas, laminación distorsionada y diques). Estas estructuras han sido descritas detalladamente en el capítulo !V.

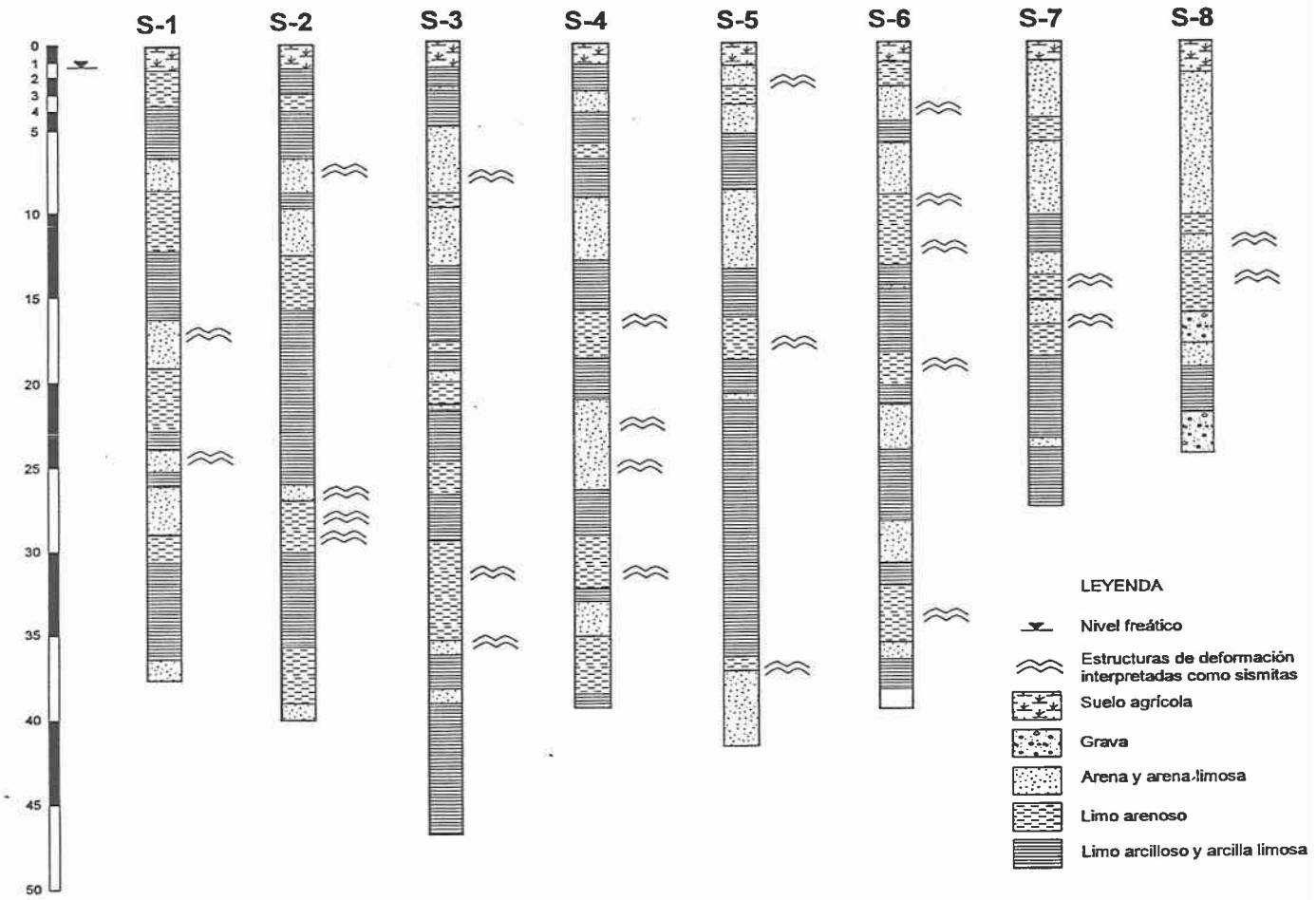


Figura 52. Situación de las estructuras de deformación descritas en las columnas de sondeos de la Depresión del Bajo Segura.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

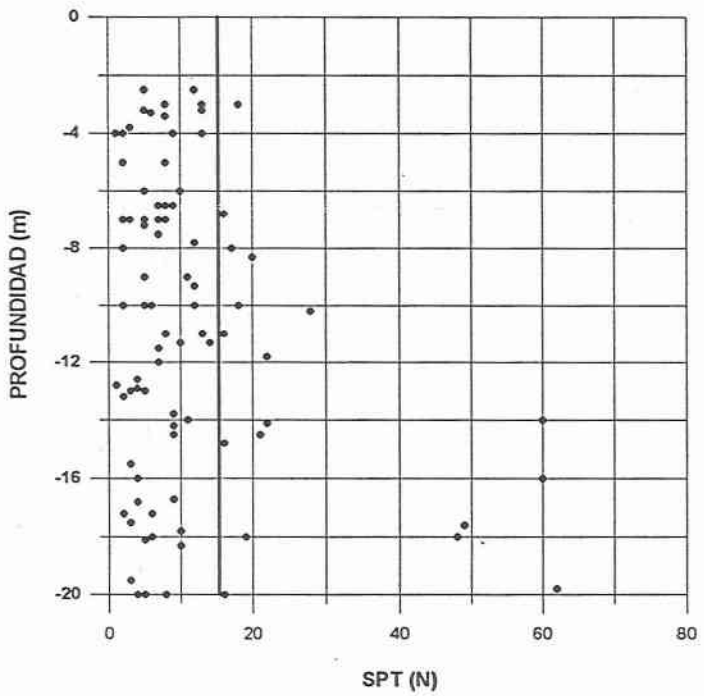
La relación de estas estructuras sedimentarias de deformación con sacudidas sísmicas se basa en los siguientes criterios:

(1) los sondeos se localizan en un área tectónicamente activa puesta de manifiesto por otros criterios geológicos.

(2) las estructuras de deformación se encuentran limitadas a techo y a muro por horizontes no deformados.

(3) los sedimentos deformados tienen una alta susceptibilidad a la licuefacción sísmica, debido a que presentan las siguientes propiedades mecánicas:

- *sedimentos no consolidados*: los más de 50 ensayos de penetración dinámica (SPT) realizados muestran unos valores muy bajos de N (número de golpes), frecuentemente menores que 15, lo que indica un estado poco o nada consolidado del sedimento (baja compacidad) (figura 53).

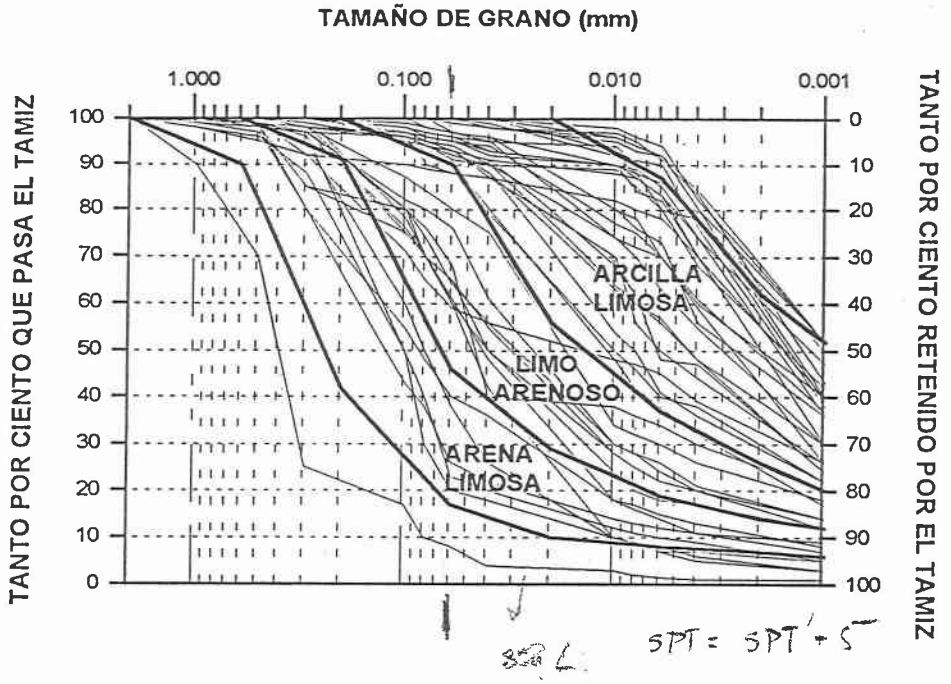


- *estado original del sedimento saturado*: a partir del análisis de facies se deduce que los sedimentos deformados se depositaron en ambientes de llanura de inundación fluvial, de transición o litorales. Los frecuentes indicios de hidromorfía indican un estado saturado de los sedimentos bajo un nivel freático superficial o subsuperficial.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

- *granulometría limo-arenosa*: los análisis granulométricos (más de 120 con un intervalo de muestreo de 2 m a lo largo de los diferentes sondeos) muestran tres clases granulométricas principales, una de las cuales posee una alta susceptibilidad a la licuefacción sísmica (arena y arena limosa). La clase intermedia (limo arenoso) también puede desarrollar procesos de licuefacción (figura 54).



Además, y aunque no son criterios concluyentes, este tipo de estructuras han sido reproducidas experimentalmente en laboratorio durante la simulación de sacudidas sísmicas (Kuenen, 1958), y han sido relacionadas con sacudidas sísmicas por otros autores (Sims, 1975; Hempton y Dewey, 1983; Plaziat *et al.*, 1990; etc.).

Se puede concluir que, durante el Holoceno, el área de estudio ha sufrido los efectos de varios terremotos de gran magnitud (>5, según Seed e Idriss, 1982). A pesar de disponer de una datación detallada del relleno Holoceno de la Depresión del Bajo Segura, es muy difícil hacer una cuantificación exacta del número de eventos sísmicos producidos en los últimos 10.000 años. El escaso dominio de observación de los testigos de sondeo (10 cm de anchura media) impide reconocer en ocasiones las estructuras de escala métrica, así como su desarrollo lateral. Este hecho ocasiona que, con la utilización de esta técnica, puedan pasar inadvertidos algunos niveles deformados (lámina 17). Un cálculo aproximado, realizado a partir de las dataciones absolutas y de las estructuras de deformación, permiten concluir que durante el Holoceno, la Vega Baja del Segura ha sufrido, al menos, entre cuatro y cinco terremotos de gran magnitud.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

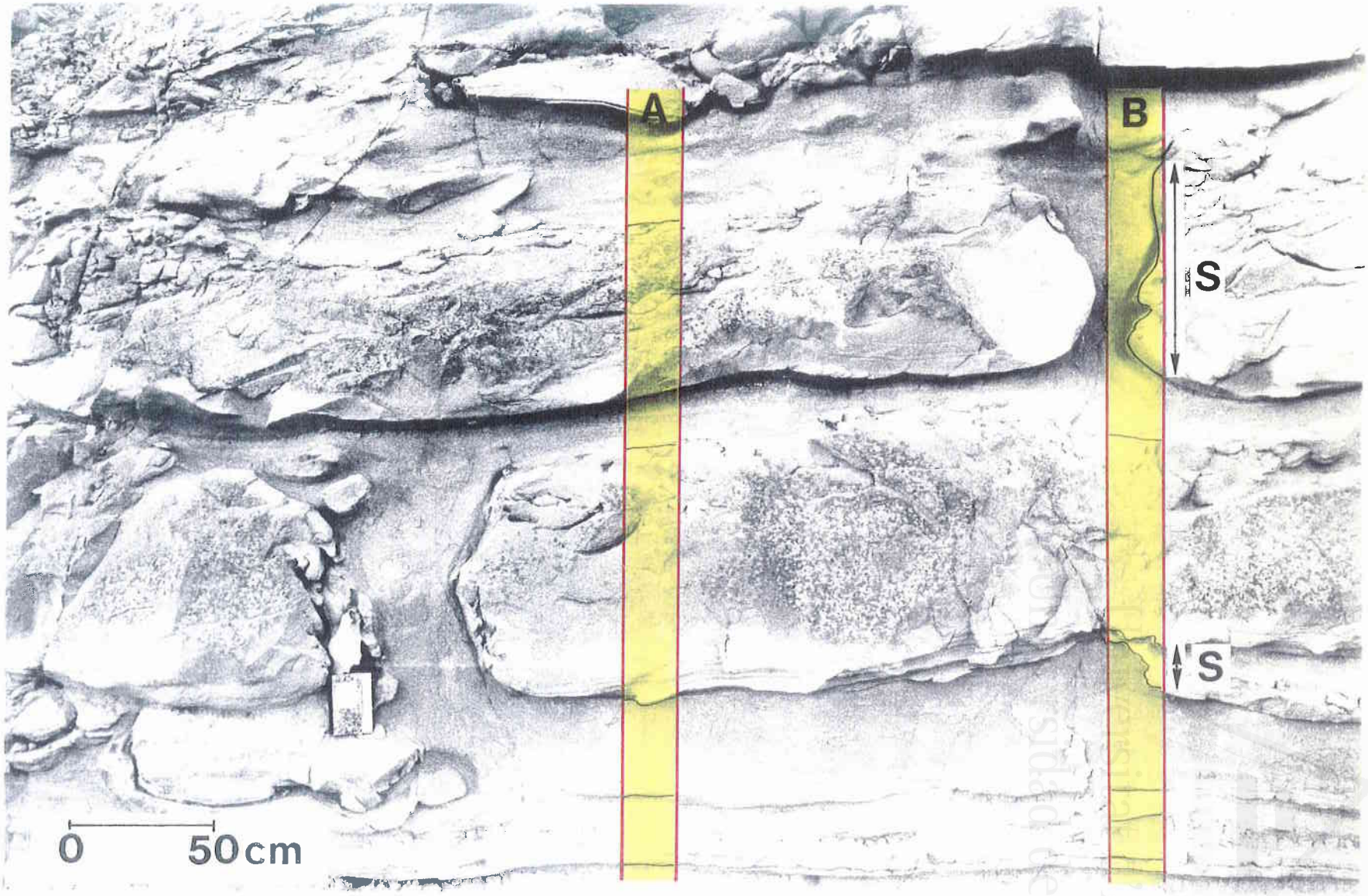


Lámina 17. En la fotografía se indica uno de los principales problemas de la identificación de sismitas a partir de sondeos. El campo de observación es demasiado pequeño e impide en ocasiones identificar un nivel deformado. Por ejemplo, en el supuesto sondeo A no se reconocen las estructuras de deformación mientras que en el sondeo B (a únicamente 1.5 m de distancia) es posible observar dos horizontes deformados.

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

2.2.2. Sismicidad histórica

La mitad meridional de la provincia de Alicante es una de las zonas de España que ha sufrido más terremotos en tiempos históricos. Se tiene constancia de la existencia de terremotos en la zona desde el año 1048, aunque la documentación disponible empieza a tener cierto detalle desde el siglo XVI. Como queda reflejado en la tabla 4 (datos extraídos de López Casado *et al.*, 1987), se han registrado numerosos terremotos con intensidad VI o superior, destacando el terremoto de Torrevieja de intensidad X y dos terremotos de intensidad VIII localizados en Guardamar del Segura (1523) y Jacarilla (1919). Del más antiguo, ocurrido en 1523, apenas se tienen referencias sobre sus efectos. Al terremoto de Jacarilla, a pesar de alcanzar gran intensidad en algunos puntos, se le ha estimado una magnitud 5.2 (I.G.N., 1991), que resulta insuficiente para producir efectos visibles en el terreno. El terremoto de Torrevieja de 1829 es, junto al terremoto de Lisboa (1755) y el de Arenas del Rey (1885), el evento sísmico que ha alcanzado mayor intensidad en toda la Península Ibérica, tanto en el periodo histórico como instrumental. A continuación se hace una revisión de los principales efectos sobre el terreno que produjo esta sacudida sísmica.

AÑO	INTENSIDAD	EPIC. APROX.	AÑO	INTENSIDAD	EPIC. APROX.
1048		Orihuela	1866	VI	Elche
1475		Orihuela	1867	VII	Torrevieja
1482		Orihuela	1884	VI	Alicante
1523	VIII	Guardamar del Segura	1909	VI	Crevillente (2 sismos)
1694	VI	Alicante	1909	VII	Torrevieja
1730	VII	Elche	1910	VI	Torrevieja
1746	VII	Rojales	1918	VI	Algorfa
1802	VII	Torrevieja	1919	VIII	Jacarilla
1828	VII	Torrevieja	1920	VI	Santa Pola
1829	X	Torrevieja	1958	VI	Guardamar del Segura
1833	VI	Torrevieja	1958	VI	Elda
1837	VII	Torrevieja	1960	VI	Orihuela

Tabla 1. Terremotos históricos registrados en el área de estudio. Modificado de López Casado *et al.* (1987).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Efectos sobre el terreno del terremoto de Torrevieja de 1829

A este terremoto, que alcanzó intensidad X, se le ha estimado una magnitud entre 6.3 y 6.9 (Delgado *et al.*, 1993; Muñoz y Udías, 1991). El hecho de que alcanzase una intensidad tan alta está ligado en parte a las condiciones locales del terreno. De los libros de López Mariñas (1976) y Rodríguez de la Torre (1984) se pueden extraer algunas citas que hacen referencia a los efectos que tuvo esta sacudida sísmica sobre el terreno.

El más destacado de todos ellos, por su extensión y por las consecuencias catastróficas que tuvo, fue la aparición en superficie de numerosos volcanes de arena. Las citas históricas hacen referencia a "respiraderos" que expulsaron arenas versicolores hediondas. Estos volcanes de arena se desarrollaron a lo largo de toda la Vega Baja del Segura, afectando una extensión aproximada de 20 km^2. Entre otras localidades, aparecieron volcanes de arena en Almoradí, Rojales, Dolores, San Felipe Neri y San Fulgencio, alcanzando su mayor desarrollo en esta última localidad. Estos volcanes se produjeron por el desencadenamiento de procesos de licuefacción y fluidificación en arenas y limos arenosos saturados en agua durante la sacudida sísmica. Estudios recientes (Cano *et al.*, 1994) concluyen que la Vega Baja del Segura constituye un sector con una susceptibilidad a la licuefacción sísmica muy alta.

Otro de los efectos inducidos por la sacudida sísmica fue el movimiento de ladera de la Sierra de Los Garres. Este relieve, situado al este de la ciudad de Murcia, está constituido principalmente por calizas y dolomías alpujárrides muy fracturadas. Aunque no se han podido reconocer actualmente los efectos de este movimiento de masas, sí se ha comprobado la existencia de varios desprendimientos rocosos, algunos de ellos desencadenados probablemente por esta sacudida sísmica.

Entre las localidades de Orihuela y Torrevieja se abrieron numerosas fracturas, algunas de ellas de varios decímetros de anchura. Los márgenes del Río Segura se rompieron en algunos puntos provocando pequeños desbordamientos. También existen referencias de desbordamientos en las Salinas de Torrevieja y La Mata, aunque por su pequeña extensión y su situación topográfica, es difícil de explicar este hecho. Además, existen algunas alusiones a una oscilación del mar de gran violencia y fuerza erosiva en el sector de Torrevieja. Según estas fuentes, el mar llegó a inundar una extensión de unos 15 m de forma momentánea.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Por último, resta mencionar que esta sacudida sísmica llegó a afectar a numerosos manantiales de la región, algunos de los cuales variaron de caudal (Jumilla, Tibi y Mula); también ocasionó la aparición de nuevas surgencias, mientras otras ya existentes se secaron.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

2.2.3. Sismicidad instrumental

La sismicidad registrada en la Cordillera Bética y, concretamente en su extremo oriental, está asociada al límite de placas entre Eurasia y África. Está caracterizada por terremotos de magnitud pequeña y moderada ($M \leq 5$) y, ocasionalmente, por sismos de gran magnitud (Buforn y Udías, 1991). Los terremotos de magnitud alta y moderada suelen ir acompañados de series temporales muy duraderas (más de 3 meses en algunas ocasiones), como en el caso de Arenas del Rey (Granada), Torrevieja y, más recientemente, en Adra (Almería). La mayo parte de sacudidas sísmicas registradas en el sector, al igual que sucede en otras regiones de la Cordillera Bética, corresponden a sismos superficiales (hipocentros a menos de 30 km de profundidad).

Los primeros registros de sismos comienzan a obtenerse a principios de este siglo. En el periodo instrumental, el año 1985 constituye un punto de referencia importante porque, a partir de esta fecha, la calidad de los datos instrumentales mejora considerablemente. En especial, los errores de localización de epicentros e hipocentros disminuye en gran medida, lo que permite establecer unas correlaciones más precisas entre los epicentros-hipocentros y las estructuras sismogenéticas.

Para el tratamiento de la sismicidad en el área de estudio se ha utilizado la única información disponible hasta el presente: el Catálogo General de terremotos del Instituto Geográfico Nacional. La puesta en funcionamiento durante el año 1994 de la Red Local de Microsismicidad de la Universidad de Alicante, ha permitido utilizar algunos datos para el cálculo de tres nuevos mecanismos focales y para la localización de algunos microsismos.

La expresión de los datos sobre sismicidad instrumental se ha reducido a la representación, por una parte, de los epicentros registrados en función de su intensidad (incluyendo también los terremotos históricos con su localización aproximada) hasta el año 1995 y, por otra, de los registrados en función de su magnitud en los últimos diez años (1985-1994). En este último caso se han representado además siete mecanismos focales localizados en el área de estudio y sectores adyacentes.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

En la figura 55, en la que se representa toda la sismicidad registrada en el sector, incluida la histórica, se observa una importante concentración de sismos en el área de la Vega Baja del Segura y Torrevieja. En el resto de la región la sismicidad está más dispersa, existiendo pequeñas concentraciones a lo largo del Accidente de Crevillente y en el Valle del Vinalopó Medio (Aspe). El área está caracterizada por la ocurrencia de terremotos superficiales de baja magnitud. La revisión del catálogo del I.G.N. revela que, por término medio, en el área de estudio se registra 1 terremoto de magnitud comprendida entre 3 y 4 (escala Richter) cada año, y 2 terremotos de magnitud entre 4 y 5 cada 10 años. De magnitud superior a 5 sólo han sido registrados dos terremotos durante este siglo (Jacarilla, 1919). El terremoto de mayor magnitud registrado es el ya citado de Torrevieja de 1829 (M=6.3-6.9).

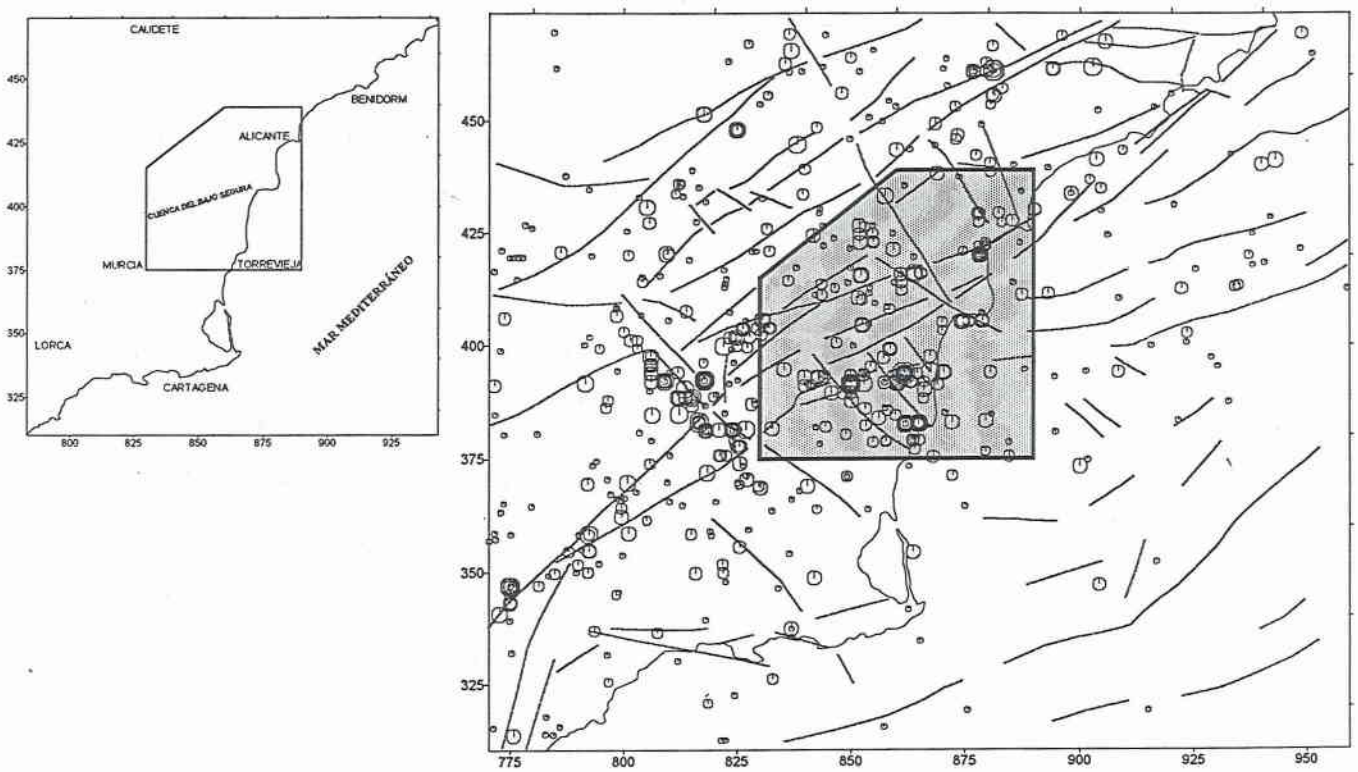


Figura 55. Sismicidad histórica e instrumental registrada en el área de estudio y sectores adyacentes. Los epicentros se han representado en función de la intensidad.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

La sismicidad en estos últimos 10 años (1985-1994) confirma el predominio de terremotos superficiales de baja magnitud (figura 56). Se han registrado 36 terremotos con magnitudes comprendidas entre 2.0 y 3.5 que se concentran en dos sectores principales: entre el curso bajo del Río Segura y Torrevieja y en el sector de la Sierra de Crevillente. En esta misma figura se representan siete mecanismos focales cuyas soluciones se discuten a continuación.

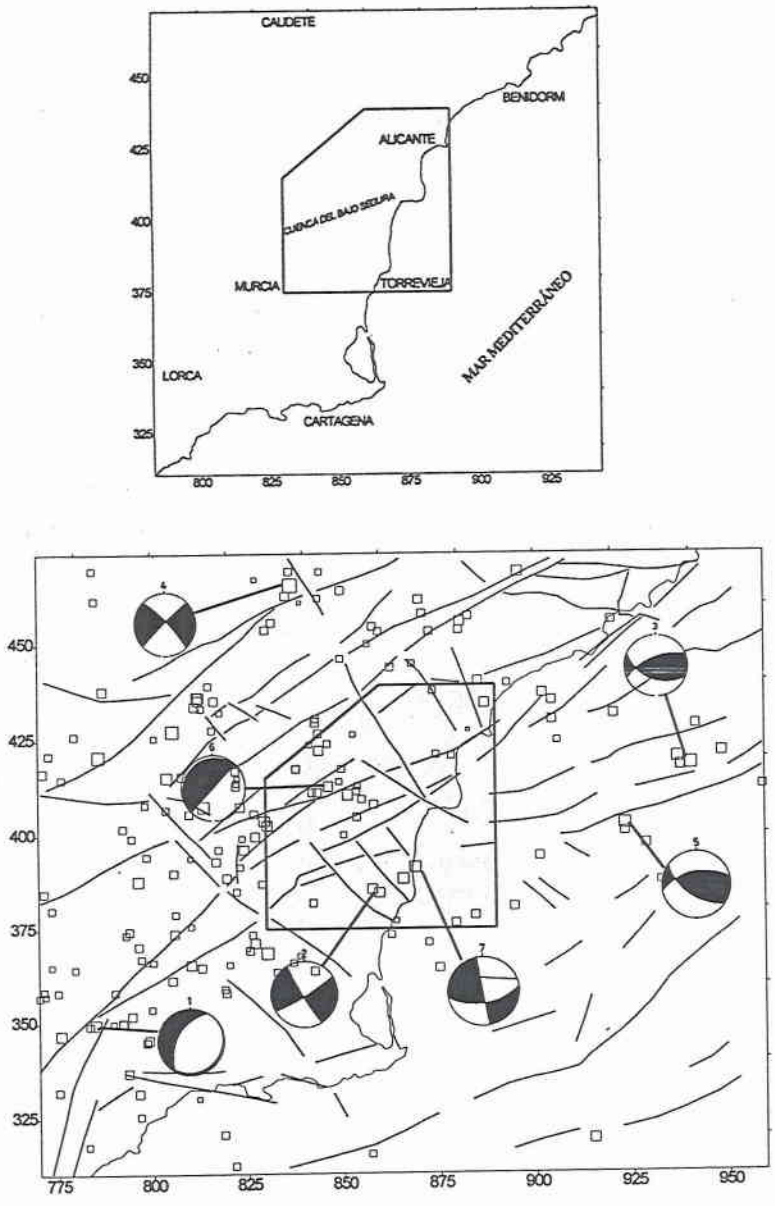


Figura 56. Localización de los sismos registrados en los últimos diez años (1985-1994). Los epicentros se han representado en función de la magnitud de los terremotos.También se han representado los mecanismos focales disponibles hasta el presente en el extremo oriental de la Cordillera Bética.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Nº	AÑO	LOCALIZACIÓN	LATITUD	LONGITUD	PROF. (Km)	MAGNITUD
1	1977	Lorca	37.6N	1.7W	10	4.2
2	1979	San Miguel	38.0N	0.7W	20	4.3
3	1981	E Alicante (Mar)	38.5N	0.2E	5	4.9
4	1991	Caudete	38.4N	0.6W	2	4.1
5	1993	Santa Pola (Mar)	38.0N	0.1E	5	3.7
6	1993	Hondón	38.2N	0.5W	10	3.2
7	1993	Guardamar del Segura (Mar)	38.0N	0.4W	9	3.4

Tabla 5. Parámetros de los terremotos a los que se les ha calculado su mecanismo focal.

N	Ejes P,T		Planos de falla (A y B)			P	Medidas
	Dirección	Inmersión	Dirección	Buzam.	Ang. Desl.		
1	P: 40±6 T: 140±6	67±6 4±2	A: 208±14 B: 70±12	45±25 53±6	-121±10 -117±5	0.9 1	22
2	P: 15±27 T: 285±32	11±61 12±52	A: 59±30 B: 150±29	81±76 83±27	-7±27 -170±76	0.8 2	11
3	P: 357±21 T: 105±16	8±9 64±16	A: 113±27 B: 247±18	42±6 58±9	128±10 61±12	0.7 1	38
4	P: 181±12 T: 272±10	13±9 5±10	A: 317±9 B: 226±10	78±13 85±8	-174±9 -12±13	0.6 7	34
5	P: 193±1 T: 100±2	1±1 65±1	A: 259±2 B: 126±1	49±1 52±1	125±1 57±1	0.9 2	24
6	P: 136± T: 312±	41± 49±	A: 246± B: 44±	5± 86±	68± 92±	1.0	11
7	P: 42±19 T: 300±14	28±25 23±23	A: 82±9 B: 350±21	53±14 87±25	176±31 37±14	0.8 8	17

LEYENDA

T: Eje de tensión
P: Eje de compresión
Ang. Desl.: Ángulo de deslizamiento o cabeceo
P: Porcentaje de acierto

Tabla 6. Soluciones de los mecanismos focales

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Mecanismos focales

Hasta el inicio de la década de los años 80, el escaso número de estaciones sísmicas dificultaba el cálculo de mecanismos focales, y sólo era posible hacerlo generalmente para terremotos de magnitud superior a 5.5. La mejora en los últimos años de la Red Sismológica Nacional y la puesta en funcionamiento de la Red de Microsismicidad de la Universidad de Alicante ha permitido el cálculo de mecanismos focales de sismos de magnitud inferior.

Con el propósito de obtener un número de mecanismos focales suficientemente representativo, se han considerado en este trabajo los sectores adyacentes al área de estudio que se encuentran en el mismo contexto geodinámico. En el extremo oriental de la Cordillera se dispone de 7 mecanismos focales de terremotos individuales, cuyos parámetros están representados en las tablas II y III. Las soluciones de los mecanismos focales son las siguientes:

(1) *Terremoto de Lorca*

Este sismo, ocurrido el 6 de junio de 1977 en las inmediaciones de Lorca, es un terremoto superficial (10 km), de magnitud 4.2. Diversos trabajos (Mezcua *et al.*, 1984; Mezcua, 1985; Buforn y Udías, 1991) lo relacionan con la falla de Alhama de Murcia de dirección NE-SW. Es el único de los estudiados que presenta un mecanismo focal típico de falla normal. Localizado en el corredor de Palomares-Alhama-Bajo Segura, este terremoto se produjo en un contexto geodinámico compresivo, puesto de manifiesto por los otros mecanismos focales y por criterios neotectónicos. Aunque en principio puede parecer contradictoria su solución de falla normal, es un hecho muy frecuente la coexistencia de fenómenos extensivos en un régimen de esfuerzos compresivo y viceversa. Durante toda la etapa neotectónica se ha constatado la sobreimposición de fenómenos de extensión radial (Sanz de Galdeano y Vera, 1992) a la compresión aproximadamente submeridiana generada por la aproximación entre África e Iberia, así como importantes movimientos verticales a partir del Plioceno (Janssen *et al.*, 1993). Asimismo, este mecanismo es coherente con el modelo geodinámico propuesto por varios autores (Somoza, 1989a; Montenat *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 1993; etc.), con extensión perpendicular a la compresión, aproximadamente submeridiana, ya citada anteriormente.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(2) *Terremoto de San Miguel de Salinas*

En las proximidades de San Miguel de Salinas-Torrevieja tuvo lugar un terremoto de magnitud 4.3, con una profundidad estimada de 20 km. Su mecanismo focal es de falla en dirección dextrorsa (Coca y Buforn, 1994). A pesar de la baja calidad del cálculo de este mecanismo, su solución coincide plenamente con las evidencias geológicas. Este mecanismo se puede asignar a la Falla de San Miguel de Salinas de dirección N135E que ha funcionado como falla dextrorsa.

(3) *Terremoto de Alicante (mar)*

En 1981, a 5 km de profundidad, se produjo este terremoto de magnitud 4.9, que se localizó en el mar en la prolongación del accidente Cádiz-Alicante. Su mecanismo focal es de falla inversa (Buforn y Udías, 1991). El movimiento del plano ENE-WSW es coherente con las observaciones de tierra y con los perfiles sísmicos realizados en la plataforma continental de Alicante, que muestran la continuación de accidentes E-W y ENE-WSW del Corredor de Palomares-Alhama-Bajo Segura hacia el este en el Mar Mediterráneo.

(4) *Terremoto de Caudete*

En el Boletín de Sismos Próximos del I.G.N. (1991) está publicado el mecanismo focal de este terremoto superficial (2 km), de magnitud 4.1, con una solución de falla de dirección dextrorsa. El plano de falla solución tiene una dirección N137E y un buzamiento de 78 hacia el NE. Al igual que el terremoto de San Miguel de Salinas (2), este sismo se asocia al sistema de accidentes NW-SE, muy característico de este sector de la Cordillera Bética, y cuya solución es coherente con una situación geodinámica compresiva. El epicentro se sitúa próximo al accidente del Vinalopó que, aunque se trata de un accidente antiguo, en una situación geodinámica como la existente puede presentar una pequeña actividad sísmica.

(5) *Terremoto de Santa Pola (mar)*

Ocurrido el 11 de Noviembre de 1993, este terremoto situado en el mar, a 50 km al este de Santa Pola, tiene una profundidad estimada de 5 km y una magnitud de 3.7. Su mecanismo focal tiene una solución de falla inversa con un plano de dirección ENE-WSW. Este terremoto se asocia a la prolongación hacia el este del accidente del Bajo Segura.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

(6) *Terremoto de El Hondón de las Nieves*

En la misma fecha que el de Santa Pola, tuvo lugar otro terremoto de magnitud 3.2 localizado a 10 km de profundidad en el borde septentrional de la Sierra de Crevillente, entre El Hondón de las Nieves y El Hondón de los Frailes. Aunque para este mecanismo focal hay que ser bastante cautos, ya que su magnitud es muy baja y, por tanto, el error de cálculo es grande, el resultado es coherente con las observaciones geológicas de superficie. Presenta una solución de falla vertical de dirección N45E. En este mismo sector y jalonando el límite septentrional de la Sierra de Crevillente se sitúa el Accidente de los Hondones de dirección N70E. La diferencia entre la dirección del plano de falla del mecanismo y la observada en superficie puede ser debida al márgen de error del cálculo del mecanismo focal.

(7) *Terremoto de Guardamar (mar)*

Por último, en las inmediaciones de Guardamar del Segura, se localizó en el mar, a 9 km de profundidad, un terremoto de magnitud 3.4. Teniendo en cuenta su localización, situada en el cruce entre dos fracturas, y el elevado margen de error en el cálculo del mecanismo, existe incertidumbre en asignar este terremoto a una falla u otra. Por una parte, podría asociarse a la Falla de Guardamar de dirección NW-SE, en cuyo caso tiene una solución de falla de dirección dextrorsa. Por otra, podría relacionarse con el Accidente del Bajo Segura y tendría una solución de falla inversa, pero con una fuerte componente de salto en dirección. En cualquier caso, su solución es compatible con un campo de esfuerzos compresivo aproximadamente submeridiano.

Aunque el área de estudio constituye uno de los sectores de la Península Ibérica con un mayor índice de sismicidad, el análisis comparativo de la sismicidad con otras regiones activas del Mundo demuestra que presenta un índice de actividad sísmica bajo-moderado que coincide con el índice de actividad tectónica. Esto no significa que no puedan producirse terremotos de gran magnitud como el ya mencionado terremoto de Torrevieja, que tuvo consecuencias catastróficas para la región, aunque con un periodo de recurrencia amplio (Giner, en prep.).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3. SISMOTECTÓNICA DE LA CUENCA DEL BAJO SEGURA. PRINCIPALES FALLAS ACTIVAS

El primer intento de correlacionar la sismicidad instrumental con las fallas del extremo oriental de la Cordillera fue de Rey Pastor (1951). Este autor establece como estructuras sismogenéticas más importantes: "la Línea Sismotectónica Sagunto-Alicante", "la Arista de Dislocación Alicantina", "la Línea Sismotectónica del Vinalopó", "la Falla del Bajo Segura", "la Falla de Torrevieja" y "la Línea Submarina de Fractura". Posteriormente, Montenat (1977) relaciona las deformaciones cuaternarias con varias zonas sísmicas: accidente de Alhama de Murcia, zona del Bajo Segura, falla de San Miguel y accidente del Medio Segura.

En 1986, Estévez *et al.* realizan una actualización neotectónica y sismotectónica en el SE peninsular. A partir de imágenes de satélite y de observaciones de superficie, delimitan varios sistemas de fractura relacionados con la sismicidad del sector: sistema N60-70E, sistema N110-120E, sistemas N30-45E/N135-150E y sistema E-W. López Casado *et al.* (1987) intentan hacer una subdivisión en áreas de comportamiento sísmico relativamente homogéneo, y definen sobre un mapa sectores de gran concentración de sismos o **fuentes sísmicas.** En el área de estudio destacan dos fuentes, la de Torrevieja y la de Alicante-Elche. La primera de ellas se caracteriza por la existencia de numerosos terremotos ligados a los sistemas de fractura NW-SE y al N70E; sector que sísmicamente es uno de los más activos de la Península Ibérica. La segunda fuente sísmica presenta una menor actividad. La sismicidad registrada en ella, caracterizada por varios terremotos de intensidad VI, es asociada al Accidente de Cádiz-Alicante y al cruce de éste con el del Vinalopó. Recientemente, Sanz de Galdeano y López Casado (en prensa), han efectuado una aproximación preliminar entre fuentes sísmicas y fallas activas en el sector SE de la Cordillera Bética.

A partir de estos estudios, y con la información sismotectónica aportada en la presente investigación, destacan como fallas más activas de la Cuenca del Bajo Segura las siguientes:

3.1. Accidente del Bajo Segura

Es la estructura sismogenética más importante del área de estudio. Se localiza en la prolongación hacia el este del Corredor del Guadalentín y limita el borde Sur de la Depresión del Bajo Segura. La sismicidad y los perfiles sísmicos de alta resolución

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

ponen de manifiesto su prolongación hacia el este por la plataforma continental adyacente.

Este accidente está constituido por un conjunto de fallas de dirección aproximada ENE-WSW, que constituyen la prolongación ramificada del accidente de Alhama de Murcia. Son fracturas profundas que afectan principalmente al basamento de las Zonas Internas (materiales alpujárrides) y que no suelen presentar ruptura en superficie. En el sector del Bajo Segura se manifiestan como fallas inversas ciegas o enterradas que generan en superficie un pliegue anticlinal y dos sectores subsidentes a ambos lados de la estructura anticlinal. En el caso particular de la Falla del Bajo Segura, afloran pliegues anticlinales de dirección E-W (anticlinales de Hurchillo, Benejúzar, Lomas de La Juliana y Guardamar). Son anticlinales asimétricos con un flanco septentrional más buzante que el flanco meridional. Los dos sectores subsidentes están representados por la llanura aluvial del Río Segura, al norte, y por las lagunas de La Mata-Torrevieja, al sur, con una subsidencia más acusada en el sector septentrional.

La geometría de este accidente en profundidad es bastante compleja. Como se puede comprobar en los modelos teóricos representados en la figura 57 y en el trabajo de Taboada *et al.* (1993), la profundidad del plano de falla, su buzamiento y la longitud del mismo controlan la morfología del anticlinal y de los sectores subsidentes. Por tanto, a partir del análisis de los rasgos de deformación superficiales se pueden deducir algunas características de la falla en profundidad. Por ejemplo, la posición actual del Río Segura, muy próxima a los flancos septentrionales de los anticlinales, indica que el plano de falla es fuertemente buzante. Este gran buzamiento probablemente se deba al aprovechamiento de fallas antiguas que, debido a un proceso de inversión tectónica, están funcionando actualmente como fallas inversas. Asimismo, la existencia de algunos pliegues menores en el anticlinal de Benejúzar (lámina 7) pone de manifiesto una geometría compleja del plano de falla en profundidad. Por último, es interesante mencionar que el cruce con fracturas de dirección NW-SE individualiza varios segmentos de falla, aunque la escasez de datos instrumentales impide caracterizar el funcionamiento de cada uno de ellos.

Actividad tectónica

Las características particulares de este tipo de fallas sin ruptura en superficie requiere técnicas de análisis basadas en métodos indirectos, distintos a los aplicados a fracturas que presentan ruptura en superficie.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

El primer intento de cuantificar el índice de actividad tectónica del Accidente del Bajo Segura es el de Taboada *et al.* (1993). Estos autores estudiaron la relación entre los anticlinales que afloran en superficie y el funcionamiento de la falla ciega en profundidad. Asumieron como nivel de referencia horizontal previo a la deformación los últimos depósitos concordantes que forman parte de los pliegues (Fm. Conglomerados del Segura). A partir de los estudios geológicos de Montenat (1977), establecieron dos hipótesis sobre el inicio del funcionamiento de la Falla del Bajo Segura: Plioceno superior (2 m.a.) o Pleistoceno inferior (1.5 m.a.). También consideraron distintas posibilidades sobre la geometría en profundidad del plano de falla. A partir de todos estos supuestos obtuvieron un índice de movimiento a lo largo del plano de falla de 0.75-1 mm/año y un periodo de recurrencia, para terremotos de magnitud 6.7-7, de 1000-2000 años. Según los modelos teóricos de este tipo de fallas (*com. pers.*, Valensise), con este índice de actividad de 0.75-1 mm/año, se puede extrapolar una tasa de elevación máxima en los anticlinales de 0.4-0.5 mm/año. La diferencia entre esta tasa de actividad tectónica y la obtenida a partir de las terrazas marinas tirrenienses (0.1 mm/año) se debe probablemente a la edad asumida por estos autores sobre la puesta en funcionamiento de la Falla del Bajo Segura. Teniendo en cuenta que la Fm. Conglomerados del Segura no se depositó durante el tránsito entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior, sino a lo largo del Plioceno (ver apartado II.4.4.), el inicio del funcionamiento del Accidente del Bajo Segura podría estar próximo a los 3-3.5 m.a. Con esta consideración cronoestratigráfica se obtendrían índices de actividad más parecidos.

Otro de los rasgos deformacionales más característicos de este tipo de estructuras es la geometría del relleno sedimentario de los sectores sinclinales, que se observa con detalle en los perfiles de sísmica de alta resolución realizados en la plataforma continental adyacente. Estos surcos subsidentes muestran un relleno sedimentario simultáneo a la deformación, que genera un dispositivo de cuña sedimentaria en los márgenes de los sinclinales. La tasa de subsidencia de estos sectores está controlada directamente por la actividad de la falla. Con el propósito de precisar el índice de actividad de esta falla se ha intentado datar el relleno sedimentario reciente de la Depresión del Bajo Segura. Para ello se ha aprovechado la realización de ocho sondeos de investigación geotécnica en la carretera Torrevieja-Crevillente, que transcurre a lo largo de una sección transversal a la Cuenca del Bajo Segura. Como complemento de estos resultados se han realizado tres sondeos situados en una sección longitudinal, perpendicular a la anterior (Orihuela, Almoradí y Guardamar). Las dataciones radiométricas de C^{14}, efectuadas en niveles ricos en materia orgánica y restos de conchas, ponen de manifiesto la existencia de un relleno holoceno de más de 20 m de espesor (figura 58). Si asumimos que todo el

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

depósito holoceno está ligado a una subsidencia tectónica continua y uniforme (que debería ser mayor si considerásemos la compactación, que en este tipo de sedimentos detríticos finos suele ser bastante alta), se tendrían que haber depositado 2.000 m de sedimentos en el último millón de años. Sin embargo, la información geológica y geofísica indica que este relleno está próximo al centenar de metros.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

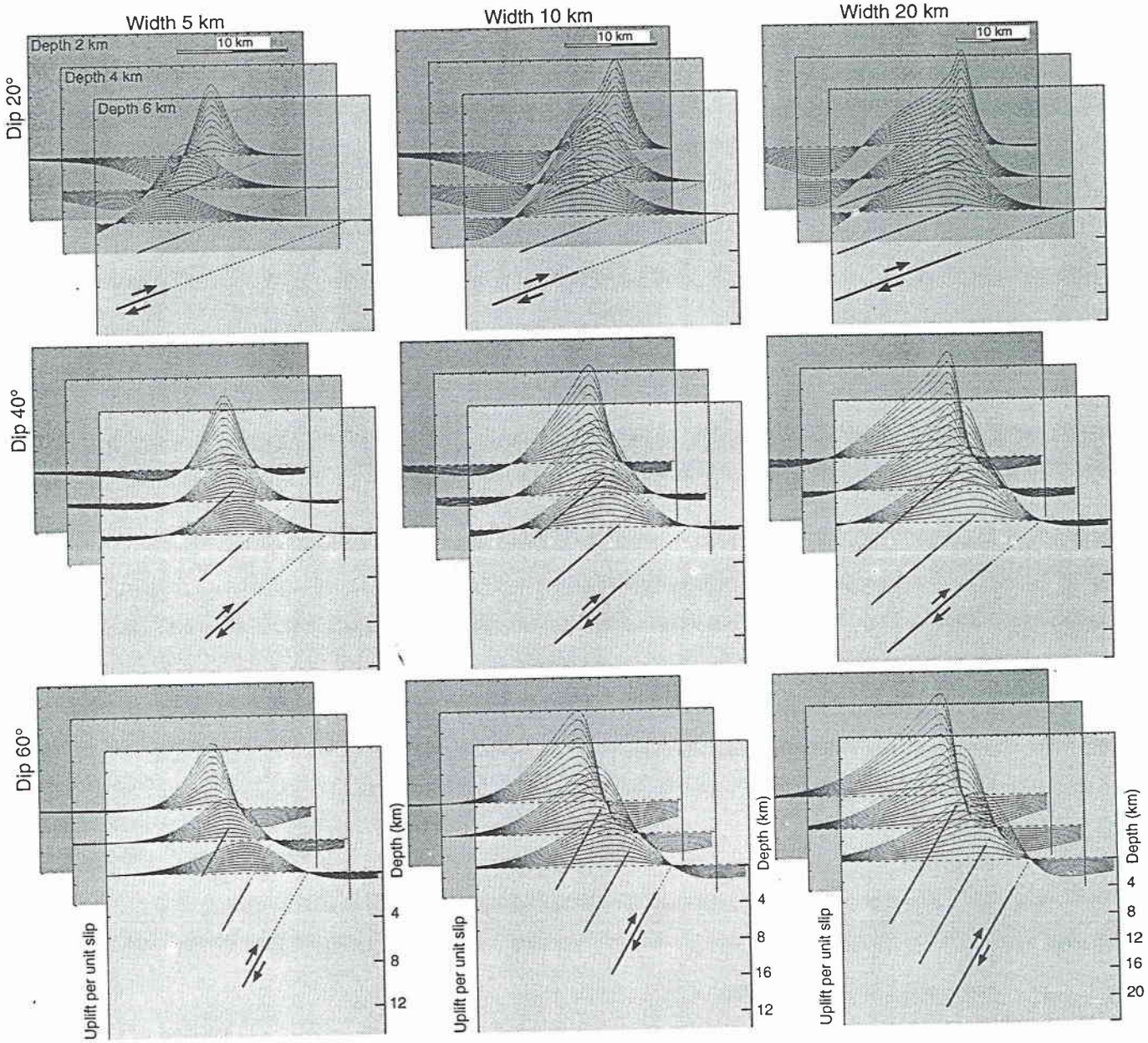


Figura 57. Modelo teórico de fallas "ciegas o enterradas" en función de la profundidad del plano de falla, la longitud y su buzamiento (G. Valensise).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

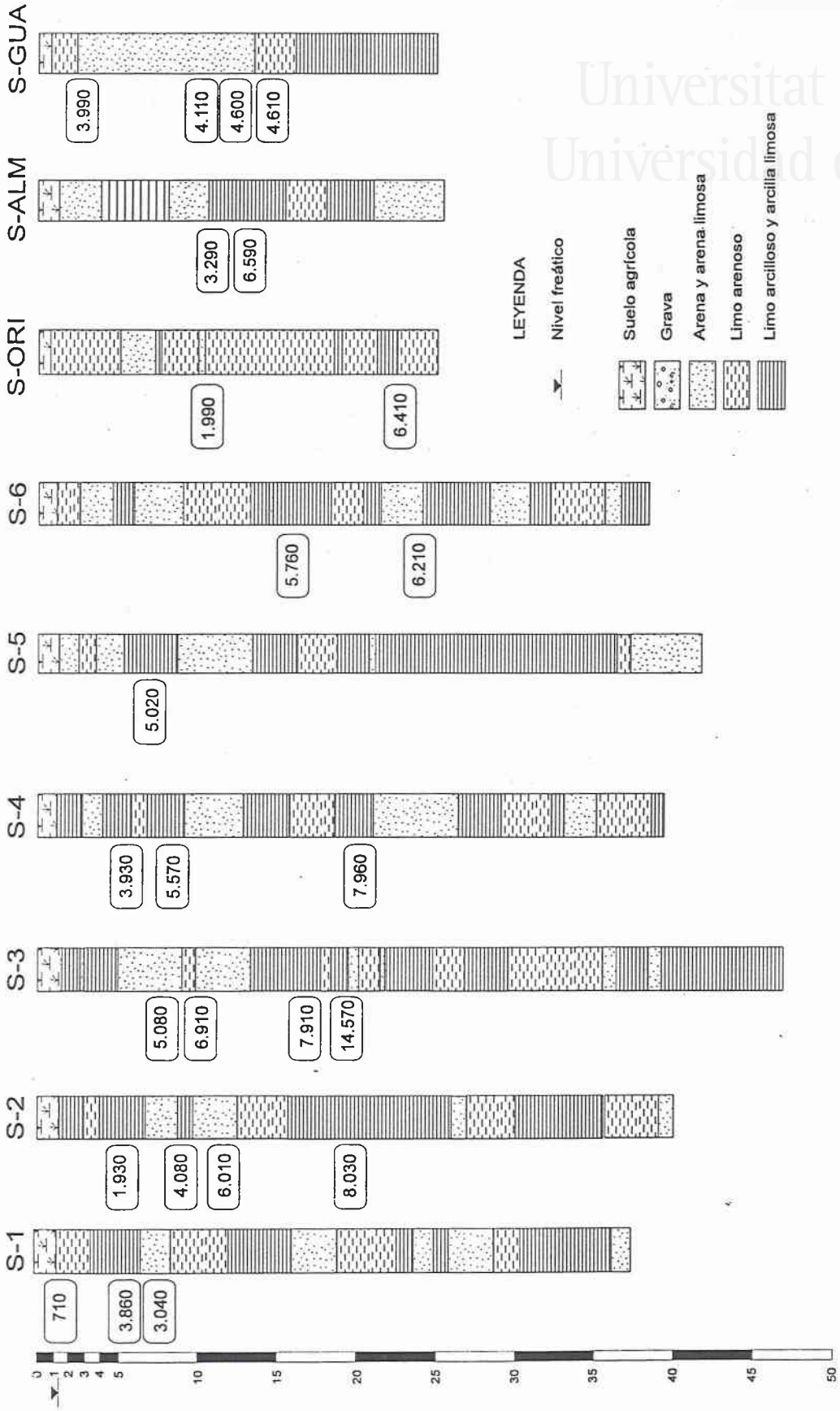


Figura 58. Representación de las dataciones de C^{14} en las columnas de sondeos. Ver mapa de situación (figura 31).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

La explicación de esta elevadísima tasa de sedimentación holocena está relacionada con un proceso de agradación del Río Segura y colmatación de la Depresión del Bajo Segura durante al último evento transgresivo cuaternario. Según Lajoie (1986), en el último máximo glacial (20-15 ka) el nivel del mar se situó 150-100 m por debajo del nivel del mar actual. A partir de este momento subió bruscamente hasta alcanzar la posición del mar actual, fluctuando en los últimos miles de años un máximo de ±2m. Por este motivo, además de la subsidencia tectónica ligada a los surcos subsidentes, en el Holoceno hay que añadir un proceso de colmatación en la Depresión del Bajo Segura, resultado de la actividad conjunta de varios sistemas deposicionales (fluvial, aluvial, de transición y litoral). La comunicación de la Cuenca del Bajo Segura con el Mar Mediterráneo ha dificultado la cuantificación de la tasa de subsidencia tectónica. Este potente conjunto de sedimentos, que todavía no ha podido ser deformado apreciablemente por la actividad tectónica reciente, oculta una gran parte de los rasgos deformacionales más modernos. Para poder establecer una relación entre la subsidencia tectónica de estos surcos sedimentarios y la actividad del Accidente del Bajo Segura, los futuros estudios deben ir encaminados a la datación del relleno sedimentario que abarque un lapso de tiempo mayor, al menos el Pleistoceno superior.

Sismicidad asociada

Aunque en los últimos diez años no se han localizado muchos epicentros a lo largo de su trazado, este accidente presenta gran cantidad de sismos asociados tanto históricos como instrumentales. Debido a la geometría del plano de falla, buzante hacia el sur, la mayor parte de epicentros proyectados al sur del Río Segura están relacionados en profundidad con este accidente. El terremoto más importante asociado al mismo es el de Torrevieja (M = 6.3-6.9). Delgado *et al.* (1993) recopilan todas las localizaciones propuestas para este sismo y sugieren que la falla que produjo dicho terremoto se encuentra en las inmediaciones de Torrevieja y no del Río Segura como se había supuesto hasta entonces. Recientemente, Delgado (com. personal) ha realizado nuevos ajustes considerando el Accidente del Bajo Segura como estructura sismogenética responsable. Esta probable localización es coherente con los mapas de isosistas, en los que las máximas intensidades se registran en Torrevieja, debido a la proximidad al epicentro (este pueblo fue totalmente destruido), y en la Vega Baja del Segura, en la que las condiciones geológicas locales aumentan la intensidad del terremoto (Delgado, en prep.).

Durante el periodo instrumental también se localizan a lo largo de su trazado varios terremotos de magnitud 4 y dos terremotos de magnitud 5 en Jacarilla. El

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

único mecanismo focal disponible a lo largo de su trazado (Nº 5) tiene una solución de falla inversa.

3.2. Accidente de Crevillente

Este accidente profundo de dirección N70E absorbió gran parte de la deformación durante el Tortoniense y el Messiniense, mientras que a partir del Plioceno superior ha jugado un papel secundario. Desde entonces, la mayor parte de los esfuerzos compresivos son absorbidos por el Accidente del Bajo Segura.

Se pueden separar dos segmentos principales de este accidente. El primero de ellos limita el borde sur de las sierras de Abanilla y Crevillente y su trazado es bastante nítido en cartografía (lámina 5). La evidencia superficial más clara es la presencia de un suave dispositivo de cuña sedimentaria de los sedimentos aluviales cuaternarios, inducido por la subsidencia provocada al norte del Accidente del Bajo Segura. El segundo segmento de dicho accidente se extiende desde Crevillente hasta la ciudad de Alicante y su trazado es mucho más difuso. A lo largo del mismo se sitúa un conjunto de anticlinales neógenos (Pantano de Elche, Sierra Gorda, Sierra de Sancho...) que han continuado su plegamiento de forma menos intensa durante el Cuaternario (figura 24; lámina 3).

Las evidencias de actividad sismotectónica del Accidente de Crevillente muestran rasgos de falla inversa. Además de los anticlinales mencionados anteriormente, los sedimentos pertenecientes a una playa tirreniense también están plegados en La Albufereta (entre Alicante y San Juan) (Bousquet, 1979). En la prolongación hacia el este de este accidente, los perfiles sísmicos de alta resolución ponen de manifiesto la existencia de deformaciones compresivas de los sedimentos cuaternarios. Asimismo, a lo largo de su trazado se localizan varios terremotos. A uno de ellos (nº 3) se le ha calculado un mecanismo focal de falla inversa.

Según el análisis geomorfológico del frente montañoso realizado por Silva *et al.* (1992), este accidente presenta un índice de actividad tectónico bajo-moderado (0.05 mm/año de movimiento vertical). La red de drenaje se encaja en los abanicos más antiguos, de modo que los actuales se alejan del frente montañoso, lo que es típico de accidentes que no tienen un alto índice de actividad.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

3.3. Fallas de dirección NW-SE

El extremo oriental de la Cordillera Bética está afectado por un gran número de fracturas de dirección NW-SE. Un destacado accidente de esta dirección, situado inmediatamente al oeste de la Cuenca del Bajo Segura, es la Falla del Medio Segura (López Casado *et al.*, 1987), que presenta una gran cantidad de sismos asociados (figura 55). La fractura más importante del área de estudio es la Falla de San Miguel de Salinas. A lo largo de su trazado aparecen numerosas evidencias de deformación en los sedimentos pliocenos que llegan a invertirse localmente y a plegarse, así como en los cuaternarios, aunque en éstos muestran menor intensidad (lámina 4).

Además de la Falla de San Miguel de Salinas, en el área de estudio existen otras fallas con una dirección aproximadamente paralela (Falla de Torrevieja, Falla de Guardamar y el Accidente del Vinalopó). También en la plataforma continental existen evidencias de accidentes de la misma dirección (com. pers. Medialdea). Estas fallas de dirección NW-SE funcionan como fallas dextrorsas ante una situación compresiva NNW-SSE. El Río Segura sufre varios cambios de dirección bruscos en la intersección con el trazado de estos accidentes. Asimismo, los anticlinales de dirección E-W, situados a lo largo del Accidente del Bajo Segura, están desplazados por estas fallas de dirección, aunque el desplazamiento horizontal es de pequeña magnitud.

En relación a estos accidentes existe un gran número de epicentros. También se han calculado varios mecanismos focales coherentes con las evidencias geológicas. Los mecanismos focales 2, 4 y 7 presentan soluciones de falla de dirección dextrorsa.

3.4. Accidente de los Hondones

Este accidente limita el borde septentrional de la Sierra de Crevillente según una dirección N70E. Constituye una fractura secundaria probablemente ligada en profundidad al Accidente de Crevillente. La subsidencia generada en la Depresión del Bajo Segura disminuye progresivamente hacia el norte hasta desaparecer por completo en la Sierra de Crevillente. En el Corredor de los Hondones, situado al norte, se reconocen numerosas fracturas subverticales a través de las cuales se produce un hundimiento de este sector en relación a la Sierra de Crevillente (lámina 6). A lo largo de un trazado aproximado de 25 km existen numerosas evidencias de depósitos coluviales cuaternarios afectados por varias fallas aproximadamente

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

paralelas de dirección N70E. Estas fallas afloran según una superficie alabeada generalmente vertical o fuertemente buzante.

Recientemente, se han registrado varios sismos ligados a este accidente. A uno de ellos se le ha calculado un mecanismo focal de falla vertical que coincide con las observaciones superficiales.

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

4. SITUACIÓN GEODINÁMICA ACTUAL EN EL EXTREMO ORIENTAL DE LA CORDILLERA BÉTICA

En primer lugar, para conocer la situación actual de esfuerzos en la Cuenca del Bajo Segura y sectores adyacentes, se ha realizado un análisis poblacional de las fallas obtenidas en los siete mecanismos focales disponibles en el extremo oriental de la Cordillera. Los resultados obtenidos, a partir del programa DREC 3.0 (De Vicente *et al.*, 1991) basado en el método de los diedros rectos, revelan un eje compresivo casi horizontal con una dirección aproximada NNW-SSE (figura 59).

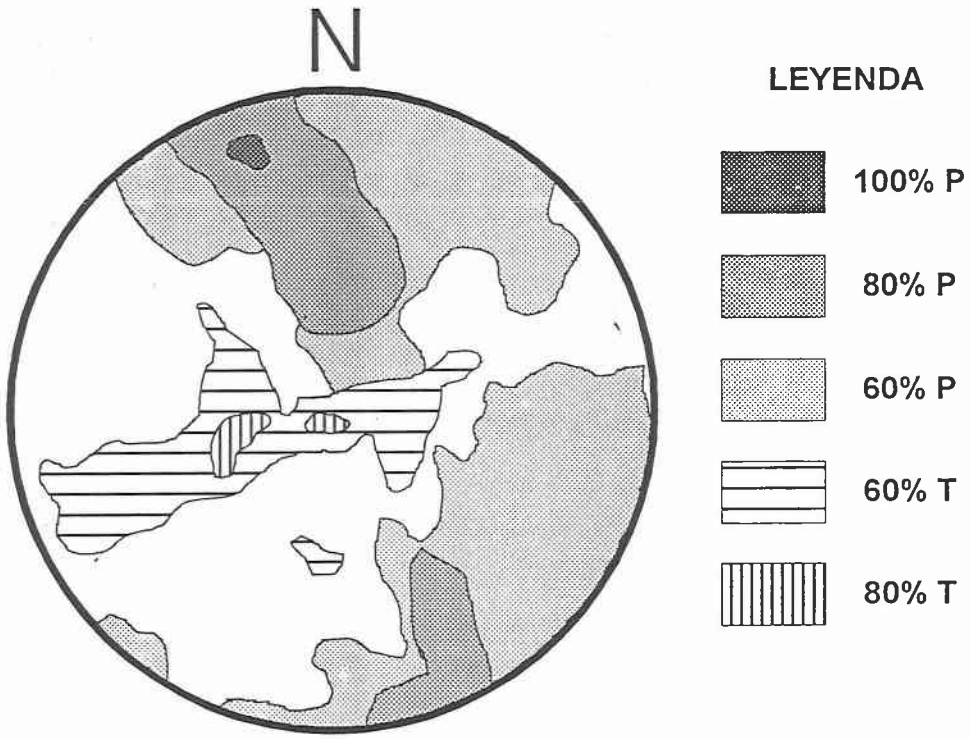


Figura 59. Resultado del diagrama de "Diedros Rectos" aplicado a los mecanismos focales del área de estudio (ver texto).

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Esta dirección coincide prácticamente con la obtenida con anterioridad por varios investigadores en todo el ámbito de la Cordillera Bética (Udías *et al.*, 1976; González de Vallejo *et al.*, 1988; Zoback *et al.*, 1989; Buforn *et al.*, 1988, 1990; Galindo *et al.* ,1993).

Esta situación de esfuerzos compresiva se enmarca en el contexto de colisión de las placas Africana e Ibérica (Buforn y Udías, 1991; Galindo *et al.*, 1993; etc.). En el área de estudio, la máxima actividad tectónica y sísmica se concentra en la terminación oriental del Corredor de Palomares-Alhama de Murcia-Bajo Segura y su prolongación hacia el este por la plataforma continental. Este sector se sitúa sobre lo que algunos autores denominaron Zona de Cizalla de Trans-Alborán (Montenat *et al.*, 1987b; De Larouzière *et al.*, 1988), que en profundidad coincide con un sector de corteza continental adelgazada.

Esta zona de mayor actividad está limitada al sur por el Accidente del Bajo Segura, que es la estructura sismogenética más destacada del área de estudio, y al norte por el Accidente de Crevillente, que tiene un carácter secundario en la actualidad. Ante la situación actual de esfuerzos NNW-SSE, estos accidentes funcionan como fallas inversas. Al menos durante el Cuaternario, no se detectan movimientos direccionales E-W o ENE-WSW importantes. Tampoco se han detectado rotaciones destacadas en los estudios paleomagnéticos realizados en el borde norte. Además de los accidentes de dirección ENE-WSW, existe un conjunto de fallas de dirección NW-SE que funcionan como fallas de dirección dextrorsas, cuyo máximo representante es la Falla de San Miguel de Salinas.

En el área de estudio, el sistema de fracturas ENE-WSW y NW-SE delimita sectores subsidentes y sectores en elevación. Entre los sectores subsidentes destacan la Depresión del Bajo Segura, ocupada actualmente por la llanura de inundación del Río Segura, y varias zonas sóbre las que se sitúan lagunas (San Juan, El Saladar, Clot de Galvany, Santa Pola y Torrevieja-La Mata). Estas zonas subsidentes alternan con un conjunto de zonas actualmente en elevación, entre las que destacan los relieves de la margen derecha del Río Segura (Sierra de Hurchillo, Benejúzar, La Juliana y Guardamar-El Moncayo). En este sector meridional también conviene mencionar los relieves que forman el antiforme de Torremendo. Al norte del Río Segura se encuentran las sierras de Callosa y Orihuela, la Sierra de La Marina, la Sierra de Santa Pola y los pequeños relieves situados entre Los Arenales del Sol y Balsares.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

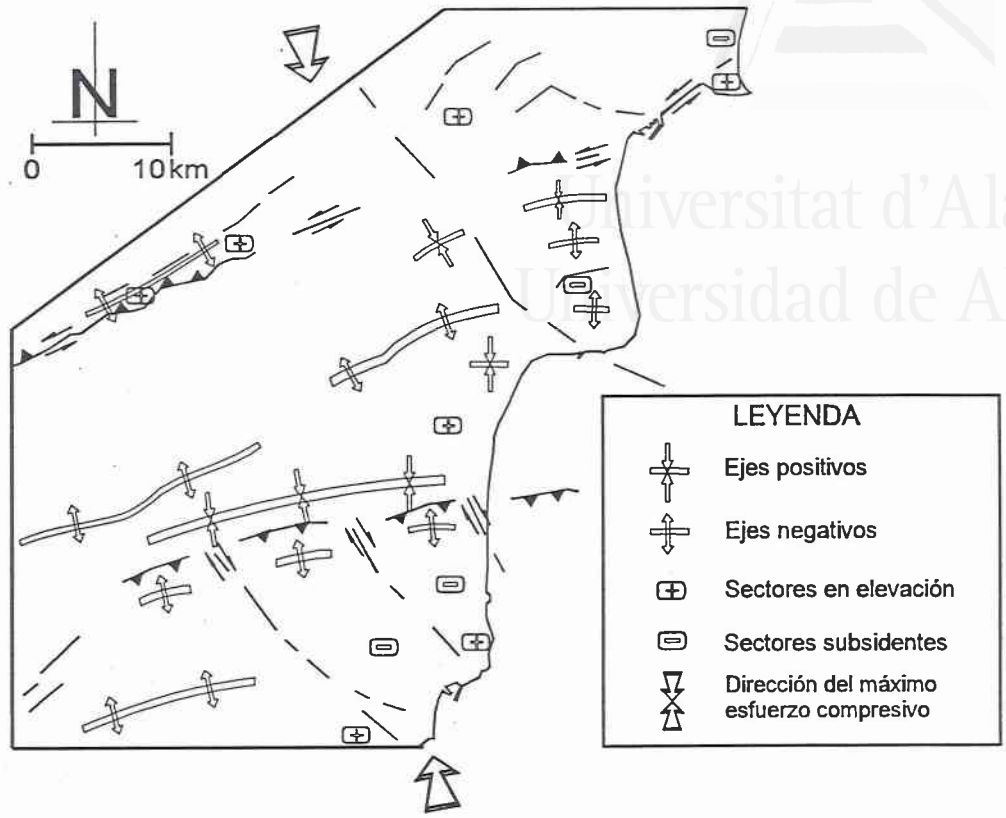


Figura 60. Situación geodinámica actual de la Cuenca del Bajo Segura. Se indican los sectores actualmente en elevación y los subsidentes.

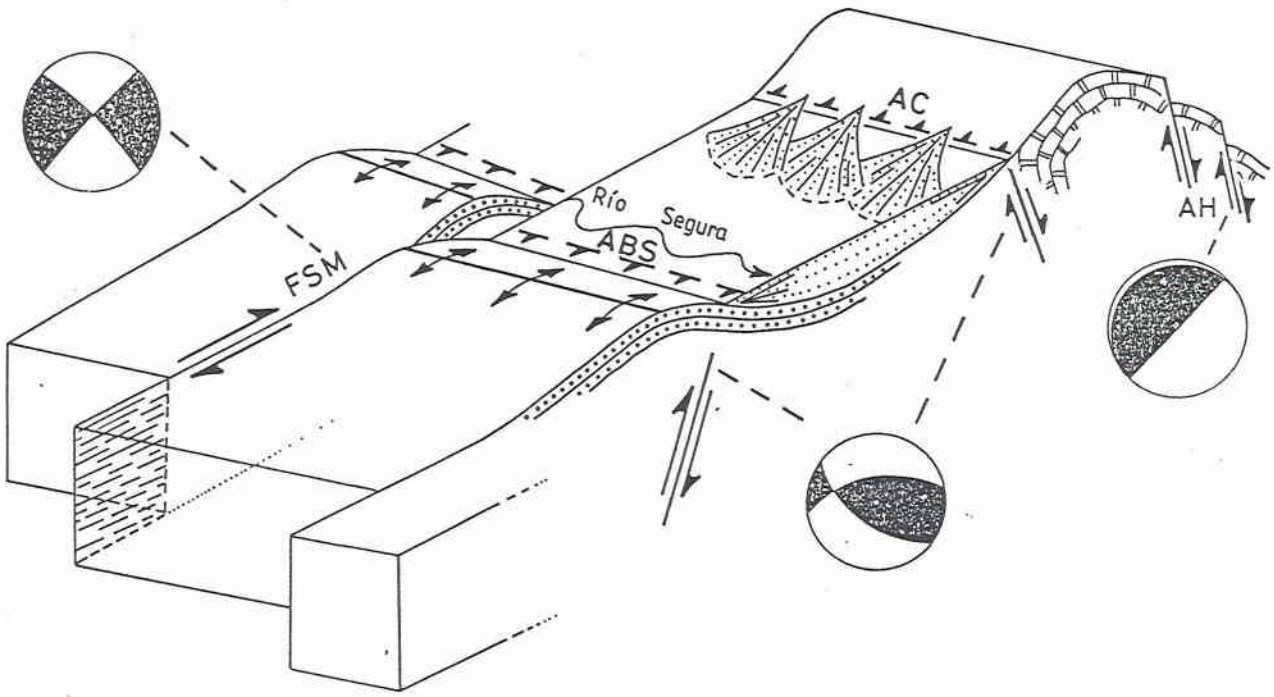


Figura 61. Esquema sismotectónico simplificado en el que se han representado las principales fallas activas y el tipo de terremoto asociado.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Volver al índice/Tornar a l'índex

Al norte de este Corredor, sobre las Zonas Externas, el índice de actividad tectónica es menor. Algunos de los accidentes de dirección NW-SE se prolongan hacia el norte y atraviesan este sector septentrional. Pero la manifestación tectónica más característica en la actualidad es la existencia de movimientos verticales, subsecuentes a los compresivos. Aunque no son abundantes, los accidentes presenten evidencias de ruptura en superficie; así por ejemplo, a lo largo del Accidente de los Hondones o en los sectores adyacentes al área de estudio, se reconocen numerosas evidencias de fallas verticales en superficie que afectan a materiales cuaternarios.

En relación con este contexto geodinámico compresivo se asocia una sismicidad caracterizada por sismos superficiales de magnitud baja-moderada, aunque ocasionalmente pueden producirse terremotos de gran magnitud como el de Torrevieja. Los terremotos de mayor magnitud se localizan en el sector meridional, asociados al Accidente del Bajo Segura. Finalmente se puede concluir, a partir de la sismicidad y de las deformaciones tectónicas recientes, que las fallas activas del área de estudio tienen una actividad baja-moderada.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

VI. CONCLUSIONES

A continuación se exponen brevemente los resultados más significativos de la presente investigación:

(1) En el relleno de la Cuenca del Bajo Segura durante la etapa neotectónica (últimos 11 m.a.) se han diferenciado cinco unidades: MS-I (Tortoniense inferior), MS-II (Tortoniense superior), MS-III (Tortoniense terminal-Messiniense), P (Plioceno inferior) y P-Q (Plioceno superior-Cuaternario).

(2) En general, los distintos métodos cronoestratigráficos utilizados (foraminíferos planctónicos, nannoplancton calcáreo, microvertebrados y magnetoestratigrafía) muestran que la edad de los materiales depositados durante la etapa neotectónica es más antigua de lo que se había considerado hasta ahora. Este hecho es especialmente patente en el caso de las formaciones más modernas. Por ejemplo, las formaciones Areniscas de Rojales, Margas Versicolores y Conglomerados del Segura son de edad Plioceno inferior, aunque esta última podría continuar su depósito durante el Plioceno superior. No se han datado depósitos marinos planctónicos de edad Plioceno superior o Cuaternario.

(3) Tanto el análisis macro como microestructural (cantos estriados, microfallas, anisotropía de la susceptibilidad magnética...) revela una situación **compresiva** durante la etapa neotectónica, que se enmarca en el contexto de colisión de las placas Africana e Ibérica. El campo de esfuerzos durante esta etapa está caracterizado por un esfuerzo máximo compresivo horizontal de dirección NNW-SSE/N-S.

(4) El registro estratigráfico también pone de manifiesto la existencia de inestabilidad tectónica durante estos últimos millones de años. Se reconocen numerosas estructuras de deformación y depósitos gravitacionales que han sido interpretados como resultado de sacudidas sísmicas. Asimismo, se deducen tres eventos tectónicos de especial relevancia. El primero de ellos, representado en otros puntos de la Cordillera Bética, se produce durante el Tortoniense, y a él se asocia la denominada "discordancia intratortoniense". En el Messiniense vuelve a iniciarse otro momento de destacada actividad que genera una gran cantidad de depósitos gravitacionales, sismitas, y discordancias progresivas en el sector septentrional. Por último, a mediados del Plioceno, en relación al plegamiento de la cobertera sedimentaria de las Zonas Internas, se inicia el relleno de "surcos sinclinales subsidentes" que en los márgenes desarrollan discordancias progresivas.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Volver al índice/Tornar a l'índex

(5) El análisis de los diferentes rasgos neotectónicos revela una **migración** de la deformación hacia el sur durante la etapa neotectónica. Durante el Mioceno superior las mayores evidencias de deformación se concentraban en las Zonas Externas y el Accidente de Crevillente era el más activo, mientras que a partir del Plioceno superior se sitúan sobre las Zonas Internas y el Accidente del Bajo Segura pasa a ser el que muestra mayor actividad.

(6) Además de las evidencias de terremotos a lo largo de la etapa neotectónica, puesta de manifiesto por la existencia de sismitas, se han detectado evidencias de paleosismicidad en sedimentos holocenos que rellenan la Depresión del Bajo Segura. El análisis de la sismicidad histórica e instrumental evidencia que el índice de actividad es bajo-moderado, aunque, como ya ha ocurrido en tiempos históricos, se pueden producir terremotos de gran magnitud.

(7) También el análisis de las deformaciones más modernas muestra que la actividad tectónica reciente es baja-moderada. Los análisis cuantitativos estas deformaciones ponen de manifiesto una tasa de movimientos verticales en torno a 0.1-0.2 mm/año. Las evidencias de esta actividad se ven oscurecidas por la presencia de una importante serie de sedimentos holocenos de más de 20 m de espesor, ligados al último evento glacioeustático, y que la actividad tectónica no ha tenido suficiente tiempo para deformar.

(8) La estructura más activa del área de estudio es el Accidente del Bajo Segura que funciona como un conjunto de fallas inversas enterradas a las que se asocian pliegues sintectónicos en superficie. También hay que destacar las fallas de salto en dirección NW-SE que desplazan a las estructuras anteriores, y cuyo máximo exponente en el área de estudio es la Falla de San Miguel de Salinas. Otras fallas que muestran actividad son el Accidente de Crevillente como falla inversa y el Accidente de Los Hondones como falla vertical o inversa en profundidad.

(9) Los mecanismos focales revelan una **situación actual** de esfuerzos compresiva NNW-SSE. Ante esta situación, los accidentes de Crevillente y del Bajo Segura funcionan como fallas inversas y los accidentes de dirección NW-SE como fallas dextrorsas o normales. Estos resultados son coherentes con los mecanismos focales disponibles hasta el presente en el área de estudio y con las deformaciones recientes.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERDI, M.T. y MONTOYA, P. (1988). *Hipparion mediterraneum* Roth & Wagner, 1855. (*Perissodactyla, Mammalia*7 del yacimiento de Turoliense inferior de Crevillente (Alicante, España). *Mediterranea, Serie de Estudios Geológicos*, 7, 107-143.

ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GARCÍA DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y OROZCO, M. (1984). El contacto Alpujárrides/Nevado Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. *In: El borde mediterráneo español: evolución del orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Granada, 18-20.

ALFARO, P.; CHACÓN, J.; DOMÈNECH, C.; ESTÉVEZ, A.; IRIGARAY, C. y LÓPEZ CASADO, C. (1992a). El riesgo de licuefacción sísmica en la Vega Baja del Segura. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, Simposios, t. 2, 579-588.

ALFARO, P.; RUIZ BUSTOS, A. y SORIA, J.M. (en prensa). Precisiones bioestratigráficas y paleoecológicas en el Neógeno de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental). *Estudios Geológicos*.

ALFARO, P.; ESTÉVEZ, A. y SORIA, J.M. Seismically induced deformational structures in shallow marine deposits from the Messinian of San Miguel de Salinas, Alicante (Eastern Betic Cordillera, Spain). Enviado a *Sedimentology*.

ALLEN, J.R. (1982). *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Developments in Sedimentology, 30A-30B, Elsevier, Amsterdam, 593+663 p.

ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GARCÍA NOGUEROLES, E. y MANSILLA, H. (1977). *Mapa Geológico de España, hoja de Guardamar del Segura (914)*. Proyecto M.A.G.N.A, escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

ANAND, A. y JAIN, A.K. (1987). Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India. *Tectonophysics*, 133, 105-120.

ANDRIEUX, J.; FONTBOTÉ, J.M. y MATTAUER, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters,* 12, 191-198.

ANGELIER, J. (1983). Analyses qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXV, 661-672.

ANGELIER, J. y MECHLER, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: le methode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 1309-1318.

ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974). Plate tectonics and volcanism in the strait of Gibraltar. *Tectonophysics*, 24, 197-212.

ARENILLAS, M. y BISBAL, L. (1985). Sismicidad y riesgo sísmico en Castellón, Valencia y Alicante. *Pub. Cat. Geol. Apl. Obras Pub*. ETSICCP, 51-75.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

ARMIJO, R.; CAREY, E. y CISTERNAS, A. (1982). The inverse problem in Microtectonics and the separation of tectonic phases. *Tectonophysics*, 82, 145-160.

ARTHAUD, F. y MATTAUER, M. (1969). Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 738-744.

AZÉMA, J. (1966). Géologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, VIII, 80-86.

AZÉMA, J. (1977). *Étude géologique des Zones Externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Thèse d'Etat. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.

AZÉMA, J. y MONTENAT, C. (1978). *Mapa Geológico de España, hoja de Fortuna (892)*. Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

BAENA, J.; BARRANCO, L.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; ESTÉVEZ, A.; SANZ DE GALDEANO, C. y RODRÍGUEZ, T. (1993a). *Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia* (Escalas 1:200.000 y 1:100.000). I.T.G.E., Consejería de Política y Obras Públicas, Comunidad de Murcia.

BANDA, E. y SANTANACH, P. (1992). The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, 208, 183-202.

BANDA, E.; GALLART, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; DAÑOBEITIA, J.J. y MAKRIS, J. (1993). Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221, 53-66.

BARDAJÍ, T. ; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L. y ZAZO, C. (1987). Sedimentologic features related to Pleistocene sea-level changes in the SE Spain. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. C.S.I.C.*, t. 10, 79-94.

BARDET, J.P. y KAPUSKAR, M. (1993). Liquefaction sand boils in San Francisco during 1989 Loma Prieta earthquake. *Journal of Geotechnical Engineering*, vol. 119, 3, 543-562.

BEDU, P. (1990). *Sédimentation en contexte décrochant. L'exemple des bassins néogènes des Cordillères bétiques orientales (Espagne)*. Thèse, Université de Caen (France).

BERGERAT, F. (1987). Stress fields in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6 (2), 99-132.

BERNAT, M.; ECHALLIER, J.C. y BOUSQUET, J.C. (1982). Nouvelles datations Io-U sur des strombes du dernier Interglaciaire en Méditerranée (La Marina, Espagne) et implications géologiques. *C.R. Acad. Sc. Paris* (II), 295, 1023-1026.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

BERNINI, M.; BOCCALETTI, M.; GELATI, R.; MORATTI, G.; PAPANI, G. y TORTORICI, L. (1990). The role of E-W transpressive movements in the evolution of the Neogene basins of the Betic Cordillera. *Annales Tectonicae*, Special issue, vol. IV, 2, 81-95.

BIJI-DUVAL, B.; DECOURT, J. y LE PICHON, X (1977). From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System. *In: Structural History of the Mediterranean Basin* (Eds. Biji-Duval, B. y Montadert, L.), Technip., Paris, 143-164.

BIZON, G.; BIZON, J.J. y MONTENAT, C. (1972). Le Miocène terminal dans le Levant Espagnol. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, XXVII, 6, 831-862.

BOCCALETTI, M.; PAPANI, G.; GELATI, R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987). Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 23, 179-200.

BOILLOT, G.; MONTADERT, L.; LEMOINE, M. y BIJU-DUVAL, B. (1984). *Les margins continentales actuelles et fossiles autour de la France.* Ed. Masson, Paris, 342 p.

BOUMA, A.H.; BARNES, N.E. y NORMARK, W.R. (1985). *Submarine fans and related turbidites systems*. Springer Verlag, New York.

BOURGOIS, J. (1977). D'une étape géodinamique majeure dans le génèse de l'Arc de Gibraltar: L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 19, 5, 1115-1119.

BOUSQUET, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.

BOUSQUET, J.C. y MONTENAT, C. (1974). Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278, 2617-2620.

BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. y PHILIP, H. (1976). La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas Orientales. *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Univ. Granada (1978), 59-78.

BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1976a). Observations tectoniques et microtectoniques sur la distension plio-pléistocène ancien dans l'est des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Cuad. Geol. Univ. Granada,* 7, 57-67.

BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1976b). Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques Orientales (Espagne méridionale-Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. XVIII, 3, 711-727.

BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1981). Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée Occidentale. *In: Sedimentary Basins of Mediterranean Margins* (Ed. Wezel), 389-405.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

BREVION, P.; DEMARQ, G.; LAURIAT, A. y MONTENAT, C. (1971). Le pliocène de la région d'Elche (province d'Alicante, Espagne) et sa faune de mollusques. *Estudios geológicos*, vol. 27, 197-211.

BRÜCKNER, H. (1986). Stratigraphy, Evolution and Age of Quaternary Marine Terraces in Morocco and Spain. *Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd.*, Berlín, 62, 83-101.

BUCKNAM, R.C. y HANCOCK, P.L. (1992). *Major active faults of the World. Results of IGCP Project 206*. Annales Tectonicae, Special issue, Supplement to volume VI. 284 p.

BUFORN, E.; UDÍAS, A. y MEZCUA, J. (1988). Seismicity and focal mechanisms in South Spain. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 78, 6, 2008-2024.

BUFORN, E.; UDÍAS, A. y MEZCUA, J. (1990). Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí. *Rev. Geofísica*, 46 (2),171-180.

BUFORN, E. y UDÍAS, A. (1991). Focal mechanism of earthquakes in the Gulf of Cadiz, South Spain and Alboran Sea. *In: Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region* (Eds. Mezcua, J. y Udías, A.). I.G.N. Monografía nº 8, 29-40.

CANO, H.; CUÉLLAR, V.; CUENCA, A.; DELGADO, J.; GINER, J.J. y LÓPEZ CASADO, C. (1994). Evaluation of liquefaction potential in Low Segura flood plain. *Earthquake Resistant Construction and Design*, Ed. Balkema, 275-283.

CAREY, E. (1979). Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21, 1, 57-66.

CASAS, A.M. (1992). El frente norte de las sierras de Cameros: Estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubia*, Monogr. nº 4, Instituto de Estudios Riojanos, 219 p.

CASAS, A.M.; GIL, I. y SIMÓN, J.L. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios geológicos*, 46, 385-398.

CITA, M.B. y RICCI LUCCHI, F. (eds) (1984). *Seismicity and Sedimentation.* Marine Geology, 55, 161 p.

CLAUSS, F.L. (1993). Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el Neógeno de Arcos de la Frontera (Suroeste de la Depresión del Guadalquivir). *Bol. Geol. Min. España*, 104-6, 613-620.

COCA, P. y BUFORN, E. (1994). Mecanismos focales en el Sur de España: Periodo 1965-1985. *Estudios Geológicos*, 50, 33-45.

COLOM, G. (1954). Estudios de las biozonas con foraminíferos del Terciario de Alicante. *Bol. Inst. Geol y Min.*, 66, 101-451.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

COMAS, M.C.; GARCÍA DUEÑAS, V. y JURADO, M.J. (1992). La Cuenca de Alborán: estructura y evolución neógena. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Simposios* t. 2, 496-505.

COMBES, P. (1984). *La tectonique récente de la Provence occidentale. Microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la séismicité*. Thèse d'État, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France.

CRONE, A.J. y ONDAHL, E. (1987). *Directions in Paleoseismology*. U.S. Geol. Survey. Open File-Report 87-673. Proceedings 39 Conf. Alburquerque, New Mexico, 456 p.

CUERDA, J. y SANJAUME, E. (1978). Datos paleontológicos y sedimentológicos del litoral pleistoceno de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, 23, 19-62.

DABRIO, C.J.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SANTISTEBAN, C.; BARDAJI, T. y SOMOZA, L. (1991). Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain. Field Guide, *Cuadernos de Geología Ibérica*, 15, 327-400.

DE BRUIJN, H.; MEIN, P.; MONTENAT, C. y VAN DE WEER, D. (1975). Les gissements de mammifères du Miocène supérieur d'Espagne méridionale (Provinces d'Alicante et de Murcia). Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B, 78, 4, 1-32.

DE RUIG, M.J. (1989). Fold trends and stress desviation in the Alicante fold belt, SE Spain. *Tectonophysics,* 184, 393-403.

DE RUIG, M.J. (1990). Extensional tectonics in the eastern Prebetic, Alicante region, SE Spain. *Proc. Symp. Valencia Trough: Geology and Geophysics. Terra Abstracts*, 2:10.

DE RUIG, M. (1992). *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic Fold Belt of Alicante (SE Spain)*. Tesis doctoral, Vrije Universitet, 207 p.

DE RUIG, M.M.; MIER, R.M. y STEL, H. (1987). Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE Spain. *Geol. Mijnb*, 66, 201-222.

DE VICENTE, G. (1988). The e/k' diagram. An application of the "slip model" to the populational fault analysis. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 1-2, 97-112.

DE VICENTE, G.; MUÑOZ, A. y GINER, J.L. (1991). El uso práctico del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. *In: Análisis poblacional de fallas* (Eds. De Vicente, G. y Simón, J.L.), Soc. Geol. España, Madrid, 28-52.

DE VIDAL, F.; DE MIGUEL, F. y SANZ DE GALDEANO, C. (1984). Neotectónica y sismicidad de la Depresión de Granada. *Energía Nuclear*, 28, 149-150, 267-275.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

DECOURT, J.; ZONENSHAIN, L.P.; RICOU, L.E.; KAZMIN, V.G.; LE PICHON, X.; KNIPPER, A.L.; GRADJACQUET, C.; SBORTSHIKOV, I.M.; GEYSSANT, J.; LEPURIER, C.; PECHERSKY, D.H.; BOULIN, J.; SIBUET, J.C.; SAVOSTIN, L.S.; SORKHTIN, O.; WESTPHAL, M.; BAZHENOV, M.L.; LAUER, J.P. y BIJU-DUVAL, B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Palmirs since the Lias. In: Evolution of the Tethys (Eds. Aubouin, J.; Le Pichon, X. y Monin, A.S.). *Tectonophysics*, 123, 241-315.

DELGADO, J.; GINER, J.J.; LÓPEZ CASADO, C. y AUERNHEIMER, C. (1993). Análisis de la respuesta del suelo en intensidades. Aplicación al terremoto de Torrevieja. *In: Problemática Geoambiental y Desarrollo* (Ed. Ortíz Silla), V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, t. II, 627-636.

DELGADO, J. (en prep.). *Microzonación sísmica de la Vega Baja del Segura (provincia de Alicante).* Tesis doctoral, Universidad de Alicante.

DÍAZ DEL RÍO, V. (1989). *Morfología, formaciones superficiales y evolución reciente del margen continental en la región de Cabo de Palos (entre el Cabo Tiñoso y el Cabo Cervera, SE de la Península Ibérica)*. Tesis doctoral. Univ. Complut. Madrid. 258 p.

DÍAZ DEL RÍO, V. (1991). El margen continental bético mediterráneo. Extremo bético oriental: cuenca de Murcia-Escarpe de Mazarrón. *Public. especiales del I.E. Oceanografía. Ministerio de Agric., Pesca y Alimentación*, nº 6, Madrid, 229 p.

DÍAZ DEL RÍO, V.; MATEU, G. y REY, J. (1987). Inner continental shelf of Murcia, Alicante Bay, Gulf of Valencia and Palma Bay (Balearic Islands). *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, C.S.I.C., t. 10, 177-196.

DINARÈS, J.; McCLELLAND, E. y SANTANACH, P. (1991). Significado de la fábrica magnética de algunas rocas sedimentarias de las unidades sudpirenaicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (1-2), 179-186.

DIPUTACION PROVINCIAL DE ALICANTE (1987). *Campaña Geofísica de S.E.V. en el Campo de Elche*. Memoria interna.

DOBLAS, M. y OYARZUN, R. (1989). Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17, 430-433.

DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; HOYOS, M.; MARTÍN, C. y CEBRIÁ, J.M. (1991). Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic Cordilleras and its consequences on the Iberian foreland. *Estudios Geológicos*, 47, 193-205.

DUMAS, B. (1977). *Le Levant Espagnol. La genèse du relief.* Thèse de doctorat d'État, Université Paris XII, C.N.R.S., Paris, 520 p.

DUMAS, B. et al. (1981). Terrases marines quaternaires et néotectonique méditerranée occidentale. *Geol. Medit.*, nº 8.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

DURAND-DELGA, M. y FONTBOTÉ, J.M. (1980). Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. *In: Géologie des Chaînes Alpines issues de la Tethys, 26th Congr. Geol. Int.*, Paris. Mem. Bur. Rech. Géol. Min., 15, 67-85.

ECHALLIER, J.C.; GAUYAU, F.; LACHAUD, J.C. y TALON, B. (1978a). Première mise en évidence par sondages électriques d'accidents affectant les terrains quaternaires récents dans la province d'Alicante (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris.*, t. 286, série D, 1120-1131.

ECHALLIER, J.C. y LAURIAT-RAGE, A. (1978b). Découverte d'un niveau marin d'âge quaternaire sur le littoral mediterranée. *C.R. Somm. S.G.F.*, 4, 178-180.

ECHALLIER, J.C. y LACHAUD, J.C. (1980). La basse vallée du Rio Segura (province d'Alicante). Example d'étude par sondage éléctrique d'une plaine littorale. *Bull. Soc. Geol. France*, t. 22, 3, 481-489.

ESCUER, J. y GOULA, X. (1992). Deformaciones cuaternarias asociadas al anticlinal de Barbastro-Balaguer. Implicaciones sismotectónicas. *I/I Cong. Geol. España y VIII Cong. Latinoam. Geología, Actas*, t. 2, 41-45.

ESTÉVEZ, A.; LÓPEZ-GARRIDO, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1976). Estudio de la deformación reciente en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza). *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y el Mar de Alborán*. Secr. Publ. Univ. Granada, 165-192.

ESTÉVEZ, A.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982). Evidencia de una fase compresiva de edad Tortoniense en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 38, 55-60.

ESTÉVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1983). Néotectonique du secteur central des Chaînes bétiques (Bassins du Guadix-Baza et Grenade). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 24, 23-24.

ESTÉVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1984). Neotectónica en la Depresión de Granada y áreas próximas. Métodos empleados para el estudio de las deformaciones neotectónicas. *Energía Nuclear*, España 28, n 149-150, 249-257.

ESTÉVEZ, A.; PINA, J.A.; CÁLIZ, F. y HERVAS, J.L. (1985). Isla Plana o Nueva Tabarca: Significación geológica y evolución tectónica reciente en el contexto del sector oriental de las Cordilleras Béticas. *In: La Reserva Marina de la Isla Plana o Nueva Tabarca, Alicante* (Ed. Ramos), Ayto. Alicante, Univ. Alicante.

ESTÉVEZ, A.; PINA, J.A. y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1986). Aportación al conocimiento neotectónico y sismotectónico del Sudeste de España (provincia de Alicante). *I Jornadas Est. Fen. Sísmico y su incidencia en Ordenación Urb., M.O.P.U., I.G.N., Nº 7*, 285-300.

ESTÉVEZ, A. y PINA, J.A. (1989). Dunas, playas y marjales del cuaternario en el litoral sur de la provincia de Alicante. *In: Estudios sobre el medio y la biocenosis de los arenales costeros de Alicante* (Eds. Escarré, Martín y Seva), Universidad de Alicante, 15-26.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

ESTÉVEZ, A.; SORIA, J.M. y ALFARO, P. (1994). Un nouveau type de séismites dans le Miocène supérieur d'Alicante (Cordillère bétique orientale, Espagne): les coins détritiques. *C. R. de l'Acad. Sc. Paris.* t. 318, série II, 507-512.

ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNIÈRES, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Stru. Geology*, 3, 1, 51-55.

ETCHECOPAR, A. y MATTAUER, M. (1988). Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), IV, 2, 289-302.

FERNÁNDEZ, J.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. y VERA, J.A. (1983). Génesis y control geológico de las estratificaciones cruzadas deformadas. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 81, 1-2, 55-66.

FIELD, M.E.; GARDNER, J.V.; JENNINGS, A.E. y EDWARDS, B.D. (1982). Earthquake induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River delta, California. *Geology*, 10, 542-546.

FLORES, J.A.; CIVIS, J.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A. y PORTA, J.(1987). Paleontology and taphonomy of the Tyrrhenian in the neighbourhood of Alicante. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. C.S.I.C.*, t. 10, 109-140.

FOUCAULT, A. (1971). *Étude géologique des environs des sources du Gudalquivir (provinces de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale)*. Tesis Univ. Paris VI, 633 p.

FREUDENTHAL, M.; LACOMBA, J.I.; MARTÍN SUÁREZ, E. y PEÑA, J.A. (1991a). The marine and continental Upper Miocene of Crevillente (Alicante, Spain). *Scripta Geologica*, 96, 1-8.

FREUDENTHAL, M.; LACOMBA, J.I. y MARTÍN SUÁREZ, E. (1991b). The cricetidae (Mammalia, Rodentia) from the Late Miocene of Crevillente (prov. Alicante, Spain). *Scripta Geologica*, 96, 9-39.

FRIZON DE LAMOTTE, D.; GUÉZOU, J.C. y ALBERTINI, M.A. (1989). Deformation related to Miocene westward translation in the core of the Betic zone. Implications on the tectonic interpretation of the Betic orogen (Spain). *Geodinamica Acta*, 3, 4, 267-281.

FRIZON DE LAMOTTE, D.; GUEZOU, J.C.; ANDRIEUX, J.; ALBERTINI, M.A.; COULON, M. y POISSON, A. (1990). Comment on "Neogene extensional collapse in the Western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 18, 4, 381-382.

FRIZON DE LAMOTTE, D.; ANDRIEUX, J. y GUÉZOU, J.C. (1991). Cinématique des chavauchements néogénes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 162, 4.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

GAIBAR PUERTAS, C. (1972). Los movimientos recientes del litoral alicantino. II. El segmento extendido entre la Punta de Ifach y el Cabo de las Huertas. *Inst. Est. Alic.*, 11, 46-106.

GAIBAR PUERTAS, C. y CUERDA BARCELÓ, J. (1969). Las playas del Cuaternario marino levantadas en el Cabo de Santa Pola (Alicante). *Bol. Inst. Geol. y Min.*, t. 80, 2, 197-211.

GALINDO ZALDÍVAR, J. (1993). Geometría de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Monografía Tierras del Sur*, Universidad de Granada.

GALINDO ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ LODEIRO. F. y JABALOY, A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.

GALLEGO, I.; GARCÍA DOMINGO, A.; LÓPEZ OLMEDO, F. y ELÍZAGA, E. (1984). *Mapa Geológico de España, hoja de Pinoso (870)*. Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

GARCÍA DUEÑAS, V. y BALANYA, J.C. (1991). Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, 9, 33-37.

GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb*, 59, 155-168.

GARCIN, M. (1987). *Le bassin de San Miguel de Salinas (Alicante, Espagne), relations entre contexte structuro-sédimentaire et dépôts évaporitiques et carbonatés au Messinien.* Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay, 313, 297 p.

GAUYAU, F. (1977). *Étude géophysique dans le Levant espagnol (entre Alicante et Totana): le problème du prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia*. Thèse d'État, Univ. Sc. et Tech. Langedoc, Acad. Montpellier, Francia, 97 p.

GAUYAU, F.; BAYER, R.; BOUSQUET, J.C.; LACHAUD, J.C.; LESQUER, A. y MONTENAT, C. (1977). Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia et Alicante (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Géol. France.*, (7), t. XXII, 3, 501-509.

GIGOUT, M. (1959a). À propos du Quaternaire sur le litoral des provinces du Levant espagnol. Quaternaire continental. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 249, 1774-1776.

GIGOUT, M. (1959b). À propos du quaternaire sur le litoral des provinces du Levant espagnol. Quaternaire marin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 249, 1914-1916.

GIGOUT, M.; SOLÉ SABARIS, L. y SOLÉ, N. (1957). Sur le néogene et le quaternaire de la Sierra de Colmenar, prés d'Alicante (Espagne). *C. R. Somm. S. G. F.*, 12, 235-236.

GINER, J.J. (en prep.). *Evaluación de la incertidumbre de la peligrosidad sísmica en la Comunidad Valenciana*. Tesis doctoral, Universidad de Alicante.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

GOHN (1984). In: *Paleoliquefaction features along the Atlantic Seaboard* (Eds. Amick *et al.*).

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I.; SERRANO, A.A.; CAPOTE, R. y DE VICENTE, G. (1988). The state of the stress in Spain and its assesment by empirical methods. *In: Rocks Mechanics and Power Plants* (Ed. Romana, M.), Balkema, 165-172.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. y SOMOZA, L. (1987a). Tyrrhenian and Holocene levels disposition in the southeastern spanish littoral, related to the Quaternary compression. *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, 10, 12-19.

GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T. y ZAZO, C. (1987b). Shoreline mapping models in areas with different morphosedimentary behaviour (Almería, Murcia, Alicante). *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. C.S.I.C.*, t. 10, 35-48.

GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988). Sequences of Quaternary marine levels in Elche Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 301-310.

GOY, J.L. y ZAZO, C. (1989). The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, Southeast Spain. *Tectonophysics*, 163, 219-225.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L. y DABRIO, C.J. (1989a). The neotectonic behavior of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Palaeogeographical meaning of the "Conglomerates of the Segura". *Bull. INQUA Neotectonics Comission*, 12.

GOY, J.L; ZAZO, C. y BAENA, J. (1989b). Area bética y Levante. *In: Mapa del Cuaternario de España* (Ed. I.T.G.E.), Escala 1:1.000.000, 209-221.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L. y DABRIO, C.J. (1990). Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno. *Estudios Geológicos*, 46, 237-244.

GOY, J.; SILVA, P.G.D.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. y BARDAJÍ, T. (1992). Morphological response to an intraplate transcurrent zone (Eastern Betics, SE Spain). Quaternary Basins types and neotectonics. *In: Neotectonics. Recent Advances*. (Ed. Mörner, Owen, Steward, Vita-Finzi), Quaternary Research Association, London.

GOZÁLVEZ, V. (1985). Precisiones sobre los depósitos cuaternarios en la antigua Albufera del Saladar de Alicante. *Homenaje a Juan Cuerda*. Univ. de Valencia, 35-52.

GOZÁLVEZ, V. y ROSELLÓ, V.M. (1978). La Sierra del Molar y sus yacimientos pleistocenos. *Cuadernos de Geografía*, 23, 107-122.

GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977). L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 575-614.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

GUIRAUD, M.; LABORDE, O. y PHILIP, H. (1989). Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis. *Tectonophysics*, 170, 289-316.

GUIRAUD, M. y PLAZIAT, J.C. (1993). Seismites in the fluviatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225, 493-522.

HANCOCK, P.L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal Stru. Geol.*, 7, 437-457.

HANCOCK, P.L. (1987). Premises and procedures in brittle tectonics. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 23, 135-138.

HANCOCK, P.L. y ENGELDER, T. (1989). Neotectonic joints. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, vol. 101, 1197-1208.

HEARTY, P.J.; HOLLIN, J.T. y DUMAS, B. (1987). Geochronology of pleistocene litoral deposits on the Alicante and Almeria coast of Spain. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. C.S.I.C.*, t. 10, 95-108.

HEMPTON, M.R. y DEWEY, J.F. (1983). Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics,* 98, T7-T14.

HERMES, J.J. (1985). Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geológicos*, 41, 157-176.

HILLAIRE-MARCEL, C.; CARRO,O.; CAUSSE, C.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1986). Th/U dating of Strombus Bubonius-bearing marine terraces in Southeastern Spain. *Geology*, vol. 14, 613-616.

I.G.M.E.-I.R.Y.D.A. (1978). *Investigación hidrogeológica de la Vega Baja del Segura.* Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas.

I.G.N. (1991). *Boletín de Sismos Próximos*. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Publicación Técnica, nº 27, 108 p.

IMPERATORI, L. (1957). Documentos para el estudio del Cuaternario alicantino. *Estudios Geológicos*, 34, 141-152.

IMPERATORI, L. (1966). Documentos para el estudio del Cuaternario alicantino. *Estudios Geológicos*, 22, 229-233.

I.T.G.E. (1990a). *Documentos sobre la Geología del Subsuelo de España*. Tomo II. Béticas. Granada-Guadix/Baza-Murcia/Almería-Alborán.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

I.T.G.E. (1990b). *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes.* Escala 1:200.000, nº 79-79E, 150 p., 2 mapas.

I.T.G.E. (1994). *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes.* Escala 1:200.000, nº 72-73, 73 p., 2 mapas.

I.T.G.E. (en prensa, a). *Mapas Neotectónico y Sismotectónico de España.* Escala 1:1.000.000. Hojas 1:200.000 de Elche, Alicante y Alcoy.

I.T.G.E. (en prensa, b). *Mapa Neosismotectónico de la provincia de Alicante. In: Atlas de Riesgos Integrados de la provincia de Alicante* (Ed. Durán), I.T.G.E. y Consellería de Industria, Comercio y Turismo.

JANSSEN, M.E.; TORNÉ, M.; CLOETHING, S. y BANDA, E. (1993). Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Inferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 585-597.

JAÚREGUI, P. (1995). *Respuesta instrumental de los canales de adquisición de datos de la Red Sísmica Local de la Universidad de Alicante. Un método paramétrico para la actualización de la respuesta*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Alicante.

JEREZ MIR, F. (1979). Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min. España,* 90, 503-555.

JEREZ MIR, L. (1984). Sobre la reconstrucción de la Cuenca alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. *I Congreso Español de Geología*, t.V, 333-355.

JIMÉNEZ DE CISNEROS, P. *Geología y Paleontología de Alicante*. Recopilación de trabajos.

JIMÉNEZ DE CISNEROS, P. (1925). Encuentro de *Strombus bubonius Lamk*. en el subsuelo de Alicante. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 25, 81-83.

JUDSON, S. y BARKS, R.E. (1961). Microstriations on polished pebbles. *Am. Jour. of Science*, vol. 259, 371-381.

KAMPSCHUUR, W. (1972). *Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation*. Thèse Sc., Amsterdam, 144 p.

KAMPSCHUUR, W. y SIMON, O. (1969). Sur la geologie de l'Île de Tabarca (province d'Alicante, Espagne) et sa position tectonique dans la Zone Bétique (Cordillères Bétiques). *C. R. Somm. S.G.F.*, 37.

KASTENS, K.A. y CITA, M.B. (1981). Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 845-857.

KEEFER, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. of Amer. Bulletin,* vol. 95, 406-421.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

KELLER, E. (1986). Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. *In: Active Tectonics*, Geophysics Study Committee, Nat. Acad. Press, 136-147.

KLEVERLAAN, K. (1987). Gordo megabed: a possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas basin, Province of Almería, Southeast Spain. *Sedimentary Geology*, 51, 165-180.

KUENEN (1953). Significant features of graded bedding. *AAPG Bulletin*, 37, 1044-1066.

KUENEN (1958). Experiments in Geology. *Trans. geol. Soc. Glasgow*, 23, 1-28.

LADURE, F. (1990). *Evolution tectono-sédimentaire de la région d'Ibi (Prébétique oriental, Espagne) au Néogène*. Thèse d'État Univ. Bordeaux I, 290 p.

LAJOIE, K.R. (1986). Coastal tectonics. *In: Active Tectonics.* Geophysics Study Committee, National Academy Press, 95-124.

LANCIS, C. (en prep.). *Nannoplancton calcáreo del extremo oriental de la Cordillera Bética.* Tesis Doctoral, Universidad de Alicante.

LANCIS, C.; FLORES, J.A.; SIERRO, F.; FRANCÉS, G. y ESTÉVEZ, A. (en prensa). Biostratigraphy and palaeoenvironmental implications of the Messinian sediments from the Torremendo Marls (Alicante, Spain).

LAROUZIÈRE, F.D. de; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. y GRAVEAUD, P. (1987). Évolution simultanée de bassins néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarron (SE de l'Espagne). *Bull. Centres Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine,* 11, 1, 23-38.

LAROUZIÈRE, F.D. de; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNÁNDEZ, J.; MONTENAT, C. y OTT d'ESTEVOU, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.

LEBLANC, D. y OLIVIER, P. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifain orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345-355.

LERET, G. y LENDINEZ, A. (1972). *Mapa Geológico de España, hoja de Alicante (872).* Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid.

LERET, G.; NÚÑEZ, A.; COLODRÓN, I. y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1976). *Mapa Geológico de España, hoja de Elda (871).* Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000. I.G.M.E., Madrid.

LILLO, M. y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1986). Los movimientos horizontales y verticales y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendido entre la Sierra de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería). *I Jornadas de Estudio del Fenómeno Sísmico y su Incidencia en la Ordenación del Territorio,* Murcia, MOPU, IGN, nº 7, 227-258.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

LÓPEZ CASADO, C.; ESTÉVEZ, A.; PINA, J.A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1987). Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas. *Mediterránea, Ser. Est. Geol.*, 6, 5-39.

LÓPEZ MARIÑAS (1976). *El sismo del 21 de marzo de 1829*. Manuscrito, Madrid.

LOWE, D.R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.

LOWE, D.R. (1976). Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23, 285-308.

LUKOWSKI, P. (1987). *Évolution tectono-sédimentaire du bassin néogène de Fortuna (Cordillères bétiques orientales, Espagne)*. Thèse d'Etat. Paris-Sud, Orsay, 430 p.

MALINVERNO, A. y RYAN, W.B.F. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of the arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.

MARILLIER, F. y MUELLER, S. (1985). The Western Mediterranean Region as an Upper-Mantle Transition Zone Between Two Lithospheric Plates. *Tectonophysics*, 118, 113-130.

MARTÍN ALGARRA, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1171 p.

MARTÍN SUÁREZ, E. y FREUDENTHAL, M. (1993). Muridae (Rodentia) from the Lower Turolian of Crevillente (Alicante, Spain). *Scripta Geologica*, 103, 65-118.

MARTÍNEZ, W.; NÚÑEZ, A. y COLODRÓN, I. (1977). *Mapa Geológico de España, hoja de Torrevieja (935)*. Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

MASANA, E. (1994). Paleoseismological features in the Catalan Coastal Ranges, NE Spain. *European Seismological Comission, XXIV General Assembly*, Athina, 19-24.

MASANA, E. (en prep.). Neotectonic features in the Catalan Coastal Ranges, Northeastern Spain.

MAUFFRET, A.; MALDONADO, A. y CAMPILLO, C. (1992). Tectonic framework of the Eastern Alboran and Western Algerian Basins, Western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, 12, 104-110.

MEGÍAS, A.G. (1982). La evolución del Mar de Alborán y Cadenas bético-maghrebides durante el Neógeno. *V Congreso Latino-americano de Geología, Buenos Aires. Actas*, 1, 402-447.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

MEGÍAS, A.G.; LERET, G.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1983). La sedimentación neógena en las Béticas: análisis tectosedimentario. *Mediterrania, Ser. Geol.*, 1, 83-103.

MEZCUA, J. (1985). Esquema sismotectónico del SE de España. *In: Mecanismos de terremotos y tectónica* (Eds. Udías, Muñoz y Buforn). Universidad Complutense. Madrid, 225-232.

MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. y BUFORN, E. (1984). Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence. *Bull. of the Seism. Society of America.*, vol. 74, 1, 167-179.

MONTENAT, C. (1970). Sur l'importance des mouvements orogéniques récents dans le Sud-est de l'Espagne (provinces d'Alicante et de Murcia). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, série D, 3194-3197.

MONTENAT, C. (1973). *Les formations néogenes et quaternaires du Levant espagnol.* Thèse d'État, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 1167 p.

MONTENAT, C. (1977). *Les bassins néogènes et quaternaires du Levant d'Alicante à Murcie (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléontologie et évolution dynamique*. Docum. Lab. Géol., Univ. Lyon. 69, 345 p.

MONTENAT, C. (1980). Relations entre déformations synsédimentaires et paleoseismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Géol France*, t. 22, vol. 7, 3, 501-509.

MONTENAT, C. y CRUSAFONT, M. (1970). Découverte de mammifères dans le Néogène et le Pléistocène du Levant espagnol (provinces d'Alicante et de Murcia). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, 2434-2437.

MONTENAT, C.; EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E.; SIMON, O.J.; Van WINKOOP, A.A.; De BOER, A. y KAMPSCHUUR, W. (1972). *Mapa Geológico de España, hoja de Orihuela (913)*. Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

MONTENAT, C. y DE BRUIJN, H. (1976). The Ruscinian Rodent Faunule from La Juliana (Alicante); Its implication for the correlation of continental and marine biozones. *Kon. Ned. Akad. Weten.*, Amsterdam, Serie B, vol. 79 (4).

MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, P.; LAROUZIÈRE, F.D. y BEDU, P. (1987a). Originalité géodynamique des bassins néogènes du domaine bétique oriental. *Notes et mémoirs, N° 21, TOTAL*, 11-50.

MONTENAT, C.; OTT d'ESTEVOU, P. y MASSE, P. (1987b). Tectonic sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, 11, 1-22.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. y COPPIER, G. (1990). Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *In: Les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne) (Ed. I.G.A.L.). Doc. et Trav.*, IGAL, Nº 12-13, 313-368.

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; BARRIER, P.; y PATUREL, D. (1993). Les séismites: essai de typologie génétique. *Géochronique*, 46, 15-17.

MONTY, C. (1981). Le Miocène supérieur de la région de Benejúzar (province d'Alicante) et stromatolites associés. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 104, 109-114.

MUÑOZ, D. y UDÍAS, A. (1991). Three large historical earthquakes in Southern Spain. *In: Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero Maghrebian Region* (Ed. I.G.N), 8, 175-182.

MUTTI, E., RICCI LUCCHI, F., SEGURET, M. y ZANZUCCHI, G. (1984) Seismoturbidites:a new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, 55, 103-116.

NÚÑEZ, A.; MARTÍNEZ, W. y COLODRÓN, I. (1976). *Mapa Geológico de España, hoja de Murcia (934)*. Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

OBERMEIER, S.F. (1987). Identification and geologic characteristics of earthquake-induced liquefaction features. *In: Directions in Paleoseismology, Proceedings of Conference* XXXIX, *Open File Report* 87-673, U.S. Geological Survey, 173-177.

OBERMEIER, S.F., GOHN, G.S., WEEMS, R.E., GELIANAS, R.L. y RUBIN, M. (1985). Geological evidence for recurrent moderate to large earthquakes near Charleston, South Carolina. *Science*, vol. 227, 408-411.

OBERMEIER, S.F., MARTIN, J.R., FRANKEL, A.D., YOUD, T.L., MUNSON, P.J., MUNSON, C.A. y POND, E.C. (1993). Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of Southern Indiana and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1536, 27 p.

OKADA, H. y BUKRY, D. (1980). Supplementary modification and introduction of code number to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleontology*, 5, 3, 321-325.

ORÓZCO, M. (1980). Estructuras de disolución por presión, venas de calcita y deformaciones incrementales en el área de Zafra (Macizo Ibérico Meridional). *Cuad. Geol. Univ. Granada.*, 11, 107-125.

ORTÍ, F. y SHEARMAN, D.J. (1977). Estructuras y fábricas deposicionales en las evaporitas del Mioceno superior (messinisnse) de San Miguel de Salinas (Alicante, España). *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Diputación Provincial. Universidad de Barcelona. Vol. XXXII, (5-54).

OTT d'ESTEVOU, P. y MONTENAT, P. (1985). Évolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 300, 363-368.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

OTT d'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C.; LADURE, F. y PIERSON d'AUTREY, L. (1988a). Évolution tectono-sédimentaire du Prébétique oriental (Espagne) au Miocène. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 307 (II), 789-796.

OTT d'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. y LAROUZIÈRE, F.D. de (1988b). Cuencas sedimentarias neógenas en régimen transcurrente en la zona Bética oriental. *II Congreso Geológico de España, Granada, Symposium "Cuencas en régimen transcurrente"*, 163-172.

OWEN, G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. *In: Deformation of sediments and sedimentary rocks* (Eds. Jones & Preston).Geol. Soc. spec. public., Oxford-London, 29, 11-24.

PANTOSTI, D. y YEATS, R.S. (1993). Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Annali di Geofisica*, vol. XXXVI, 3-4, 237-257.

PANTOSTI, D.; SCHWARTZ, D.P. y VALENSISE, G. (1993). Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia Fault: implications for earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, B4, 6561-6577.

PATUREL, D. y OTT d'ESTEVOU, P. (1991). Les figures de paléoséismicité du bassin de Sorbas (Bétiques, Espagne). *Doc. interne IGAL-BRGM,* 91-76, 1-33.

PETTIJOHN, F.J. y POTTER, P.E. (1964). *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer-Verlag, 370 p.

PHILIP, H. (1987). Plio-quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zone of subduction and collision. *Annales Geophysicae*, 5B, 3, 301-320.

PIERSON d'AUTREY, L. (1987). *Sédimentation et structuration dans le bassin néogène d'Alcoy (Cordillères Bétiques Externes orientales, Espagne)*. Thèse d'État, Univ. Paris XI-Orsay, 315 p.

PIGNATELLI, R.; ESPEJO, J.A. y CRESPO, A. (1973a). *Mapa Geológico de España, hoja del Cabo de Santa Pola (894).* Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

PIGNATELLI, R.; ESPEJO, J.A. y CRESPO, A. (1973b). *Mapa Geológico de España, hoja de Elche (893).* Proyecto M.A.G.N.A., escala 1:50.000, I.G.M.E., Madrid.

PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17, 540-543.

PLAZIAT, J.C.; PURSER, B. y PHILOBOS (1988). Diversity of Neogene seismites of the northwest Red Sea (Egypt): a characteristic sedimentary expression of rifting. *Tectonophysics,* 153, 1-4, 295.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

PLAZIAT, J.C., PURSER, B.H. y PHILOBOS, E. (1990). Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt). *Bull. Soc. géol. France,* (8), t. VI, 3, 419-434.

PLAZIAT, J.C. y POISSON, A.M. (1992). Mise en évidence de plusieurs séismes majeurs dans le Stampien supérieur continental au sud de Paris: enregistrements sédimentaires de la tectonique oligocène. *Bull. Soc. géol. France*, t. 163, 5, 541-551.

POISSON, A. y LUKOWSKI, P. (1990). The Fortuna Basin: a piggyback basin in the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Annales Tectonicae*, vol. IV, 1, 52-67.

PULIDO, A. y PADILLA, A. (1984). Características hidrogeológicas de un sector al SW de Aspe (Alicante). *Mediterránea, Ser. Est. Geológicos*, 5, 105-128.

REBAÏ, S.; PHILIP, H. y TABOADA, A. (1992). Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at differents scales. *Geophys. J. Int.*, 110, 106-140.

REHAULT, J.P.; BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1984). The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447-477.

REHAULT, J.P.; BOILLOT, G. y MAUFFRET, A. (1985). The Western Mediterranean Basin. *In: Geological Evolution of the Mediterranean Basin* (Eds. Stanley y Wezel), Springer Verlag, New York, 589 p.

REY PASTOR, A. (1951). *Estudio sismotectónico de la región sureste de España*. Instituto Geográfico y Catastral, Madrid,52 p.

RITZ, J.F. (1991). *Évolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques*. Thèse d'État, Univ.Montpellier II, 176 p.

ROCA, E. (1992). *L'estructura de la conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi.* Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 330 p.

ROCA, E. y GUIMERÀ, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.

RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1984). *Los terremotos alicantinos de 1829*. Instituto de Estudios Alicantinos, Serie I, Nº 100, 323 p.

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977). Los grandes accidentes tectónicos de la provincia de Alicante. *Tecniterrae,* III, 17, 8-17.

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; LÓPEZ, B. y MORA, V. (1992). Existencia de un neokarst cuaternario en las proximidades del aeropuerto de Alicante. *V Simposio de Hidrogeología*, Alicante, 207-229.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Universidad Granada, 224 p

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C. y MARTÍN PENELA, A. (1992). El registro sedimentario de las cuencas neógenas béticas internas y su relación con el Mar de Alborán. *III Congreso Geológico de España, Salamanca, Simposios,* t. 2, 548-556.

RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. y MARTÍN PENELA, J. (1993). Neogene evolution of the Campo de Dalías and the surrounding offshore areas (Northeastern Alboran Sea). *Geodinamica Acta*, 6, 4, 255-270.

ROEP, T.B. y EVERTS, J. (1992). Pillow-beds: a new type of seismites? An exemple from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain. *Sedimentology*, 39, 711-724.

RUIZ BUSTOS, A. (1990). Biostratigraphy of the continental Neogene in the Betic Cordilleras. *IX Congress R.C.M.N.S.*, Barcelona, 301-302.

RUIZ BUSTOS, A. (1992). Biostratigrafía del Neógeno en las Cuencas Béticas. Significado geológico regional de las agrupaciones de yacimientos. *III Congreso Geológico de España*, Salamanca, 1, 549-553.

SANTANACH, P.F.; SANZ DE GALDEANO, C. y BOUSQUET, J. (1980). Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol. Inst. Geol. Min.*, 91, 417-444.

SANZ DE GALDEANO, C. (1976). Datos sobre las deformaciones neógenas y cuaternarias del sector de Padul (Granada). *In: Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Secret. Publ. Univ. Granada, 197-218.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983a). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983b). La neotectónica de las Cordilleras Béticas. *In: Geología de España* (Ed. Comba), Libro Jubilar J.M. Ríos, t. 2, 469-485.

SANZ DE GALDEANO, C. (1988). The evolution, importance and significance of the Neogene fault system within the Betic-Rifean Domain. *Mediterranea. Ser. Est. Geol.*, 7, 33-43.

SANZ DE GALDEANO, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordillera in the Western Mediterranean, Miocene to Present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

SANZ DE GALDEANO, C. y ESTÉVEZ, A. (1981). Estriaciones tectónicas en cantos de conglomerados. Su estudio en las Depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Estudios Geológicos*, 37, 227-232.

SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1991). Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geológica Hispánica*, vol. 26, 3-4, 205-227.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1992). Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4, 21-36.

SANZ DE GALDEANO, C. y LÓPEZ CASADO, C. (en prensa). Fuentes sísmicas asociadas a fallas en el Sureste Peninsular. *Estudios Almerienses.*

SAUCIER, R.T. (1989). Evidence for episodic sand-blow activity during the 1811-1812 New Madrid (Missouri) earthquake series. *Geology*, vol. 17, 103-106.

SCHRADER, F. (1988). Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern Alpine Molasse Basin. *Journal of Structural Geology,* vol. 10, 1, 41-52.

SEED, H.B. y IDRISS, I.M. (1982). Ground motions and soil liquefaction during earthquakes. *Earthquake Engineering Research Institute,* Berkeley, California, U.S.A.

SEGURET, M., LABAUME, P. y MADARIAGA, R. (1984). Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites, of the South Pyrenean Basin (Spain). *Marine Geology*, 55, 117-131.

SEILACHER, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13, 155-159.

SEILACHER, A. (1984). Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology*, 55, 1-12.

SETH, A., SARKAR, S. y BOSE, P.K. (1990). Synsedimentary seismic activity in an immature passive margin basin (Lower Member of the Katrol Formation, Upper Jurassic, Kutch, India). *Sedimentary Geology,* 68, 4, 279-291.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J. y LARIO, J. (1992). Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de los frentes montañosos de falla en el SE de España. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, *Actas,* t. 2, 96-100.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. y BARDAJÍ, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.

SIMÓN, J.L. (1986). Analysis of a gradual change in stress regime (example from eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.

SIMÓN, J.L. (1990). Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica (Conferencia). *Geogaceta*, 8, 123-129.

SIMON, O.J. (1966). Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharon dans la Sierra de Carrascoy. *Geol. Mijnb.*, 45, 112-113.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

SIMS, J.D. (1973). Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182, 161-163.

SIMS, J.D. (1975). Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29, 141-152.

SMITH (1916). Ball or pillow structure in sandstone. *Geol. Mag.*, 3, 146-156.

SOMOZA, L. (1987). Recent Quaternary sealevel changes and tectonic movements in SE Spain. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, C.S.I.C.*, t. 10, 49-78.

SOMOZA, L. (1989a). *El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar.* Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 352 p.

SOMOZA, L. (1989b). Quaternary littoral en southeast Spain (Alicante-Murcia). Geodinamic evolution related to sea-level changes. *INQUA, MBSS Newsletter*, nº 11, 33-38.

SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1986). Análisis de secuencias de islas barrera Pleistocenas en relación con variaciones del nivel del mar, Laguna de la Mata. *Acta Geológica Hispánica.*, t. 21-22,151-157.

SOMOZA, L.; ZAZO, C.; GOY, J.L. y MORNER, N.A. (1989). Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales cuaternarios (Alicante-Murcia, España). *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 3 (1-4), 73-82.

SORIA, J.M. (1994). *La sedimentación neógena entre Sierra Arana y el Río Guadiana Menor (Cordillera Bética central). Evolución desde un margen continental hasta una cuenca intramontañosa*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 292 p.

SPALLETTA, C. y VAI, G.B. (1984). Upper Devonian intraclast parabreccias interpreted as seismites. *Marine Geology*, 55, 133-144.

STEARNS, C.E. y THURBER, D.L. (1965). $^{230}Th/^{234}U$ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*, 7, 29-42.

TABOADA, A. (1992). *Modelisation numérique en tectonique. Applications dans les domaines ductile et cassant*. Thèse d'État, Univ. Montpellier II, Sc. et Techn. du Languedoc, 187 p.

TABOADA, A. (1993). Stress and strain from striated pebbles. Theoretical analysis of striations on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, 11, 1315-1330.

TABOADA, A.; BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1993). Coseismic elastic models of folds above blind thrusts in the Betic Cordilleras (Spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220, 223-241.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995

Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Pedro Alfaro García

Volver al índice/Tornar a l'índex

TAPPONIER, P. (1977). Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasemente rigide-plastique. Bull. Soc. Géol. France, 19, 437-460.

THORSON, R.M.; CLAYTON, W.S. y SEEBER, L. (1986). Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern Connecticut. *Geology*, vol. 14, 463-467.

UDÍAS, A. (1976). The focal mechanism of earthquakes in the southern coast of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 4, 229-234.

UDÍAS, A.; LÓPEZ ARROYO, A. y MEZCUA, J. (1976). Seismotectonics of the Azores-Alboran Region. *Tectonophysics*, 31, 259-289.

UDÍAS, A. y BUFORN, E. (1985). Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica del área Ibero-Mogrebí. *In: Mecanismos de los terremotos y tectónica* (Eds. Udías, Muñoz y Buforn), Univ. Complutense de Madrid, 217-224.

UDÍAS, A. y BUFORN, E. (1993). Focal mechanisms and regional stress patterns in South Spain. *Serie Monografía I.G.N.*, 10, 311-319.

VACHARD, D., BARRIER, P., MONTENAT, C. y OTT d'ESTEVOU, P. (1987). Dykes neptuniens, brèches internes et éboulis cimentés des escarpements de faille du détroit de Messine au Plio-Quaternaire. *Doc. et Trav. IGAL*, 11, 127-141.

VALENSISE, G. y WARD, S. (1991). Long-term uplift of the Santa Cruz coastline in response to repeated earthquakes along the San Andreas fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1694-1704.

VAN DER BEEK, P.A. y CLOETINGH, S. (1992). Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203, 325-344.

VEGAS, R. (1985). Tectónica del área Ibero-Mogrebí. *In: Mecanismos de los terremotos y tectónica* (Eds. Udías, Muñoz y Buforn), Univ. Complutense de Madrid, 197-213.

VEGAS, R. (1991). Present-day geodynamics of the Ibero-Maghrebian region. *In: Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. (Eds. Mezcua, J. y Udías, A.)., I.G.N., monografía 8, Madrid, 193-204.

VEGAS, R. (1992). The Valencia trough and the origin or the western Mediterranean basins. *Tectonophysics*, 203, 249-261.

VEGAS, R.; FONTBOTÉ, J.M. y BANDA, E. (1979). Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian Peninsula. *In: Procedings of the symposium on "Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas"*, E.G.S., Viena, I.G.N. Special Publication, nº 201, 109-128.

VITTORI, E., LEBINI, S.S. y GEWA, L. (1991). Palaeoseismology: review of state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193, 9-32.

Tesis doctoral de la Universidad de Alicante. Tesi doctoral de la Universitat d'Alacant. 1995