T
1.010

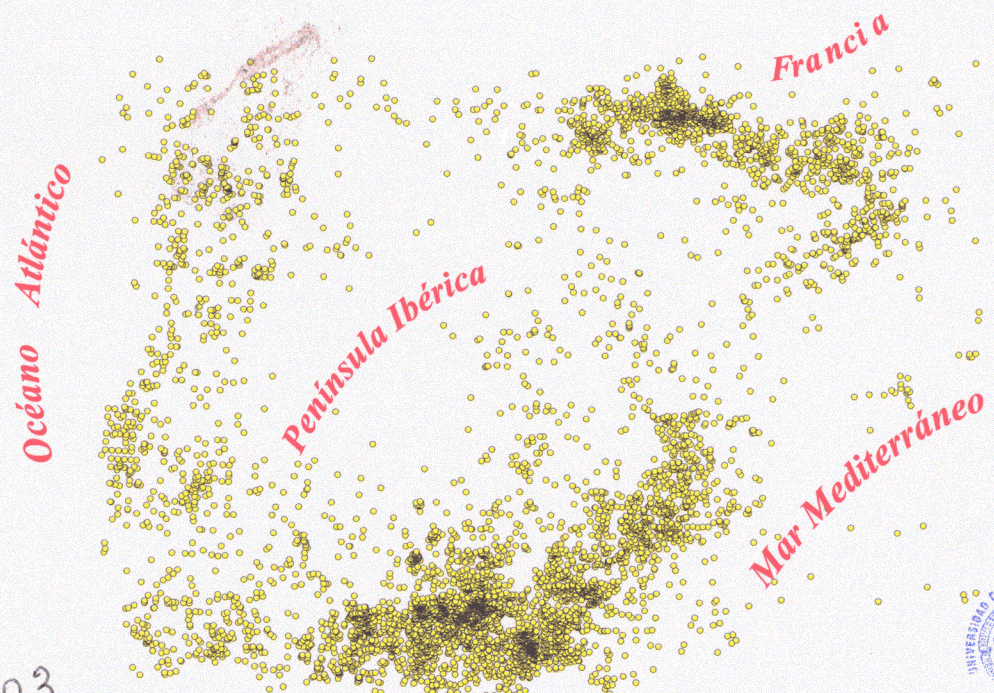
Universidad Complutense de Madrid

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE
5309948844

Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas

Tesis Doctoral

Neotectónica y Tectónica Activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética - España)



R 10.903
S-S
FACULTAD CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

José J. Martínez Díaz

Madrid Noviembre 1998

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Plan de presentación del estudio
1.2. Marco geológico - Antecedentes
1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad

1.4. Objetivos del estudio

1.4. Objetivos del estudio

A partir de la aplicación de metodologías pluridisciplinares y de los resultados obtenidos de las mismas, se persigue la obtención de un objetivo general y varios objetivos concretos principales. El objetivo general es la creación de una base de conocimiento neotectónico y sismotectónico de las zonas estudiadas así como la aportación de nuevos datos que sirvan de plataforma para la realización de:

1) Investigaciones locales de carácter paleosísmico, neotectónico y sismotectónico.

2) Cálculo y evaluación de la peligrosidad sísmica, efecto sitio y en última instancia determinación del riesgo sísmico en la zona estudiada.

La consecución de este objetivo general conlleva una serie de objetivos más concretos principales que pueden resumirse en los siguientes:

-*A*: Proposición modelos cinemáticos y dinámicos argumentados con suficientes observaciones de campo que expliquen la naturaleza y orientación del o los campos de esfuerzos que han actuado en la zona desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

-*B*: Comprensión de la actividad sísmica que afecta a la zona estudiada en cuanto a :

1) Identificación y caracterización de las fuentes sismogenéticas más importantes de la zona.

2) Identificación del régimen o los regímenes tectónicos vigentes responsables de dicha sismicidad e interpretación de las causas de sus variaciones espaciales y temporales.

3) Interpretación tectónica de series sísmicas acaecidas en la zona.

-*C*: Conexión, tanto en lo que se refiere a causas como a efectos, entre la actividad paleosísmica, la tectónica activa y la sismicidad actual en determinados puntos con suficiente información.

-*D*: Identificación de paleoeventos sísmicos y, si es posible, determinación de su tamaño en zonas de falla de distinta naturaleza:

- Zonas de falla de gran longitud y de naturaleza cortical (falla de A. de Murcia).

- Fallas de dimensiones reducidas pero con indicios de expresión superficial de su actividad (fallas del Sur de Almería y fallas secundarias asociadas a la falla de Alhama de Murcia).

-*E*: Realización de una segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia (falla activa de mayor longitud de la zona) mediante el análisis de caracteres geométricos, geomorfológicos y paleosísmicos. Ello permitirá caracterizar de modo detallado esta zona de falla como fuente sismogenética.

-*F*: Determinación del control ejercido por fallas sísmicamente activas en la formación de la morfología actual.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Plan de presentación del estudio

1.2. Marco geológico - Antecedentes

1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad

1.4. Objetivos del estudio

1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico

1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de periodo neotectónico

A lo largo de esta memoria se utilizarán conceptos concernientes al campo de estudios de las deformaciones recientes que a lo largo de los años han sufrido cambios en función del avance en el conocimiento. El sentido dado a de esos conceptos ha variado a lo largo de los años y son definidos de distinto modo según diferentes autores. A continuación se describen los términos que definen dichos conceptos y el sentido con que serán utilizados a lo largo de este trabajo.

Neotectónica y período neotectónico

El término *neotectónica* fue inicialmente utilizado con un sentido temporal de acotación. Fue introducido por Obruchev (1948) para describir "el estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario". Posteriormente, Slemmons (1991) modifica el intervalo temporal y define neotectónica como el "estudio de los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno".

Durante los años noventa comenzó a considerarse el hecho de que la neotectónca no debía restringirse dentro de unos límites temporales que en unos lugares pueden se significativos, pero no en otros. Esta nueva visión del problema tiene que ver con la consideración del concepto de régimen tectónico vigente (*current tectonic regime*) definido por Müir Wood y Mallard (1992) como "régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo distinto en distintas zonas". Mörner (1990) ya propuso que el comienzo de la fase que calificamos como neotectónica comenzaría en diferentes momentos según la zona de que se trate.

Vemos que con el paso del tiempo se ha ido dando mayor importancia en la definición del concepto de neotectónica al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros, más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica más aceptada en nuestros días es aquella que la describe como el estudio de procesos y estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzos-deformación que es aún activo en la actualidad (Steward y Hancock, 1994).

A pesar de que esta definición es en nuestra opinión acertada y lógica, vista desde un punto de vista teórico, la aplicación que haremos de este término durante este trabajo es algo diferente. Ello se debe a que no partimos de un conocimiento inequívoco de cual es el campo de esfuerzos-deformación vigente en determinados sectores de la zona de estudio. Es más, de los antecedentes se desprende la existencia en la actualidad de campos de esfuerzos activos diferentes en distintas zonas y en distintos intervalos temporales dentro del área de estudio, o incluso diferentes en función de la escala de observación, como ya se verá. Ello hace problemático utilizar el término neotectónica con un sentido único para toda la zona (si pretendemos conservar su significado dentro de la última definición dada). Por ello a lo largo de este estudio hemos preferido utilizar el témino neotectónica con un significado temporal. Más concretamente, consideraremos una actividad o una estructura como neotectónicas si se producen o reactivan dentro del período de tiempo que va desde el Mioceno superior (incluido éste) hasta la actualidad. La razón de la elección de este límite temporal se basa en que es durante el Mioceno superior cuando se produce la formación o comienzo de actuación de la mayor parte de las zonas de falla de dimensiones regionales que presentan mayor grado de actividad durante el Cuaternario (Bousquet, 1979). Fallas que parecen controlar gran parte de la actividad sísmica actual.

Tectónica activa

A lo largo de este estudio utilizaremos este término según la definición dada por Wallace (1986) quién la definió como "los movimientos

tectónicos que se espera ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad". En este sentido, consideramos que una estructura o un proceso es activo cuando ha actuado dentro del período histórico y se espera que actúe en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

Falla activa y falla reciente

Al término *falla activa* se le ha dado a lo largo de los años varias definiciones en función de la aplicación del concepto a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, etc. Stewart y Hancock (1994) definen una falla activa como aquella falla que ha presentado movimientos dentro del período de tiempo abarcado por el *régimen tectónico vigente* (Muir Wood y Mallard, 1992), mientras que la U.S. Environmental Protection Agency (1981) considera que las fallas activas son aquellas que han sufrido movimientos en los últimos 10.000 años (Holoceno). Por otra parte, un concepto estrechamente relacionado con el de *falla activa* viene definido por el término *falla capaz* que la U.S Regulatory Commission (1982) define como aquella falla que ha experimentado al menos un movimiento en los últimos 35.000 años y al menos dos en los últimos 500.000 años. Es decir, fallas activas durante el Pleistoceno.

A lo largo de este estudio utilizaremos el término *falla activa* para referirnos a fallas que presentan suficientes indicios de haberse formado o reactivado durante el Cuaternario ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios y/o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental.

El término *falla reciente* se ha utilizado excusivamente con un sentido descriptivo para fallas que han presentado actividad tectónica desde el Mioceno superior.

Sismotectónica

Durante el transcurso de este estudio se realizará un análisis sismotectónico de la zona, entendiendo por sismotectónica el estudio de las relaciones genéticas entre la actividad sísmica y la actividad tectónica.

Morfotectónica

En los distintos capítulos dedicados al estudio de la neotectónica y tectónica activa se realizan análisis morfotectónicos entendiendo como tal, el análisis de los datos tectónicos, fundamentalmente de carácter cinemático, que pueden obtenerse a partir de la observación del relieve a diversas escalas. Es decir, la identificación de movimientos recientes asociados: -1: a la actividad de zonas de falla y -2: a la formación y crecimiento de megaestructuras de deformación en función de su reflejo en las características morfológicas del relieve.

Unidades tectosedimentarias

Debido a la estrecha relación que presentan los distintos depósitos neógenos aflorantes en la zona de estudio con la actividad de las fallas principales, hemos considerado necesaria su división en Unidades Tectosedimentarias (Garrido-Megías, 1973) a la hora de cartografiarlas y analizarlas tectónicamente. A este respecto y para este trabajo, debemos señalar que cuando hablamos de unidades tectosedimentarias nos referimos a unidades sedimentarias limitadas a techo y a muro por discordancias interpretadas como el resultado de episodios o eventos tectónicos concretos acaecidos en este sector.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Plan de presentación del estudio

1.2. Marco geológico - Antecedentes

1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad

1.4. Objetivos del estudio

1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico

1.6. Marco Metodológico

1.6. Marco Metodológico

En la Fig. 1-11 se muestra un árbol metodológico en el que se representan de modo secuencial las disciplinas metodológicas y áreas de conocimiento que intervienen en un proceso de cálculo y evaluación de la peligrosidad sísmica y con ello la realización de una zonación sísmica.

La **peligrosidad sísmica** se define como la "probabilidad de que el parámetro que mide el movimiento del terreno, debido a la ocurrencia de un terremoto, sobrepase un nivel umbral dado, durante el período de tiempo de interés" (Muñoz, 1989). El movimiento del terreno puede medirse mediante varios parámetros: intensidad, aceleración, velocidad o desplazamiento del terreno. Por el contrario, el **riesgo sísmico** se define como el producto de la peligrosidad sísmica multiplicada por la vulnerabilidad, siendo esta la probabilidad de que ocurra una consecuencia concreta en un emplazamiento, dada una intensidad determinada.

La peligrosidad sísmica, por tanto, mide la probabilidad de ocurrencia de un evento sísmico y el riesgo hace referencia a los daños que ese evento puede ocasionar.

Mediante la aplicación de la **geología estructural** y la **geomorfología** tenemos acceso al ***régimen tectónico vigente*** (RTV) que controla la actividad de las fuentes sismogenéticas de la zona y, por tanto, responsable de la actividad sísmica reciente y en un futuro inmediato. El análisis de la fuente sismogenética requiere además el estudio de la actividad sísmica instrumental mediante el análisis de determinados parámetros **sismológicos**. Todo ello unido a la aplicación de **técnicas geofísicas** para la propia identificación de las posibles fuentes sismogenéticas y la medida de sus dimensiones a escala cortical para su caracterización mecánica (**mecánica cortical**), constituye la base metodológica de este estudio.

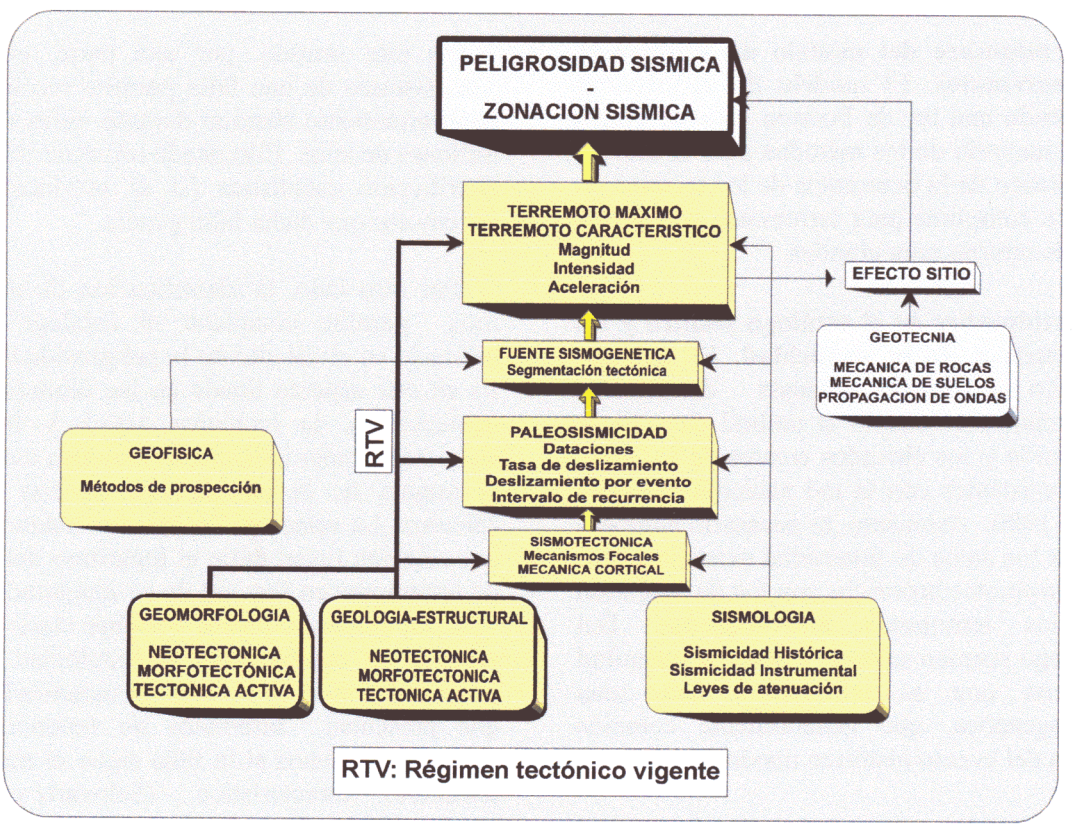


Fig. 1-11. **Esquema metodológico en el que se enmarca el proceso de cálculo de la peligrosidad sísmica de una zona y su consiguiente zonación sísmica. En color más oscuro se señala la parte del proceso metodológico abarcado en el presente estudio.**

La combinación de estas metodologías, o de técnicas concretas propias de ellas, permite la realización del **análisis** ***sismotectónico*** y del **análisis** ***paleosísmico*** que dan lugar a la caracterización de la **fuente sismogenética.** Como resultado final se obtienen el **terremoto máximo** y/o el **terremoto característico** para cada fuente sismogenética así como los Parámetros sismológicos teóricos asociados (**magnitud, aceleración, intensidad**...).

La combinación de estos datos con estudios del efecto sitio, propio de cada emplazamiento, converge en la determinación final de la **peligrosidad sísmica**.

Como se ha descrito anteriormente, uno de los objetivos principales de este estudio es el servir de base para futuros proyectos de determinación y evaluación de la **peligrosidad sísmica** y el **riesgo sísmico** en la región y con ello contribuir a una planificación territorial más correcta de la región.

Existen varias fuentes de incertidumbre en los cálculos de peligrosidad sísmica. Mallard y Woo (1993) los resumen en:

- **Incertidumbre del modelo de ocurrencia de terremotos**. El modelo de distribución siguiendo una ley de Poisson que se utiliza en la mayoría de los métodos para el estudio estadístico de la ocurrencia de los mismos no parece cumplirse para terremotos con períodos de retorno muy grandes.

- **Incertidumbre en el catálogo sísmico y los parámetros de la sismicidad.** El catálogo sísmico en España presenta deficiencias importantes en cuanto al umbral elevado de detección y los elevados errores de localización existentes con la red nacional existente hasta 1980. Asimismo, es necesario homogeneizar los datos de Intensidad existentes para los terremotos históricos con los de magnitud de los terremotos instrumentales. Del catálogo sísmico se suele extraer la magnitud máxima que se atribuye a una zona sismogenética, que generalmente coincide con la del evento histórico máximo.

- **Incertidumbre en la definición de fuentes sismogenéticas.** La correcta definición de la fuente sismogenética requiere datos de carácter geológico, geofísico y sismológicos, pero el modo de utilización y la ponderación de sus importancias relativas en cada caso no están bien definidas.

- **Incertidumbre en las leyes de atenuación.** El cálculo de leyes de atenuación con el fin de determinar el efecto que una sacudida de una fuente sísmica tiene en el emplazamiento requiere la obtención de valores empíricos que en muchos casos no existen. En tales casos son necesarias modelizaciones o extrapolaciones.

- **Incertidumbre en la determinación de la aceleración, velocidad y desplazamiento de diseño.** La escasez de acelerómetros en la red sísmica nacional induce el uso de relaciones empíricas intensidad/aceleración que conllevan incertidumbre a causa la gran influencia que tienen las condiciones locales en ese tipo de relaciones.

La geología y más concretamente la neotectónica, la tectónica activa y la paleosismicidad aportan herramientas que permiten disminuir en alguna medida las tres primeras incertidumbres descritas.

En este sentido, por una parte, el estudio paleosísmico de una falla permite reconstruir su comportamiento sísmico durante miles o incluso millones de años. Ello puede informar del tipo de distribución estadística (si se produce) en los terremotos que dicha falla genera.

Por otro lado, la identificación de paleoseismos permite completar el catalogo sísmico utilizado en el cálculo de la peligrosidad sísmica. Es en este aspecto donde en los últimos años la neotectónica, la tectónica activa y la paleosismicidad están induciendo mayores avances en la mejora de la certidumbre en este tipo de cálculos. La relación Gutenberg-Richter señala una relación linear entre el logaritmo del número de terremotos en función de su magnitud (Fig. 1-12). Sin embargo, parece bastante claro que esta relación se cumple para la sismicidad de baja magnitud y no para eventos de magnitud elevada que presentan intervalos de repetición muy elevados, y menos si la falla sigue el modelo de terremoto característico (Schwartz y Coppersmith, 1984). Los datos geológicos permiten identificar esos intervalos de repetición (intervalosde recurrencia). De no ser por su utilización, la extrapolación de los datos de terremotos

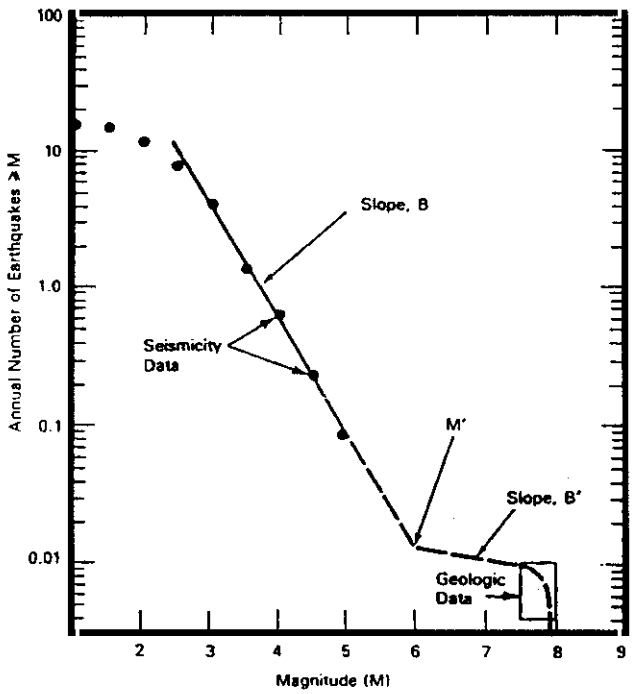


Fig. 1-12. **Relación entre magnitud y tasa de ocurrencia de terremotos para fallas con comportamiento "característico", tomado de Schwartz and Coppersmith (1984). Como puede observarse, los datos de sismicidad aportados por la geología se apartan bastante de la regresión ajustada a los datos instrumentales.**

de baja magnitud inducen (como se observa en la figura) a subestimaciones de magnitud o a sobre-estimaciones de intervalos de recurrencia. En este sentido, los terremotos que se producen en la zona aquí estudiada, en función de su situación geodinámica y de las tasas de movimiento que se desprenden de la dinámica de las placas pueden clasificarse (siguiendo la clasificación de Scholz (1990), ver Tabla I) como terremotos tipo intraplaca con influencias de límite de placa. Estos terremotos presentan tiempos de recurrencia que oscilan entre 100 y 10.000 años. Estos elevados períodos de recurrencia, si bien inducen probabilidades más bajas en los estudios de peligrosidad sísmica, también pueden acarrear sorpresas y hacer considerar que determinadas fallas no son activas cuando realmente lo son.

Por último, nos queda el tercer tipo de incertidumbre, es decir la correcta definición de la fuente sismogenética. Es aquí donde la combinación de los estudios de neotectónica, sismotectónica y geofisica permiten identificar las posibles fuentes sismogenéticas. En los últimos años se ha puesto de manifiesto la "peligrosidad" sísmica que presentan ciertas fallas cubiertas por depósitos recientes y aparentemente invisibles para los estudios neotectónicos, y sismotectónicos, véanse los ejemplos de los terremotos de Coalinga en 1993 y Northridge en 1994 (USGS & SCEC, 1994). Estos terremotos fueron producidos por fallas cuya actividad o incluso su propia existencia se desconocía. La geofisica constituye en este caso una herramienta imprescindible en este tipo de estudios.

Como conclusión del marco metodológico en el que se sitúa este estudio, podemos decir que en el transcurso del mismo se han aplicado las metodologías conducentes a la caracterización de la fuente sismogenética. En la Fig. 1-11 se han sombreado en color amarillo las metodologías y fases metodológicas que se han cubierto en mayor o menor medida durante el mismo.

Este estudio constituye por tanto una aportación y es la base para una determinación y evaluación de la peligrosidad sísmica en el Sureste de la Cordillera Bética.

Tabla I

Valores de tasa de deslizamiento y períodos de recurrencia en función del marco geodinámico del terremoto (de Scholz, 1990)

TIPO	TASA DE DESLIZAMIENTO (mm/a)	PERIODO DE RECURRENCIA (años)
Intraplaca	<0.1	>10000
Intraplaca en relación con borde de placa	0.1<v<10	100 -10000
Interplaca	>10	≈ 100

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Plan de presentación del estudio
1.2. Marco geológico - Antecedentes
1.3. Zona de estudio. Criterios de selección e idoneidad
1.4. Objetivos del estudio
1.5. Conceptos asumidos para el estudio. Definición de período neotectónico
1.6. Marco Metodológico

1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas

1.7. 1. Plan metodológico
1.7. 2. Metodologías concretas aplicadas
1.7. 3. Estructura de presentación de la investigación en función de las metodologías aplicadas

1.7. Planificación del estudio y metodologías aplicadas

1.7.1. Plan metodológico

El estudio que aquí se presenta está enfocado en una mayor medida, como el título del trabajo indica, al estudio de la actividad neotectónica y la tectónica activa de las zonas seleccionadas. La aplicación por separado de técnicas de estudio relacionadas con las disciplinas descritas, y la interpretación de los datos que de ellas se obtienen, permiten a priori alcanzar algunos de los objetivos principales antes descritos.

Sin embargo, para alcanzar todos los objetivos perseguido con un mayor grado de fiabilidad pensamos que es imprescindible la aplicación de técnicas y metodologías auxiliares que, si bien se sitúan en áreas de conocimiento aparentemente alejadas, pueden ayudar a la resolución de problemas concretos. Con este fin y dentro del marco metodológico antes descrito, se diseña un plan metodológico (Fig. 1-13) basado en la combinación de tres áreas metodológicas diferentes:

-A: Neotectónica – Paleosismicidad

-B: Sismología – Sismotectónica.

-C: Geofísica - Mecánica cortical.

La combinación entre sí de las técnicas y metodologías asociadas a estas tres áreas de conocimiento permiten llegar al entendimiento de las causas y efectos de la sismicidad en la zona. Dichas combinaciones y los resultados que de ellas se esperan, se pueden resumir en los siguientes puntos:

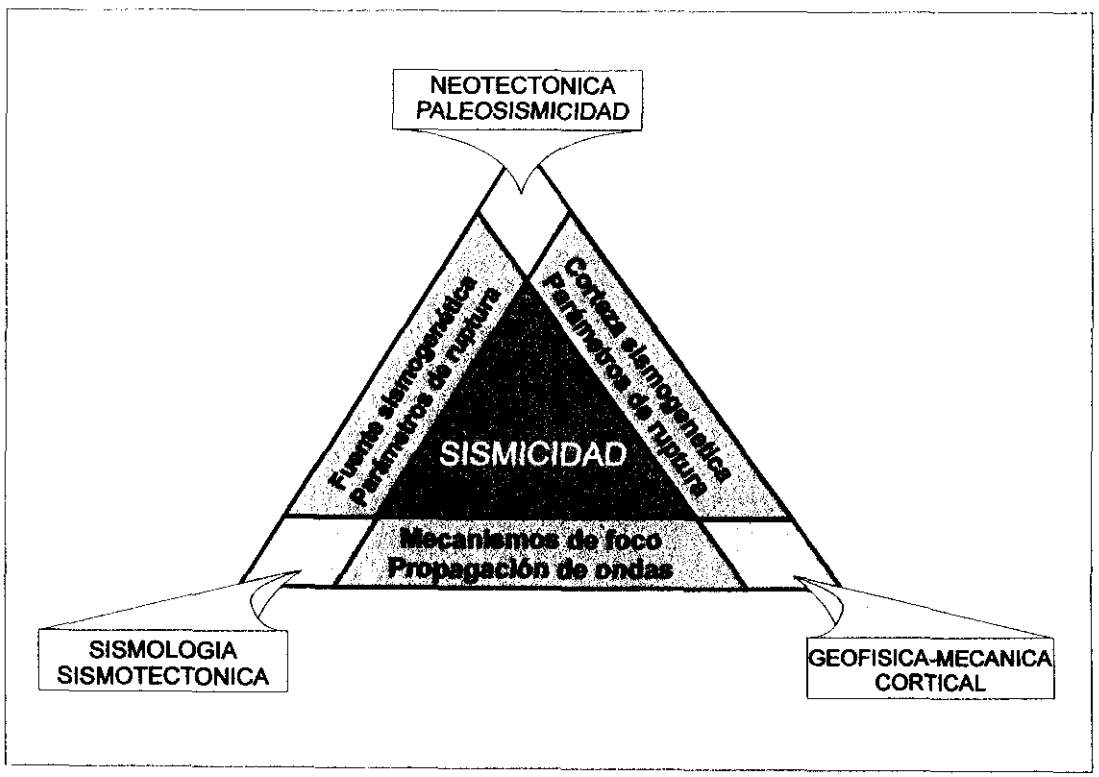


Fig. 1-13. **Esquema de articulación entre las tres principales áreas de conocimiento abarcadas en el presente estudio, necesarias para entender el fenómeno sísmico.**

- La aplicación de técnicas relacionadas con la **neotectónica** y la **paleosismicidad** combinadas con el **análisis sismológico y sismotectónico** de la zona ayuda a caracterizar el comportamiento sismogenético de las fallas estudiadas ya que permite:

  -a/: Relacionar la sismicidad actual con fallas o zonas de falla concretas.
  -b/: Determinar las dimensiones de paleorupturas y correlacionarlas con tamaños de terremotos.
  -c/: Interpretar tectónicamente terremotos recientes que presenten suficiente información sismológica.

- La aplicación de técnicas relacionadas con la **neotectónica** y la **paleosismicidad** combinadas con observaciones de tipo **geofísico** (prospección) y de tipo reológico (**mecánica cortical**) ayuda a una definición de la corteza sismogenética y con ello también de los parámetros de ruptura. Por otra parte, la aplicación de técnicas de prospección geofísica (en nuestro caso gravimetría) permite la identificación de posibles fallas ocultas bajo depósitos recientes, como posibles fuentes sismogenéticas.

- La combinación de técnicas metodológicas de **sismología** y **sismotectónica** con técnicas **geofísicas** y datos de **mecánica cortical** permite:

  -a/: Identificar variaciones en cuanto a estructura de la corteza y sus características reológicas y con ello analizar las causas de la distribución espacial de la sismicidad, tanto en la horizontal como en sección. Con ello pueden definirse las dimensiones y variaciones locales de la corteza sismogenética.

  -b/: Interpretar tectónicamente la naturaleza y disposición de los mecanismos focales obtenidos hasta ahora en la región.

En este estudio hemos pretendido abarcar en la medida de lo posible los tres vértices de conocimiento que rodean al fenómeno sísmico (Fig. 1-13). A partir de su combinación hemos intentado llegar a un mejor entendimiento de sus causas y efectos en la región estudiada. Debemos admitir que la dificultad que encierra abarcar en un único estudio metodologías y áreas de conocimiento tan separadas ente sí, puede acarrear el riesgo de no alcanzar el grado de profundización deseable en algunas de las metodologías aplicadas. Sin embargo, hemos considerado que a pesar del riesgo, las conclusiones que puedan obtenerse de este estudio estarán fundamentadas en un banco de datos lo suficientemente amplio como para permitir futuras profundizaciones en problemas concretos a través de diferentes vías de investigación. Ello ha resultado un factor determinante a la hora de realizar un estudio pluridisciplinar de esta naturaleza.

1.7.2. Metodologías concretas aplicadas

A continuación se describen las distintas metodologías y técnicas concretas que han sido utilizadas a lo largo del estudio con el fin de conseguir los objetivos propuestos. Considerando el plan metodológico diseñado las describiremos en función de las áreas metodológicas con las que son afines.

1.7.2.1.Neotectónica - Paleosismicidad

El estudio neotectónico y paleosísmico de las fallas seleccionadas y de las estructuras asociadas permitirá, entre otras cosas, determinar los campos de esfuerzos que han actuado durante el período neotectónico y sus variaciones tanto en el tiempo como en el espacio. La aplicación de determinadas técnicas paleosísmicas ayudará a la búsqueda de paleoeventos y a la obtención de tasas de movimiento recientes asociadas a distintas fallas. Con estos fines, se han aplicado las siguientes técnicas y metodologías:

- Cartografía estructural:

-A/: Cartografía estructural de síntesis a escala regional: Se han realizado dos cartografías de síntesis a escala regional en las dos subáreas de estudio preferente seleccionadas: Zona de Falla de Alhama de Murcia y su entorno (Mapa 1) y zona Sur de Almería (Mapa 2). En la Fig. 1-9 se muestra el área abarcada en ambas

cartografías. Para su realización se ha utilizado una base topográfica de escala 1:100.000 sobre la que se han representado datos procedentes de:

- Cartografía geológica a escala 1:50.000 de la serie Magna del ITGE.
- Cartografías de trabajos previos (ver leyendas de mapas).
- Datos de campo propios.
- Datos procedentes del análisis de lineaciones observadas en ortoimágenes espaciales 1:100.000 procedentes del sensor TM de Landsat.
- Datos de alineaciones de epicentros sísmicos observadas en las proyecciones del catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional.

La primera de las cartografías (mapa 1 (escala 1:180.000)) abarca el Oeste de la provincia de Murcia y el Norte de la de Almería y engloba la zona de estudio surcada por corredores de fracturación de longitudes importantes y con indicios de actividad neotectónica importante: zonas de falla de Crevillente, Norbética, de Alhama de Murcia y terminación septentrional de la zona de falla de Palomares. A esta zona la denominaremos Zona Murcia-Almería.

La otra cartografía regional elaborada abarca el centro y Sur de la provincia de Almería y el Este de la provincia de Granada (Mapa 2 (E. 1:400.000. Este área se caracteriza por la existencia de tres grandes corredores: el corredor del río Andárax, la zona de falla del corredor de las Alpujarras y la zona de falla de Carboneras.

En ambas cartografías se han representado unidades tectosedimentarias mayores que puedan aportar una visión de la evolución tectosedimentaria de la región desde el Paleoceno hasta la actualidad (ver leyenda de los mapas)

-B/: Cartografía estructural a escala local. Se han cartografiado cuatro áreas (Fig. 1-9) a escalas más detalladas (entre 1:20.000 y 1:50.000: mapas 3, 4, 5 y 6). El mapa 3 engloba la zona de falla Lorca-Totana y además cubre la totalidad de la Sª de la Tercia (ST) y el sector suroriental de la cuenca neógena de Lorca. Esta cartografía se realizó sobre base topográfica a escala 1: 25.000. El mapa 4 cubre el sector Lorca-Totana de la falla de Alhama de Murcia y fue realizado sobre una base topográfica de escala 1:15.000. El mapa 5 cubre la falla de Las Viñas y fue realizado sobre una base topográfica a escala 1:10.000. El mapa 6 engloba el sector Adra-Berja-Dalías en el Sur de la provincia de Almería y fue realizado sobre una base topográfica a escala 1:15.000. Los tres mapas se presentan a escalas ligeramente inferiores a las de cartografía. Para su elaboración se ha realizado cartografía de campo utilizando fotografías aéreas a escala 1:15.000.

En las cartografías realizadas a escala local se ha prestado especial atención en la representación de las estructuras de deformación tanto continuas como discontinuas que afectan a materiales de edad Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Asimismo, se ha procurado diferenciar las distintas unidades tectosedimentarias cuyos límites superior e inferior aportan datos acerca de cambios en la dinámica deformacional de la zona. En las cartografías de más detalle se han representado además algunos elementos morfológicos que constituyen indicadores de deformación reciente. Asimismo, se han distinguido en la medida lo posible (según el estado de modificación antrópica de las zonas) las unidades morfosedimentarias cuaternarias que, si bien no presentan un control bueno en cuanto a su edad, sí aportan información acerca de la evolución de las deformaciones cuaternarias.

Análisis estratigráfico:

Se ha realizado el levantamiento de columnas estratigráficas sintéticas en la cuenca miocena de Lorca a un lado y otro de la zona de falla de Alhama de Murcia con el fin de determinar el control de esta falla en la naturaleza y evolución de la sedimentación miocena y pliocena. Lo mismo se ha realizado para el sector Adra-Berja-Dalías. Para el resto de la zona, se han utilizado datos estratigráficos bibliográficos de las que se han realizado síntesis en determinados puntos con algunas modificaciones en función de nuestras propias observaciones.

Análisis morfotectónico:

En las distintas áreas estudiadas se ha analizado la relación tectónica reciente - morfología. Para ello hemos utilizado la Carta Digital de España elaborada por el Servicio Geográfico del Ejército cuyos datos provienen de la digitalización de una base altimétrica de escala 1:250.000. Se ha analizado la morfología del relieve a escala regional en relación con las

deformaciones deducidas en las zonas de falla. Estos indicios puede obtenerse a partir de distintos indicadores superficiales:

- Áreas de encajamiento anómalo de la red fluvial (levantamiento reciente)
- Cambios de dirección anómalos de la red fluvial (Keller, 1986).
- Cambios en el régimen de circulación de los ríos asociados a cambios de pendiente (Ouchi, 1985; Schumm, 1986; Huang, 1993)
- Asimetría de las redes de drenaje asociadas a basculamientos (Hare y Gardner, 1985; Cox, 1994).

Se han realizado perfiles topográficos (en algunos casos seriados) de los distintos modelos digitales del terreno creados con el fin de identificar:

- Basculamientos de superficies de equilibrio: Terrazas fluviales, terrazas erosivas, superficies de colmatación de cuencas, superficies de erosión y superficies de cumbres.
- Flexiones de carácter regional.
- Pendientes anómalas.

Análisis geomorfológico de la red fluvial:

Se ha realizado un perfil longitudinal de detalle del río Guadalentín a su paso sobre la zona de falla de la FAM. Ha sido realizado sobre una base topográfica a escala 1:5.000. Asimismo, se han analizado sobre bases topográficas a escalas 1:5000 y 1:10000 anomalías en el trazado de ramblas y arroyos a su paso sobre la traza de la FAM en todo su recorrido. Lo mismo se ha realizado en sectores concretos de la cuenca de Berja (Sur de Almería) con el fin de identificar :

- Capturas inducidas tectónicamente.
- Desviaciones de dirección de canales fluviales inducidos por eventos de movimiento cosísmico (Huang, 1993)
- Valles colgados, valles sin cabecera...etc., que indiquen movimientos verticales recientes (Bull y McFadden, 1977).
- Cambios en la morfología de los perfiles de valle que indican asimismo movimientos de carácter vertical (Hack, 1973; Mayer, 1986).

Análisis paleosísmico:

-A/: Análisis de trincheras naturales.

Se han aprovechado los cortes naturales de algunas ramblas a la altura de la traza de la FAM que dejan a la vista depósitos aluviales cuaternarios afectados por la actividad de la falla. En los puntos adecuados se han aplicado técnicas de interpretación propias del estudio de trincheras (Sieh, 1978 y 1984). Se limpió la superficie aflorante y se dispuso una cuadrícula de dos metros de lado para facilitar la interpretación y representación de las estructuras de deformación. Se realizaron, a partir de esos esquemas, reconstrucciones de estadios de deformación previos y mediciones de desplazamientos por evento.

-B/: Dataciones absolutas

Debido a motivos ajenos a la investigación no fue posible realizar una campaña de dataciones del modo que se hubiese deseado. Se aprovechó, sin embargo, la existencia de surgencias termales y mineralizantes a lo largo de la traza de la FAM que han generado abundantes depósitos travertínicos durante el cuaternario reciente y aún lo hacen en la actualidad. Estos travertinos cubren en determinados sectores la traza de la falla solapándola. En otros casos sin embargo, se encuentran deformados. Ello nos llevó a realizar un ensayo de utilización de dataciones absolutas por medio del método del Th-U, para la obtención de datos paleosísmicos y tasas de movimiento reciente. Con ello se pretendía, además de obtener datos valiosos para caracterizar el tramo de la falla de Alhama de Murcia implicado, ensayar una metodología con fines a su aplicación en futuros proyectos de investigación de carácter más detallado.

Los pasos de este ensayo se discutirán más detalladamente en el capítulo correspondiente. Adelantamos aquí una breve descripción teórica del método utilizado.

Método de datación absoluta aplicando las series de desintegración del Uranio

El método Th-U se basa fundamentalmente en la insolubilidad del Torio dentro de la familia radioactiva del isótopo 238 del Uranio U^{238} (Fig. 1-14). Por ello, los isótopos 238 y 234 del Uranio

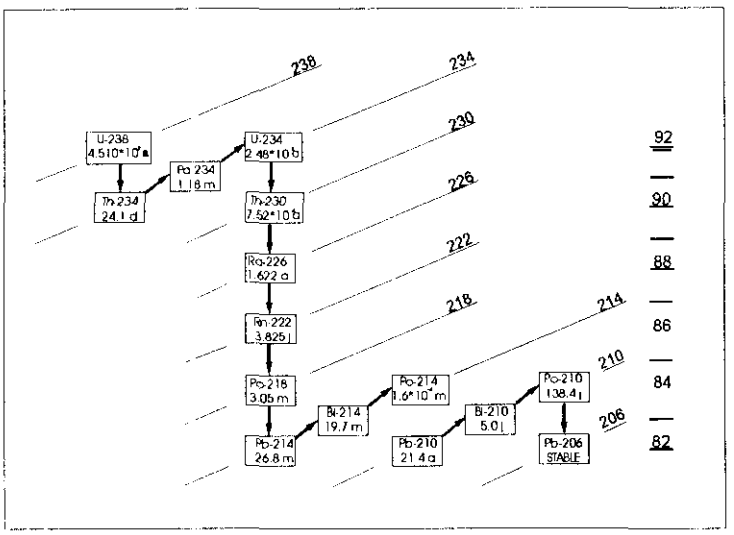


Fig. 1-14. **Caminos de desintegración de la familias radioactivas del Uranio, tomado de Quinif (1989).**

son los únicos miembros de la familia que pueden ser transportados en disolución por aguas cargadas de Ca $(HCO_3)_2$ y precipitados en forma de carbonato cálcico como espeleotemas o travertinos.

Desde el momento en que se produce la precipitación del carbonato cálcico el U^{234} genera por desintegración Th^{230} creciendo su cantidad en la roca con el tiempo y conformando de este modo un geocronómetro. El intervalo de tiempo que puede cubrir este geocronómetro teóricamente va desde pocos miles de años hasta 400.000 años (Duplessy et al., 1972; Harmon et al., 1975), aunque en nuestro caso, como luego se verá, se pueden llegar a datar edades superiores.

Un factor importante que debe asumirse al utilizar el método es el fraccionamiento que existe entre los isótopos U^{238} y U^{234} dentro de la familia. En las aguas de precipitación natural la relación U^{234}/U^{238} es >1. Esto es debido a la mayor solubilidad del U^{234} (Quinif, 1989). Cuando el sistema geoquímico se cierra, la relación U^{234}/U^{238} tiende a acercarse a la unidad. La siguiente ecuación controla el proceso:

$$(U^{234}/U^{238}) = 1 + [(U^{234}/U^{234})_0 - 1)\, e^{-\lambda_{234}t} \qquad (1)$$

Esta ecuación supone que conocemos la relación inicial $(U^{234}/U^{234})_0$. Además, si consideramos que el Th^{220} presente en la muestra puede proceder, por un lado del U^{239} en desequilibrio siempre con el U^{233} y por otro, del U^{234} en exceso, puede llegarse a la siguiente ecuación (Faure, 1977):

$$(Th^{230}/U^{234})=((1-e^{-\lambda_{230}t})/U^{234}) + (\lambda_{230}/(\lambda_{230}-\lambda_{234})*((U^{234}/U^{238})_0 - 1) * ((e^{-\lambda_{234}t} - e^{-\lambda_{230}t}) \quad (2)$$

donde $(U^{234}/U^{238})_0$ es la relación inicial de los dos isótopos y λn: es el parámetro de actividad del isótopo n..

Tenemos por tanto dos ecuaciones (1) y (2) con dos incógnitas:

-1: Tiempo (t)

-2: $(U^{234}/U^{238})_0$

Ese valor de tiempo obtenido nos da la edad de la muestra.

La recogida de las muestras y el método de selección fueron dirigidos con el objetivo de asegurar en la medida de lo posible que la muestra de calcita datada se hubiera encontrado en todo momento en un sistema geoquímico cerrado (ver discusión en capítulo 2.5.3.1).

A partir de las edades obtenidas se realizó una interpretación cinemática y un cálculo de tasas de movimiento promediadas para el Cuaternario.

Análisis estructural:

-A/: Análisis estructural de ortoimágenes espaciales a escala 1:100.000 procedentes del sensor TM de Landsat a partir del cual se identifican zonas de fracturación y lineaciones en materiales neógenos y cuaternarios sin deformación superficial.

-B/: Mapa de fracturación a escala regional. Se han digitalizado las fallas que afectan y/o controlan a los depósitos de edad postmiocena con el fin de generar una base de fracturación sobre la que proyectar los epicentros de seismos tanto históricos como instrumentales (Fig. 1-15). Las fracturas digitalizadas se han identificado a partir del análisis e interpretación de las ortoimágenes espaciales 1:100.000. Asimismo, han sido representadas fallas ya identificadas en cartografías anteriores (Mapa Geológico escala 1:50.000 del ITGE) y otras deducidas a partir de fotografías aéreas.

-C/: Mesotectónica. Análisis de criterios cinemáticos en planos de falla: A lo largo de todo el estudio de campo se han reconocido numerosos planos de fracturación frágil afectando materiales del Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Con el fin de obtener los vectores de deslizamiento para cada plano de falla y caracterizar su cinemática se han interpretado los criterios cinemáticos presentes en los planos de fricción. Para seguir un criterio interpretativo definido y teniendo en cuenta la existencia de algunas estructuras que pueden presentar distintas interpretaciones cinemáticas (Steward y Hancock 1991) se han seguido los propuestos y utilizados por Doblas (1987), posteriormente perfeccionados, testados y aplicados a fracturas de la Cordillera Bética en Doblas et al. (1997) (Fig. 1-16).

-D/: Análisis de paleoesfuerzos: Con el fin de determinar posibles variaciones laterales en la naturaleza y orientación del o los tensores de esfuerzos que han actuado en la zona a lo largo del período neotectónico, se han recopilado los datos de paleoesfuerzos obtenidos en trabajos anteriores. Asimismo, se ha realizado un análisis poblacional de fallas en el entorno de Adra y de venas de cizalla en el sector Lorca-Totana de la falla de A. de Murcia. Se han medido y analizado 183 venas de cizalla rellenas de yeso fibroso y fallas con criterios de movimiento inequívocos repartidas en nueve estaciones. A estos datos se

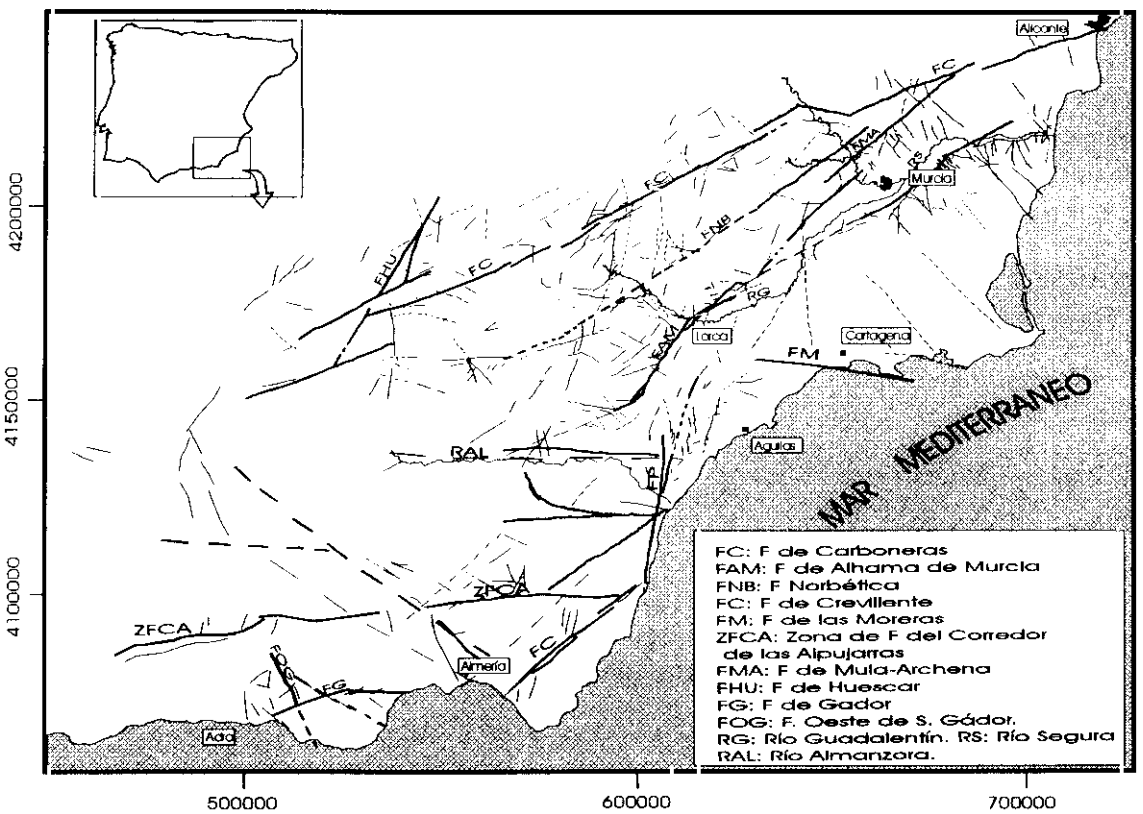


Fig. 1-15. **Mapa de fractu.ación reciente que deforma y/o controla la posición de depósitos pliocenos y cuaternarios en el este de la Cordillera Bética.**

les han aplicado dos métodos de inversión de esfuerzos: el *Método de Inversión de Esfuerzos* de Reches (Reches, 1987; Reches et al., 1992) y el método desarrollado en (De Vicente, 1988 y Capote et al., 1991) basado en el *Modelo de Deslizamiento* (Reches, 1983). En el capítulo correspondiente se describirá cada uno de los métodos con el fin expresar y relacionar más directamente los resultados obtenidos con la interpretación dinámica de los mismos.

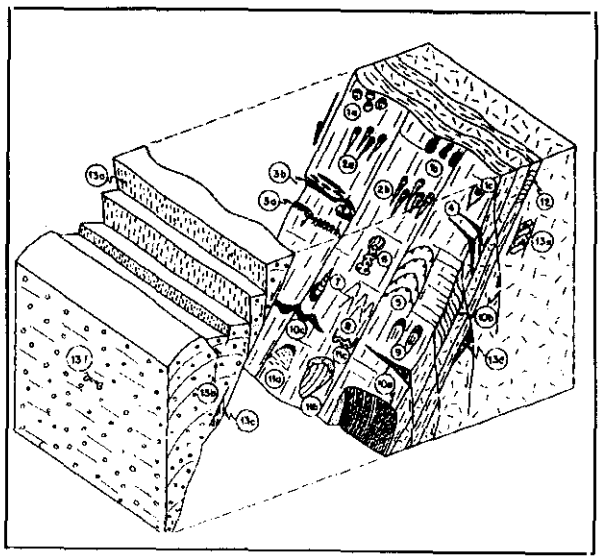


Fig. 1-16. **Criterios de movimiento en planos de fricción utilizados para la caracterización cinemática de las fallas estudiadas, tomado de Doblas et al. (1997). 1: Granos asimétricos; 2. Marcas en forma de zanahoria; 3. Escalones congruentes e incongruentes; 4. Grietas de tensión; 5. Fracturas inversas; 6. Material arrastrado; 7. caracteres en forma de gota con estructuras de microrizado; 8. marcas en forma de "v"; 9. escalones cóncavos congruentes de arañado; 10. Caracteres híbridos sintéticos; 11. Huellas de arado; 12. Arrastre congruente de elementos planares preexistentes; 13. indicadores externos al plano de falla.**

1.7.2.2. Sismología - Sismotectónica

Por otra parte, el análisis de la sismotectónica de la zona ayudará a comprender la disposición espacial de la sismicidad y su relación con las fallas estudiadas mediante las técnicas neotectónicas y paleosísmicas. Para ello, se aplicará la siguiente metodología.

Análisis espacio-temporal de la sismicidad:

-A/: Mapas y perfiles de sismicidad instrumental: Se han realizado mapas y perfiles de la sismicidad general y de series sísmicas concretas a diversas escalas. Para su elaboración se han filtrado aquellos terremotos con errores de localización tanto horizontal como vertical elevada. En el capítulo correspondiente se describen las características de la base de datos utilizada. La sismicidad se ha proyectado sobre el mapa de fracturación reciente elaborado con anterioridad. Se han proyectado epicentros de modo secuencial en función tanto de intervalos de tiempo de ocurrencia como de profundidad focal. Los perfiles de sismicidad se han realizado tanto a escala regional como a escala local cortando según diversas orientaciones las nubes de réplicas de varias series sísmicas acaecidas en la zona.

-B/: Análisis de sismicidad histórica: Se ha realizado una revisión bibliográfica así como una recopilación de datos en el terreno acerca de los efectos producidos por los eventos históricos más importantes de la zona. Se han extraído observaciones concretas referentes a efectos que pudieran tener significado geológico. Observaciones indirectas de la fenomenología descrita en documentos históricos permite identificar efectos cosísmicos que pueden informarnos sobre procesos tales como: licuefacciones, rupturas superficiales, anomalías hidrogeológicas asociadas a modificaciones de la presión de fluidos, secuencias de réplicas y variaciones relativas del nivel del mar.

-C/: Recopilación de mecanismos de foco. Se han recopilado de la bibliografía los mecanismos focales calculados en el área de estudio así como en la región del Mar de Alborán y Norte de África con el fin de proyectarlos en un mapa de mecanismos de foco que ayude a interpretar los regímenes geodinámicos vigentes en el entorno de la zona.

1.7.2.3. Geofísica - Mecánica cortical

Prospección gravimétrica

Con el objetivo de identificar posibles estructuras potencialmente sismogenéticas situa-

das en el interior de la depresión cuaternaria del Guadalentín, flanqueada en toda su longitud por la falla de Alhama de Murcia, se ha realizado un prospección gravimétrica. Se han elaborado tres perfiles gravimétricos que atraviesan con una dirección NO-SE la depresión.

Método gravimétrico

La base de todo estudio gravimétrico radica en la medición de la gravedad natural en un punto de la superficie terrestre y compararla con la gravedad teórica que debería existir en ese punto si consideramos un esferiode de densidad constante. En función de la diferencia entre una y otra se trata de modelizar las variaciones laterales de la densidad en la corteza (en términos de variaciones de litología) que puedan explicar esas diferencias de gravedad. Esos cambios litológicos pueden ser indicios de fallas cuyos movimientos generan cambios laterales de densidad.

La aplicación del método requiere unas lógicas correcciones de la gravedad natural leída en el gravímetro para su correcta lectura e interpretación. El valor final obtenido de la resta: *gravedad observada - correcciones - gravedad teórica* nos da el valor de la *Anomalía de Bouguer (Δg).*

Las correcciones que se han realizado sobre las medidas de gravedad observada son las siguientes:

Corrección de *aire libre:* es la corrección debida a la altura de la estación de medida. A más altura más distancia al centro del esferoide y por tanto mayor será la gravedad. El valor de esta anomalía aplicando la masa de la Tierra y la aceleración de la Gravedad es: *-0.3086 h.* (h = altura de la estación).

Corrección de *Bouguer:* Se corrige el efecto de la masa de roca que existe entre la altura de la estación y el nivel del mar de referencia. Para 2.67 gr/cm^3 (densidad media de la corteza) el valor de esta anomalía es de *+0.1119 mgal/m.*

Combinando estas dos correcciones trabajamos con la *Corrección de Altura* (*ch = 0.3086h-0.1119h = 0.1967h).* Esta corrección hay que sumarla a la gravedad observada.

Corrección *Topográfica*: Con esta corrección se elimina el efecto del relieve que rodea la estación. Tanto un valle como un relieve positivo tienden a disminuir la gravedad, por tanto esta corrección irá sumada siempre a la gravedad observada. Para su cálculo se divide la zona en prismas teóricos de espacio que rodea a la estación. Para calcular el efecto de cada prisma sobre el centro (estación) se han usado las Tablas de Hammer.

Variación de la gravedad con el *tiempo*:

-A: Efecto de las *mareas*: La posición de la Luna y la Tierra puede generar una pequeña anomalía en la gravedad medida. Su valor es aproximadamente de 0.05 mGal/hora. Se ha despreciado su cálculo puesto que la corrección de deriva la suele eliminar.

-B: Corrección de *deriva instrumental*: Por diferentes causas, entre ellas la fatiga del aparato, las medidas del gravímetro presentan cierta desviación con el tiempo. Esta deriva se ha eliminando repitiendo una misma estación en intervalos de tiempo de 90 minutos .

Una vez calculadas estas correcciones, la Anomalía de Bouguer (Δg) se obtiene de la siguiente fórmula:

(Δg) = g observada + Correc. de Aire Libre + Correc. Topográfica - Corr. de Bouguer - g teórica.

* : la gravedad teórica se refiere al esferoide y no al geoide, por lo que se descarta el efecto indirecto.

Toma de datos y tratamiento

La medición de la gravedad se llevó a cabo con un gravímetro Lacoste-Romberg. En cada estación se calculó la altura utilizando un altímetro digital apoyado por la cartografía allí donde esta tenía el detalle suficiente (E 1:10000 o inferior).

En los tres perfiles realizados se tomaron medidas cada 350 m. Con este intervalo se pueden captar anomalías producidas por fallas con saltos importantes y se evitan las anomalías de menor período producidas por estructuras menores. Durante estas campañas se recogieron muestras de los tipos de roca característicos de

las formaciones atravesadas por los perfiles para calcular su densidad en laboratorio.

En la Tabla I del Anexo 2 se presenta un listado con todas las mediciones de gravedad obtenidas y las distintas correcciones aplicadas así como la anomalía de Bouguer obtenida finalmente.

Una vez obtenidos los valores de gravedad observada, las correcciones necesarias para el cálculo de la anomalía de Bouguer se realizaron utilizando el programa *CDGRAV* (Carbó *1988* inédito). Con los datos de anomalía de Bouguer calculados para cada estación se construyeron perfiles de anomalía de Bouguer. A partir de los valores de Anomalía de Bouguer obtenidos en las estaciones de control repetidas se calculó un error cuadrático medio de 0.31 mGals.

Para la modelización de los datos de anomalía obtenidos se recopilo toda la información geofísica, estratigráfica y de sondeos previos para ajustar de forma realista los parámetros de la modelización cuyo proceso se desarrolla en el capítulo correspondiente.

Mecánica Cortical

Con el fin de poder identificar variaciones en el comportamiento reológico de la corteza en las zonas estudiadas, que pueda tener un reflejo en la actividad sísmica se han recopilado datos de tipo geofísico, térmico, y sismológico. Estos datos se han integrados en perfiles y mapas de sismicidad y se han comparado con evidencias y observaciones de tipo neotectónico.

Referencias Capítulo 1

Referencias

Andrieux, J. , Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971). Sur un modele explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sc. Lett.*, **12**. 191-198.

Andrieux, J., Frizon de Lamotte, D. y Braud, J. (1989). A structural scheme for the western Mediterranean area in Jurasic and Early Cretaceous times. *Geodinamica Acta*, Vol. 3, **1**: 5-15.

Araña, V. y Vegas, R. (1974). Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, **24**.

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. Thése 3° cycle. Paris VII. 229 pp.

Baena Pérez, J. y Jerez, L. (1982). Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.). Instituto Geológico y Minero de España. *Colección Informe*, 256 pp.

Bell, J.W., Amelung, F. y King, G.C.P. (1997). Preliminary slip history of the Carboneras Fault, southeastern Spain. *J. Geodynamics*, Vol. 24, **1-4**: 51-66.

Biju Duval, B., Dercourt, J. y Le Pichon, X. (1976). La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, Vol. 71, 7: 811-822.

Biju Duval, B. (1977). From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. In: (B. Biju Duval abd L. Montadert Eds.), *Structural History of the Mediterranean Basin. Technip*, Paris, 143-164.

Boccaletti, M.R. y Danielli (1984). Il sistema regmatico neogenico-quaternario nell'area Mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale. *Mem. Società Geologica Italiana*, **24**: 465-482.

Bourgois, J. (1980). De l'origine ultra-bétique des Malagui-des (Zones Internes betiques, Espagne). *Gelogica Romana*, **19**: 151-170.

Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, **52**: 277-286.

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 compresion nord-sud quaternaire des Cordillères Betiques Orientales (Espagne Méridional - Arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France.* **18**: 711-724.

Bousquet, J.C., Dumas, B. y Montenat, C. (1975). Le decrochement de Palomares: decrochement quaternaire sénèstre du basin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales, Espagne). *Cuad. Geol.*, **6**: 113-119.

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 Binghmatom. 115-138

Bullar, T.F. y Lettis, W.R. (1993). Quaternary fault deformation associated with blind thust faulting, Los Angeles Basin, California. *Jour. of Geoph. Res*, **98**:8349-8369.

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.

Carbó, A. (1988). Programa CDGRAV para el cálculo de la anomalía de Bouguer. Inédito.

Choukroune, P., Seguret, M. y Galdeano, A. (1973). Caracte-istiques et evolution structurale des Pyrénées: Un modéle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bull. Soc. Geol. France.* Vol. **XV**: 5-6.

Comas, M.C. y Jurado, M.J. (1990). The sedimentary record of the Iberian Alboran margin. *IX Regional Comitee Mediterranean Néogène Stratigraphy Congress.* Barcelona, Abstracts, 105.

Comas, M.C., García Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992). Néogène extensional tectonic evolution of the Alboran Basin from MSC data. *Geo-Marine Lett.*, **12**: 157-164.

Cox, R. T. (1994). Analysis of drainage basin symetry as a rapid technique to identify areas of possible quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bull.* **106**: 571-581.

De Jong, K. (1991). Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with

implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. Tesis Univ. Amsterdam, 204 pp.

Dewey, J. F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7-6: 1123-1139.

Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**: 3137-3180.

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

Doblas, M. (1987). Criterios del sentido de movimiento en espejos de fricción: Clsificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Estudios Geol.* **43**: 47-55.

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. N°2: 159-170.

Duplessy, J.C., Lalou, G., Delibrias, G. y Nguyen, H.V. (1972). Datacions et études isotopiques de stalagmites, Aplications aux paleotempératures. *Ann. Speleol.*, **27-3**, 455-464.

Durand-Delga, M. y Foucault, A. (1967). La Dorsale Bétique nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques, au bord sud de la sierra Arana (Prov. de Granada). *Bull. Soc. Géol. France*, **7-9**: 223-228.

Durand-Delga, M. (1980). La Mediterranée occidental: étape de sa genèse et problèmes structureaux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire de la Soc. géol. de France*, 1830-1980.

Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M., (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26 Congrès. Géol. Intern., París. Les chaînes alpines issues de la Téthys. *Mém. B.R.G.M.*, **115**: 67-85.

Egeler, C. y Simon, O.J. (1969). Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques) Espagne). *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, **25**, 90 pp.

Ellemberger, F. (1970). Europe, Géologie. *Encycl. Universalis*, **6**: 765-770.

Faure, G. (1977). Principles of isotope geology. John Wiley and Sons, New york, 464 pp.

Friend, P.F. y Dabrio, C.J. (Eds.) (1996). Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press. 400 pp.

Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1989). Progresive extensional shear structures in a detachment contact in the western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinámica Acta*, **3**: 73-85.

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-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M., Orozco, M. y Soto, J.I. (1988). Plis-nappes, cisaillements syn à post-métarmorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordilleras Béticas, Espagne), *C. R. Acad. Sci.*, Ser. II, **307**: 1389-1395.

García-Dueñas, V. Balanyá, J. C. y Martínez-Martínez, J. M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcopping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* **12**: 88-95.

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.

Garrido Mejías, A. (1973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida). Tesis doctoral. Univ. Granada. 395 pp.

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

González Lodeiro, F., Aldaya, F., Galindo-Zaldívar, J. y Jabaloy, A. (1996). Superposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras. *Geol. Rundsch*, 85: 350-356.

Hack, J.F. (1973). Stream profile analysis and stream gradient index. *U.S. Geol. Surv. Jour. Resch.*, **1**: 421-429

Hare, P. W. y Gardner, T.W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Península, Costa Rica. En: (M. Morisawa and J. T. Hack Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Allen & Unwin. Boston.

Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1975). Uranium series dating speleothems. **NSS Bull.**, **37**: 2: 147-158.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírex, 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.

Huibregtse, P.W., Van Alebeek, J.M., Zaal, M.E.A. y Bierman, C. (en prensa). Paleostress analysis of the northern Nijar and southern Vera basin.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González Lodeiro, F. (1992). The Mecina Extensional System: Its relation with the post Aquitanian piggy-back Basins and the palaeostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain), *Geo-Mar. Lett.*, **12**: 96-106.

Jeréz, L. (1984). Sobre la reconstrucción de la cuenca alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica. I *Congreso Español de Geología*, V: 333-355

Keller, A.E. (1986). Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. P 136-148. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. 266 pp.

Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J. y McClay, K.R. (1995). The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras fault, SE Spain. *J. Geol. Soc. London*, **152**: 339-351.

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 Mazarron Bassins). *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **11-1**.

Larouzière, D., Bolze, J., Bordet, P., Hernández, J., Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1988). The betic segment of the lithospheric Transalboran Shear Zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, **152**: 41-52.

Leblanc, D. (1990). Tectonic adaptation of the External Zones around the curved core of an orogen: the Gibraltar Arc. *Journal of Structural Geology*, **12**: 1013-1018.

Leblanc, D. y Olivier, Ph. (1984). Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, **101**: 345-355.

Le Pichon, X., Bonnin, J. y Sibuet, J. (1970). La faille nord-pyrénéene: Faille transformante liée á l' ouverture du Golfo de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. Paris*. Vol. 271.

Loomis, T.P. (1975). Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of te Strait of Gibraltar. *American Journal of Science*, **275**: 1-30.

López Marinas, J.M. (1977a). Terremotos históricos en Almería. Hidroeléctrica Española. Informe interno.

López Marinas, J.M. (1977b). Terremotos históricos en Murcia. Hidroeléctrica Española. Informe interno.

López Marinas, J. M. (1978). Terremotos históricos acaecidos en las provincias de Murcia y Alicante. *Cimbra*, 155, Rev. Ing. Tec. O. P. 4- 16.

Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992). Alboran Sea late cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, **12**: 179-186.

Mallard, D.J y Woo, G. (1993). Uncertainty and conservatism in UK seismic hazard assesment. *Nuclear Energy*, 32, nº 4. 199-205.

Martín Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. Tesis Univ. Granada, 1171 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 Guevara, J. B. (1984). Temblores de tierra del núcleo sísmico de Lorca-Totana (Murcia). Estudio de sismicidad histórica *I.G.N. Original* nº 51.

Mayer, L. (1986). Tectonic Geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics*. National Academy Press. Washington D.C. pp 125-135.

Megías, A.G. (1982). La evolución del mar de Alborán y cadenas Bético-Maghrebides durante el Neógeno. *5º Congreso Latinoamericano de Geología*, Buenos Aires.

McKenzie, D., (1972). Active tectonics of the mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**: 109-185.

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. y Ott D'Estevou, P. (1992). Geodynamics of Eastern Betic late Néogène basins. A review. *Física de la Tierra*, **4**: 57-75.

Mörner, N. (1990). Neotectonics and structural geology; general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm.* 13, 87.

Muñóz, D. (1989). *Concétos básicos en riesgo sísmico. Física de la Tierra*, **1**: 199-215.

Muïr 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.

Olivier, Ph. (1984). Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Tesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 229 pp.

Ott d'Estevou, P. y Montenat, C. (1985). Evolution structurale de la zone Betique orientale (Espagne) du Tortonian à l' Holocène *C.R. Acad. Sci. Paris*, **300**: 363-368.

Ouchi, S. (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements. Geol. Soc. of Am. Bull, **96**: 504-515

Obruchev, V.A. (1948). Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotectoniki. *Izv. Akad. Nauk SSSR* ser. Geol. 5.

Philip, H. (1987). Plio-cuaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Ann. Geophys.*, **5B**: 301-319.

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.

Puga, E. (1980). Hypothèses sur la genese des magmatismes calcoalcalins, intraorogénique et postorogénique alpins, dans les Cordillères Bétiques. *Bull. Soc. géol. France* (7), XXII, 2, 243-250.

Quinif, Y. (1989). La datation uranium-thorium. *Speleochronos*, **1**: 3-23.

Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in thee-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). Contraints on the strength of the upper crust from Stress Inversion of fault slip data. Jour. Geophys. Res., **97-B9**: 12481-12493

Rodríguez Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (1992). Onshore néogène stratigraphy in the north of the Alboran sea (Betic Internal Zones): Paleogeographic implications. En: (A. Madonado Ed.), The Alboran Sea. *Geo-Mar.Lett.* **12 (2/3),** 123-128.

Rodríguez Pascua, M.A. (1997). Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. *Consejo de Seguridad Nuclear.* Colec. Otros Documentos: **3**. 285 p.

Santanach, P.F., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. (1980). Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas). *Bol. Geol. Min.*, **91-92**: 417-440.

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.

Sanz de Galdeano, C. (1992). Algunos problemas geológicos de la Cordillera Bética y del Rift (y discusión sobre varios modelos geotectónicos propuestos). *Física de la Tierra*, **4**: 11-40. Editorial Complutense, Madrid.

Sanz de Galdeano, C. (1996). The E-W segments of the contact between the external and internal zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (a combined explanation). *Estudios Geol.*, **52**: 123-136.

Sanz de Galdeano, C., Vidal, F. y de Miguel, F. (1982). El sistema de fracturas N 10-30 E del borde occidental de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, **38**: 393-398.

Scholz, C. (1990). The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 439p.

Schumm, S.A. (1986). Alluvial River Response to Active Tectonics. P. 80-95. En: *Active Tectonics.* National Academy Press. Washington D.C. 266 pp.

Schwartz, D.P. & Coppersmith, K. J. (1984). Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and san Andreas faults. *Jour. Geophys. Res.* **89**: 5681-5698.

Sieh, K.E. (1978). Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California. *J. geophys.* Res. **83**: 3907-3938.

Sieh, K.E. (1984). Lateral offset and revised dates of large earthquakes along the San Andreas Fault system at Pallet Creek, Southern California, *J. Geophys. Res.* **89**: 7641-7670.

Slemmons, D.B. (1991). Introduction. In: The geology of North America, Decade Map Vol. 1, Neotectonics of North America (Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback y D.D. Blackwell Eds). Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1-20.

Smith, A.G. (1971). Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. *Bull. Geol. Soc. America*, 82: 2039-2070.

Stapel, G., Moeys, R.P. y Biermann, C. (1996). Néogène evolution of the Sorbas basin (SE-Spain) determined by paleostress analysis. *Tectonophysics*, **255**: 291-305.

Stein, R. y Lisowski, M. (1983). The Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformations. *J. Geophys. Res.* **88**: 6477-6490.

Steward, I.S. y Hancock, P.L. (1991). Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean region. Jour. Struct. Geol., **13**: 191-204.

Steward, I.S. y Hancock, P.L. (1994). Neotectonics. In: *Continental deformation.* (P. L. Hancock Ed.). Pergamon press. 421pp.

Tapponier, P. (1977). Evolution tectonique du systéme alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. géol. France* (7), **19**: 437-460.

Torres Roldán, R. (1979). The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the Westermost Alpine Belt. *American Journal of Science*, **279**: 19-51.

Torres Roldán, R., Poli, G. y Peccerillo, A. (1986). An Early Miocene arc-tholeitic magmatic dike event from the Almoran Sea. Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geol. Runds.*, **75/1**: 219-234.

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.

U.S. Environmental Protection Agency (1981). Standards applicable to owners and operators of hazardous waste treatment storage and disposal facilities. *Code Fed. Regul.* 40, Parts 122.25 (i) and 264.18 (a).

U.S. Nuclear Regulatory Commission (1982). Appendix A: Seismic and geologic siting criteria for nuclear power plants. *Code of Fed. Regul.* 10, Chap. 1, part 100. (App A, 10, CFR 100) 1 Sept. 1982,

Van Bemmelen, R. W. (1954). Mountain Building, Nijhoff, The Hague, 177pp.

Vegas, R. (1985). Tectónica del área Ibero-Mogrebí. Meca-nismo de los Terremotos y Tectónica. Ed. Univ. Complutense, Madrid, 197-215.

Vegas, R. y Muñoz, M. (1984). Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la placa Ibérica. *I Congreso Nacional de Geología*, III: 105-118.

Vera, J.A. (1988). Evolución de los sistemas de depósito en el márgen Ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, **1**: 373-391.

Wallace, R.E. (1986). . En: *Studies in Geophysics. Active Tectonics.* National Academy Press. Washington D.C. 266 pp. Overview and Recommendations.

Weijermars, R. (1985). Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (Western Mediterranean). *Geologie en Mijbouw*, **64**: 349-356

Weijermars, R. (1987). The Palomares brittle ductile shear zone of southern Spain. Jour. Struct. Geol. **9**: 139-157.

Wildi, W. (1983). Les chaînes tello-rifaines (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **24**: 201-297.

Zoback, M.L., Zoback, M.D., Adams, J., Assumpçao, 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., Udías, A., Xu, Z.H. y Zhzhin, M., (1989). Global pattern of tectonic stress. *Nature*, **341**: 291-298.

ABRIR CAPÍTULO 2