



ABRIR CAPÍTULO 2.9

2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM
- 2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huerca Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla
- 2.7. Neotectónica y tectónica activa en el interior de la depresión del Guadalentín. Estudio gravimétrico aplicado a la identificación de fallas ocultas activas
- 2.8. Segmentación de la falla de Alhama de Murcia
- 2.9. Neotectónica y tectónica activa asociada a la fracturación secundaria asociada a la FAM: Falla de Las Viñas

2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica en la FAM y su entorno

2.10.1. Antecedentes

2.10.2. Modelos de campos de esfuerzos y cinemáticas en la zona de falla Lorca-Totana de la FAM y su entorno

2.10.3. Comentario sobre el efecto de *porpoising*

2.10. Campos de esfuerzos y modelos dinámicos y cinemáticos que explican las estructuras resultantes de la neotectónica en la FAM y su entorno

En los capítulos precedentes, se han determinado, utilizando criterios o marcadores diversos, las orientaciones y naturaleza de los campos de esfuerzos que dieron origen a la sucesión de estructuras de deformación, cinemáticas y evolución desde el mioceno hasta la actualidad. Estas estructuras, tales como la cuenca de Lorca, la Sierra de La Tercia, la fracturación asociada a los corredores principales, la depresión del Guadalentín, y en general las meso y macro estructuras que rodean a la FAM, son el resultado de una tectónica polifásica en la que el campo de esfuerzos ha variado tanto de orientación como de naturaleza durante el período neotectónico.

En la Fig. 2-84 se presenta un resumen con los tensores de esfuerzos teóricos que representarían a cada uno de los campos de esfuerzos deducidos a partir de los distintos tipos de estructuras. En casi todos los casos, las complejas relaciones temporales entre las estructuras generadas por estos campos hace que no seamos capaces de distinguir claramente los límites temporales de actuación para cada campo de esfuerzos.

A grandes rasgos, se han identificado dos campos de esfuerzos compresivos predominantes con direcciones de máximo acortamiento horizontal diferentes. Uno NNO-SSE y otro NNE-SSO. Asimismo se observan varios campos de tipo extensional con orientaciones de máxima extensión variables. El efecto más importante de la actuación de los dos campos compresivos es la actuación de la FAM con dos cinemáticas diferentes. Una de carácter inverso bastante puro y otra de carácter oblicua inverso-direccional (sinestrosa).

En el presente capítulo describimos y analizaremos las causas de esa complejidad cinemática y dinámica y proponemos modelos y mecanismos concretos que pueden explicar dicha complejidad.

2.10.1. Antecedentes

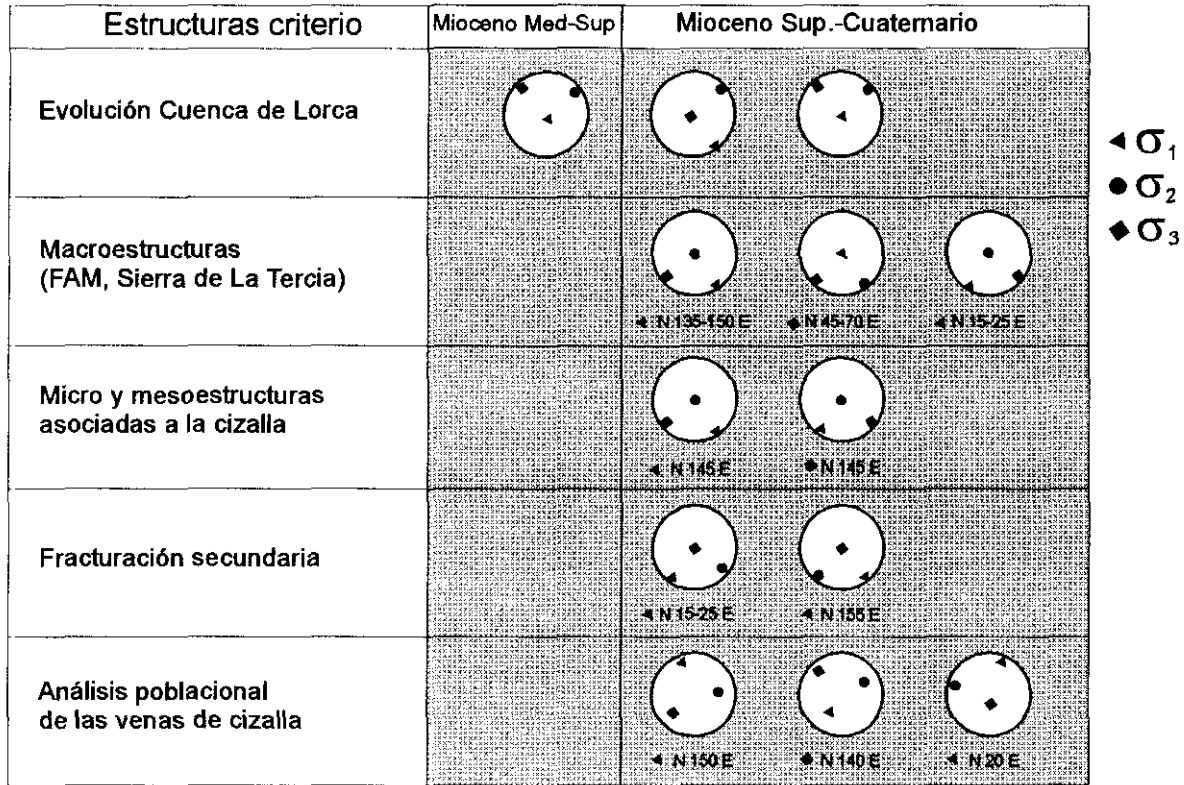
Como quedó expresado en los antecedentes generales, son varios los trabajos previos en los que se estudian o recopilan datos referentes a la naturaleza y orientación del campo de esfuerzos regional que afecta actualmente y previsiblemente durante todo el Cuaternario a la Cordillera Bética Oriental. De la mayoría de ellos se deduce que la cordillera está sometida a un campo de esfuerzos regional de carácter compresivo con una dirección de máximo esfuerzo horizontal aproximadamente N 150 E (NNO-SSE).

En los últimos años se han venido realizando estudios de carácter microtectónico y mesotectónico en diferentes marcos geodinámicos en los que se concluye que la orientación,

tanto de los paleoesfuerzos, como de los esfuerzos actuales que actúan en un punto determinado de la superficie cortical están condicionados en gran medida por las estructuras locales en el entorno del mismo (Taha, 1986; Rebaï, 1988; Mandle, 1988; Rebaï et al., 1992, entre otros).

En el último trabajo citado, se recopilan cientos de indicadores cinemáticos y se cartografían las trayectorias de esfuerzos actuales en el entorno geodinámico del Mediterráneo. En determinadas zonas de fracturación y cinemática conocidas estudiaron los cambios de orientación de las trayectorias de esfuerzos a diferentes escalas en relación con la estructuración local. Como resultado de ese

Campos de esfuerzos zona de falla de Alhama de Murcia



Campos de esfuerzos zona de falla de Las Viñas

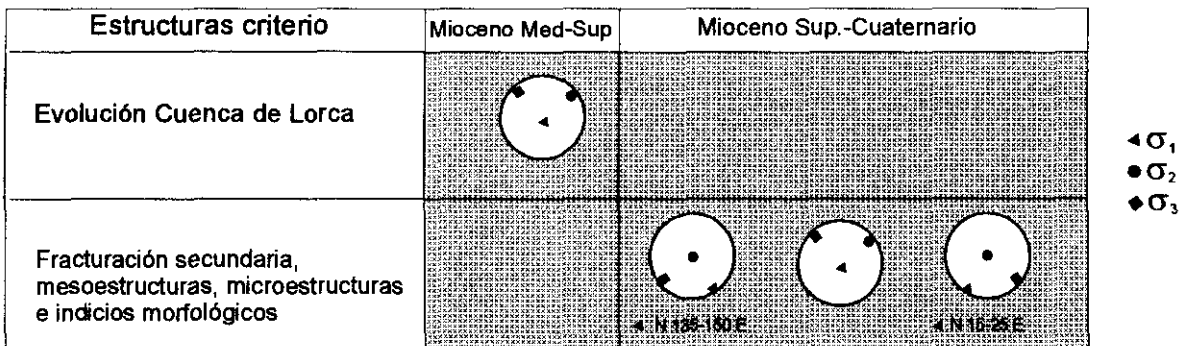


Fig. 2-84. Tensores de esfuerzos teóricos que representan los campos de esfuerzos aproximados deducidos del análisis neotectónico de la falla de Alhama de Murcia, la falla de las Viñas y su entorno.

estudio, llegan a la conclusión de que: "el campo de esfuerzos a una escala determinada es consistente con estructuras geológicas de la misma escala y no es necesariamente compatible con la cinemática de las fallas de su entorno de una menor escala. Esto significa que las fallas y heterogeneidades de una escala determinada están asociadas a desviaciones de esfuerzos de la misma escala".

En relación con la zona aquí estudiada, en los distintos trabajos de carácter neotectónico-estructural que desde los años setenta se han realizado en la FAM y su entorno, se ha identificado una distribución tanto espacial como temporal bastante compleja de los campos de esfuerzos desde el Mioceno Medio hasta la actualidad. Ya Bousquet et al. (1975) identifican direcciones de acortamiento horizontal postpliocenas que oscilan entre NO-SE y NNE-SSO.

Posteriormente, Armijo (1977) realizó un análisis poblacional de fallas en el sector Lorca-Totana de la FAM en materiales posteriores al Mioceno medio. En su interpretación concluye la existencia de una variación en la naturaleza y orientación del campo de esfuerzos que pasa de

ser extensional hasta el Messiniense, a ser de tipo compresivo con una dirección de S_{max} NE-SO a NNE-SSO durante el Plioceno superior (Fig. 2-85). Bajo este campo la FAM actuaría como un desgarre sinestroso. Finalmente, durante el Cuaternario identifica un campo compresivo con una dirección de S_{max} NNO-SSE que se tradujo en un progresivo bloqueo del movimiento de desgarre de la FAM.

Durante la década de los ochenta varios autores franceses realizaron numerosos estudios neotectónicos y tectosedimentarios de la FAM y de las cuencas neógenas próximas (Montenat et al., 1985; Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Larouziere, 1985). Los resultados de carácter dinámico de los dichos estudios se extrapolaron al dominio Bético oriental.

En la Fig. 1-7 se mostró una síntesis de la evolución tectosedimentaria, magmática, cinemática y dinámica desde el Mioceno superior hasta la actualidad tomada de (Montenat et al. (1987 a y b). En dicha figura, se muestra una evolución aún más compleja del campo de esfuerzos que afecta esta zona a escala regional. Se propone la existencia de un único campo de esfuerzos compresivo desde el Mioceno medio

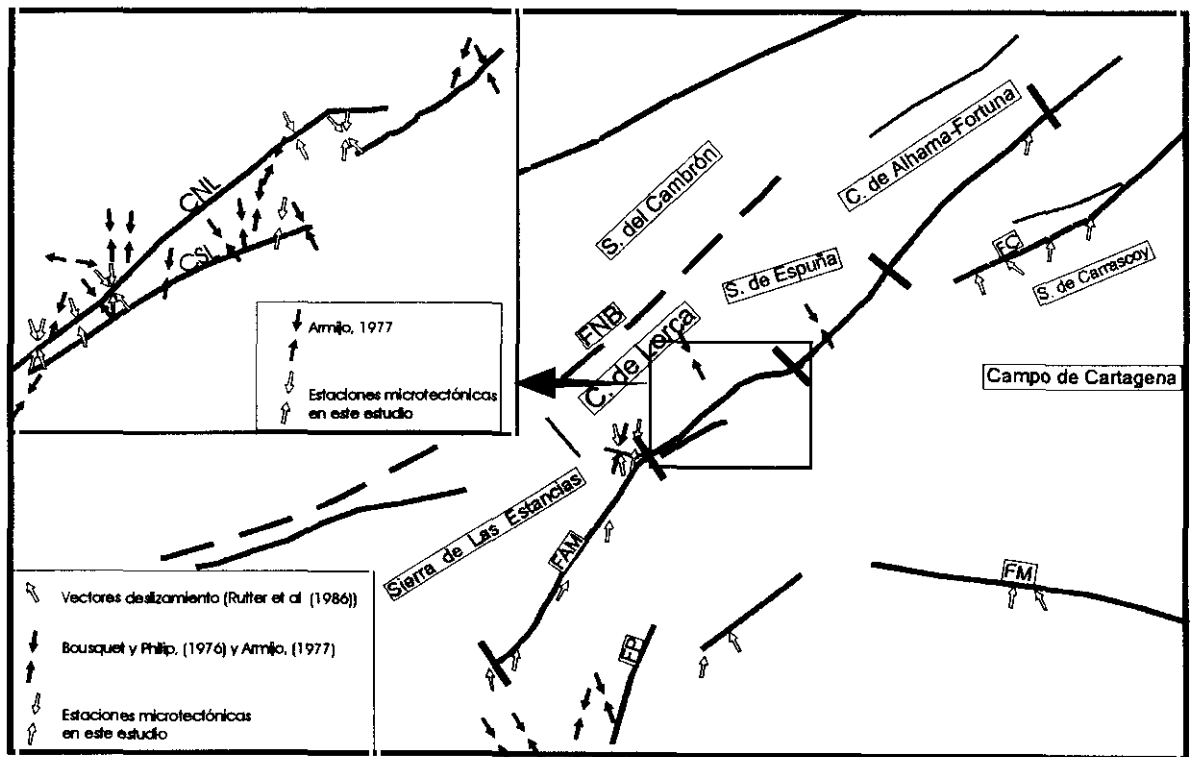


Fig. 2-85. Proyección en planta de las direcciones de acortamiento horizontal postmiocenas deducidas en el entorno de la FAM en trabajos previos (ver explicación en texto) y en este estudio.

hasta la actualidad, si bien presenta dos rotaciones en la dirección de Sh_{max} entre NNO-SSE y NNE-SSO que se reflejan en cambios en la cinemática de la fracturación.

En estudios más recientes a escala local realizados en el sector Lorca-Totana (Martínez Díaz, 1991; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992a y b) se identifica una mayor complejidad en la distribución temporal y orientación del campo de esfuerzos neotectónico. Se vuelven a identificar dos direcciones del máximo esfuerzo horizontal, una NNE-SSO y otra NNO-SSE, pero con una mayor complejidad en su sucesión temporal (Fig. 2-86).

En contraposición con esta tendencia de progresiva complicación en la evolución dinámica de esta zona, Silva et al. (1992a) apoyan, tras realizar un estudio morfológico-estructural de la depresión del Guadalentín que todas las estructuras neotectónicas observadas a lo largo de la zona de falla se han podido generar bajo un único campo de esfuerzos compresivo con una dirección de Sh_{max} N 170 E.

A una escala más regional, ya en el capítulo de antecedentes generales (capítulo 1.2.2) se describieron los estudios y conclusiones de carácter dinámico más significativos para el entorno de la zona estudiada. De esos trabajos se extrae que desde el Tortoniense superior hasta la actualidad el campo de esfuerzos regional que ha afectado al conjunto de las Cordillera Bética central y oriental es coherente con un acercamiento NO-SE entre las placas Euroasiática y Africana

Tanto el mapa mundial de esfuerzos tectónicos actuales obtenido a partir de medidas de esfuerzos *in situ* (Zoback et al., 1989 y 1992), como en los modelos de esfuerzos obtenidos a partir del análisis elástico de elementos finitos (Gölke y Coblenz, 1996), así como las medidas de movimientos relativos entre las placas obtenidas a través de observaciones de interferometría espacial VLBI (NASA, 1998), indican la existencia de un acortamiento actual entre Europa y África a la altura de la Península Ibérica según una dirección NO-SE a NNO-SSE.

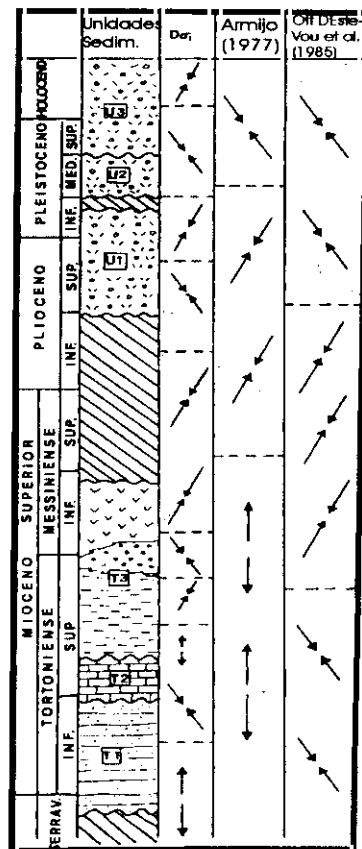


Fig. 2-86. Evolución de las direcciones de máximo acortamiento horizontal durante el período neotectónico a partir del análisis estructural aplicado al sector Lorca-Totana de la FAM deducidas por, Armijo (1977); Ott D'Estevou et al. (1985) y Martínez-Díaz (1991).

2.10.2. Modelos de campos de esfuerzos y cinemáticas en la zona de falla Lorca-Totana de la FAM y su entorno

Considerando los antecedentes expuestos junto con los resultados obtenidos en los capítulos precedentes, en esta zona se pueden identificar hasta cinco campos de esfuerzo de diferente naturaleza y orientación que han actuado durante el Mioceno superior y el Pliocuaternario (Fig. 2-84). Las complicadas relaciones espacio-temporales observadas entre estos campos nos hace pensar que se generan como consecuencia de modificaciones en el régimen del campo de esfuerzos regional debidas a perturbaciones locales controladas por estructuras preexistentes. En función de la geometría, posición espacial y cinemática de esas estructuras preexistentes (anisotropías), el tipo y orientación de campo de esfuerzos varía.

En la Fig. 2-87 se muestra un modelo cinemático y dinámico de la FAM en el sector Lorca-Totana. Este modelo pretende explicar las estructuras asociadas a la cinemática de la FAM como resultado del campo de esfuerzos regional, así como de aquellos otros campos de esfuerzos locales derivados de modificaciones del primero en momentos determinados. En efecto, el campo de esfuerzos regional fue responsable del movimiento diferencial de bloques a diversas escalas, limitados por anisotropías preexistentes con distintas orientaciones. Los desplazamientos de bloques subordinados a estas discontinuidades inducen campos de esfuerzos locales como consecuencia de modificaciones del campo regional.

En el modelo se ha considerado un campo de esfuerzos compresivo regional con una dirección de Sh_{max} N 150 E. Bajo este campo de esfuerzos, se generan permutaciones locales de ejes o desviaciones en las trayectorias de esfuerzos que inducen los campos de esfuerzos locales (CEL) de inferior jerarquía. Bajo dicho campo de esfuerzos regional, las fallas tanto del CNL como del CSL presentan cinemáticas de tipo inverso. Estos movimientos inducen el hundimiento de un *pop down* situado entre los dos corredores y el levantamiento de la S^a de la Tercia. El menor levantamiento del bloque situado al Sur del CSL induce a pensar en un menor desarrollo en profundidad de la zona de falla debido a que se trata de una zona de falla más reciente.

En la Fig. 2-87a se muestra el modelo de formación del CEL responsable de la formación de las fallas normales en tijera en el seno de la ST (Capit. 2.5.3.4). La tasa de movimiento diferencial en distintos segmentos del CNL se traduce en un régimen local de cizalla simple según planos verticales perpendiculares a la dirección de la FAM, responsable de la formación de dichas fallas.

En la Fig. 2-87 b se añade un nuevo (CEL) responsable de la formación de fallas normales paralelas a la FAM en el bloque levantado al NO. Se trata de un mecanismo de flexión combinado con un proceso de escape en la vertical y tracción perpendicular a la FAM que induce una permutación de los ejes del tensor regional. Se trata un mecanismo semejante al descrito por Philip y Meghraoui (1983) para las fallas

normales que se generaron durante el terremoto de El Asnam (Fig. 2-88).

Podemos seguir complicando el modelo si se añaden dos nuevas estructuras (Fig. 2-87 c). Son las fallas N 15-25 que presentan dos cinemáticas diferentes: una de desgarre sinestroso con componente inversa y otra de carácter extensional. Las fallas con componente de desgarre son subordinadas a la cinemática de la FAM y coherentes con el acortamiento N 150. No ocurre lo mismo con las fallas N 15-25 normales. Para su formación requieren un tensor con un Sh_{max} paralelo a su orientación, es decir, NNE-SSO, coherente a la vez con la cinemática de desgarre sinestroso observada tanto en el CNL como en el CSL.

De estos modelos cinemático - dinámicos se deduce la importancia que parece tener la interacción entre distintos sistemas de fracturación en la distribución y naturaleza del campo de esfuerzos. Ya quedó puesto de manifiesto a través de los estudios de campo la importancia de estas interacciones en la formación de estructuras concretas con comportamientos cinemáticos individualizados (capítulo 2.4.8).

Si consideramos las direcciones de máximo acortamiento horizontal y los vectores de deslizamiento que han sido descritos en la FAM y su entorno en trabajos anteriores (figura 2-85), destaca el número de datos que se dispone del sector Lorca-Totana donde Armijo (1977) realizó un análisis poblacional de fallas de edad postmiocena. A lo largo de toda la falla se observa la dualidad en la dirección de acortamiento entre NNE-SSO y NNO-SSE. Podríamos interpretar, como se ha hecho en trabajos anteriores, que se trate de fases en las que el campo regional sufre rotaciones. Sin embargo, las cronologías relativas que se observan entre las estructuras asociadas a cada campo son muy complejas y es difícil identificar una sucesión temporal. El análisis de los antecedentes bibliográficos nos ha llevado a constatar que cuanto más detallado se hace el análisis cinemático de una zona, más rotaciones en la orientación del tensor se identifican. Pensamos que existen varios mecanismos que podrían explicar esta dualidad en la dirección de acortamiento sin necesidad de recurrir a la existencia de varias rotaciones del campo de

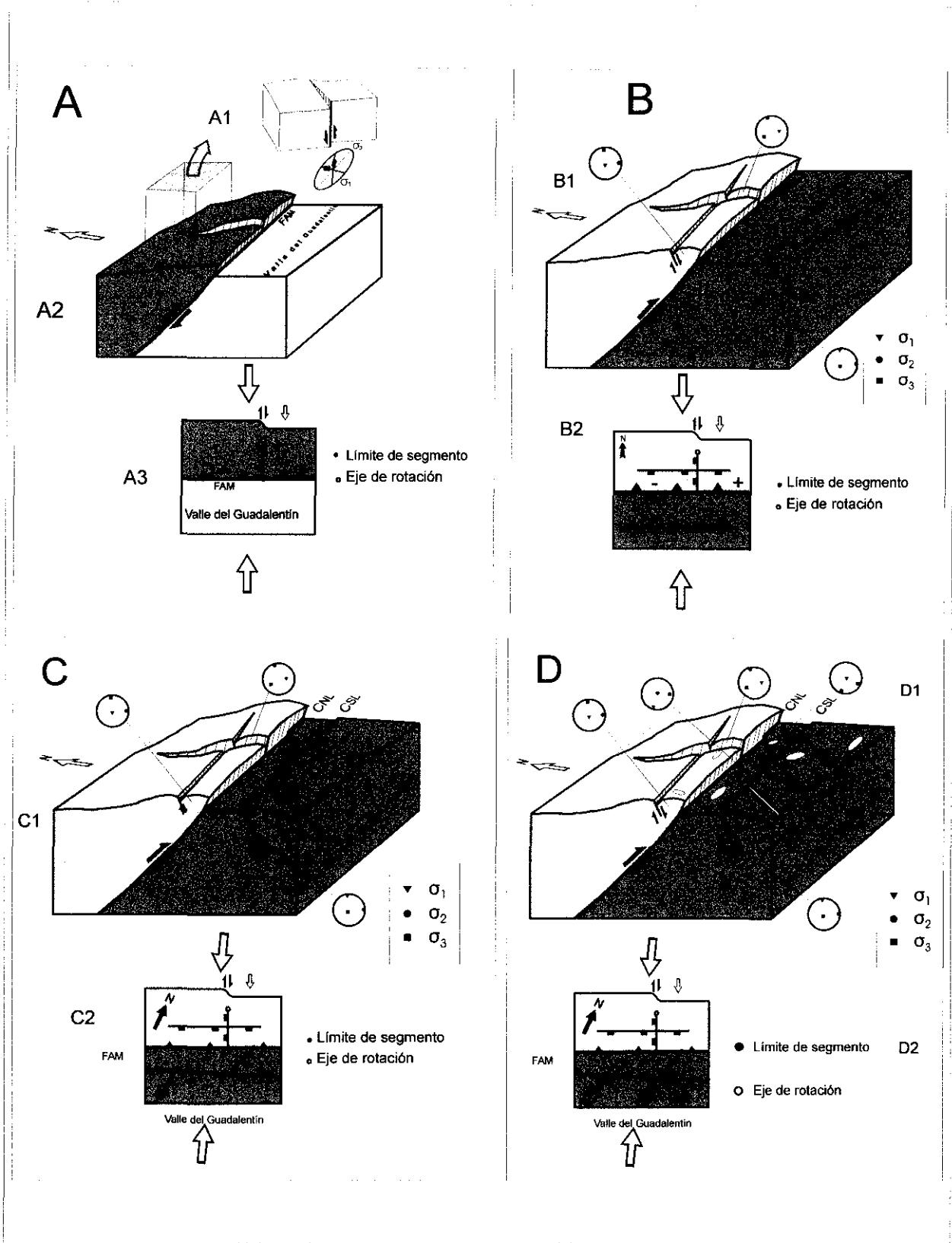


Fig. 2-87. Modelos dinámicos y cinemáticos de los tensores de esfuerzos locales que pueden generarse en función de reactivaciones e interacciones de fallas preexistentes adaptados a la estructura del sector Lorca-Totana de la FAM. Los modelos son progresivamente complicados con la adición de efectos. Junto a cada bloque diagrama se representa la expresión cartográfica teórica de las estructuras generadas y preexistentes, junto con la dirección de acortamiento horizontal.

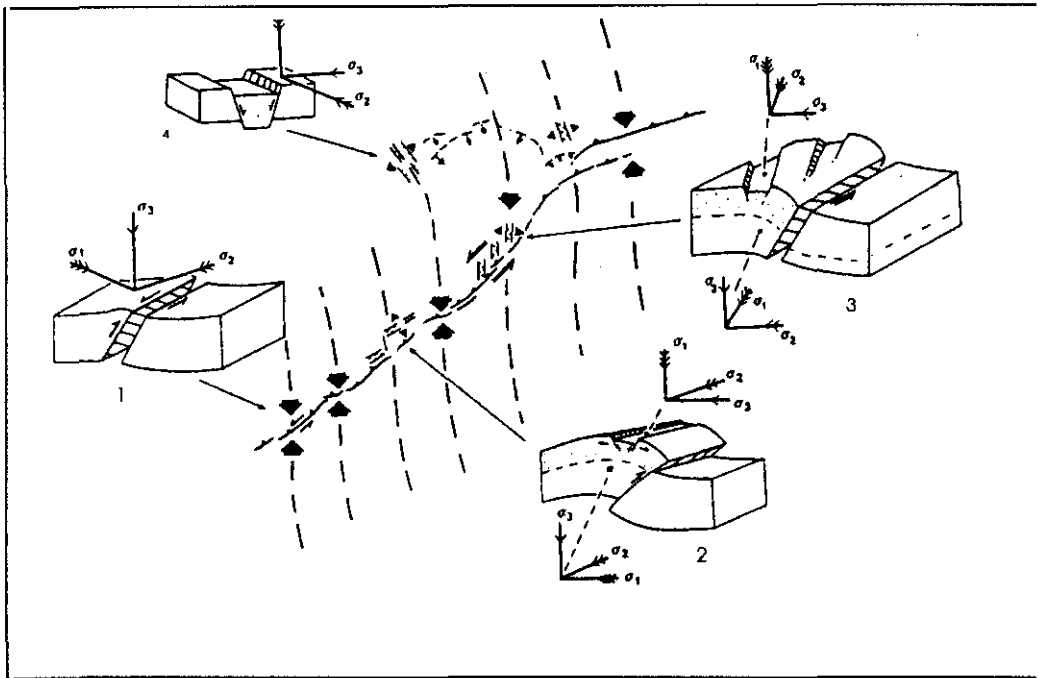


Fig. 2-88. Formación de tensores de esfuerzos de carácter local causados por permutaciones de ejes asociadas a la estructura de la zona de falla de el Assnam, según Philip and Meghraoui (1983). Se representan asimismo las estructuras locales de carácter extensional que se identifican en el entorno de la falla.

esfuerzos regional en un intervalo de pocos millones de años. Destacamos los siguientes:

-A: Modificación de las orientaciones de esfuerzos causada por la actividad de fracturas secundarias de diversas escalas:

Esta primera posibilidad se basa en un mecanismo de modificación de la orientación del campo de esfuerzos semejante al descrito por Mandl (1988) para explicar la formación de los planos tipo P en zonas de cizalla frágiles (ver Fig. 2-89). El movimiento relativo de dos fracturas secundarias en una zona de cizalla simple induce una rotación de σ_1 que se dispone paralelo a dicha fracturación. En el caso de la FAM, el campo compresivo con S_{Hmax} N 15-25 estaría asociado al movimiento de los meso y microbloques limitados por las fallas de esa orientación situadas al SE de la FAM. Esos bloques se mueven paralelamente a sus límites transmitiendo un acortamiento con esa misma orientación hacia el Norte (ver esquema en planta de la Fig. 2-87d). Este acortamiento N 15-25 se traduce en movimiento de desgarre de las fallas N 50-70 y un funcionamiento como normales de las fallas N 15-25 al Norte del CSL.

El hecho de que hayamos podido observar

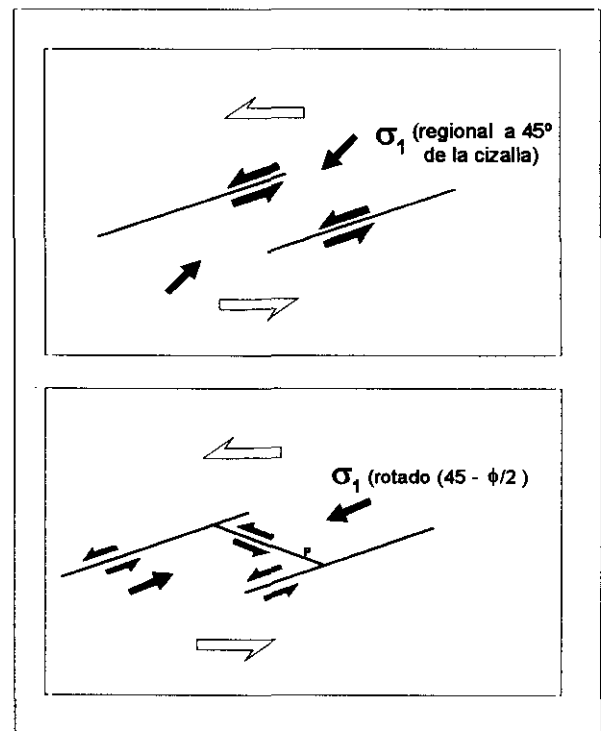


Fig. 2-89. Modelo de rotación del eje de máximo esfuerzos compresivo controlada por la actividad de dos planos Riedel paralelos que lo desvían hasta hacerlo paralelo a ellos. Con este modelo Mandl (1988) explica la formación de los planos tipo P en zonas de cizalla.

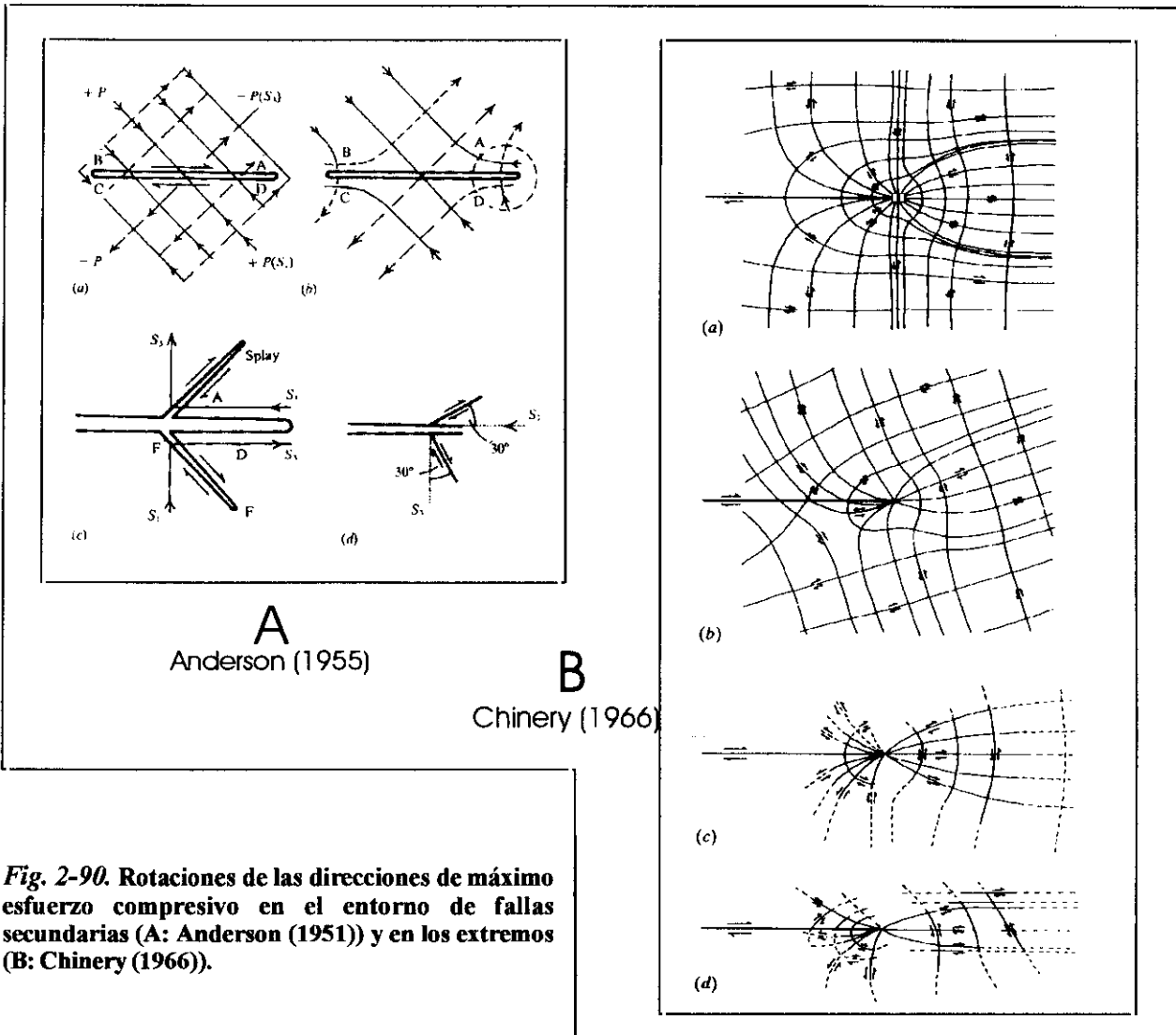


Fig. 2-90. Rotaciones de las direcciones de máximo esfuerzo compresivo en el entorno de fallas secundarias (A: Anderson (1951)) y en los extremos (B: Chinery (1966)).

pequeños segmentos, tanto en el CNL como en el CSL, con diferente salto neto en la vertical (Capit. 2.8.2), cuyos límites coinciden con intersecciones con fallas N 15-25, es un dato que apoya la coherencia de este mecanismo de interacción.

A escala más regional, la existencia, varios Km al Sur de la FAM, de una zona de falla N 10-20 de desgarre sinestroso y de dimensiones corticales: la falla de Palomares, puede explicar empujes con esa dirección por parte del bloque de corteza situado al Este de su traza. En este sentido, Weijermars (1987) es su estudio neotectónico de la falla de palomares, deduce una actividad intermitente de la misma a lo largo del Mioceno superior y Plioceno. Esto explicaría la intermitencia en las etapas de acortamiento NNE-SSO. Estaríamos por tanto ante un mecanismo que actuaría a diferentes escalas.

-B: Modificación de las orientaciones de esfuerzos asociadas a reactivaciones paleosísmicas de segmentos de falla:

-B1: Antecedentes sobre modificaciones de esfuerzos en los alrededores de fallas secundarias

Son numerosos los trabajos de tipo teórico en los que se intenta explicar la formación de las fallas secundarias asociadas a una falla principal en régimen de desgarre a partir de modificaciones del campo de esfuerzos regional inducidas por la actividad de las fallas principales (Anderson, 1951; McClintock y Walsh, 1962; McKinstry, 1953; Chinery, 1966; Lajtai, 1968 y Price, 1968). Entre estos trabajos destaca el análisis de Chinery que determina las trayectorias de esfuerzos que se generan en el entorno de una falla después de un movimiento incremental (Fig. 2-90). De los

análisis de Anderson y de Chinery se concluye que en las terminaciones de las fallas, la dirección de σ_1 gira hasta situarse prácticamente paralela a la falla en uno de los lados y perpendicular en el otro lado. En el trabajo posterior de Price (1968) se realizó un análisis del problema de tipo dinámico, no estático como en los casos anteriores. Price consideró que la ruptura no es instantánea sino que se propaga a lo largo de la falla. Además, incluyó el efecto de las ondas sísmicas que se propagan desde la superficie de ruptura. Considerando así el problema, dio las soluciones tanto gráficas como analíticas para la formación de fracturas secundarias tanto en los extremos de las fallas como en la zona central de las mismas. De su análisis se infiere que la reactivación de una falla induce modificaciones **transitorias** de la orientación del campo de esfuerzos en su entorno capaces de generar estructuras de menor rango.

Observando el problema desde otro punto de vista, se han realizado numerosos estudios experimentales de deformación analógicos con el fin de determinar de la influencia de una falla preexistente en la repartición de los esfuerzos y la deformación finita. En la Fig. 2-91 se muestran los resultados del estudio realizado por Odonne

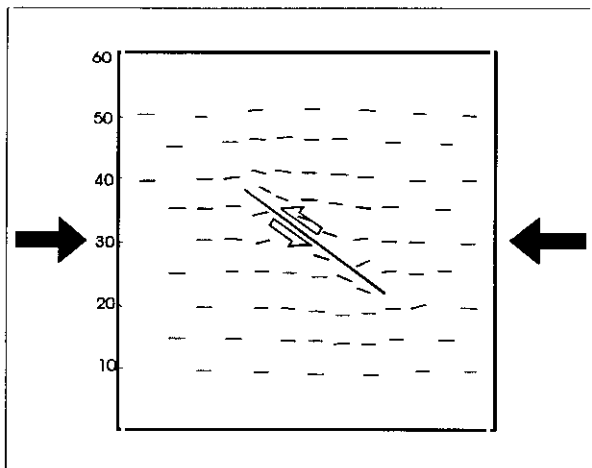


Fig. 2-91. Rotaciones finitas de los ejes de máximo acortamiento horizontal deducidos por Odonne (1990) en un experimento analógico en el que consideraba una falla preexistente en el seno del material sometido a deformación, formando un ángulo de 45° con σ_1 .

(1990). En el experimento considera la existencia de una falla que forma un ángulo de 45° con σ_1 en el seno del material sometido a deformación. La falla genera una desviación de los esfuerzos en su entorno. A un lado de la falla, los ejes de las elipses de deformación finita se disponen paralelamente a la dirección de la falla en una de sus mitades y aproximadamente perpendiculares en la otra. La geometría se repite en el lado opuesto de la falla aunque con una disposición contraria.

Recientemente, la aplicación de programas de modelización de esfuerzos y deformaciones en medios elásticos ha permitido estudiar la influencia que un único evento instantáneo de dislocación en una falla tiene en su entorno. Pollard et al. (1993), mediante modelizaciones numéricas en medios elásticos, deducen y evalúan las perturbaciones de esfuerzos locales que pueden generarse como consecuencia de la interacción entre fallas activas próximas. Obtienen variaciones angulares muy elevadas en los cabeceos teóricos de las estrías bajo un único campo de esfuerzos regional debidas a dichas interacciones. Los resultados experimentales de Cashman y Ellis (1994) indican que los estados de esfuerzos locales inducidos por reactivaciones cosísmicas de una falla provocan reactivaciones en fallas próximas (decenas de kilómetros) con cinemáticas aparentemente incompatibles con el campo de esfuerzos regional.

Este tipo de perturbaciones ha sido reconocido asimismo en la naturaleza. Rebañ et al. (1992) reconstruyen las direcciones de esfuerzos en una falla real y muestran que en la naturaleza las fallas preexistentes modifican las direcciones de esfuerzos de una manera semejante a la predicha en los análisis teóricos y en los experimentos de deformación (Fig. 2-92). La dirección de máximo acortamiento regional en el entorno de las fallas que presentan cierta oblicuidad con la misma se desvía y sitúa casi paralela a sus direcciones.

-B2: Modificaciones de esfuerzos en la falla de Alhama de Murcia y su entorno. Interpretación

En relación con lo expuesto anteriormente, en la Fig. 2-93 se representa un modelo interpretativo de la desviación de las trayectorias del máximo esfuerzo horizontal compresivo regional en el entorno de la FAM. Se ha considerado la FAM dividida en tres segmentos

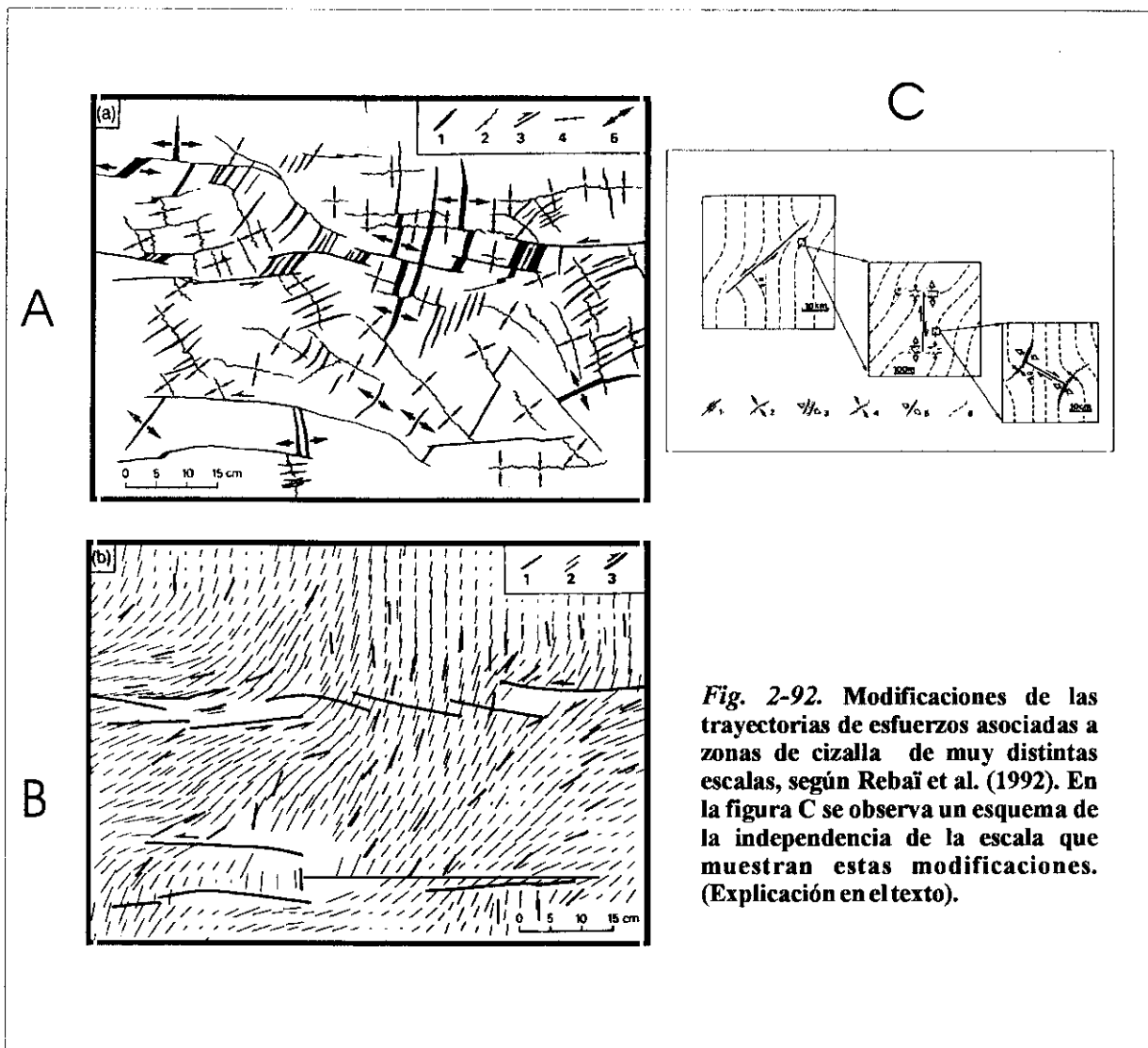


Fig. 2-92. Modificaciones de las trayectorias de esfuerzos asociadas a zonas de cizalla de muy distintas escalas, según Rebañ et al. (1992). En la figura C se observa un esquema de la independencia de la escala que muestran estas modificaciones. (Explicación en el texto).

mayores que tendrían una actividad paleosísmica individualizada. Para representar el grado de desviación de σ_1 a cada lado y en cada extremo de la falla nos hemos basado en los ángulos obtenido por Chinery (1966) y hemos interpretado que, como se observa en los modelos experimentales, el ángulo de rotación de σ_1 disminuye progresivamente hacia el centro de cada segmento de rotura y se hace casi perpendicular en el otro extremo. Como podemos observar en la orientación de las trayectorias, si consideramos que cada segmento se comporta de manera sísmica, en los momentos de reactivación sísmica y posterior reajuste de esfuerzos (fases cosísmica y postsísmica (Sibson, 1986)) el esfuerzo máximo horizontal se desviaría hacia N-S o NNE-SSO. Estos esfuerzos sísmicos transitorios son capaces desde un punto de vista

mecánico de generar o reactivar fracturas secundarias asociadas a la actividad sísmica de fallas de primer orden (Price y Cosgrove, 1990). En los periodos intersísmicos en los que comienzan a concentrarse de nuevo los esfuerzos sobre la falla, el esfuerzo máximo horizontal correspondería con el regional NNO-SSE. Ello explicaría la existencia en la zona de influencia de la falla de estructuras con diferentes orientaciones y/o cinemáticas. Si consideramos este fenómeno durante los últimos 9 m. a., tendríamos que las rocas del entorno de la falla han estado sometidas de manera intermitente a cambios en la orientación del tensor de esfuerzos que se traduce en unas complicadas relaciones temporales de corte entre las estructuras que genera el campo local y las que genera el campo regional.

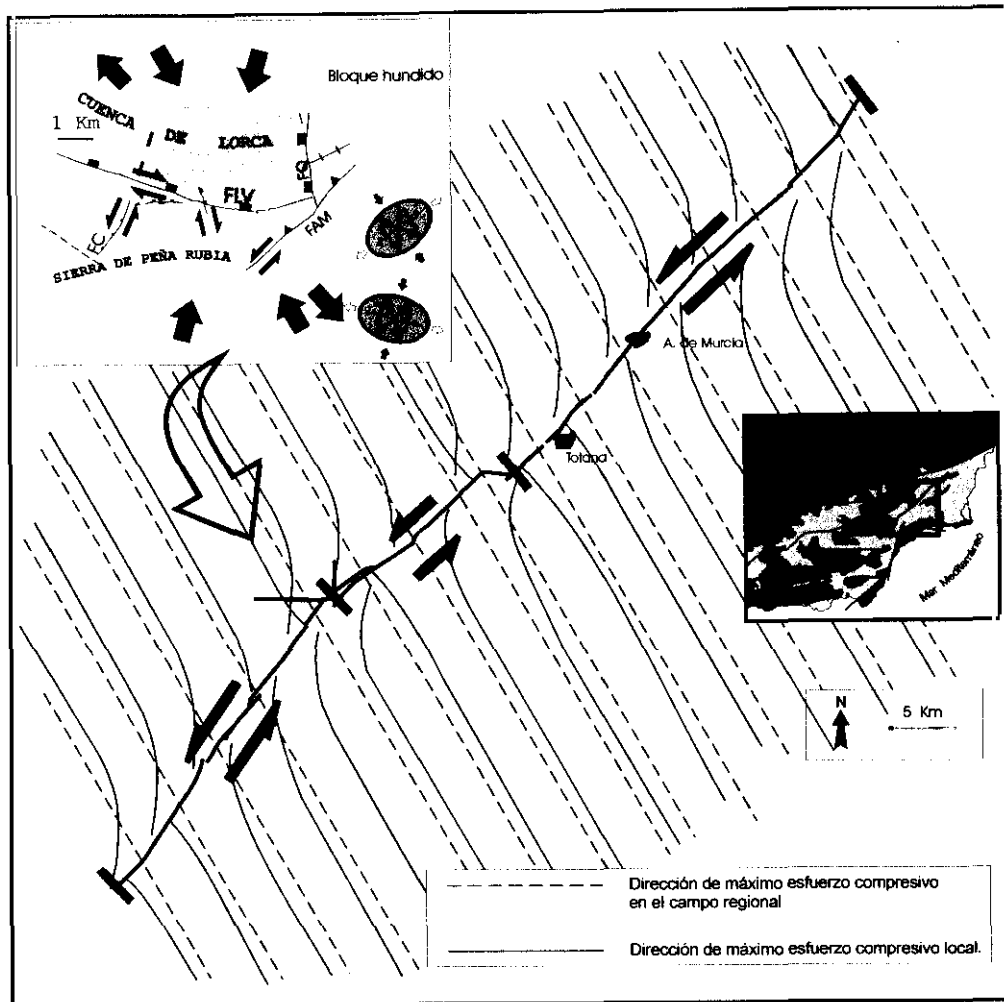


Fig. 2-93. Modelo de trayectorias de esfuerzos teóricas actuales propuestas en este estudio para explicar las distintas dinámicas y cinemáticas deducidas en la FAM y su entorno. Explicación en el texto.

-C: Modelos de campos de esfuerzos en la zona de falla de Las Viñas y su jerarquía

La FLV es una falla secundaria asociada al corredor de la FAM, por lo que su cinemática debe estar sometida a las perturbaciones del campo de esfuerzos que esta ocasiona.

El campo de esfuerzos compresivo regional con una orientación del máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE únicamente explica la cinemática dextrorsa de la FLV y la actividad inversa de la FAM que perturba el perfil longitudinal del río Guadalentín (Fig. 2-77). Para explicar los otros dos campos de esfuerzos identificados en ese sector, uno compresivo con una Sh_{max} NNE-SSO, y otro distensivo con dirección de extensión horizontal entre E-O y NO-SE debemos tener en cuenta la influencia de la actividad de la FAM. Esta actividad genera

varios efectos que pueden explicar dichos campos de esfuerzos locales:

-C1: Efecto de la curvatura de la falla de Alhama de Murcia

En la Fig. 2-94a se muestra un esquema dinámico en relación con la traza de la zona de desplazamiento principal de la FAM. En dicho esquema se observa como la FLV se sitúa junto a esta falla al Norte de una zona donde la FAM cambia de orientación desde N 60-65 hacia N 40. Este cambio de orientación se traduce en una curvatura de la zona de falla.

Schulz y Aydin (1990) crearon un modelo dinámico para explicar la existencia de extensión responsable de la formación de cuencas terciarias situadas frente al lado convexo de zonas en curvatura de fallas strike-slip en el centro y Sur

de Alaska. Esas cuencas se sitúan en el lado convexo de sistemas de fallas strike-slip sometidas a un campo de esfuerzos de desgarre compresivo relacionado con la subducción hacia el Norte de la placa Pacífica. En el lado convexo de esas zonas de falla se genera una modificación local del campo de esfuerzos compresivo debido al gradiente de deslizamiento que se produce entre la zona cóncava y la zona convexa. (figura

-C2: Efecto de tracción por frenado

Otro posible mecanismo que podría explicar la actividad extensional en la zona de falla de Las Viñas estaría dominado por un proceso de tracción asociado al "frenado" en el movimiento de desgarre que se produce en el sector Lorca-Totana. Al tener éste una orientación más perpendicular a la dirección de acortamiento

2. Neotectónica y Tectónica Activa de la Falla de Alhama de Murcia

porpoising combinado con la intermitencia a escala geológica de las reactivaciones paleosísmicas de los distintos segmentos explicarían la complejidad de las relaciones espacio-temporales entre las cinemáticas miocenas y pliocuaternarias de las fracturas en esta zona y a todas las escalas de observación.

En adición a todo lo hasta hora expuesto, es interesante hacer notar que la mayoría de observaciones de carácter cinemático y dinámico realizadas hasta ahora (no solo en el entorno de la FAM sino en el conjunto del Sureste de las cordilleras Bética) en las que se identifican rotaciones en la dirección de acortamiento desde el Mioceno superior hasta la actualidad se sitúan en la zona de influencia de corredores de desgarre de cierta importancia.

En resumen, podemos concluir que la interpretación de datos cinemáticos y dinámicos aislados, aparentemente incompatibles entre sí, pueden integrarse en un modelo de escala

regional, conteniendo una serie de anisotropías preexistentes, coherente bajo un único campo de esfuerzos regional con una S_{max} NNO-SSE, que ha actuado desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Ello implica que en la actualidad no podemos hablar de la existencia de un único régimen tectónico vigente (*current tectonic regime* (Muir Wood y Mallard (1992)) responsable de la actividad paleosísmica y la sismicidad actual. El régimen activo en la actualidad dependerá, no solo del sector considerado, sino además del momento en el que se encuentre ese sector en lo que se refiere a sus interacciones con fallas próximas.

La identificación de esas variaciones en cada sector concreto requerirá estudios de detalle de esa interacción mediante modelizaciones numéricas de los esfuerzos y deformaciones (tanto cosísmicas como intersísmicas) asociados a la actividad de fallas próximas.

-C3: Modificación de las trayectorias de esfuerzos asociadas a reactivaciones paleosismicas de segmentos de falla

El mismo mecanismo de modificación de las trayectorias de esfuerzos del campo regional descrito anteriormente para el sector Lorca-Totana explicaría la dirección de máximo acortamiento horizontal NNE-SSO identificada a escala local en la zona de la FLV. Las dos direcciones de máximo esfuerzo compresivo horizontal (el regional (NNO-SSE) y el modificado por la activación sinestrosa de los segmentos Puerto Lumbreras-Lorca y Lorca Totana (NNE-SSO)) coinciden con las direcciones de acortamiento horizontal identificadas en este sector a partir del análisis neotectónico.

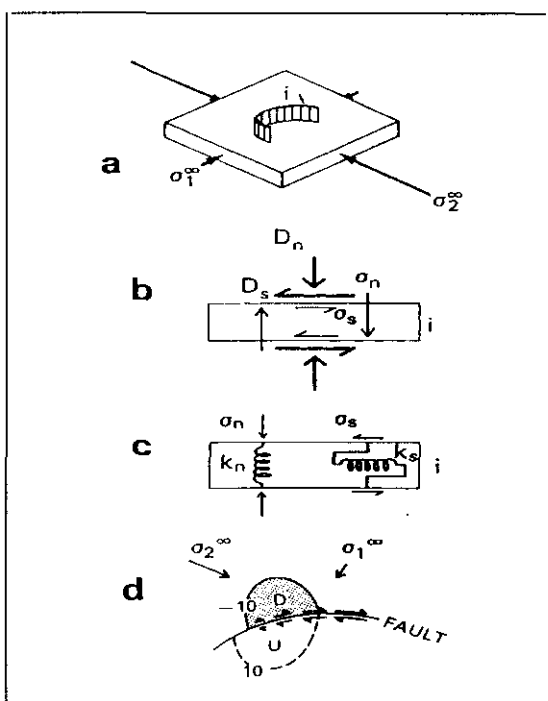


Fig. 2-95. Modelo dinámico propuesto por Schulz and Aydin (1990) para explicar la tectónica extensional asociada a la zona convexa de corredores de desgarre en Alaska. (a): modelo de falla curvada en una placa afectada por esfuerzos remotos. (b): Condiciones de esfuerzos límite (σ_n y σ_s) y discontinuidades de desplazamiento D_n y D_s para cada segmento unitario i de la falla. (c): cada segmento presenta distintos valores de rigidez perpendicular y normal. (d): Resultado del modelo mostrando la distribución del promedio de esfuerzos alrededor de la falla. El desplazamiento de la falla es proporcional a la longitud de las flechas. Las áreas donde el promedio de esfuerzos disminuye un 10% favorece la subsidencia potencial (area sombreada). Lo contrario ocurre al otro lado de la falla.

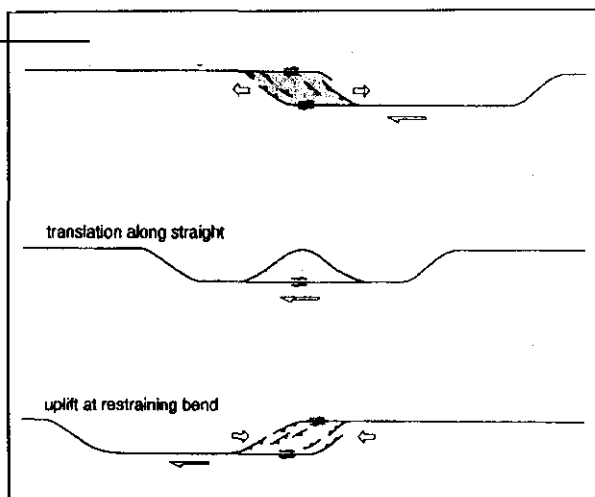


Fig. 2-96. Efecto de *porpoising* (Crowell y Sylvester, 1979). El tránsito de volúmenes de material a través de sectores de una misma zona de cizalla sometidos a extensión o a compresión en función de la geometría de la zona de falla, induce la sobreimposición de caracteres compresivos y distensivos en rocas que siempre han estado sometidas a un mismo campo de esfuerzos regional.

2.10.3. Comentario sobre el efecto de *porpoising* (Crowell y Sylvester, 1979)

El efecto de *porpoising* se basa en el hecho de que en una zona de falla de importancia regional, un volumen de roca cualquiera adosado a la zona de falla puede desplazarse muchos kilómetros a lo largo de la misma. Durante su trayectoria ese volumen de roca puede atravesar sectores puntuales de la zona de falla sometidos a campos de esfuerzos locales generados por cambios en la dirección de la falla, zonas de *restraining bend*, zonas de *releasing bend* ...etc (Fig. 2-96). El resultado final es que ese volumen de roca contendrá estructuras generadas por diferentes tensores de esfuerzos sin que el campo de esfuerzos regional ni la cinemática de la falla principal hayan cambiado.

En este sentido, si consideramos que la FAM ha tenido un desplazamiento en la horizontal al menos de 10-15 Km (Rutter et al., 1986), la mayoría de las rocas que ahora estudiamos incluidas en la zona de falla habrán estado sometidas a distintos campos de esfuerzos en función de las variaciones laterales de comportamiento que inducen los mecanismos descritos con anterioridad. Este mecanismo de

porpoising combinado con la intermitencia a escala geológica de las reactivaciones paleosísmicas de los distintos segmentos explicarían la complejidad de las relaciones espacio-temporales entre las cinemáticas miocenas y pliocuaternarias de las fracturas en esta zona y a todas las escalas de observación.

En adición a todo lo hasta hora expuesto, es interesante hacer notar que la mayoría de observaciones de carácter cinemático y dinámico realizadas hasta ahora (no solo en el entorno de la FAM sino en el conjunto del Sureste de las cordilleras Bética) en las que se identifican rotaciones en la dirección de acortamiento desde el Mioceno superior hasta la actualidad se sitúan en la zona de influencia de corredores de desgarre de cierta importancia.

En resumen, podemos concluir que la interpretación de datos cinemáticos y dinámicos aislados, aparentemente incompatibles entre sí, pueden integrarse en un modelo de escala

regional, conteniendo una serie de anisotropías preexistentes, coherente bajo un único campo de esfuerzos regional con una S_{hmax} NNO-SSE, que ha actuado desde el Mioceno medio hasta la actualidad. Ello implica que en la actualidad no podemos hablar de la existencia de un único régimen tectónico vigente (*current tectonic regime* (Muir Wood y Mallard (1992)) responsable de la actividad paleosísmica y la sismicidad actual. El régimen activo en la actualidad dependerá, no solo del sector considerado, sino además del momento en el que se encuentre ese sector en lo que se refiere a sus interacciones con fallas próximas.

La identificación de esas variaciones en cada sector concreto requerirá estudios de detalle de esa interacción mediante modelizaciones numéricas de los esfuerzos y deformaciones (tanto cosísmicas como intersísmicas) asociados a la actividad de fallas próximas.

Referencias
Capítulo 2

Referencias

- Allen, M. de La Chapelle (1990).** Le couloir de Pulpi. *Doc et Trav. IGAL 12-13*: 195-205.
- Allen, C. (1968).** The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system. En: Proceedings of the Conference on Geologic Problems of the San Andreas Fault System, (Dickinson, W. R. and Grantz, A., eds.), *Stanford University Publications, Geological Sciences*, 11: 70-82
- Anderson, E.M. (1951).** The dynamics of faulting. 2ª edición. Edimburgo (Olivet y Boyd Eds).
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. (1989).** Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.*, 94: 5585-5602.
- Armijo, R. (1977).** La zona des failles Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique. Thèse 3º cycle. Paris VII. 229 pp.
- Ayora, C., De Las Cuevas, J. García Veigas, L., Miralles, J.J., Pueyo, J. y Teixidor, P. (1993).** Evaporitas. *Investigación y Ciencia*. Octubre 1993, 70-76.
- Baena, J., Barranco L.M., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Somoza, L., Bardají, T., Estevez, A., Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez, T. (1993).** Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia 1:200.000 y 1:100.000. ITGE-CARM.
- Banda, E. y Ansonge, J. (1980).** Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 67: 779-789.
- 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.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983).** Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques. (Espagne méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, t. XXV, n°: 2: 205-217.
- Binham, R. y King, G.C.P. (1989).** The morphology of strike-slip faults: examples from the San Andreas fault, California. *J. Geophys. Res.*, 94: 10204-10216.
- Bini, A., Quinif, Y., Sules, O. y Uggeri, A. (1992).** Evidences de tectonique récente dans les grottes du M. Campo de Fiori Lombardie, Italie. *Karstologia*, 19: 23-30.
- Bonilla, M.G., Mark, R.K. y Lienkaemper, J.J. (1984).** Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length and surface fault displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74: 2378-2411.
- Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974).** Presence décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification général. *C. R. Acad. Sci. Paris* 278: 2617-2620.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976a).** Observations micro-tectoniques sur la distension plio-pleistocene ancien dans l'est des Cordillères Bétiques (Espagne meridionale). *Cuad. Géol.* 7: 57-67.
- Bousquet, J.C. y Phillip, H. (1976b).** Observations micro-tectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères Bétiques Orientales (Espagne Méridional - Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*. 18: 711-724.
- Bousquet, J.C., Dumas, B. y Montenat, C. (1975).** Le décrochement de Palomares: décrochement quaternaire sénestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). *Cuad. Geol.*, 6: 113-119.
- Briend, M., Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1990).** Le bassin de Huercal-Overa. *Doc. et Trav. IGAL 12-13*: 239-259.
- Bull, W. B. y McFadden, L. (1977).** Tectonic geomorphology North and south of the Garlock Fault (California). En: (D.O. Doehring Ed.) *Geomorphology in arid regions. Pub. in Geomorphology*, State University of New York at Binghamton. 115-138
- Bullar, T.F. y Lettis, W.R. (1993).** Quaternary fault deformation associated with blind thrust faulting, Los Angeles Basin, California. *Jour. of Geoph. Res.*, 98:8349-8369.
- Cashman, P.H. y Ellis, M.A. (1994).** Fault interaction may generate multiple slip vectors on a single surface. *Geology*, 22: 1123-1126.
- Capote, R., De Vicente, G. y López casado, J.M. (1991).** An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.
- Chinery, M.A. (1966).** Secondary faulting. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 3, 2: 163-190.
- Chinery, M.A. (1969).** Earthquake magnitude and source parameters. *Bull Seismol. Soc. Am.*, 59: 1969-1982.
- Cisternas, A., Phillip, H., Bousquet, J.C., Cara, M., Deschamps, A., Dorbath, L., Dorbath, C., Haessler, H., Nercessian, A., Ribera, L., Romanowicz, B., Gvishiani, A., Shevalin, N.V., Aptekman, I., Arefiev, S., Borisov, B.A., Gorshkov, A., Graizer, V., Lander, A., Pletnev, V., Rogozhin, A.I. y Tatevossian, R. (1989).** The Spitak (Armenia) earthquake of 7 December 1988: field

observations, seismology and tectonics. *Nature*, **339**, 6277: 675-679.

Crowell, J.C. (1974). Origin of the late Cenozoic basins in southern California. En: *Tectonics and Sedimentation* (Dickinson, W.R. Ed.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* **22**: 190-204.

Crowell, J.C. y Sylvester, A.G. (1979). Introduction to the San Andreas-Salton Trough juncture. En: *Tectonics of the Juncture Between the San Andreas Fault System and the Slaton Trough, South-Eastern California. A Guidebook* (Crowell, J.C. y Sylvester, A.G. Eds.). University of California, Santa Barbara, 1-13.

De Vicente, G. (1988). Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central – Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Díaz del Olmo, F. y Delannoy, J.J. (1989). El karst de las Cordilleras Béticas: Subbético y Zonas Internas, En: *El Karst en España*, (J.J. Durán y J. López Eds.), Monografía nº: 4 (S.E.G.): 175-185.

Díaz del Olmo, F., Baena, R., Ruiz Zapata, B. y Álvarez, G. (1992). La séquence Tardiglaciaire-Holocène du travertin de Priego de Córdoba (Cordillère Bétique, Espagne), en: *Karst et Evolution climatiques* (Hommage à Jean Nicod) (Dir. J.N. Salomon et R. Maire), Presses Universitaires de Bordeaux, Talence: 177-190.

Doblas, M. y Oyarzun, R. (1989). Néogène extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rift Alpine orogenic belt): Implications for the génesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, **17**. 430-433.

Doblas, M., Mahecha, V., Hoyos, M. y López Ruiz, J. (1997). Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, **19**. Nº2: 159-170.

Duran, J.J., Grün, R. y Soria, J.M. (1988). Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de la Sierra de Mijas (Provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, **5**: 61-63.

Duran, J.J. (1989). Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. (J.J. Durán y J. López Eds.), *Monografía nº 4 (S.E.G.)*: 243-255.

Durney, D.W. y Ramsay, J.G. (1973). Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. En: *"Gravity and Tectonics"* (K.A. De Jong y R. Scholten, Eds). 67-96. Wiley, New York.

Egeler, C.G. y Fontboté, J.M. (1976). Aperçu géologique sur les parties centrales et orientales des Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. Geol. France.* (7), **XVIII**: 571-582.

Fallot, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, **8**: 83-172.

Fernex, F. (1968). Tectonique et paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de la paca-Lorca-Águilas (Cordillères Bétiques, Espagne Méridionale). Thèse. Paris, 983 pp.

Fuster, J.M., Gastesi, P., Sagrado, J. y Feroso, M.L. (1967). Las rocas lamproíticas del SE de España. *Estudios Geol.*, **23**: 35-69.

Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993). Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Mioceno to Present). *Tectonophysics*, **227**: 105-126.

García Hernández, M., López Garrido, A.C., Rivas, C., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic cordillera. *Geol. Mijnbouw*, **59**, 155-168.

Gauyau, F.; Bayer, R.; Bousquet, J.C.; Lachaud, J.C.; Lesquer, A. et Montenat, C. (1977). Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcie et Alicante (Espagne meridionale). *Bull. Soc. Geol. France.* **19**: 623-629.

Geller, R. (1976). Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes. *Bull Seismol. Soc. Am.*, **66**: 1501-1523.

Gölke, M. y Coblenz, D. (1996). Origins of the european regional stress field. *Tectonophysics*, **266**: 11-24.

Goy, J.L. Simon, J.L. y Zazo, C. (1988). Criterios geomorfológicos aplicados a la neotectónica. En: *Perspectivas en geomorfología* (M. Gutierrez y J.L. Peña, eds.) pp. 4-27. S.E.G.

Guillén Mondéjar, F. (1994). La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos. Tesis doctoral, Univ. de Murcia, 467p.

Guillén Mondéjar, F., Rodríguez Estrella, T., Arana, R. y Lopez Aguayo, F. (1995). Unidades tectosedimentarias y rupturas en la cuenca de Lorca (Murcia). *Geogaceta*, **17**: 39-42.

Hanks, T.C. y Kanamori, H. (1979). A moment-magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, **84**: 185-199.

Harding, T.P. (1985). Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* **V. 69 - 4**: 582-600.

Harding, T.P., Vierbuchen, R.C. y Christie-Blick, N. (1985). Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. En: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation.* (K.T. Biddle y N. Christie-Blick Eds.). *Society of economic Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ.* Nº: 37.

- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.L., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (1998). Esfuerzos tectónicos actuales y recientes (Mioceno superior – Cuaternario) en España peninsular: Proyecto Sigma. *I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Programa y Resúmenes p. 142. Almería (1998).
- Huang, W. (1993). Morphology patterns of stream channels on active Yishi Fault, southern Shandong Province, Eastern China: Implications for repeated great earthquakes in the Holocene. *Tectonophysics*, **219**: 283-304.
- Hummon, C.; Schneider, R.S., Yeats, Dolan, J. F.; Shie, K. E. y Hufnagle, G. J. (1994). Wilshire fault: earthquakes in Hollywood?. *Geology*, **22**: 291-294.
- ITGE (1975a). Estudio hidrogeológico de la Cuenca Baja del Segura. Informe técnico nº 5. Valle del Guadalentín.
- ITGE (1981e). Cartografía geológica 1:50.000 Serie Magna 953: Lorca.
- ITGE (1985). Mapa Hidrogeológico de España. E.1:200000. Hoja Nº: 79 (Murcia).
- Kampschuur, W. (1972). Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation. *GUA Papers of Geology*, Univ. Amsterdam, ser. 1. Nº: 4, 114pp.
- Kanamori, H. Y Anderson, D.L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull Seismol. Soc. Am.*, **65**: 1073-1095.
- Keller, A.E., Zepeda, R.L., Seaver, D.B., Rockwell, T.K., Laduzinsky, D.M. y Johnson, D.L. (1987). Active fold-thrust belts and the Western Transverse Ranges. *Geological Society of America Abstracts with programs*, **19**(6): 394.
- Keller, E.A. y Pinter, N. (1996). Active Tectonics. Earthquakes, Uplift and Landscape. Prentice Hall. 339 pp.
- King, G.P., Stein, R.S. y Rundle, J-B. (1988). The growth of geological structures by repeated earthquakes, 1. Conceptual framework. *J. Geophys.Res.*, **93**(811): 13307-13318.
- Lajtai, E.Z. (1968). Brittle fracture in direct shear and the development of second order faults and tension gashes. *Proc. Conf. On Research in Tectonics*, A.J. Baer y D.K. Norris Eds., Geol. Surv. Can. GSC Paper. 68-52, pp. 96-112.
- Langenberg, C.W. (1972). Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres North of Lubrin, SE Spain. *GUA Papers of Geology*, ser. 1 nº 2, 81 pp.
- Larouzière, F.D. de. (1985). Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et Mazzarrón (Cordillères Bétiques internes, Espagne). Thèse Sci., *Mém. Sc. Terre Univ. Paris 6*, **85-47**: 1-316.
- Larouzière, D., Montenat, C.; Ott D'estevou, P. y Griveau, P. (1987). Simultaneous evolution of néogène bassins in compression and extension in strike-slip fault zone (Hinojar and Mazarrón Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **11-1**.
- Logan, J.M., Friedman, M., Higgs, N. Dengo, C. y Shimamoto, T. (1979). Experimental studies of simulated gouge and their application to natural fault zones. *U.S. Geol. Surv. Open-File report 79-1239*, pp 305-343.
- Lonergan, L. y Schreiber, B.C. (1993). Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper miocene, SE Spain. *J. Geol. Soc.* **150**: 719-727.
- Mandl, G. A. (1988). Mechanics of Faulting. Elsevier, Amsterdam.
- Martínez Díaz, J.J. (1991). Tectónica y cinemática de la zona de falla de Alhama de Murcia (sector Lorca-Totana). Sus implicaciones en el origen y evolución de las depresiones pliocuaternarias de Lorca y Guadalentín (Murcia). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 90 pp.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992a). Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia). *III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, Simposios Tomo 2: 420-430.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992 b). Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde Sureste de la cuenca de Lorca. *Bol. Geol. Y Minero*. **103-6**: 971-983.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1992 c). Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia. *Estudios geol.*, **48**: 153-162.
- Martínez Díaz, J.J. y Hernández Enrile, J.L. (1996). Origen y evolución neotectónica de la Sierra de la Tercia. Contribución a la segmentación tectónica de la Falla de Alhama de Murcia. *VI Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Granada Vol II: 479-496.
- Merritts, D. y Hesterberg, T. (1994). Stream networks and long-term surface uplift in the New Madrid seismic zone, *Science*, **265**: 1081-1084.
- McCalpin, J.P. y Nelson, A.R. (1996). Introduction to paleoseismology. En: *Paleoseismology*. Academic Press. (McCalpin, J. P. Ed.) 576 pp.

- McClintock, F.A. y Walsh, J. (1962).** Friction of Griffith Cracks in rocks under pressure. *Proc. 4th U. S. Nat. Cong. Appl. Mech.* (Berkeley, California).
- McKinstry, H.E. (1953).** Shears of second order. *Am. J. Sci.*, **251**: 401-444.
- Montenat, C. (1973).** Les formations néogènes du levant espagnole. Thèse Sciences, Orsay, 1170 p.
- Montenat, C. (1977).** Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, 69. 345 p.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, Ph. y Masse, P. (1985).** Les bassins néogènes des Cordillères Bétiques Orientales, genèse et evolution dans un couloir de décrochement crustal. Rés. *Comm. Séance Spéc. Soc. Géol. France.* Paris
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987a).** Tectonic-sedimentary characters of the Betic Néogène Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres. Rech. Explo. Prod. Elf Aquitaine.* **11**, 1: 1-22
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Larouzière, F.D. y Bedu, P. (1987b).** Originalité géodynamique des basins néogènes du domaine Bétique oriental (Espagne). *Notes et Mem. CFP.*, Paris, **21**: 11-50.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, Ph. y Delort, T. (1990a).** Le Bassin de lorca. *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, **12-13**: 239-259.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Aellen, M. y La Chappelle, G. (1990c).** Les series néogènes entre Lorca et Huerca Overa. *Doc. Et Trav. IGAL*, **12-13**: 281-286.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P. y Coppier, G. (1990d).** Les bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Doc. Et Trav. IGAL*, **12-13**: 313-368.
- Muir Wood, R. y Mallard, D.L., (1992).** When is a fault extinct? *J. geol. Soc. Lond.* **149**: 251-255.
- NASA (1998).** CDDIS: Crustal Dynamics Data Information System. Mapas de velocidad relativa de la placa europea. Página Web: <http://cddisa.gsfc.nasa.gov/cddis.html>.
- Nikonov, A.A. (1977).** Recent crustal movements. Nauka, Moskow, 240 pp. (en ruso).
- Nikonov, A.A. (1995).** On the terminology and classification of earthquakes-induced disturbances: State-of-the-art and some suggestions. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.* **18**: 14-16.
- Odonne, F. (1990).** The control of deformation intensity around a fault: natural and experimental examples. *J. Struct. Geol.*, **12**: 911-921.
- Oliveros, M.A. (1987).** Estudio tectónico-cinemático de la fracturación reciente en el borde oriental y suroriental de la Sierra de Las Estancias (Murcia y Almería). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- Olivier, D. (1987).** The development of structural patterns above reactivated basement faults. Unpublished Ph. D. Thesis. University of London.
- Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985).** Evolution structurale de la zone Bétique orientale (Espagne) du Tortonian à l' Holocène *C.R. Acad. Sci. Paris*, **300**: 363-368.
- Philip, H. y Meghraoui, M. (1983).** Structural analysis of the surface deformations of the of the El Asnam earthquake of October 10, 1980. *Tectonics*, **2(1)**: 17-49.
- Platt, J.P. y Berhman, J.H. (1986).** Structures and fabrics in a crustal scale shear zone. Bétic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* **8**: 15-33
- Platt, J.P. y Vissers, R.L. (1989).** Extensional collapse of the thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, **17**: 540-543.
- Pollard, D.D., Saltzer, S.D. y Rubin, A.M. (1993).** Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions. *J. Struct. Geol.*, **15-8**: 1045-1054.
- Price, N.J. (1968).** A dynamic mechanism for the development of second order faults. *Proc. Conf. On Research in Tectonics*, (A.J. Baer y D.K. Norris Eds.). *Geol. Surv. Can.* GSC Paper. 68-52.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1990).** Analysis of geological structures. Cambridge University Press. 502 pp.
- Quinif, Y. (1989).** La datation uranium-thorium. *Speleochronos*, **1**: 3-23.
- Ramsay, J.G. (1967).** Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York. 568 pp.
- Rasmusen, R. y Pedersen, L.B. (1979).** End corrections in potential field modeling. *Geophysical Prospecting*, **27**: 749-760.
- Rebaï, S. (1988).** Partie I: Le champ de contrainte actuel en Europe et dans les régions méditerranéennes, D.E.A., T.G.G.H., Univ. De Montpellier.
- Rebaï, S., Philip, H. Y Taboada, A. (1992).** Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variations in stress directions at different scales. *Geophys. J. Int.* **110**: 106-140.
- Reches, Z. (1983).** Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, **95**: 133-156.

- Reches, Z. (1987).** Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, **6-4**: 849-861.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992).** Constraints on the strength of the upper crust from Stress Inversion of fault slip data. *Jour. Geophys. Res.*, **97-B9**: 12481-12493
- Ringenbach, J.C., Pinet, N., Delteil, J. y Stephan, J.F., (1992).** Analyse des structures engendrées en régime décrochant par le séisme de Nueva Ecija du 16 juillet 1990, Luzon, Philippines. *Bull. Soc. géol. France*. **163- 2**: 109-123
- Rockwell, T.K., Keller, E.A. y Dembroff, G.R. (1988).** Quaternary rate of folding of the Ventura Avenue anticline, Western Transverse Ranges, Southern California. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **100**: 850-858.
- Rodríguez Estrella, T. (1986).** La neotectónica de la Región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio. *I Jorn. de Est. del Fenóm. Sísmico y su incidencia en la Orden. del Territorio*. Instituto Geográfico Nacional. Murcia.
- Rodríguez Estrella, T., Albacete Lázaro, U., García Lázaro, U. y Solís García-Barbón., L. (1989).** Evolución espacial y temporal de los gases en el acuífero obreexplotado del Alto Guadalentín (Murcia). La sobreexplotación de acuíferos, Almería, 1989, 613-629. Publicación de la Consejería de Política Territorial y Obras Públicas de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia.
- Rodríguez Estrella, T., Mancheño, M.A., Guillén, F., López Aguayo, F., Arana, R. y Serrano, F. (1992).** Tectónica y sedimentación neógena en la Cuenca de Lorca (Murcia). III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, Simposios Tomo I: 201-207.
- Ruegg, J.C., Kasser, M., Tarantola, A., Lepine, J.C. y Chouikrat, B., (1982).** Deformation associated with the El Asnam earthquake of October 1980: geodetic determination of vertical and horizontal movements. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **72**: 2227-2244.
- Rutter, E. H., Maddock, R.H., Hall, S.H. y White, S. (1986).** Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. *Pageoph*. **124**. 1-2: 1-30.
- Sanz de Galdeano, C. (1983).** Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.* **59**: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990).** Geologic evolution of the Betic cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, **172**: 107-109.
- Scholz, C. (1990).** The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 439p.
- Schultz, R.A. y Aydin, A. (1990).** Formation of interior basins associated with curved faults in Alaska. *Tectonics*. **9-6**: 1387-1407.
- Schumm, S.A. y Khan, H.R. (1972).** Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 1755-1770.
- Schwartz, D.P. y Sibson R.H. (Eds.) (1989).** Fault segmentation and controls of rupture initiation and termination. U.S. Geological Survey. *Open file report* **89-315**.
- Sibson, R.H. (1986).** Earthquakes and fault deformation in crustal fault zones. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**: 149-175.
- Sibson, R.H. (1989).** Earthquake faulting as a structural process. *Journ. Struc. Geol.*, **11**: 1-14
- Sibson, R.H. (1994).** An assessment of field evidence for "Byerlee" friction. *Pageoph*. Vol 142, n^o3-4: 645-662.
- Sieh, K.E. (1981).** A review of geological evidence for recurrence times for large earthquakes. En: *Earthquake Prediction, An International Review* (D.H. Simpson y P.G. Richards, Eds.), Maurice Ewing Ser., Vol. 4, pp. 181-207. Am. Geophys. Union, Washington, D.C.
- Sieh, K. E. y Jhans, R. H. (1984).** Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* **95**: 883-896.
- Silva, P. (1994).** Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología. Tesis doctoral. Universidad Complutense. 642 p
- Silva, P., Goy, J.L. y Zazo, C. (1992 a).** Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama. *Geogaceta*, **12**: 7-10.
- Silva, P., Goy, J.L., y Zazo, C. (1992 b).** El corredor de desgarre del Guadalentín: Génesis y evolución geomorfológica y tectónica de frentes montañosos, y abanicos aluviales. II Reun. Nac. de Geomorf. (Lopez Bermúdez, Conesa y Romero Eds.) En: *Estudios de Geomorfología de España*. S. E. G. 770-774. Murcia.
- Silva, P., Goy, J.L. y Zazo, C. (1992 c).** Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la de presión tectónica del Guadalentín. *Geogaceta* **11**: 67-70.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J. y Lario, J. (1992 d).** Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, Actas Tomo 2: 96-100.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C., Lario, J. y Bardají, T. (1997).** Paleosismic indications along "aseismic" fault

- segments in the Guadalentín depression (SE Spain). *J. Geodynamics*, Vol. 24, 1-4 : 105-115.
- Simón, J.L., Casas, A. y Cortés, A. (1996).** Criterio de calidad de los resultados obtenidos de la determinación de tensores de esfuerzos a partir de métodos de análisis poblacional de fallas (inédito).
- Slemmons, D.B. (1977).** State of the art for assessing earthquakes hazards in the United States: faults and earthquakes magnitude. Rep. 6, *U.S. Army Waterways Expt. Station*, Vicksburg, MS, 129 pp.
- Smith, S.W. (1976).** Determination of the maximum earthquake magnitude. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 351-354.
- Solonenko, V.P. (1970).** The paleoseismogeological method. En: *Large earthquakes in Soviet Central Asia and Khazakstan*, Vol. 1, pp. 83-93. Donish, Dushanbe, USSR, (in Russian).
- Stein, R. y King, G.C. (1984).** Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga California Earthquake. *Science*, 224 (4651): 869-872.
- Stein, R. y Yeats, R.S. (1989).** Hidden earthquakes, *Scientific American*, 260 (6): 48-57.
- Stein, R.S., King, G.C. y Rundle, J.B., (1988).** The growth of geological structures by repeated earthquakes, 2. Field examples of continental dip slip faults. *J. Geophys. Res.*, 93(811): 1319-1331.
- Swanson, M.T. (1988).** Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *Jour. Struct. Geol.* 10: 813-828.
- Taboada, A., Bousquet, J.C. y Philip, H. (1993).** Coseismic elastic models of folds above blind thrust in the Betic Cordilleras (Spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220: 223-241.
- Taha, M. (1986).** Apport de la microtectonique cassante aux problèmes des trajectoires de contraintes et de leurs perturbations (exemple du Nord de Montpellier). Thèse d'Etat, Université de Languedoc, Montpellier.
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M. (1959).** Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.* 64: 49-59.
- Tchalenko, J.S. (1968).** The evolution of kink bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6: 159-174.
- Tchalenko, J.S. (1970).** Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.* 81: 1625-40
- Tocher, D. (1958).** Earthquake energy and ground breakage, *Bull. Seism. Soc. Am.* 48: 147-153.
- Torné, M. y Banda, E. (1992).** Crustal thinning from the Betic Cordillera to de Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*. 12: 76-81.
- Twiss, R.J. y Gefell, M.J. (1990).** Curved slickenfibers: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite. *Jour. Struct. Geol.* 2-4: 471-481.
- Twiss, R.J., Protzman, G.M. y Hurst, S.D. (1991).** Theory of slickenline patterns based on the velocity gradient tensor and microrotation. *Tectonophysics*, 186: 215-239.
- USGS & SCEC (Groupe of scientists of the U.S. Geological Survey and the Southern California Earthquake Center) (1994).** The magnitude 6.7 Northridge, California earthquake of 17 January 1994. *Science*, 266: 389-397.
- Vakov, A.V. (1988).** Relationship between magnitude and earthquake source dimensions for different types of displacements. En: *Transactions of Hydroproject Institute*, Issue 130. Hydroproject, Moscow, pp. 55-69.
- Vakov, A.V. (1996).** Relationships between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism. *Tectonophysics*, 261: 97-113.
- 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. Sism. Soc. Am.*, 81: 1694-1704.
- Valensise, G. y Pantosti, D. (1992).** A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7.5), *Terra Nova*, 4: 472-483.
- Vita Finzi, C y King, G.C. (1984).** the seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinthian area of Greece. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 314 (379-406)
- Wallace, R.E. (1968).** Notes on stream channels offset by the San Andreas fault, southern Coast ranges, California. En: *Geological Problems of the San Andreas Fault System* (W.R. Dickinson and A. Grantz, Eds.), *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.* 11: 6-21.
- Weber-Band, J.; Jones, D.L. y McEvilly, T.W. (1995).** Geologic criteria for identifying regions underlain by buried thrust faults. Preliminary report. *AAPG Bull.* 79, 4 p 601.
- Weijermars, R. (1987).** The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. *Jour. Struct. Geol.* 9: 139-157.
- Wells, D. L. Y Coppersmith, K. J. (1994).** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. of America.* 84-4: 974-1002.

Wesnousky, S.G. (1986). Earthquakes, Quaternary faults and seismic hazards in California. *J. Geophys. Res.*, **91**: 12587-12631.

Wickham, J.S. (1973). An estimate of strain increments in a naturally deformed carbonate rock. *Am. J. Sci.* **273**: 23-47.

Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seely, D.R. (1973). Basic wrench tectonics. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **57**: 74-96.

Woodcock, N.H. y Fisher, M. (1986). Strike-slip Duplexes. *Jour. of Struct. Geol.* **8**: 725-735.

Woodcock, N.H. y Schubert, C. (1994). Continental strike-slip tectonics. En: *Continental Deformation* (P. Hancock Ed.), pp. 251-263. Academic Press.

Won, I.J. y Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, **52**: 232-238.

Yeats, R.S. (1986). Active faults related to folding. En: *Geophys. Stud. Comm, Geophys. Res. Forum, Comm. Phys. Sci. Math. res., Nat. Res. Counc. US* (Eds), Active tectonics. Stud. Geophys., Nat. Acad. Press.

Yeats, R.S. y Huftile, G.J. (1995). The Oak Ridge fault system and the 1994 Northridge earthquake. *Nature* **373**: 418-420.

Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpção, M., Bell, S., Beegman, E.A., Blüming, P., Brereton, N.R., Denham, D., Ding, J., Fuchs, K., Gay, N., Gregersen, S., Gupta, H.K., Gvishiani, A., Jacob, K., Klein, R., Knoll, P., Magee, M., Mercier, J.L., Müller, B.C., Paquin, C., Rajendran, K., Stephansson, O., Suarez, G., Suter, M., Udias, A., Xu, Z.H. y Zhzhin, M., (1989). Global pattern of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.

Zoback, M.L. (1992). First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress map project. *J. geophys. Res.* **97B**: 11703-11728

ABRIR CAPÍTULO 3

