

Cuantificación de deformaciones recientes en el este de la Península Ibérica mediante la comparación de datos de nivelación de precisión

Quantification of recent deformations in the eastern part of iberian peninsula using high precision levelling data

J. GIMÉNEZ GARCÍA

Dept. Ciències de la Terra, Edifici Guillem Colom Casanovas, Universitat de les Illes Balears, Crta. Valldemossa, km. 7.5, 07071 Palma de Mallorca. E-mail: vdetjgg0@clust.uib.es

RESUMEN

La comparación de las nivelaciones de precisión realizadas por el Instituto Geográfico Nacional a lo largo de este siglo nos permite cuantificar deformaciones verticales ocurridas en este periodo. Los desplazamientos verticales obtenidos se presentan mediante perfiles de movimientos verticales recientes.

El estudio se ha centrado en el levante español por ser una zona con sismicidad histórica e instrumental y presentar indicios de tectónica reciente. La magnitud de los movimientos encontrados concuerda con la actividad tectónica reciente de cada área, localizándose las deformaciones más importantes en las zonas con mayor actividad sísmica. Así, en la zona central (Golfo de Valencia) las deformaciones tectónicas son prácticamente inapreciables, mientras que en las áreas norte (Pirineos Orientales) y sur (Béticas Orientales) éstas oscilan entre 1 y 4 mm/año.

Las anomalías del área septentrional se concentran alrededor de fallas con orientaciones NW-SE y NE-SW con componentes verticales normales. En la zona meridional las principales anomalías pueden relacionarse con fallas con orientaciones próximas a E-W con componentes verticales inversas o con fallas NE-SW o NW-SE con componentes verticales normales. Estos movimientos concuerdan con el régimen de deformación actual (compresión regional horizontal en dirección NNW-SSE y extensión ENE-WSW).

Para confirmar los resultados es imprescindible realizar nuevas nivelaciones y más trabajos geológicos para poder tener un mayor conocimiento del funcionamiento de las principales fracturas del levante español.

Palabras clave: Cordilleras Béticas Orientales, Pirineos Orientales, Golfo de Valencia, Nivelación de alta precisión, Movimientos verticales recientes, Neotectónica, Fallas activas, Periodo de retorno.

ABSTRACT

The comparison of the Instituto Geográfico Nacional of Spain high precision levelling data measured during the present century allows us to quantify the vertical deformations occurred within this period. The vertical displacements are shown as recent vertical movement profiles.

We studied the eastern Iberian Peninsula due to its historical and instrumental seismicity and because of the presence a moderate tectonic activity. The magnitude of the vertical movements are according to the recent tectonic activity of each zone, thus the greatest deformations are located at the most tectonic active zones. In the central zone (Valencia Through) tectonic deformations are almost inappreciable, but in the northern (Eastern Pyrenees) and southern (Eastern Betics) zones the average vertical velocities range between 1 and 4 mm/year.

In the northern zone the vertical anomalies are associated with NW-SE and NE-SW faults with a normal component of movement. In the Eastern Betics the anomalies are related to nearly E-W inverse faults and to NE-SW or NW-SE normal faults. These movements agree with the present day stress tensor (NNW-SSE horizontal compression together with ENE-WSW extension).

To confirm the obtained results and to have a better understanding on the main active faults we must carry out new levelling lines and more geological studies.

Key words: Eastern Betic Cordilleras, Eastern Pyrenees, Valencia Trough, High precision levelling data, Recent vertical movements, Neotectonics, Active faults, Return periods.

EXTENDED ABSTRACT

Comparison of high precision levelling data carried out in different epochs is a technique that permits to quantify Recent Vertical Movements (RVM). We used the high precision levelling data from the Instituto Geográfico Nacional of Spain (IGN) to improve our knowledge of the areas in eastern Iberian Peninsula where significant deformation has occurred during last century. The analysed data range in age between 1872 and today and constitutes around 10.000 km of levelling lines (Fig. 1). The comparison of levelling lines with the same path and levelled in different epochs allows us to obtain RVM between common bench marks. To obtain the RVM we use the rough data of the IGN archives, that is the differences in height between bench marks measured in different epochs.

The results are presented in RVM profiles where the first bench mark is considered stable. Some of the levelling lines are useless due to different causes (small number of re-levelled bench marks or high errors) and cannot be used to construct recent vertical movement profiles (Fig. 1). An extended explanation of the used methodology can be found elsewhere (Giménez et al., 1996; Giménez, 1998). RVM profiles are plotted together with the topography along the line to control the presence of systematic errors. When a correlation between movements and topography is detected the recent vertical movements are corrected using the Stein (1981) method. The kilometric errors for each line has been recalculated with the Lallemand's (1889) expressions and the standard deviation between bench marks with the Bomford's one (1987). The profiles that show significant vertical movements (greater than the obtained error bars) that can be related to tectonic causes are discussed here taking into account the geologic and seismic features of each zone.

The studied area, the eastern part of the Iberian Peninsula, has been divided in three zones according to its different seismologic and geologic characteristics. A moderate to low seismicity characterises the northern zone, which includes the Eastern Pyrenees and the Catalan Coastal Ranges. Earthquakes with intensities VII and VIII (MSK) are common in the central Pyrenees, but the greatest known seismic crisis of the Pyrenees took place in its eastern part between 1427 and 1428 (Fig. 3). The origin of this seismic crisis seems to be related to NW-SE faults (Amer-Brugent fault system). On the other hand, along the Catalan Coastal Ranges earthquakes with an intensity greater than VIII are unknown (Fig. 3) (Susagna and Goula, 1999). Evidences of an active tectonics are also most common in the eastern Pyrenees than along the Catalan Coastal Ranges (Philip et al., 1991; Masana, 1995; Fleta et al., 1996; Goula et al., 1999).

The central zone (Valencia Trough) is characterised by a low seismicity, as no I>VII earthquake has been reported in historical times (Fig. 3) (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984; Susagna and Goula, 1999). Evidences of recent tectonic activity are also less abundant than in the northern zone.

The southern area (Eastern Betics) is characterised by a moderate seismicity. The zone has been affected by twelve I>VIII earthquakes since 1396 (Fig. 3) (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984). The geological evidence of a recent tectonic activity in the eastern Betics are common (Boccaletti et al., 1987; Sanz de Galdeano, 1990) and more abundant than in the Eastern Pyrenees or the Valencia trough zones.

It must be taken into account that, since the Spanish seismic network was set up, the eastern Iberian Peninsula has not been affected by an earthquake with a magnitude greater than 5.5 (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Sanz de Galdeano et al., 1995; Giménez, 1998; Susagna and Goula, 1999). In fact, the present century must be considered a seismic calm period as no I>VIII earthquake has been felt. For that reason, the obtained recent vertical movements must be considered of interseismic origin.

We discuss six RVM profiles, which can be considered the ones that show the most significant tectonic anomalies. Two profiles are from the northern zone (Barcelona-Figueres and Vic-Figueres) and four from the southern area (Alicante-Albacete, Alicante-Almería, Larva (near Jaén)-Almería and Almería-El Palo (near Málaga) (Fig. 1).

The results obtained demonstrate the existence of important tectonic deformation rates, located near the major known tectonic structures that cross the profiles. Unfortunately, some anomalies are affected by superficial (non-tectonic) movements, which confuse the interpretation of the movements. A correlation between the seismic activity and the vertical movements is observed. In the southern area, the significant tectonic anomalies are distributed all around the Betic orogen. In the northern zone they are mostly located at its north-eastern corner (Girona area), where the seismicity is higher. On the other hand, the vertical tectonic anomalies are almost inappreciable in the central zone (between southern Tarragona and northern Valencia).

In the northern zone we discuss two tectonic anomalies observed along the Barcelona-Figueres RVM profile and another one along the Vic-Figueres one. The main tectonic anomalies, expressed in average vertical velocities, of the Barcelona-Figueres profile are: a step between Caldetes and Arenys de Mar (about 4 mm/year) that can be related to WSW-ENE trending faults (anomaly A, Figs. 4 and 5); and a sinking of La Selva bench marks related to Girona (about 3 mm/year) associated with the NW-SE trending Amer-Brugent fault system (anomaly C, Figs. 4, 6 and 7). The main tectonic anomaly of the Vic-Figueres profile is a sinking of Olot related to St. Joan de les Abadesses (about 2 mm/year) which can also be related to the Amer-Brugent system of faults or to the WSW-ENE Vallfogona thrust (anomaly D, Figs. 7 and 8).

The NW-SE Amer-Brugent fault system has had little seismic activity since the Spanish seismic network was set up (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Giménez, 1998; Susagna and Goula, 1999). On the other hand, the greatest seismic crisis of the north-eastern border of the Iberian Peninsula seems to have its origin in that system of faults. Three destructive earthquakes, two in 1427 and another one in 1428 with intensities greater than VIII occurred in this zone (Figs. 3 and 7) (Olivera et al., 1998). Geological and geomorphological information also confirms the recent activity of that system of faults. The WSW-ENE system of faults located between Caldetes and Arenys (Fig. 5) do not have historical seismicity, but geological and geomorphological aspects indicate a moderate recent tectonic activity (Giménez, 1998).

The tectonic anomalies of the southern zone are widespread all along the area. All of them are related to known faults with evidences of tectonic movements, unfortunately, superficial processes influence some of them.

Along the Alicante-Albacete RVM profile we observe a step of 2 mm/year located between Villena and Almansa (anomaly E, Figs. 9 and 10). As the step affects a wide area, it is not possible to associate it to a single structure. We attribute it to the recent activity of the ENE-WSW faults present in the area, being one of the most important of its the Jumilla-Valldigna fault (Fig. 10) (López Casado et al., 1987). Three historical destructive earthquakes (Figs. 3 and 10) can be related to the activity of these faults and geological studies indicate a moderate tectonic activity.

Along the Alicante-Almería RVM profile two significant tectonic anomalies are described. This RVM profile is divided by a tectonic step of about 0.9 mm/year of average velocity located between Águilas and Terreros (anomaly H, Fig. 11). This step can be related to the recent activity of the NNE-SSW trending Cocón-Terreros fault zone (Fig. 12). The Cocón-Terreros fault do not have any reported historical destructive earthquake, but geological evidences of a recent movement of the Cocón-Terreros fault has been described. Destructive earthquakes in nearby area has been assigned to the activity of the Palomares fault, which runs parallel to the Cocón-Terreros one and have the most clear evidences of recent movements (Bousquet, 1979; Montecat, 1990; Silva et al., 1993).

At the southern end of the Alicante-Almería RVM profile we observe a tectonic subsidence of about 1.5 mm/year of the Almería Basin zone (anomaly Y, Fig. 11). That subsidence can be related to the recent activity of the NW-SE faults that affect the Quaternary sediments of the area (Fig. 12). Destructive earthquakes have affected Almería city in historical times that could be related to the recent activity of that faults (Sanz de Galdeano et al., 1995; Sanz de Galdeano, 1996).

Along the Larva (Jaén)-Almería RVM profile two significant tectonic anomalies are found (anomalies K and I, Fig. 14). The northern one is located between Granada and Jaén provinces and can be divided in two steps (anomaly K, Fig. 14). The first between Cabra de Santo Cristo and Huelma, that attains an average vertical velocity of 5 mm/year, and can be related to the ENE-WSW trending Guadahortuna fault (Fig. 15). The next step with an average vertical velocity of 2 mm/year and located between Pedro Martínez and Moreda can be associated with the Cadiz-Alicante fault (Fig. 15). Geological evidence of the recent tectonic movement on these faults has been described, especially in the Cádiz-Alicante fault (Estévez and Sanz de Galdeano, 1983; Boccaletti et al., 1987). But the obtained vertical average velocities are extremely high taking into account the seismicity and geological information. For that reason, and due to the fact that the zone has great accumulations of gypsies and clays (Fig. 15), we conclude that the tectonic movements on that faults must be no greater than 1 mm/year.

The southern section of the Larva-Almería RVM profile shows a great subsidence of the Almería basin bench marks (anomaly I, Fig. 14). This anomaly coincides with the one observed in the Alicante-Almería RVM profile (anomaly I, Fig. 11), for that reason we attribute it to the recent activity of the NW-SE faults that affect the recent sediments of this basin (Fig. 13).

The last RVM profile between Almería and Málaga shows a significant subsidence of Calahonda related to Almería of 1.4 mm/year (anomaly L, Fig. 16). The subsidence can be related to the tectonic activity of the NW-SE and NE-SW trending system of faults that affect the Iberian coast of the Alborán Sea (Fig. 17). These faults have historical and instrumental seismicity associated with them and evidences of recent tectonic movements (Sanz de Galdeano et al., 1995; Rodríguez-Fernández and Martínez-Penela, 1993; Martínez Díaz and Hernández Enrile, 1996; Martínez Díaz, 1999).

All the obtained anomalies expressed in average vertical velocities obtained with the IGN high precision levelling data are plotted on a geological sketch. In figure 18 we present the anomalies of the northern zone and in figure 19 those from the southern area. In these figures we distinguish between the anomalies with a tectonic origin (circles), from the ones that are mainly produced by superficial processes (triangles) and those that are related to tectonic and superficial causes (squares).

The distribution and relation of the anomalies reveals that they are mainly related to two different faults. Some anomalies are associated with faults with a nearly E-W direction and they can be related to a reverse component of vertical movement on the faults. The other anomalies are related to faults oriented in a NE-SW or NW-SE direction, and are associated with a normal component of vertical movement. These movements are in accordance with the present day stress tensor that has been determined with different methodologies as focal mechanism analysis and geological studies. These studies conclude that there is a maximum horizontal compression in a NNW-SSE direction together with a perpendicular extension (Boccaletti et al., 1987; Galindo-Zaldívar et al., 1993; Buforn et al., 1995; Ramírez et al., 1998; Goula et al., 1999).

The obtained vertical rates of vertical deformation can be used to have a first approximation to the recurrence periods of destructive earthquakes. For that approximation, we should take into account three considerations. First, we have to suppose that a M 6.0 earthquake produces one meter of displacement (Wells and Coppersmith, 1996). Secondly, the obtained

rates of vertical deformation must be considered constant in time. Finally, we propose the hypothesis that the observed deformation is mainly produced during strong earthquakes, with no deformation by *creep*. According to these three hypotheses the obtained minimum return periods range between 300 and 1.200 years.

Some of the obtained return periods for the southern zone can be considered in agreement with those that can be deduced from the seismic catalogues. In the Villena-Almansa area (anomaly E) three I>VIII earthquakes are reported since 1396 (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984) (Fig. 19), and the obtained return period is 500 years. In the Alboran coast (anomaly I) and Almería basin (anomaly L), where two I>VIII earthquakes are reported (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984) (Fig. 19), the return period attains 700 years.

For the rest of the anomalies of the southern zone the return periods are higher than validity of the seismic catalogue (600 years), thus we do not have enough information. On the other hand, in the northern zone, the deduced return periods are not in agreement with the seismic catalogue, due to the fact that the rates of deformation are extremely high.

In conclusion, most of the obtained deformation rates should be considered high in relation to the seismic activity. For that reason, to confirm this study, it is necessary to do more geodetic surveys and geologic field studies. The conclusions resulting from this new studies will help us to have a better understanding about the relation between the ductile (*creep*) and the fragile deformation, which can be considered one of the most important goals in the earthquake prediction.

INTRODUCCIÓN

La nivelación de alta precisión es la técnica topográfica que permite obtener la diferencia de altitud entre dos puntos con la máxima precisión. La cuantificación de movimientos verticales recientes (MVR) mediante la comparación de esta clase de nivelaciones es una técnica ampliamente utilizada para la monitorización de fallas activas y para el control de deformaciones asociadas a sismos, ya que es el método que permite obtener movimientos verticales con mayor precisión. Así, es posible determinar la cantidad de deformación que se ha acumulado alrededor de una falla en cierto tiempo. Esta información junto con la de los catálogos sísmicos y los estudios de campo ayudan a tener un mayor conocimiento sobre el movimiento reciente de las fallas y los posibles periodos de retorno de los grandes sismos.

Las primeras cuantificaciones de movimientos recientes fueron realizadas a principios de siglo con el objetivo de cuantificar las posibles deformaciones asociadas a los sismos de Messina (1908) y Provenza (1909), llegándose a la conclusión de que las deformaciones observadas no eran significativas, ya que los errores eran del mismo orden que los movimientos (Lallemand, 1914). Los estudios enfocados a la detección de movimientos lentos (inferiores a 1 cm/año) debidos a causas tectónicas (intersísmicos o asísmicos) o superficiales (extracción de aguas, hidrocarburos o compactación de sedimentos) no empezaron a realizarse hasta los años 50, realizándose la mayoría de ellos a partir de la década de los 70 (Vanicek et al., 1980;

Fourniguet, 1987). Estos estudios empezaron a ser viables gracias a que el tiempo transcurrido entre las nivelaciones comparadas era ya suficiente (el movimiento acumulado era significativo) y a que los errores eran cada vez menores (mejoras en los instrumentos utilizados).

Estos estudios tenían diversos objetivos como la cuantificación de subsidencias de cuencas sedimentarias o de levantamientos isostáticos debidos a descarga de hielos, pero la mayoría iban destinados a cuantificar deformaciones tectónicas lentas (intersísmicas) o instantáneas (cosísmicas) (Giménez, 1998). Estos trabajos obtienen, generalmente, velocidades de deformación distintas de las obtenidas con los métodos geológicos clásicos. Esta diferencia debe ser atribuida a la diferente escala temporal de trabajo, ya que en geología suele hacerse una media de los movimientos acumulados a lo largo de miles o de millones de años, mientras que con la comparación de datos geodésicos solo se tienen en cuenta los movimientos de los últimos 100 años.

Así, comparar deformaciones acumuladas en 100 años con las acaecidas a lo largo de un millón de años puede conducir a errores. Cuando se consideran periodos cortos tanto pueden obtenerse velocidades superiores como inferiores a las obtenidas mediante la consideración de periodos de tiempo más dilatados. Esta controversia debe atribuirse a que la velocidad de deformación no es siempre constante, sino que puede acelerarse o disminuir en función del lapso concreto de tiempo considerado. Por esta razón, si medimos el desplazamiento producido por

un sismo importante (desplazamiento cosísmico), podremos obtener una velocidad de deformación diferente en función del periodo de tiempo considerado. Para obtener la velocidad de deformación más real debemos repartir el desplazamiento observado entre el periodo comprendido entre dos sismos. Así, debe considerarse que, cuanto mayor es el periodo de tiempo considerado, más real será la velocidad de deformación obtenida.

Datos y metodología utilizada

En España, los primeros estudios de deformaciones verticales recientes fueron realizados en el NE español con los datos de nivelación de precisión del Instituto Geográfico Nacional (IGN) (Giménez et al., 1996). Este trabajo puso de manifiesto que los datos de nivelación españoles, realizados entre 1872 y la actualidad, tenían suficiente calidad para realizar esta clase de estudios.

El método utilizado para la determinación de movimientos verticales se encuentra enteramente descrito en las publicaciones Giménez et al. 1996 y Giménez, 1998.

En primer lugar, para la obtención de los movimientos verticales recientes se ha partido de los datos brutos de los libros originales de los archivos del IGN. Es decir, se emplean las diferencias de altitud entre señales de nivelación obtenidas en diferentes campañas a lo largo de líneas de nivelación determinadas, y no las altitudes absolutas referidas al nivel de base del territorio (nivel medio del mar en el puerto de Alicante en el caso de España). Este aspecto es importante, ya que la utilización de los datos brutos nos asegura una mayor fiabilidad de los resultados.

Las altitudes absolutas de una red de nivelación se obtienen después de hacer una compensación entre todas las cotas de las líneas que forman la red; esta compensación implica que los errores cometidos se reparten por toda la red por igual. Por otra parte, cuando se utilizan datos brutos, las diferencias de cota solamente estarán afectadas por los errores cometidos en la línea estudiada. Otro factor importante es que la nivelación de precisión es un trabajo muy arduo y lento. Así, la red de nivelación española solamente ha sido nivelada en su totalidad 2 veces en 125 años. Por lo tanto, al hacer la compensación los posibles movimientos verticales ocurridos entre el inicio y la finalización de la red se consideran como errores y se reparten por toda la red.

Se han revisado todas las líneas niveladas por el IGN entre 1872 y la actualidad que discurren por el levante español, es decir, alrededor de 10.000 km. de líneas de nivelación (Fig. 1). El método de trabajo de campo seguido por los topógrafos del IGN desde el inicio de las nivelaciones apenas ha variado. Las principales diferencias entre las nivelaciones de principio de siglo y las más recientes estriban en la utilización de aparatos cada vez más precisos y sencillos, que permiten alcanzar mayores precisiones con menos esfuerzo por parte del operador.

La red de nivelación española ha sido completada en dos ocasiones: la primera nivelación (primera época) se completó entre 1872 y 1922, constituyendo la red de nivelación de precisión (las señales que constituyen esta red llevan las iniciales NP), y la segunda nivelación (segunda época) realizada entre 1925 y la actualidad, constituye la red de nivelación de alta precisión (las señales que forman esta red se identifican con las iniciales NAP entre 1925 y 1974, y con las letras NG con posterioridad a 1974). Debido a que los errores kilométricos de las líneas se obtuvieron con diferentes expresiones en la primera y la segunda época, ha sido necesario volver a calcular los errores de todas las líneas con una única expresión para asegurar uniformidad. Las expresiones utilizadas para obtener los errores kilométricos de las líneas son las propuestas por Lallemand (1889), que permiten asignar los errores kilométricos accidentales y sistemáticos de cada línea, y la expresión de Bomford (1987) con la que obtenemos la amplitud del error, en milímetros, entre dos señales consideradas.

Las líneas de nivelación que pueden ser utilizadas para la construcción de perfiles de movimientos verticales recientes deben cumplir ciertas condiciones:

- Las líneas comparadas deben tener el mismo recorrido o variaciones mínimas.
- El número medio de señales repetidas por kilómetro o densidad lineal debe ser suficientemente elevado, ya que sino la interpretación de los movimientos será incierta.
- Los errores de las líneas comparadas deben ser del mismo orden de magnitud.
- Cuanto mayor sea el tiempo transcurrido entre la primera y la segunda nivelación, más significativo deberá considerarse el movimiento obtenido.

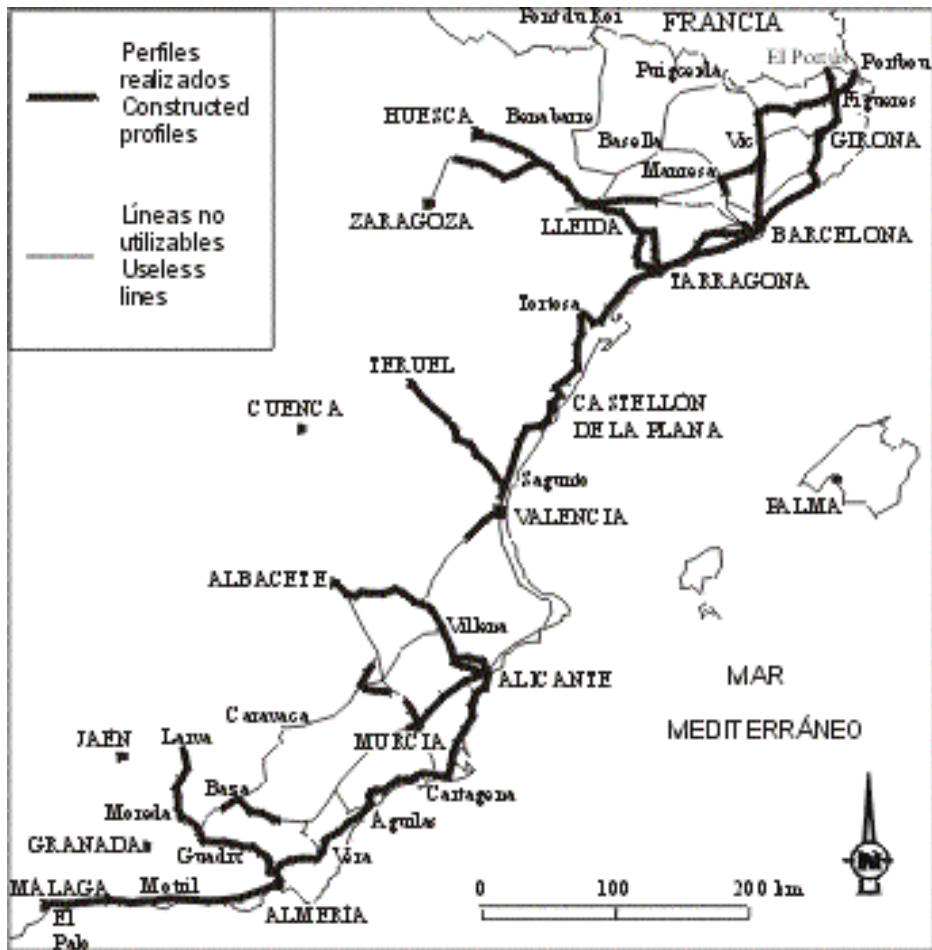


Figura 1: Recorrido de las líneas de nivelación de precisión de la zona oriental de la Península Ibérica, con indicación de aquellas que han podido ser utilizadas para la construcción de perfiles de movimientos verticales recientes (trazo grueso).

Figure 1: Analysed high precision levelling lines of the eastern Iberian Peninsula. Thick lines are levelling lines used to construct recent vertical movements profiles. The rest of the analysed levelling lines (thin lines) are useless due to different causes (small number of re-levelled bench marks, high errors).

Esta serie de condiciones implican que de todos los datos disponibles solamente se puedan utilizar una parte de los mismos (Fig. 1).

Los MVR se obtienen haciendo la diferencia entre el desnivel obtenido entre dos señales en la primera nivelación y el de la segunda. Por esta razón los movimientos resultantes siempre serán relativos, es decir, estarán referidos a la señal anterior. Añadiendo los movimientos relativos entre las señales repetidas consecutivas a lo largo del recorrido se construyen los perfiles de MVR, en los cuales el origen (primera señal comparada) se considera estable y todos los movimientos se refieren a él.

Los errores, en milímetros, atribuibles al movimiento se obtienen realizando la suma cuadrática entre las amplitudes del error de cada época que hemos calculado con la expresión de Bomford anteriormente citada. Las barras de error que se representan en los perfiles equivalen a dos desviaciones estándar referidas a la señal anterior, que corresponde a multiplicar por dos el resultado de la suma cuadrática de las amplitudes del error de cada época. Los movimientos verticales inferiores a este error se consideran no significativos y, por tanto, se desprecian. Todos los perfiles de MVR se representan junto con la topografía del recorrido para examinar y, si es posible, corregir los errores sistemáticos relacionados con la topografía. En aquellos perfiles en que existe una correlación clara entre

movimientos y topografía, afectando a un número de señales estadísticamente significativo, se ha efectuado la corrección propuesta por Stein (1981).

El principal objetivo de este trabajo es identificar movimientos recientes que puedan ser atribuidos a causas tectónicas. Estos movimientos se reflejan en los perfiles de movimientos verticales mediante anomalías que, principalmente, pueden ser de tres tipos: rupturas de pendiente, picos anómalos y saltos o escalones (Fig. 2). Cada una de estas anomalías suele estar relacionada con un origen determinado.

Los cambios o rupturas de pendiente son las anomalías de más difícil interpretación, ya que suelen afectar a un número elevado de señales y el movimiento suele ser inferior a la barra de error. Estas anomalías suelen estar originadas por basculamientos regionales que pueden tener orígenes tectónicos, pero que también pueden estar asociadas a subsidencias sedimentarias o a una compactación diferencial de sedimentos.

Los picos anómalos, positivos o negativos, afectan a un número reducido de señales (una o dos) y no suelen

producir cambios de pendiente. Los picos negativos se asocian a hundimientos locales debidos a la extracción de aguas o hidrocarburos, pero también pueden ser debidos a compactación de sedimentos recientes, aunque generalmente son debidos a la conjunción de estos dos procesos. Estos picos pueden alcanzar velocidades elevadas (más de 5 mm/año). Los picos positivos tienen una interpretación más incierta. Su origen puede ser diapírico, pero también pueden ser debidos a errores de medición o a causas antrópicas (movimiento antrópico de la señal).

Los saltos o escalones no suelen producir cambios de pendiente y compartimentan el perfil en bloques. Los saltos son las anomalías con un origen tectónico más claro y se localizan en las inmediaciones de la estructura que las produce. En las cercanías de estos saltos pueden existir movimientos extraños como picos negativos o positivos (Giménez, 1998). Debido a que el principal objetivo de este estudio es identificar movimientos de origen tectónico, éstas son las anomalías a las que se les presta una mayor atención. Los saltos o escalones serán denominados como positivos o negativos en función del sentido de la marcha del perfil (Fig. 2).

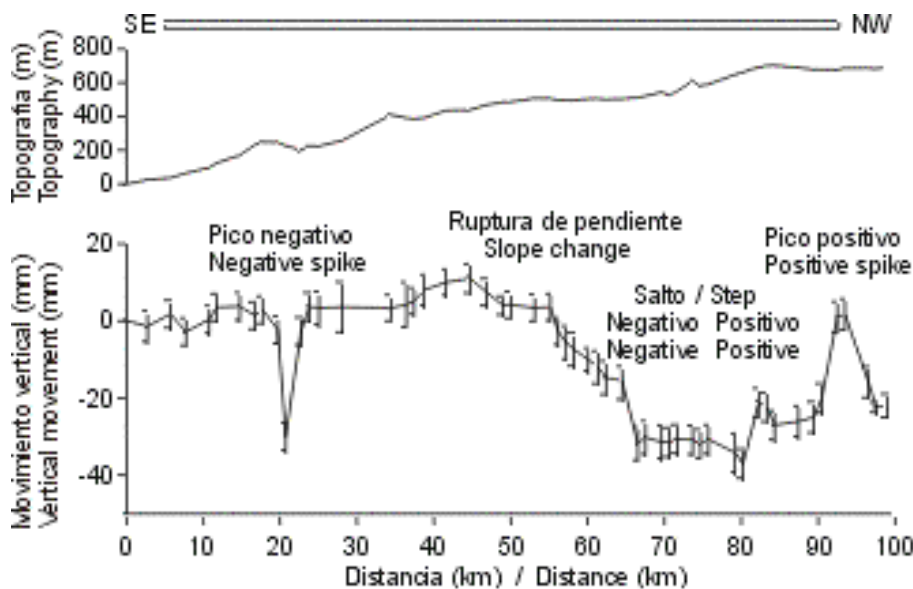


Figura 2: Hipotético perfil de movimientos verticales recientes en el que se marcan las anomalías principales que lo caracterizan. Las barras de error representadas en este perfil, y en todos los que se presentarán a continuación, equivalen a dos desviaciones estándar referidas a la señal anterior.

Figure 2: Hypothetical recent vertical movements profile. The different kinds of anomalies that we can observe in a profile are indicated. We will focus our attention on the steps, as they are the ones that are most usually related to tectonic causes. The error bars of that hypothetical profile, and for all the studied profiles, represent two standard deviations related to the previous bench mark. The vertical movements smaller than the error bars can not be considered significant.

Contexto sísmico y geológico

En la parte oriental de la Península Ibérica se pueden diferenciar tres grandes áreas con características sísmicas y neotectónicas diferentes: área de los Pirineos y costa norte de Catalunya, la costa central (entre Tarragona y Valencia) y la zona de las Béticas. En la figura 3, que presenta la localización de los epicentros de los sismos históricos que han alcanzado una intensidad igual o superior a VI (escala MSK), se puede observar que la mayor actividad sísmica se concentra en la zona de las Béticas, habiendo una menor actividad en los Pirineos y siendo muy baja en la zona central.

El área norte se caracteriza por una sismicidad moderada que se concentra en la parte central de los Pirineos (Susagna y Goula, 1999). Así, en el Pirineo central los sismos de intensidades VII y VIII son relativamente frecuentes, aunque la crisis sísmica más destructora conocida en los Pirineos tuvo lugar en la parte oriental de los mismos (Olot-Puigcerdá) entre 1427 y 1428 (Fig. 3). En estos años ocurrieron tres terremotos destructores. Los dos primeros acaecieron en 1427 alcanzando intensidades VIII-IX (escala MSK) (Olivera et al., 1998) y podrían haberse originado en las fallas NW-SE existentes entre Olot y Girona. El tercer sismo, que acaeció en febrero de 1428, fue el más destructor de los tres (I=IX) y pudo haberse originado en una estructura E-W.

El último sismo notorio en los Pirineos se localizó también en su parte oriental, pero en la vertiente francesa (Sant Paul de Fenolhet). Este terremoto, que superó la magnitud 5.0, tuvo lugar en 1996 y su mecanismo focal indica que puede asociarse a una estructura E-W con un movimiento inverso (Olivera y Figueras, 1997). Otros mecanismos focales obtenidos en la zona de los Pirineos indican también la existencia de una compresión horizontal que oscila entre NW-SE y NE-SW (Goula et al., 1999).

La parte central de la Costa de Levante comprende la zona sur de las Cadenas Costeras Catalanas, la terminación SE de la Cadena Ibérica y la costa del surco de Valencia. Esta gran zona presenta una sismicidad histórica muy baja. Los únicos sismos destacables del área, que no han superado la intensidad VIII, se sitúan en la parte NW de la Cadena Ibérica, por lo tanto lejos de nuestra zona de estudio (Figs. 1 y 3). El único sismo notorio dentro de la zona estudiada tuvo lugar en Tivissa (Tarragona) en 1845 y alcanzó una intensidad VII (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Susagna y Goula, 1999).

Los sismos del periodo instrumental más relevantes del área centro se han localizado delante de las costas de Tarragona no habiendo alcanzado la magnitud 5.0. Los mecanismos focales obtenidos para esta zona muestran que los terremotos están relacionados con fallas de orientación NW-SE y NE-SW con movimientos mayoritariamente direccionales (Olivera y Roca, 1988; Olivera et al., 1992; Olivera y Figueras, 1995; 1996; 1997).

La Cordillera Bética es la zona que presenta una mayor actividad sísmica de todo el levante español habiendo sido afectada desde 1396 por 12 sismos con intensidad igual o superior a IX (Fig. 3). La distribución de los epicentros nos permite diferenciar áreas con una mayor actividad como la zona de Alcoi-Tavernes de Valldigna-Enguera, el área de Murcia-Torrevecija, la costa de Alborán (entre Almería y Adra) y la zona de la vega de Granada (Fig. 3).

En el triángulo Alcoi-Tavernes de Valldigna-Enguera han tenido lugar tres terremotos con intensidad IX (Tavernes de Valldigna, 1396; Alcoi, 1645; Enguera, 1748) y diversos sismos de I=VIII (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984) (Fig. 3). Esta sismicidad puede relacionarse con las fallas direccionales-inversas con orientaciones ENE-WSW que estructuran los materiales prebélicos y que controlan los principales rasgos geomorfológicos del área (López Casado et al., 1997). Por otro lado, dentro del periodo instrumental esta zona no ha sido afectada por ningún sismo de magnitud superior a 4.5 (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984).

El sector de Murcia-Torrevecija ha sido afectado por dos sismos destructores: Orihuela, 1482 (I=IX) y Torrevecija, 1829 (I=X) (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984). El terremoto de Orihuela podría relacionarse con una estructura NE-SW y el de Torrevecija podría estar originado en una falla inversa E-W (Alfaro, 1995). Cabe destacar que a lo largo del presente siglo esta área no ha sufrido ningún sismo de magnitud superior a 4.5. El reciente terremoto de Mula (Febrero de 1999), con una magnitud cercana 5, se localizó a pocos kilómetros al oeste de esta zona. En el informe realizado por el IGN a raíz de este sismo (Ministerio de Fomento IGN, 1999) se asocia el terremoto con una fractura NW-SE con un movimiento mayoritariamente direccional. Con posterioridad, en el 1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica (Abril de 1999), se indicó que, gracias a la disponibilidad de nuevos sismogramas, el mecanismo focal del sismo de Mula también podría ser asociado a la falla Cádiz-Alicante, que en este sector tiene una dirección próxima a

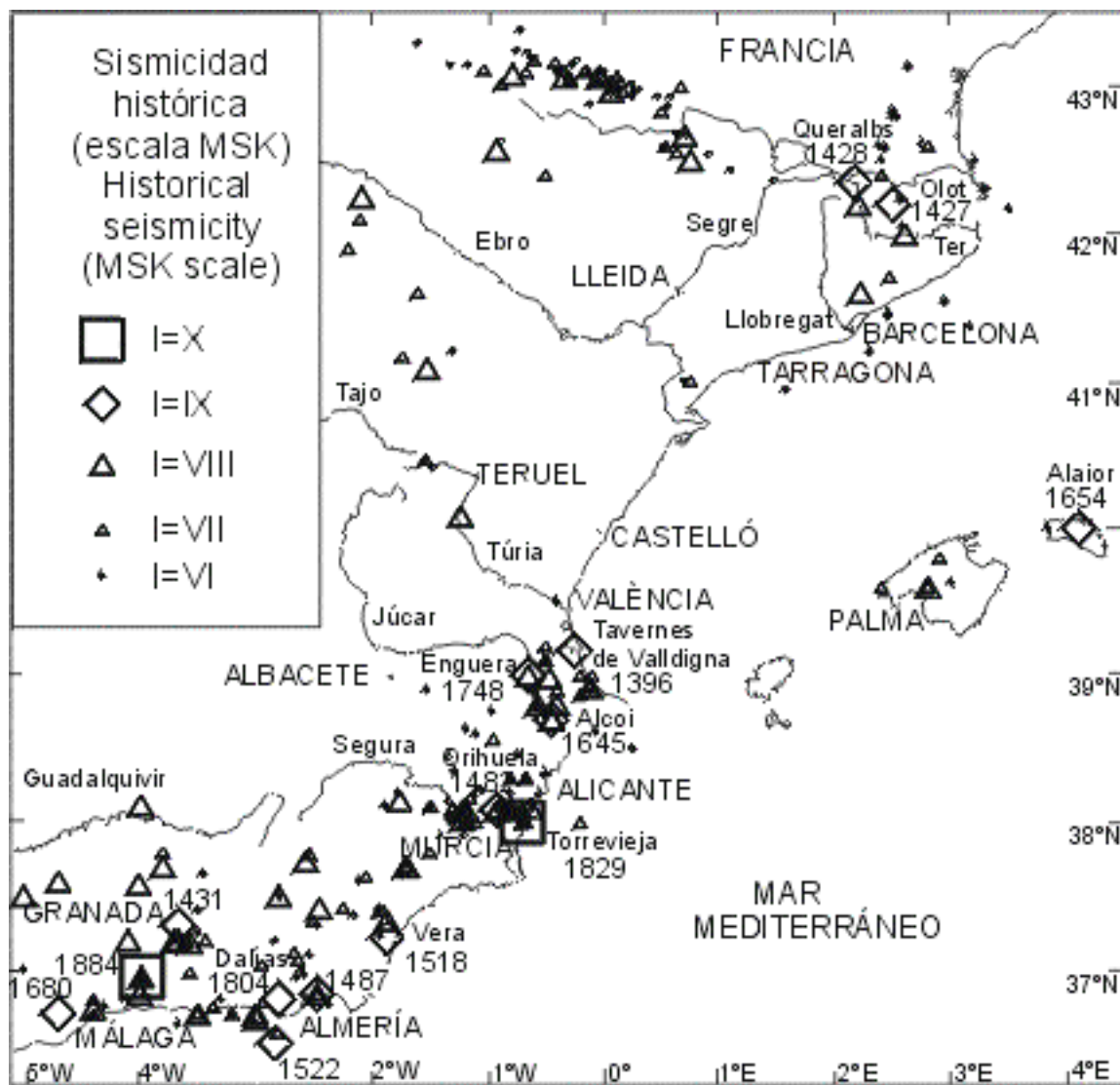


Figura 3: Localización de los epicentros macrosísmicos notados con intensidad superior a V (escala MSK) en la zona oriental de la Península Ibérica (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984; Susagna y Goula, 1999).

Figure 3: Macroseismic epicentres felt with an intensity greater than V (MSK scale) in the eastern part of the Iberian Peninsula (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984; Susagna and Goula, 1999). We observe that the most active zone is the southern one (Eastern Betics) where twelve $I > VIII$ earthquakes have been reported since 1396.

NE-SW, mostrando un movimiento con una componente inversa (IGN, comunicación personal).

La costa del mar de Alborán presenta también una actividad sísmica notoria, habiendo sido afectada por tres sismos con intensidad superior a VIII: Almería, 1487, Mar Alborán, 1522 y Dalías, 1804 (Fig. 3). Esta sismicidad parece estar relacionada con la actividad de las fallas NW-SE y NE-SW que afectan esta área y que fueron el

origen de la última crisis sísmica que afectó la zona de Adra-Berja con intensidad VII (diciembre 1993-enero 1994), en la que tuvieron lugar dos sismos con magnitud cercana a 5.0 seguidos de un gran número de réplicas. Los mecanismos focales y la distribución de las réplicas posteriores a estos sismos indican que las fallas que los causaron tienen una orientación NW-SE y un movimiento normal con una clara componente direccional (Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1996; Martínez Díaz, 1999).

El área de la vega de Granada presenta también una sismicidad elevada, habiendo sido afectada por dos sismos de $I > VIII$ (Atarfe, 1431; Arenas del Rey, 1884) (Fig. 3). Esta sismicidad parece tener su origen en las fracturas con orientaciones NW-SE y NE-SW que estructuran esta depresión neógena. Cabe destacar la gran concentración de sismos de $I = VIII$ en los alrededores de la ciudad de Granada (Fig. 3). En cuanto a la sismicidad instrumental, esta zona tampoco ha registrado ningún sismo con magnitud superior a 5.0, siendo el sismo que tuvo lugar en Albolote en 1956 el que ha alcanzado una mayor magnitud (alrededor de 5.0). Los mecanismos focales que han sido determinados para sismos de esta zona indican que las fracturas NW-SE y NE-SW son las que juegan un papel más importante, predominando los desplazamientos verticales frente a los horizontales. Cabe destacar que la distribución de las isosistas del sismo destructor de Arenas del Rey indica que este terremoto fue debido al movimiento de una falla de orientación E-W (Muñoz y Udías, 1991).

Aparte de estas 4 zonas, donde la acumulación de epicentros históricos es mayor, debe ser mencionada la zona cercana a Málaga que en 1650 fue afectada por un sismo de $I = IX$ y la ciudad de Vera que en 1518 quedó destruida por un sismo de intensidad IX (Fig. 3). Este último sismo, posiblemente, se originó en una falla con orientación próxima a N-S alrededor de la cual se han descrito numerosas evidencias de deformaciones neotectónicas (Bousquet, 1979; Montenat, 1990).

En resumen, a partir de la información del catálogo sísmico se puede deducir que desde 1400 la totalidad de las Béticas han sido afectadas por una media de dos sismos destructores cada cien años, el último de los cuales tuvo lugar en 1884 en Arenas del Rey (Fig. 3). Por otro lado, a lo largo del siglo XX, periodo al cual pertenecen los datos de nivelación, esta zona no ha sido afectada por ningún sismo de intensidad superior a VIII. Estos datos indican que el siglo XX debe ser considerado como un periodo de una cierta calma sísmica.

Las evidencias de deformaciones recientes también se reparten desigualmente a lo largo del levante español, siendo la Cordillera Bética la que presenta más abundancia, concordando, pues, con la mayor actividad sísmica. En el área de los Pirineos y norte de Cataluña se han descrito numerosos afloramientos en los que se observan deformaciones en sedimentos plio-cuaternarios (Philip et al., 1991; Fleta et al., 1996; Goula et al., 1999). Estos estudios indican que las deformaciones más recientes pueden asociarse a un campo de esfuerzos compresivo debido al acercamiento entre África y Europa (Goula et al., 1999).

En el área central cabe destacar los estudios realizados en el sur de Tarragona (Baix Camp) donde se han observado evidencias neotectónicas que demuestran una actividad reciente (Masana, 1995) y estudios de paleosismicidad que muestran la existencia de sismos importantes en los últimos 100.000 años (Masana et al., 1999).

Las evidencias de actividad reciente en las Béticas son abundantes y están dispersas por todo el área, concentrándose alrededor de las principales fracturas. Así, se han descrito gran cantidad de deformaciones en materiales recientes, junto con evidencias geomorfológicas importantes de movimientos tectónicos dentro del Cuaternario (Bousquet, 1979; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; García Dueñas et al., 1984; Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Boccaletti et al., 1987; Montenat, 1990; Sanz de Galdeano, 1990; 1996; Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Silva et al., 1993; Alfaro, 1995; Sanz de Galdeano et al., 1995; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1996; 1999). En la mayoría de estos trabajos se concluye que el régimen de deformación que afecta a los sedimentos más recientes es en compresión horizontal con una dirección aproximada NNW-SSE junto con una distensión en dirección cercana a E-W. Aún así, existen ciertas diferencias ya que la zona de la costa del mar de Alborán parece estar afectada por una distensión más clara que el resto de las Béticas orientales, siendo en las zonas externas donde esta compresión horizontal parece mejor definida.

Perfiles de movimientos verticales recientes

Los perfiles de MVR que se discuten a continuación son los más significativos de este estudio. Dos de estos perfiles pertenecen a la zona NE (Barcelona-Figueres y Vic-Figueres) y cuatro a la zona SE (Alicante-Albacete, Alicante-Almería, Larva-Almería y Almería-El Palo) (Fig. 1).

Perfil Barcelona-Figueres

En la figura 4 se presentan los MVR entre Barcelona y Figueres relativos a Barcelona obtenidos al comparar una nivelación realizada en 1915 con otra de 1952. En este perfil, como en el resto de perfiles, se muestra la topografía del recorrido en metros en la parte superior, y las barras de error representan dos desviaciones estándar referidas a la señal anterior. Las principales características de este perfil son un hundimiento progresivo desde Barcelona a Figueres que queda truncado por tres anomalías significativas que en la figura 4 están indicadas con las letras A, B y C.

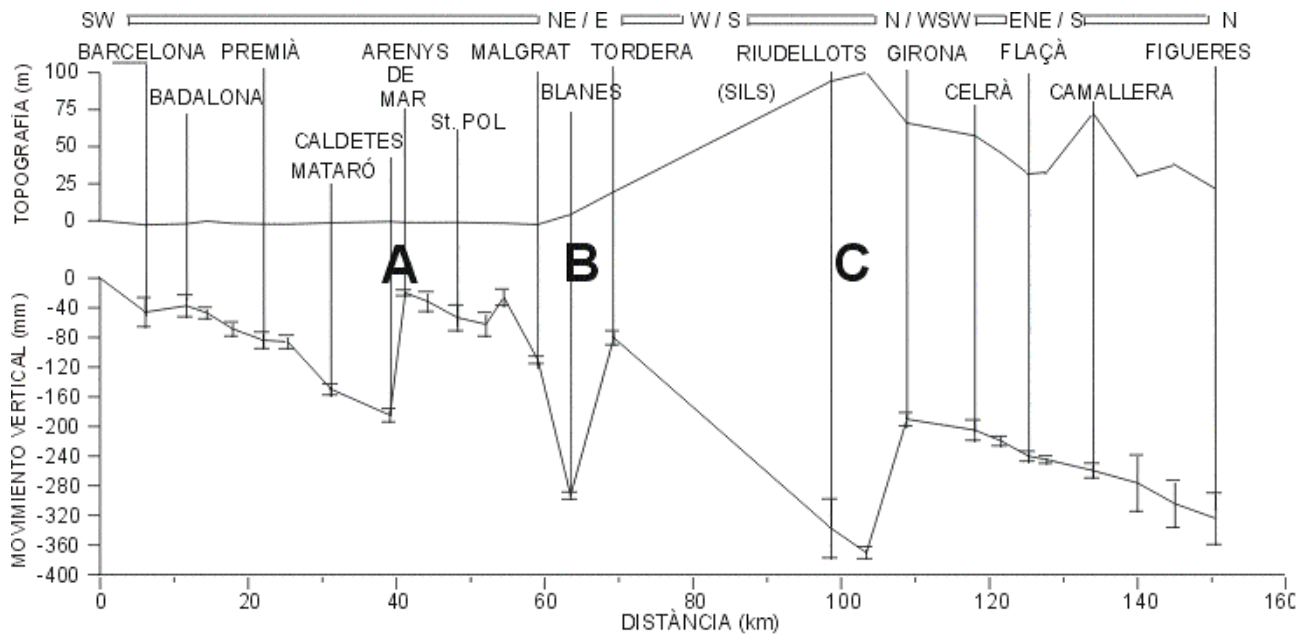


Figura 4: Perfil de movimientos verticales recientes y topografía entre Barcelona y Figueres (1915-1952). Las principales anomalías del perfil se indican con las letras A, B y C.

Figure 4: Recent vertical movement profile and topography between Barcelona and Figueres related to Barcelona. The profile has been obtained comparing a levelling line measured in 1915 with another one measured in 1952. Capital letters A, B and C indicate the main anomalies discussed in the text.

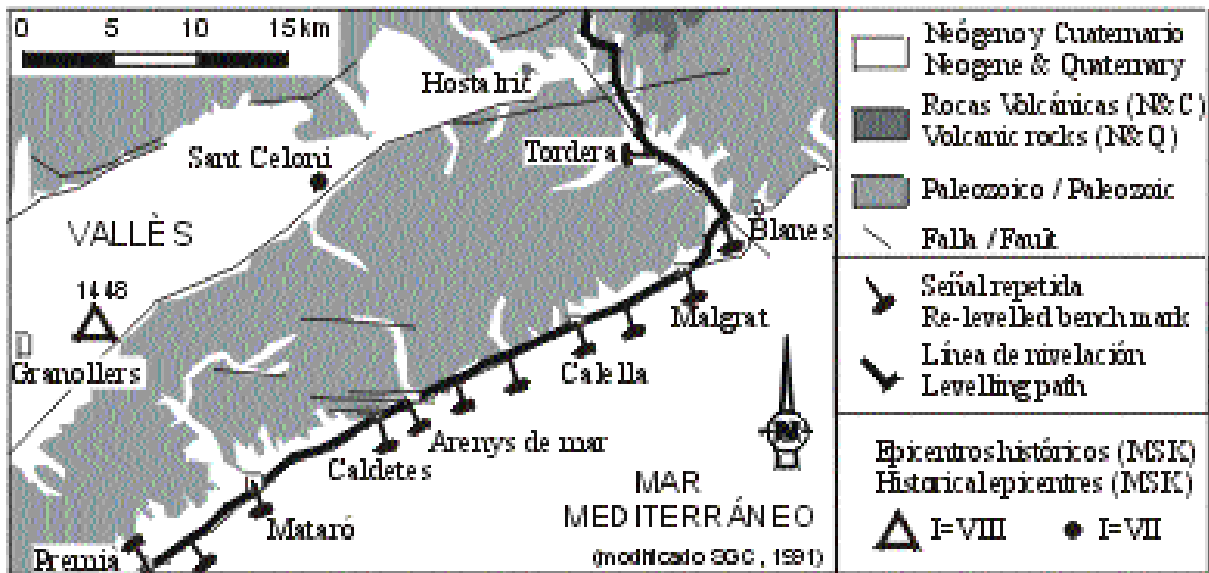


Figura 5: Esquema geológico de la zona de Caldetes-Arenys de Mar (Barcelona), donde se indica el trazado de la línea de nivelación y los epicentros de los sismos históricos.

Figure 5: Geologic sketch of the Caldetes-Arenys de Mar zone (Barcelona). Historical epicentres and levelling path are also plotted. We relate the A anomaly (Fig. 4) to the WNW-ESE faults that affect the Paleozoic rocks. Geomorphology features of the Caldetes-Arenys area indicates a moderate recent tectonic activity of that faults (Giménez, 1998).

La anomalía B es un pico negativo de 180 ± 6 mm que afecta a la señal de Blanes. Esta señal está situada sobre sedimentos del delta del río Tordera. Así, este hundimiento debe ser atribuido a la compactación de los sedimentos recientes que constituyen este delta, lo cual puede haber sido potenciado por la extracción de agua de los acuíferos de la zona, que en los años 50 era muy superior a la de principio de siglo.

Las anomalías A y C tienen forma de escalón o salto (Fig. 4) y, por lo tanto, pueden ser atribuidas a procesos tectónicos. La anomalía A se localiza entre Caldetes y Arenys constituyendo un salto de 160 ± 7 mm (Fig. 4). La magnitud de esta anomalía, que expresada en velocidad media es superior a los 4 mm/año, contrasta con la relativamente baja actividad sísmica de la zona, ya que no se tiene conocimiento de ningún sismo que haya afectado estas poblaciones con una intensidad superior a V (Mezcua y Martínez Solares, 1983). Aún así, existen evidencias que apoyan el origen tectónico de esta anomalía, como son las inflexiones que muestran los torrentes de la zona que coinciden con lineaciones en dirección próxima a E-W a lo largo de las cuales se disponen dos surgencias termales (Fig. 5). Además, cabe destacar que las señales de Caldetes y Arenys reposan sobre los materiales graníticos, lo cual descarta los movimientos superficiales (Giménez et al., 1996; Giménez, 1998). Debe mencionarse, también, que la actividad sísmica del área tuvo un máximo entre 1910 y 1930 (Mezcua y Martínez Solares, 1983). La anomalía C también tiene forma de escalón y muestra un hundimiento de Riudellots respecto a Girona de 150 ± 15 mm (Fig. 4). Entre Tordera y Girona existe una correlación negativa entre movimientos y topografía que no es posible corregir debido al escaso número de señales implicadas. De poderse realizar la corrección, el hundimiento de Riudellots no sería tan acentuado y el levantamiento de Girona también disminuiría, ya que la correlación es inversa (Giménez, 1998). Por otra parte, el hundimiento de Riudellots puede estar potenciado por procesos superficiales, ya que las señales hundidas reposan en sedimentos del Plio-Cuaternario de la depresión de La Selva.

Las secciones entre Sils y Girona fueron niveladas por tercera vez en 1964, lo cual permite construir otro perfil de MVR, con origen en Sils, al comparar la nivelación de 1952 con la de 1964. Este nuevo perfil también muestra un levantamiento de la zona de Girona respecto a la depresión de La Selva (Fig. 6). En concreto el levantamiento de Girona respecto a Riudellots es de 35 ± 15 mm; asimismo se observa un hundimiento de la zona de Sils-Caldes de Malavella de 25 ± 5 mm respecto

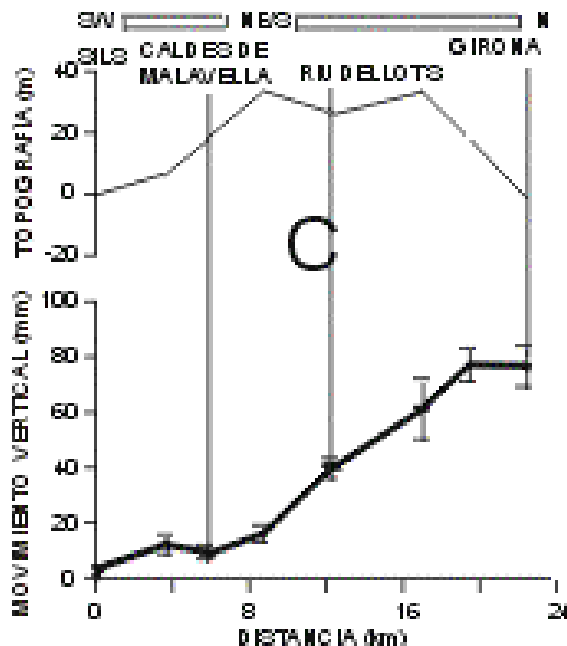


Figura 6: Perfil de movimientos verticales recientes y topografía entre Sils y Girona (1952-1964). La principal anomalía del perfil se indica con la letra C.

Figure 6: Recent vertical movements profile and topography between Sils and Girona related to Sils. The vertical movements have been obtained using a line levelled in 1952 and another one levelled in 1964. Capital letter C indicates the main anomaly of the profile.

a Riudellots. Sumando los desplazamientos de ambos perfiles se obtiene que el levantamiento de Girona respecto a Riudellots entre 1915 y 1964 fue de 185 ± 20 mm, que equivale a una velocidad media superior a 3 mm/año.

Las señales de Sils reposan en materiales graníticos lo cual descarta el hundimiento por causas superficiales en este área y apoya el origen tectónico de la anomalía. Este nuevo perfil confirma el hundimiento de la depresión de la Selva respecto a Girona mostrando que éste es máximo en la zona de Sils-Caldes de Malavella. La actividad sísmica de esta zona es relativamente baja, ya que nunca ha sido afectada por terremotos con $I > V$ (Fig. 3), aunque los sismos de $M < 3.5$ son relativamente frecuentes (Giménez, 1998; Goula et al, 1999; Susagna y Goula, 1999). Además, debe tenerse en cuenta, que este área se localiza en la extremidad suroccidental del sistema de fallas de Amer-Brugent en el que posiblemente se originó la crisis sísmica de 1427-1428 (Fig. 7).

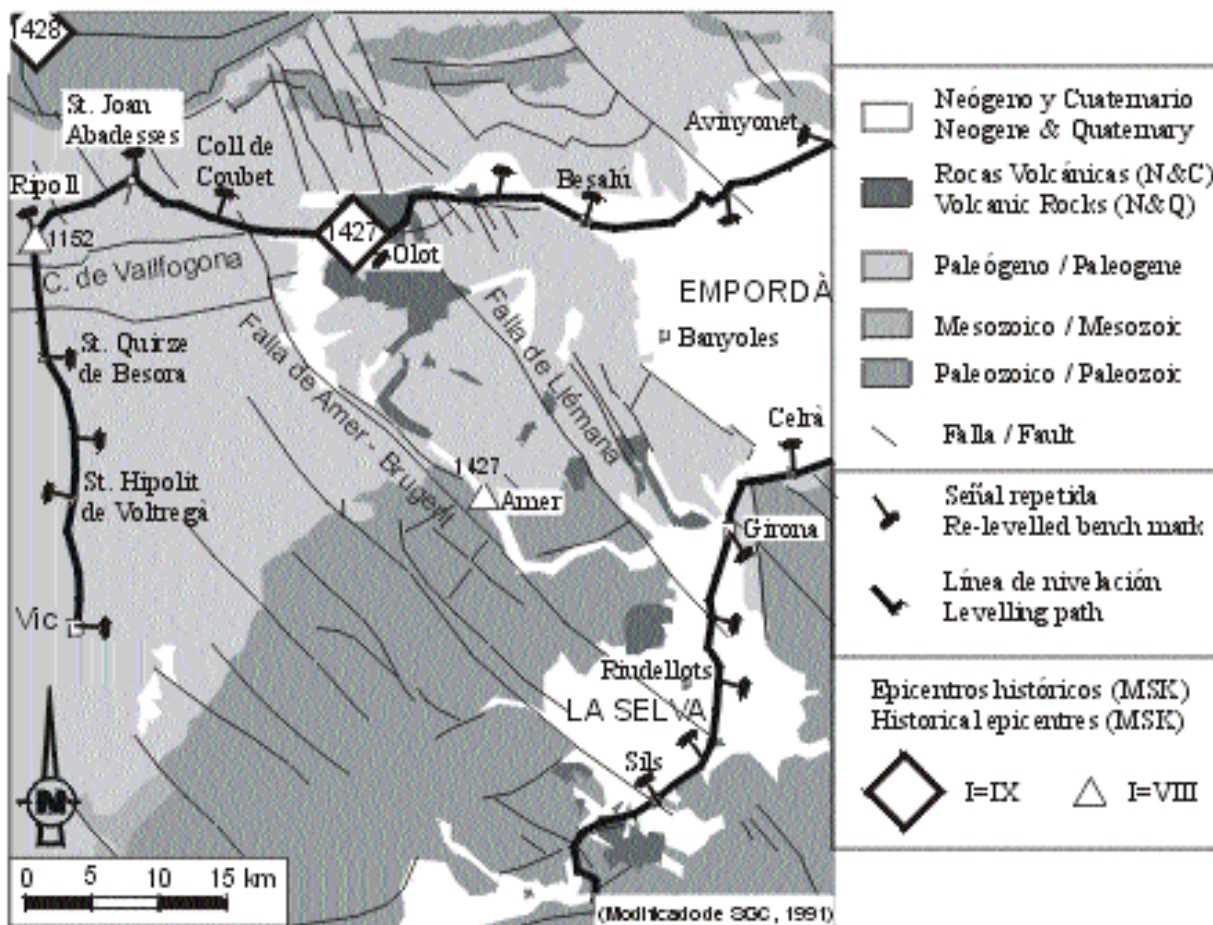


Figura 7: Esquema geològic de la zona de depressió de La Selva y la zona volcànica de Olot (Girona), donde se indica el trazado de la línea de nivelación y los epicentros de los sismos históricos.

Figure 7: Geologic sketch of the La Selva depression and Olot volcanic zone (Girona). Historical epicentres and levelling path are also plotted. We relate the C (figures 4 and 6) and D (Fig. 8) anomalies to the recent tectonic activity of the NW-SE faults that cross the area between the Olot volcanic zone and the La Selva Neogene depression (Amer-Brugent and Llémana faults).

Aunque la actividad sísmica en la depresión de la Selva es baja, existen evidencias de actividad tectónica reciente, como son la existencia de fuentes termales en Caldes de Malavella, la enorme potencia de sedimentos Plio-Cuaternarios acumulados en la depresión junto con la presencia de vulcanismo reciente.

Perfil Vic-Figueres

Este perfil de MVR discurre entre Vic y Figueres (Fig. 1) y ha sido obtenido al comparar una nivelación de 1891 con otra de 1905. El perfil tiene errores elevados y muestra una correlación con la topografía que ha sido corregida con el método de Stein (1981).

En la figura 8 se presenta el perfil ya corregido en el cual aún se observa cierta correlación inversa entre Sant Joan de les Abadesses y Olot. La anomalía más significativa de este perfil es un levantamiento de las señales de St. Joan de les Abadesses respecto a Ripoll de 20 ± 17 mm que viene seguido de un hundimiento de las señales del coll de Coubet respecto a Sant Joan de les Abadesses de 45 ± 35 mm (letra D, Fig. 8). Estas anomalías están en el límite del error esperado por lo que su significación no es muy elevada. Sin embargo, su localización coincide con la traza de dos estructuras importantes (Fig. 7), por lo que pueden ser atribuidas a procesos tectónicos. Además, las señales del coll de Coubet reposan en areniscas del Eoceno, por lo tanto los hundimientos por causas sedimentarias deben ser descartados.

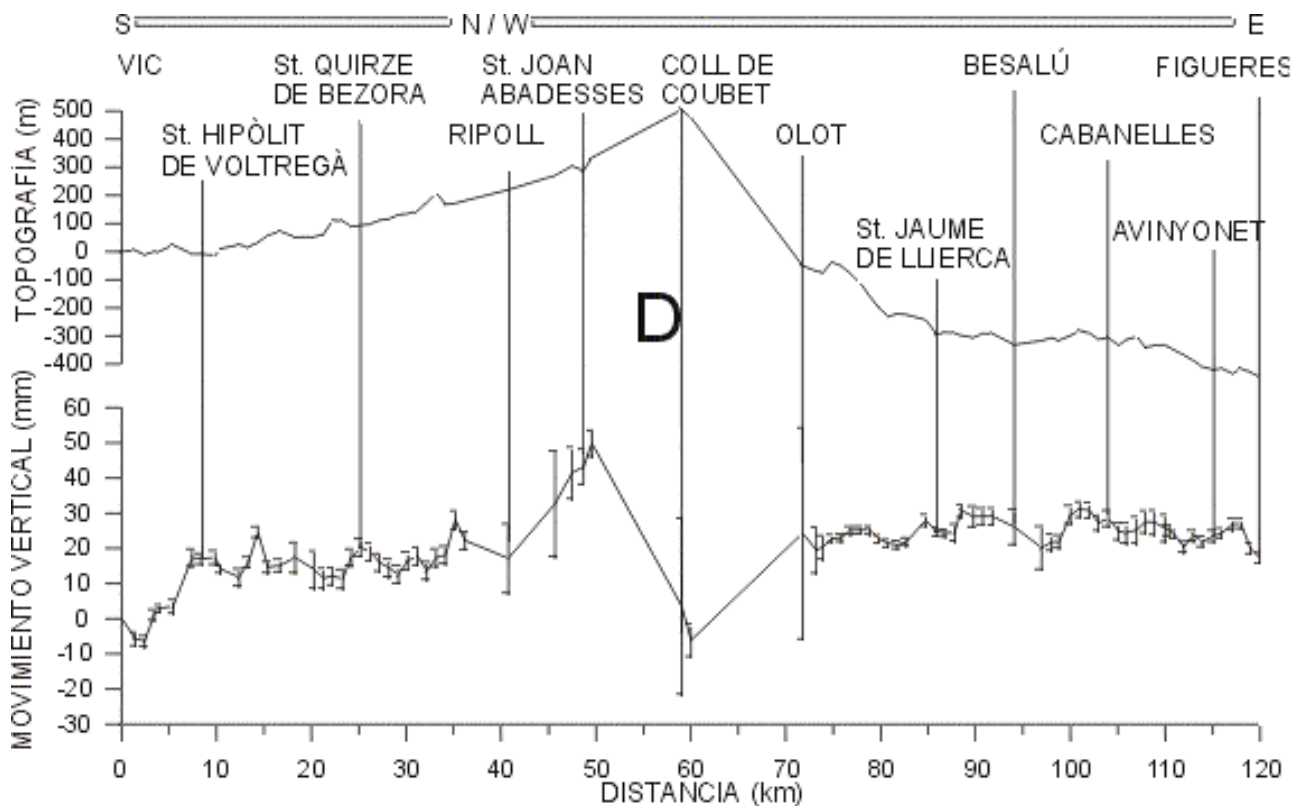


Figura 8: Perfil de movimientos verticales recientes y topografía entre Vic y Figueres (1891-1906). La principal anomalía discutida en el texto se indica con la letra D.

Figure 8: Recent vertical movements profile and topography between Vic and Figueres related to Vic. The profile has been obtained comparing a levelling line measured in 1891 with another one measured in 1906. The main anomaly of the profile is shown by the capital letter D.

Así, la anomalía D se localiza en la terminación NW del sistema de fallas de Amer-Brugent, con orientación NW-SE, en las que posiblemente se originó la crisis sísmica del siglo XV. Como se ha mencionado, estas fallas parecen ser las responsables del hundimiento de la zona de La Selva, localizada al otro extremo del sistema (Fig. 7). Cabe destacar que el levantamiento que se observa en St. Joan de les Abadesses podría también ser relacionado con un juego inverso del cabalgamiento de Vallfogona de orientación WSW-ENE (Fig. 7). Las características tectónicas de la zona indican que esta anomalía debe tener un origen tectónico, aunque la baja densidad de señales repetidas en este área no permite identificar la estructura responsable de esta anomalía. La correlación inversa existente entre topografía y movimientos verticales indica que el hundimiento real de las señales del coll de Coubet debe ser inferior al que muestra la gráfica, pero no es posible determinar qué parte de la anomalía es debida a errores sistemáticos y qué parte es la causada por los procesos tectónicos.

Perfil Alicante-Albacete

Esta línea discurre entre Alicante y Albacete (Fig. 1) y ha sido nivelada en 4 ocasiones en los años 1872, 1880-85, 1925 y 1975. Comparando estas cuatro campañas, es posible construir diferentes perfiles de movimientos verticales. En la figura 9 se han representado estos perfiles en diferentes trazos (1872-1880, 1872-1925, 1880/85-1925 y 1925-1975). Para poder comparar los movimientos verticales de cada perfil es necesario representar los movimientos como velocidades medias (consideradas constantes en el periodo estudiado) obtenidas al dividir el movimiento entre la diferencia de años de las campañas comparadas. Los perfiles de velocidades medias entre Alicante y Albacete muestran ciertas características comunes que han sido indicadas en la figura 9 con las letras E y F.

La anomalía F, que abarca la zona desde Almansa a Albacete, consiste en una serie de picos positivos y ne-

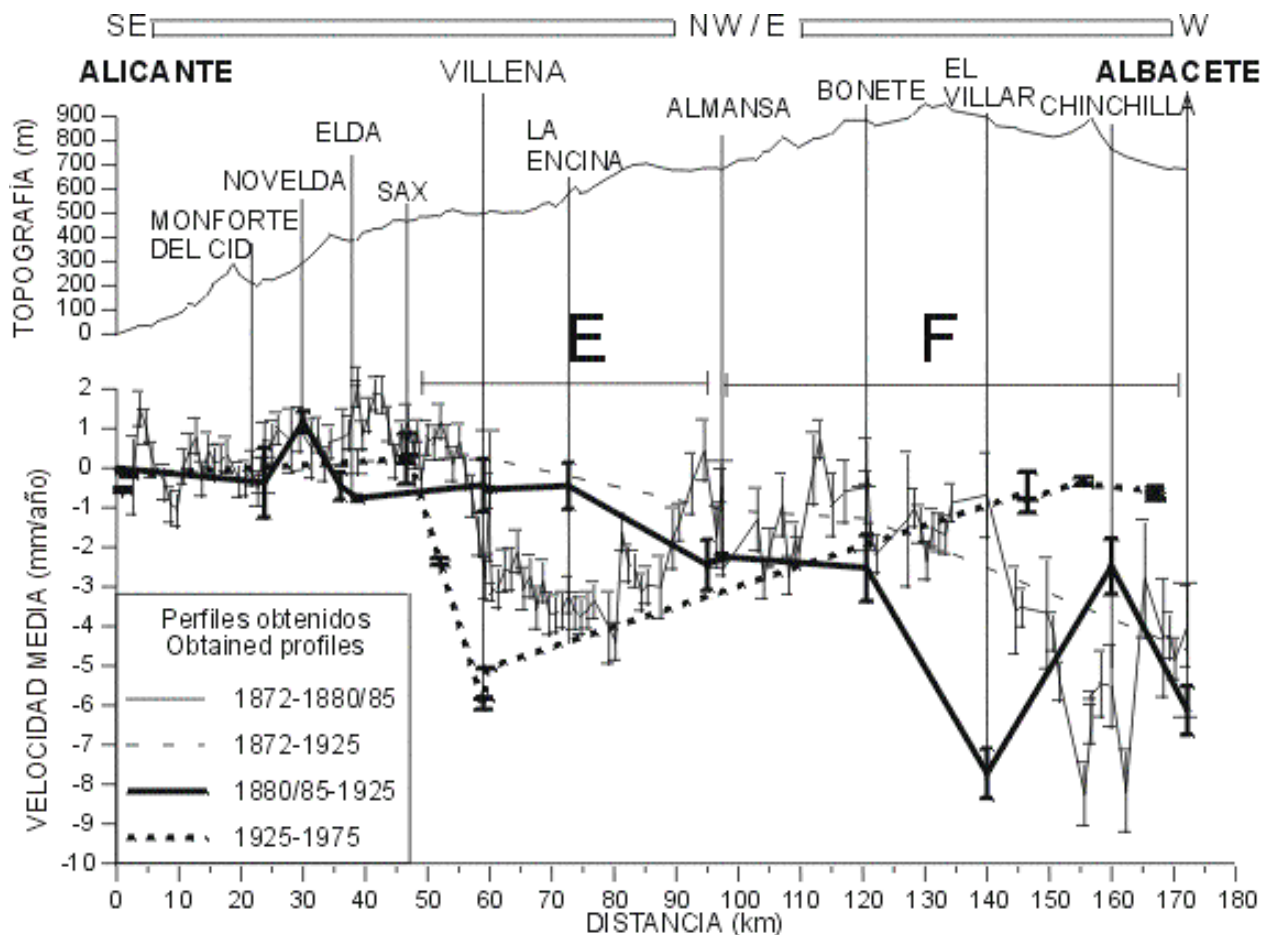


Figura 9: Perfiles de velocidades medias y topografía entre Alicante y Albacete (ver leyenda). Las principales anomalías discutidas en el texto se indican con las letras E y F.

Figure 9: Average vertical velocities profiles and topography between Alicante and Albacete related to Alicante. The line was levelled four times (1872, 1880/85, 1925 and 1975) so that, we can construct different recent vertical movements profiles (see legend). Main anomalies discussed in the text are indicated by the capital letters E and F.

gativos locales de gran amplitud. Estos picos deben ser atribuidos a causas superficiales ya que el área presenta una sismicidad baja y las señales implicadas reposan en sedimentos neógenos.

La anomalía E, visible en todos los perfiles, es un levantamiento de las señales al sur de Villena respecto al resto del perfil. Este salto o levantamiento ocurre en una amplia zona (de Sax a Almansa) y parte del perfil en dos secciones. La sección sur (Alicante-Sax) puede considerarse estable y la norte (Almansa-Albacete) es donde tienen lugar los picos positivos y negativos anteriormente comentados. Así, existe un levantamiento del orden de 2 mm/año (E, Fig.9) de la zona sudeste respecto a la zona noroeste. La primera

coincide con la zona prebética y la segunda con el dominio Ibérico.

Un aspecto a remarcar es que en todos los perfiles, excepto en el 1925-1975, la zona levantada abarca el área entre Alicante y Villena, mientras que en el perfil 1925-1975, la zona levantada comprende solamente las secciones entre Alicante y Sax, quedando Villena en la zona hundida. Además, la tasa de movimiento existente entre Sax y Villena en el perfil 1925-1975 es mayor que la observada en el resto de perfiles. Estas diferencias deben ser atribuidas al hecho de que las señales comparadas en perfil 1925-1975 no son las mismas que las comparadas en el resto de perfiles. Debido a que en la zona de Sax-Villena afloran gran cantidad de yesos y arcillas pertene-

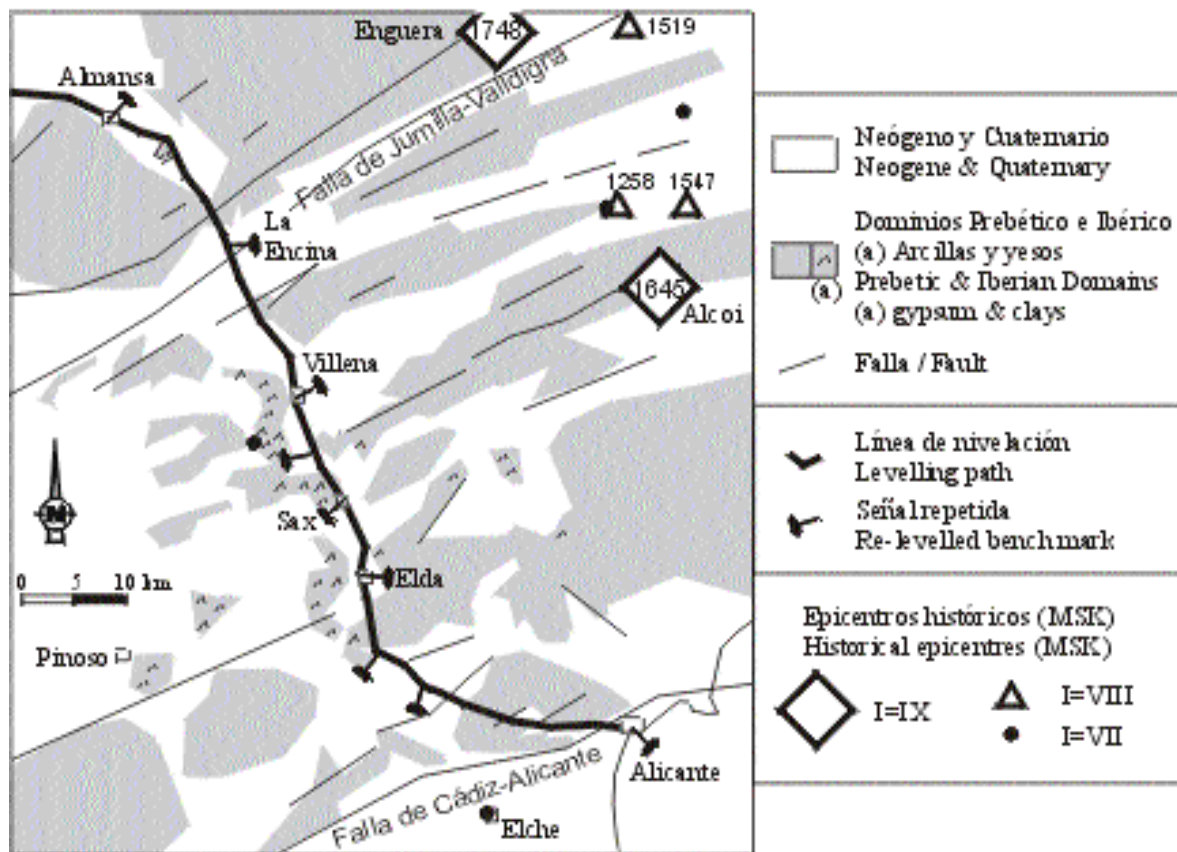


Figura 10: Esquema geológico de la zona de Alicante-Almansa, en el cual se muestra el trazado de la línea de nivelación y los epicentros de los sismos históricos.

Figure 10: Geologic sketch of the Alicante-Almansa zone. Levelling path and historical epicentres are also shown. We relate the E anomaly (Fig. 9) to the recent tectonic activity of the ENE-WSW faults that cross the area.

cientes al Triásico, este diferente comportamiento puede ser atribuido a procesos superficiales o a movimientos diapíricos.

Considerando la información de los cuatro perfiles el levantamiento de la zona Prebética respecto al dominio Ibérico puede ser considerado de origen tectónico. Esta afirmación se apoya en el hecho de que, aunque la zona por donde discurre el perfil no ha sido afectada por sismos destructores en tiempos históricos, sí lo han sido zonas localizadas al NE del perfil situadas en el mismo contexto geológico (sismos de intensidad IX (MSK) de Alcoi en 1645, de Enguera en 1748 y de Tavernes de Valldigna en 1396, (Figs. 3 y 10). Esta actividad sísmica puede relacionarse con la actividad reciente de las fallas de desgarre con componentes verticales inversas que afectan a la zona prebética (López Casado et al., 1987; Sanz de Galdeano et al., 1995; Buforn et al.,

1995). Estas estructuras tienen orientaciones ENE-WSW y se repiten en todo este área. Dado que este salto tiene lugar en una zona amplia, no es posible relacionar este movimiento con una estructura concreta; por lo tanto, la anomalía debe asociarse a la actividad del conjunto de fallas de este sector (Fig. 10).

Perfil Alicante-Almería

Esta línea discurre entre Alicante y Almería (Fig. 1) y ha sido nivelada en dos ocasiones (1934 y 1976) pudiéndose construir un perfil de movimientos verticales (Fig. 11). Este perfil muestra cierta correlación entre movimientos y topografía que ha sido corregida con el método de Stein (1981). En el perfil corregido de la figura 11 pueden reconocerse tres anomalías significativas que han sido indicadas con las letras G, H y Y.

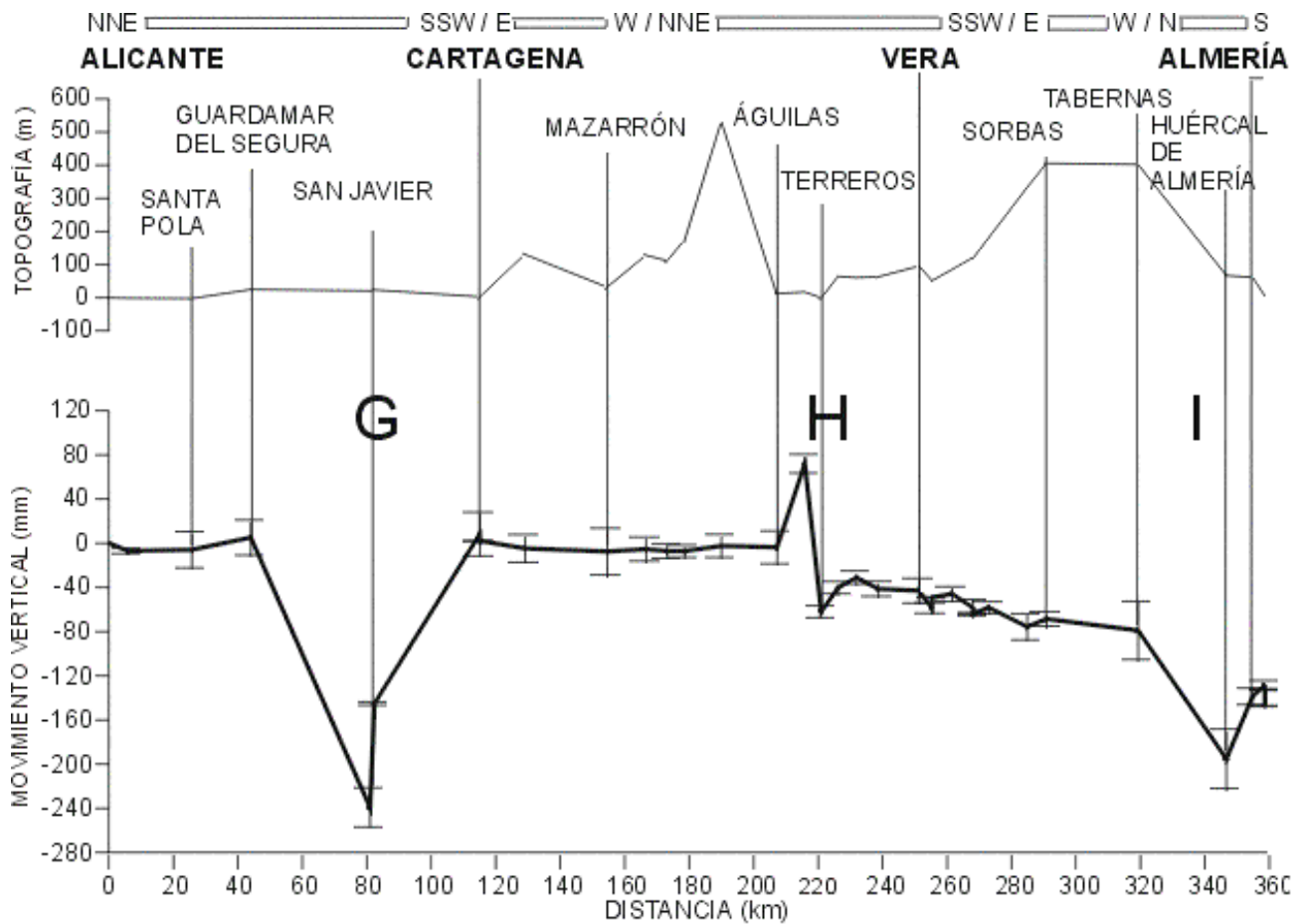


Figura 11: Perfil de movimientos verticales recientes y topografía entre Alicante y Almería (1934-1976). Las principales anomalías discutidas en el texto se indican con las letras G, H y I.

Figure 11: Recent vertical movements profile and topography between Alicante and Almería, related to Alicante. The recent vertical movements have been obtained comparing the line levelled in 1934 and re-levelled in 1976. The capital letters G, H and I show main anomalies discussed in the text.

La anomalía G (Fig. 11) es un fuerte pico negativo localizado en la zona de San Javier, con un máximo de unos 240 ± 20 mm (unos 5 mm/año). Esta anomalía debe ser atribuida, en gran parte, a procesos superficiales, ya que la zona hundida reposa en sedimentos recientes (Cuenca del Campo de Cartagena) y la sismicidad de esta zona es baja. Aún y así, las influencias tectónicas no pueden ser descartadas, ya que las potencias de sedimentos recientes de esta cuenca están condicionadas por fracturas NW-SE (Montenat, 1990; Silva et al., 1993).

La anomalía H, localizada entre Águilas y Terreros consiste en un pico anómalo positivo de 70 ± 10 mm, seguido de un salto negativo de 40 ± 5 mm (del orden de los 0.9 mm/año en velocidad media). Esta anomalía divide el

perfil en dos partes, quedando la zona al norte de Terreros elevada respecto a la zona situada al sur de esta localidad (Fig. 12). Se observa también que, mientras entre Alicante y Águilas la pendiente general del perfil es nula, a partir de Terreros el perfil presenta una pendiente negativa. Estos dos hechos indican que esta anomalía es de carácter regional.

La anomalía de Terreros coincide con la traza de la falla NNE-SSW de Cocón-Terreros, por lo tanto podría ser causada por un movimiento reciente de esta estructura. Si bien esta falla condiciona la sedimentación de los materiales neógenos de la cuenca de Águilas (Montenat, 1990) su sismicidad es baja. Los únicos sismos importantes de esta zona se localizan en la cuenca de Vera (sismo de I=IX

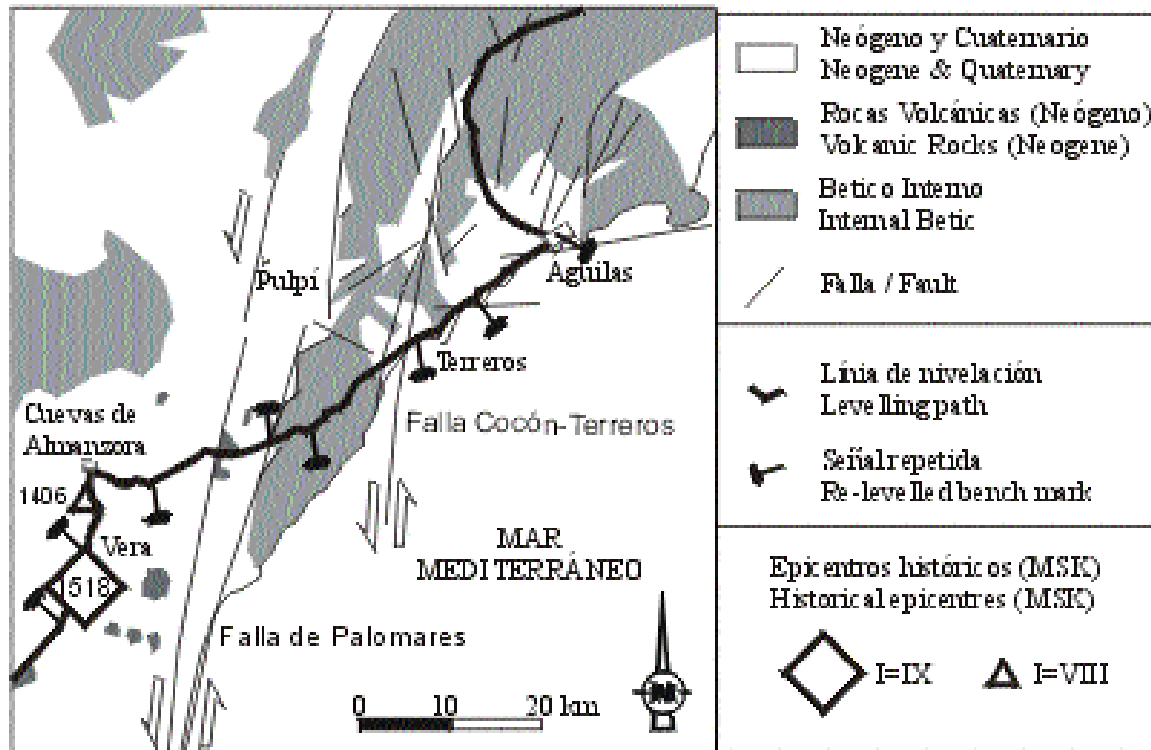


Figura 12: Esquema geológico de la zona de Águilas-Vera, en el cual se muestra el trazado de la línea de nivelación y la localización de los epicentros de los sismos históricos.

Figure 12: Geologic sketch of the Águilas-Vera zone. Historical epicenters and levelling path are also plotted. We relate the H anomaly (Fig. 11) to the recent tectonic activity of the Cocón-Terreros fault, together with the activity of the nearby E-W faults that affect the Águilas-Terreros coast.

en 1518, Figs. 3 y 12) y clásicamente han sido atribuidos a la actividad de la falla de Palomares, que limita el arco de Águilas por el oeste, alrededor de la cual se han descrito numerosas evidencias de movimientos en el Plio-Cuaternario. El hecho de que el perfil no muestre ninguna anomalía al cruzar la falla de Palomares debe ser atribuido a que la componente direccional de esta estructura es más importante que la componente vertical, lo cual coincide con la historia geológica de esta falla, que indica que los movimientos direccionales han sido superiores a los verticales (Bousquet, 1979; Montenat, 1990; Sanz de Galdeano, 1990; Silva et al., 1993) (Fig. 12). Para poder determinar los movimientos horizontales recientes alrededor de la falla de Palomares es necesario utilizar otras técnicas como medidas GPS (Colomina et al., 1998).

La anomalía de Águilas-Terreros podría también estar asociada a la actividad de las fallas con orientaciones ENE-WSW presentes en la cuenca de Águilas y Terreros

(Fig. 12), a las que se les asocia un movimiento de desgarre con componente inversa (Montenat, 1990; Silva et al., 1993). Las modelizaciones de desplazamientos verticales asociados a fallas inversas indican que en el bloque superior aparece un pico positivo, localizado en las cercanías de la falla, que incrementa su valor con el aumento de buzamiento de la falla (Ruegg, 1994). El fuerte pico positivo que precede al hundimiento podría indicar que la anomalía es debida al movimiento de una falla inversa con un buzamiento elevado (Giménez, 1998). Con los datos disponibles no es posible determinar si la anomalía de Terreros es debida a la falla Cocón-Terreros o a las fallas inversas de dirección próxima a E-W. El carácter regional de la anomalía, ya que el perfil queda claramente dividido en dos partes (Fig. 11), parece indicar que ésta debe asociarse a una estructura importante como la de Cocón-Terreros, pero la presencia de pico positivo anómalo indica que la anomalía puede ser debida a una falla inversa. No cabe descartar la posibilidad de que la anomalía sea causada por una combinación de las dos estructuras.

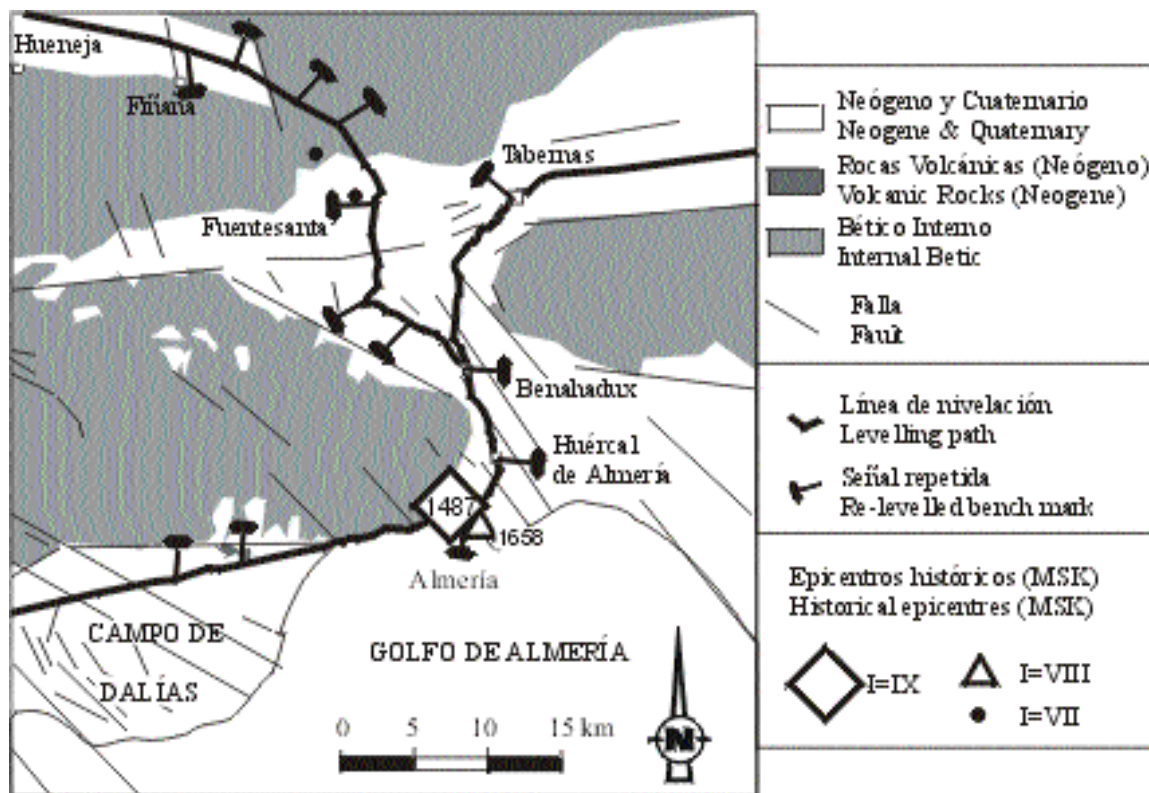


Figura 13: Esquema geológico de la cuenca de Almería, en el cual se muestra el trazado de la línea de nivelación y los epicentros de los sismos históricos.

Figure 13: Geologic sketch of the Almería depression area. Historical epicentres and levelling path are also plotted. We relate the I anomaly (Figs. 11 and 14) to the recent activity of the NW-SE faults that cross the Almería Basin.

La tercera anomalía de este perfil (I, Fig. 11) es un hundimiento de las señales de la cuenca de Almería respecto a las de la cuenca de Tabernas. Este hundimiento es máximo en Huércal de Almería (115 ± 27 mm), pero en Almería ciudad es del orden de los 55 mm respecto a Tabernas (unos 1.5 mm/año en velocidad media) (Fig. 11). Este hundimiento debe ser atribuido a la actividad reciente de las fallas NW-SE que estructuran y afectan los materiales recientes de esta cuenca (Sanz de Galdeano, 1996). Por otro lado, el hundimiento anómalo de la señal de Huercal de Almería debe estar influenciado por procesos superficiales (Fig. 13).

Perfil Larva-Almería

Esta línea discurre entre Larva y Almería (Fig. 1) y fue nivelada en los años 1903 y 1933, por lo tanto sólo es posible construir un único perfil de MVR. En la figura 14, en la que se muestra este perfil con origen en la señal

de la estación de Larva junto con la topografía a lo largo del recorrido, se indican las principales anomalías con las letras I, J, K.

El pico negativo de la estación de Hueneja de 130 ± 12 mm (J, Fig. 14) debe ser atribuido a procesos superficiales, debido a la baja actividad sísmica de la zona y a la forma de la anomalía. Por otro lado, las anomalías I y K pueden relacionarse con procesos tectónicos, aunque las influencias superficiales deben ser importantes.

La anomalía I (Fig. 14) se localiza en la cuenca de Almería, coincidiendo con la anomalía ya comentada del perfil anterior (I, Fig. 11). En el presente perfil entre Larva y Almería el hundimiento de Almería ciudad es de 200 ± 20 mm (del orden de los 7 mm/año en velocidad media) respecto la señal de Benahadux, muy superior al registrado en el perfil Alicante-Almería. Aunque la zona de Benahadux es una de las áreas con una mayor actividad neotectónica de la cuenca de Almería (Sanz de Galdeano,

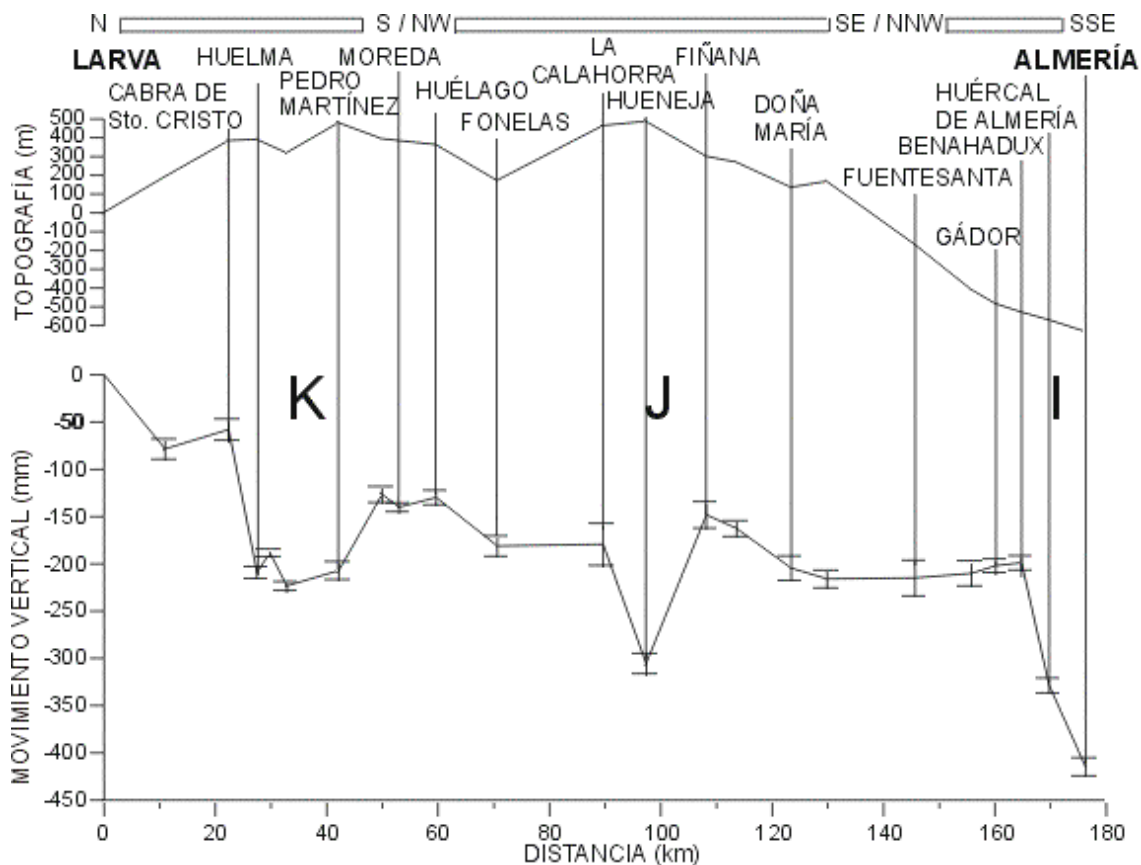


Figura 14: Perfil de movimientos verticales recientes y topografía entre Larva y Almería (1903-1933). Las principales anomalías se indican con las letras I, J y K.

Figure 14: Recent vertical movements profile and topography between Larva and Almería related to Larva. The profile has been obtained comparing a line levelled for the first time in 1903 and re-levelled in 1933. Capital letters I, J and K indicate the main anomalies discussed in the text.

1996), esta gran diferencia en cuanto a la magnitud de los movimientos verticales entre los dos perfiles debe ser atribuida, en parte, a procesos superficiales debidos a la compactación de sedimentos recientes y a la extracción de aguas subterráneas. Por este motivo, y dado que no es posible diferenciar entre los movimientos de origen superficial y los de origen profundo, el hundimiento tectónico de la zona sur de la cuenca de Almería respecto a la zona norte de la misma, debido al juego de las fallas NW-SE (Fig. 13), debe ser considerado del orden de los 1.5 mm/año, que es el valor obtenido en el perfil Alicante-Almería (Fig. 11).

La anomalía K, localizada entre Moreda y Cabra de Santo Cristo (Fig. 14), puede subdividirse en un salto de 150 ± 10 mm entre Cabra de Santo Cristo y Huelma, y otro de 70 ± 10 mm entre Pedro Martínez y Moreda. Estos

MVR implican unas velocidades medias de unos 5 y 2 mm/año respectivamente, que, dada la baja sismicidad de esta área, deben ser atribuidos en su mayor parte a procesos superficiales. Estos dos saltos, no obstante, coinciden con la traza de fallas ENE-WSW (fallas de Guadahortuna y Cádiz-Alicante, respectivamente), alrededor de las cuales se han observado evidencias de movimientos recientes, sobre todo alrededor de la falla de Cádiz-Alicante (Fig. 15) (Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Boccaletti et al., 1987).

Para el hundimiento de la señal de Huelma los procesos superficiales deben ser determinantes ya que esta señal reposa en materiales recientes de la depresión de Guadahortuna. Por otro lado, la señal de Pedro Martínez reposa en materiales bien consolidados, siendo las influencias superficiales menores. La baja actividad sísmi-

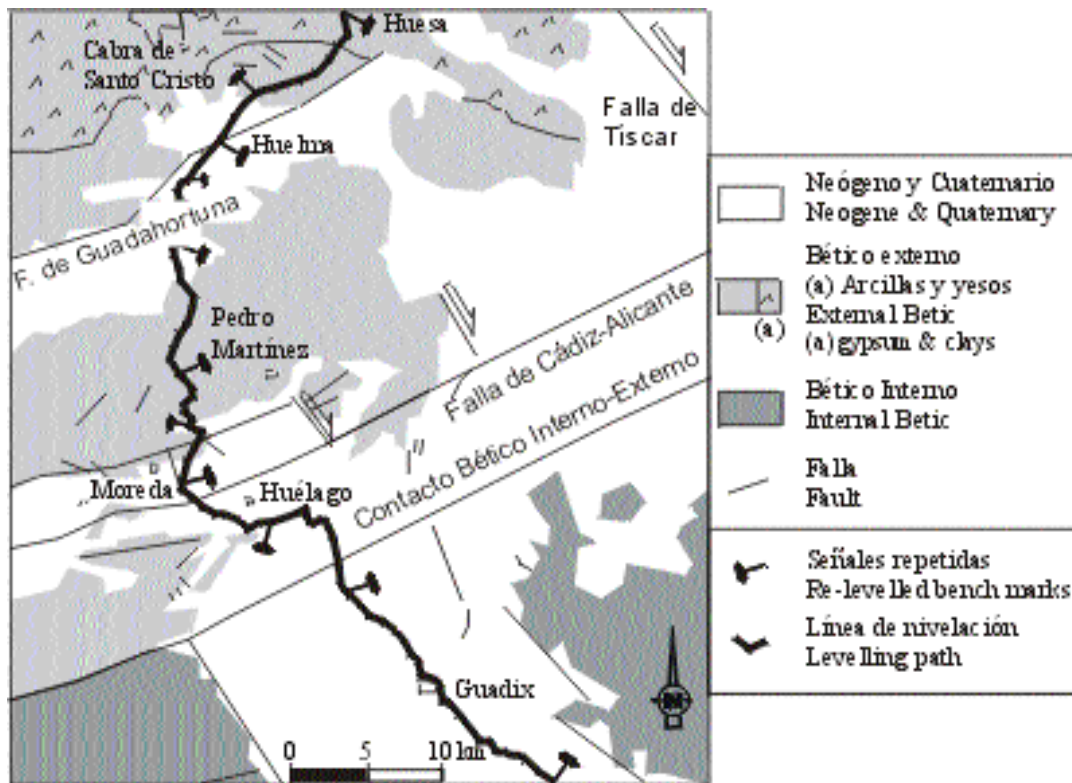


Figura 15: Esquema geológico de la zona de Larva-Guadix, en el cual se muestra el trazado de la línea de nivelación y los epicentros de los sismos históricos.

Figure 15: Geologic sketch of the Larva-Guadix zone. Historical epicenters and levelling path are also plotted. We relate the K anomaly (Fig. 14) to the recent tectonic activity of the ENE-WSW faults as the Guadahortuna fault and the Cádiz-Alicante one.

ca junto con las influencias superficiales hacen suponer una velocidad de deformación tectónica alrededor de estas fracturas no superior a 1 mm/año, aunque con los datos disponibles no es posible determinar esta velocidad.

Perfil Almería-Málaga

Esta línea, que discurre por la costa del Mar de Alborán entre Almería y Málaga (Fig. 1) ha sido nivelada en tres ocasiones (1905, 1934 y 1976), lo cual permite construir dos perfiles de MVR (1905-1934 y 1934-1976). En la figura 16 se muestran estos perfiles representados como velocidades medias referidas a Almería.

Los MVR que muestran estos dos perfiles son distintos ya que, mientras en el perfil 1905-1934 se observa un claro hundimiento del bloque Adra-Salobreña (del orden de 1 mm/año) respecto a Almería y Almuñécar, que es máximo entre la Rábita y Calahonda (del orden de 2

mm/año) respecto a Adra y Salobreña (anomalía indicada con la letra L en la figura 16), el perfil 1934-1976 no presenta MVR significativos. Por otro lado, si acumulamos los desplazamientos entre 1905 y 1976 se obtiene un hundimiento medio de Calahonda respecto de Almería de 1.4 mm/año.

Estos MVR deben ser relacionados con la actividad de las fallas NW-SE y NE-SW presentes a lo largo de la costa del Mar de Alborán (Fig. 17) (Rodríguez-Fernández y Martín-Penela, 1993; Sanz de Galdeano et al., 1995; Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1997; Martínez Díaz, 1999) a las cuales se les puede atribuir la sismicidad de esta zona. Así, en esta área han tenido lugar sismos destructores, siendo la última crisis en 1804, año en el que acació un sismo de I=IX (Dafías) y dos sismos de I=VIII (Adra y Motril) (Figs. 3 y 17).

El hecho de que el perfil Almería-Málaga (1905-1934) presente MVR elevados y que el perfil Almería-

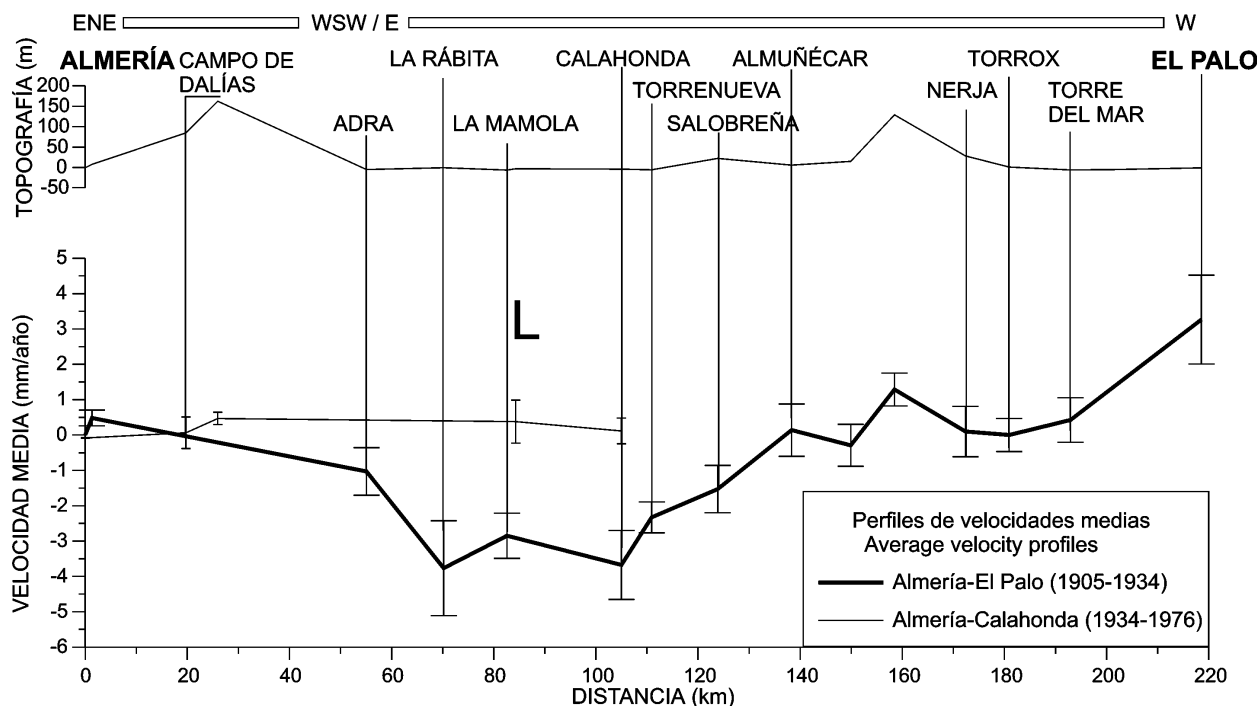


Figura 16: Perfil de velocidades medias y topografía entre Almería y El Palo (Málaga) (ver leyenda). La principal anomalía del perfil se indica con la letra L.

Figure 16: Average velocity profile between Almería and El Palo (Málaga) related to Almería (see legend). That levelling line has been levelled three times (1905, 1934 and 1976), thus it is possible to construct two recent vertical movement profiles. The main anomaly discussed in the text is shown by the capital letter L.

Calahonda (1934-1976) no muestra movimientos significativos puede estar relacionado con el diferente comportamiento de la actividad sísmica. De hecho, a principios del presente siglo la zona fue afectada por diversos sismos: I=VIII Adra (1910, con una réplica de I=VII y dos de I=VI), I=VII Albuñol (1903 y 1913), junto con diversos sismos de I=VI y I=V (Mezcua y Martínez Solares, 1983). Por otro lado entre 1934 y 1976 ningún sismo superior a I=V afectó a esta zona, siendo los dos sismos de 1993-94 ocurridos en Adra-Berja (magnitud del orden de 5.0 y I=VII) la última actividad sísmica notoria. Por este motivo, los MVR acumulados entre la nivelación de 1905 y la de 1934 podrían tener un origen cosísmico.

dicen las anomalías de la zona norte y en la 19 las de la zona sur. Los valores de las anomalías vienen expresados como velocidades medias (mm/año) y se diferencian tres orígenes distintos. Aquellas que tienen origen superficial se representan mediante triángulos, las que tienen un origen tectónico mediante círculos, y las que son causadas por ambos procesos se indican con cuadrados. Estas figuras muestran también la localización de los epicentros de sismos históricos percibidos con intensidad superior a VII (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984) y los mecanismos focales para los sismos que han sido registrados con una magnitud igual o superior a 4 (Olivera y Roca, 1988; Olivera et al., 1992; Olivera y Figueras, 1995; 1996; 1997; Ramírez et al., 1998; Ministerio de Fomento IGN, 1999).

DISCUSIÓN

Las anomalías obtenidas en los perfiles de MVR presentados en este trabajo junto con el resto de las encontradas mediante el estudio de los datos de nivelación del IGN para las zonas norte y sur se presentan en las figuras 18 y 19 sobre un fondo geológico. En la figura 18 se in-

Las anomalías de origen tectónico y aquellas que tienen influencias superficiales de la zona norte son (Fig. 18): escalón positivo entre las señales de la depresión del Empordà (Vilajuïga) y las de la zona axial Pirenaica (Llançà) de 1 mm/año; escalón positivo entre las señales de La Selva y Girona de 3 mm/año; escalón negativo entre las seña-

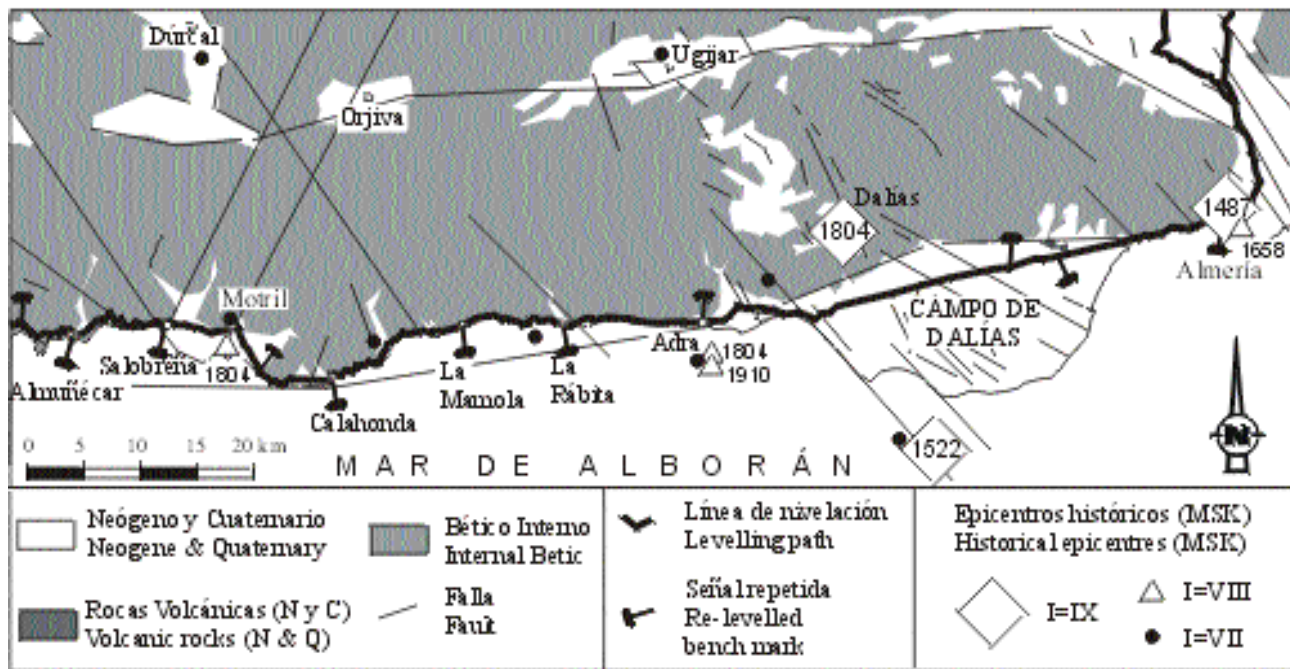


Figura 17: Esquema geológico de la zona de Almería-Motril, en el cual se muestra el trazado de la línea de nivelación y los epicentros de los sismos históricos.

Figure 17: Geologic sketch of the Almería-Motril zone. Historical epicentres and levelling path are also plotted. We relate the L anomaly (Fig. 16) to the recent tectonic activity of the NW-SE and NE-SW faults that affect the whole coast and offshore between Almería and Málaga.

les de Sant Joan de les Abadesses y las de la zona de Olot de 2 mm/año; escalón positivo entre las señales de Caldetes y las de Arenys de Mar de 4 mm/año; hundimiento de la parte central de la depresión del Penedés respecto al Vendrell y el Ordal de 2 mm/año; escalón negativo entre la parte frontal de la cordillera Prelitoral (Montblanc) y la depresión del Ebro (Vinaixa) de 1 mm/año.

Entre estas anomalías las únicas que parecen estar libres de influencias superficiales son el salto entre Caldetes y Arenys de Mar (ya que ambas señales reposan en materiales plutónicos de la Cordillera Litoral y la anomalía tiene una forma clara de escalón (Figs. 4, 5 y 18)) y el hundimiento de La Selva respecto a Girona (ya que aunque en el primer perfil (1915-1952) las señales hundidas reposan en sedimentos plio-cuaternarios, en el segundo (1952-1964) parte de las señales hundidas (Sils) se ubican en rocas plutónicas, lo cual descarta su hundimiento por procesos superficiales (Figs. 4, 6, 7 y 18) (Giménez et al., 1996; Giménez, 1998)). En el resto de anomalías las influencias de los procesos superficiales deben tener diversa importancia, la problemática es que con los datos disponibles no es posible discernir qué cantidad de

movimiento es debido a causas tectónicas y qué a procesos superficiales.

Una característica que debe destacarse entre las anomalías de la zona norte es que la mayoría de ellas se pueden relacionar con fallas con orientaciones NW-SE o NE-SW. Las anomalías de Olot y la Selva pueden relacionarse con un movimiento del sistema de fallas NW-SE de Amer-Brugent y Llémana, la anomalía del Empordà puede ser asociada a la falla de Rosas, de orientación parecida, la anomalía de Vilafranca puede relacionarse con fallas NE-SW que limitan la depresión del Penedés y la anomalía de Montblanc debe estar asociada al movimiento reciente del cabalgamiento frontal de la Cordillera Prelitoral (Fig. 18). Una excepción es la anomalía de Arenys de Mar, que parece estar asociada a una fractura con orientación WSW-ENE, que es la alineación geomorfológica más clara que se observa en este sector (Giménez, 1998).

Las anomalías que pueden relacionarse con causas tectónicas en la zona sur representadas en la figura 19 son: salto negativo entre la zona prebética (Sax-Villena)

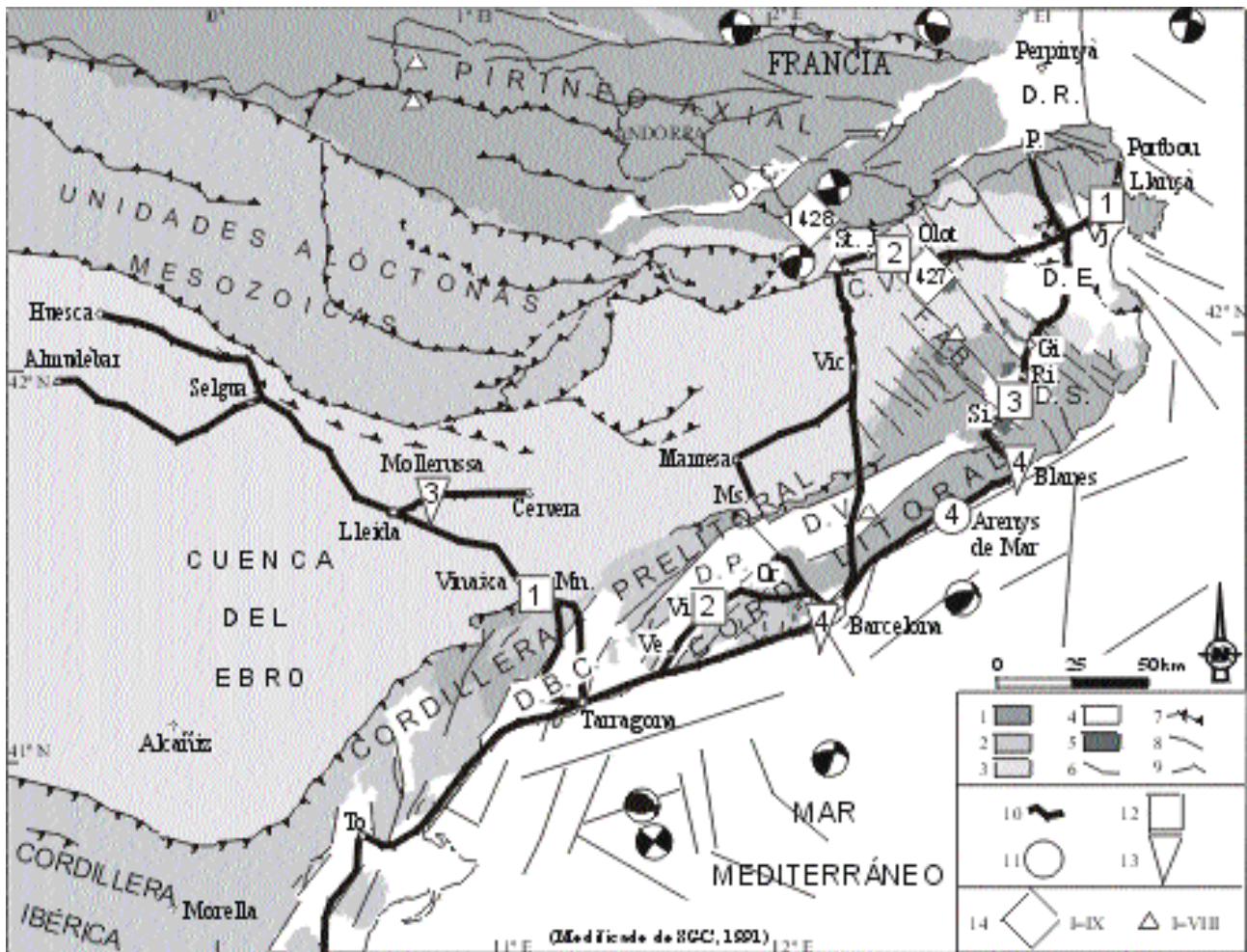
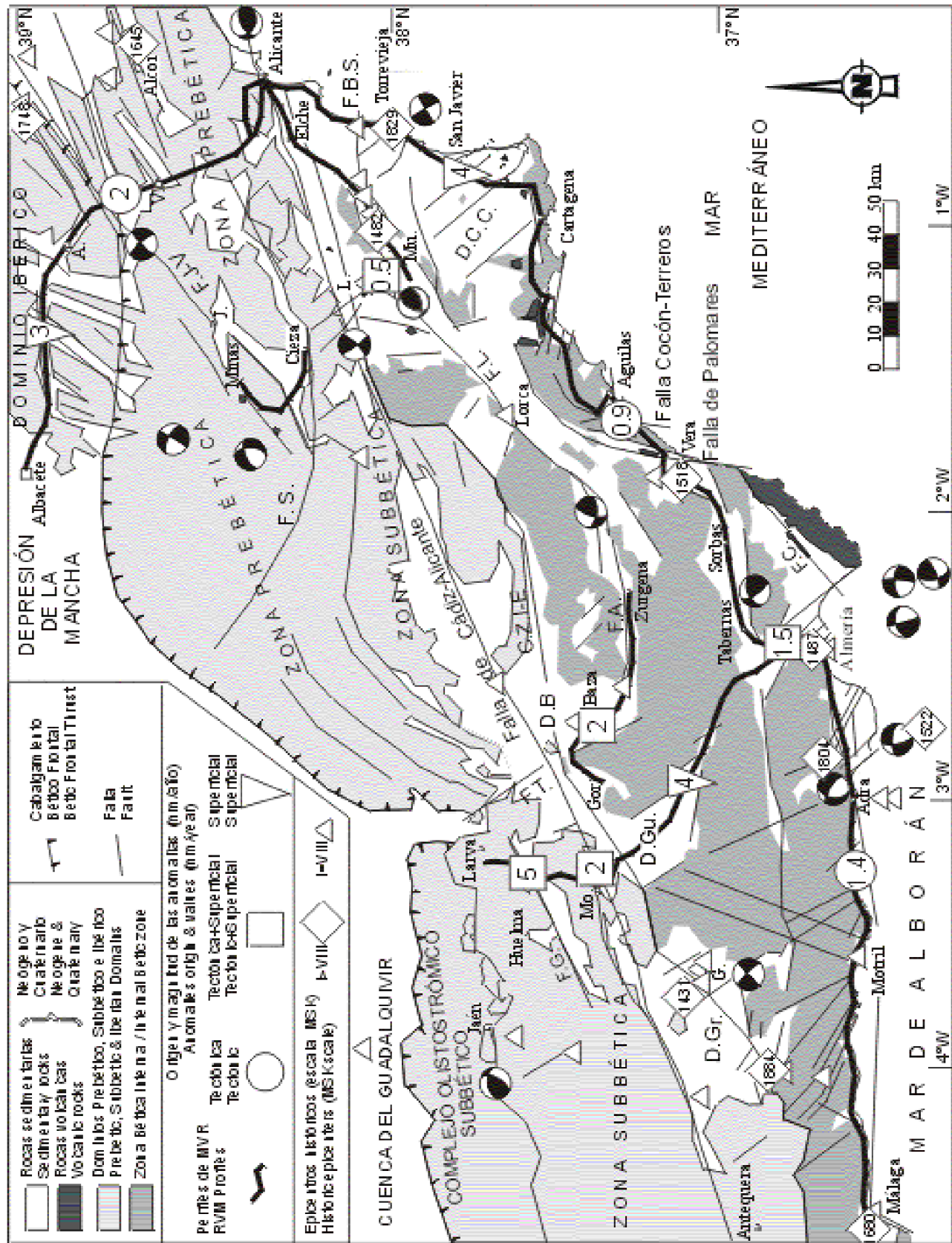


Figura 18: Esquema geológico de la zona norte (Pirineos Orientales y Cadenas Costero Catalanas) en el que se indica el trazado de los perfiles de movimientos verticales construidos (trazo grueso), la localización de las principales anomalías obtenidas (expresadas en velocidades medias, mm/año), la localización de los epicentros macrosísmicos (I-VII, escala MSK) y los mecanismos focales de sismos recientes con magnitud superior a 4 (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Olivera y Roca, 1988; Olivera et al., 1992; Olivera y Figueras, 1995; 1996; 1997; Olivera et al., 1998; Susagna y Goula, 1999). 1) Paleozoico; 2) Mesozoico; 3) Paleógeno; 4) Neógeno y Cuaternario; 5) Rocas Volcánicas Neógenas y Cuaternarias; 6) Falla; 7) Cabalgamiento; 8) Falla con indicios de actividad Plio-Cuaternaria; 9) Falla de la plataforma continental; 10) Perfiles construidos; 11) Anomalía de origen tectónico (mm/año); 12) Anomalía de origen tectónico-superficial; 13) Anomalía de origen superficial; 14) Epicentros de sismos históricos (escala MSK). D.B.C.: Depresión del Baix Camp; D.C.: Depresión de la Cerdanya; D.E.: Depresión del Empordà; D.P.: Depresión del Penedès; D.R.: Depresión del Rosselló; D.S.: Depresión de la Selva; D.V.: Depresión del Vallès; C.V.: Cabalgamiento de Vallfogona; F.A-B: Falla Amer-Brugent; Gi.: Girona; Mn.: Montblanc; Ms.: Monistrol; Or.: L'Ordal; P: El Portús; Ri.: Riudellots; Si.: Sils; St. J.: Sant Joan de les Abadesses; To.: Tortosa; Ve.: El Vendrell; Vi.: Vilafranca del Penedès; Vj.: Vilajuïga.

Figure 18: Geologic sketch of the north zone (Eastern Pyrenees and Catalan Coastal Ranges), showing the constructed RVM profiles (thick lines), the main obtained anomalies expressed in average velocities (mm/year), the macroseismic epicenters (I>VII, MSK scale) and the focal mechanism solutions for the M>4.0 earthquakes (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Olivera and Roca, 1988; Olivera et al., 1992; Olivera and Figueras, 1995; 1996; 1997; Olivera et al., 1998; Susagna and Goula, 1999). This figure shows that the anomalies related to tectonic causes are mainly related to NW-SE and NE-SW faults. 1) Paleozoic; 2) Mesozoic; 3) Paleogene; 4) Neogene & Quaternary volcanic rocks; 5) Neogene & Quaternary volcanic rocks; 6) Fault; 7) Thrust; 8) Plio-Quaternary fault; 9) Continental platform fault; 10) Constructed profiles; 11) Tectonic anomaly (mm/year); 12) Tectonic-superficial anomaly; 13) Superficial anomaly; 14) Historical epicentres (MSK scale). D.B.C.: Baix Camp depression; D.C.: Cerdanya depression; D.E.: Empordà depression; D.P.: Penedès depression; D.R.: Rosselló depression; D.S.: La Selva depression; D.V.: Vallès depression; C.V.: Vallfogona Thrust; F.A-B: Amer-Brugent fault; Gi.: Girona; Mn.: Montblanc; Ms.: Monistrol; Or.: L'Ordal; P: El Portús; Ri.: Riudellots; Si.: Sils; St. J.: Sant Joan de les Abadesses; To.: Tortosa; Ve.: El Vendrell; Vi.: Vilafranca del Penedès; Vj.: Vilajuïga.



y el dominio Ibérico (Almansa) de 2 mm/año; salto negativo entre la zona de Lorquí y Murcia capital de 0.5 mm/año; salto negativo entre Águilas y Terreros de 0.9 mm/año; hundimiento de la cuenca de Almería respecto a la de Tabernas de 1.5 mm/año; salto negativo entre Almería y Calahonda de 1.4 mm/año; salto negativo entre Moreda y Pedro Martínez de 2 mm/año; salto positivo entre Huelma y Cabra de Santo Cristo de 5 mm/año; y hundimiento de la ciudad de Baza respecto a Gor y Purchena de 2 mm/año.

De estas anomalías, las únicas que parecen estar libres de influencias superficiales son el levantamiento de la zona prebética respecto a la ibérica, ya que la anomalía se mantiene más o menos constante en todos los perfiles construidos, tiene forma de escalón y afecta a una amplia zona (Figs. 9, 10 y 19); el salto entre Águilas y Terreros, ya que la zona levantada (Águilas) reposa en sedimentos neógenos mientras que parte de la hundida (sur de Terreros) lo hace en materiales del Bético interno, presenta una forma de escalón y es de carácter regional (Figs. 11, 12 y 19); y la anomalía de la costa del mar de Alborán, también por la naturaleza de los materiales implicados y la forma de la anomalía (Figs. 16, 17 y 19).

El resto de las anomalías de las Béticas parecen estar influenciadas por procesos superficiales, siendo difícil separar la parte debida a procesos tectónicos de la originada por causas superficiales. Por ejemplo, la anomalía entre Cabra de Santo Cristo y Huelma de 5 mm/año, aún coincidiendo con la traza de la falla de Guadahortuna (Figs. 15 y 19) debe ser considerada en su mayoría debida a causas superficiales, ya que las señales hundidas reposan en materiales neógenos. Por otra parte, en la anomalía entre Moreda y Pedro Martínez de 2 mm/año los

procesos profundos deben tener mayor importancia, ya que las señales hundidas reposan en materiales bien consolidados del Bético externo (Figs. 15 y 19).

Las anomalías de las Béticas pueden subdividirse en dos grupos en función de la orientación de la estructura que las produce y de su localización geológica. La mayoría de las anomalías ubicadas en la zona Bética interna están relacionadas con fallas NW-SE y NE-SW (fallas de la costa del mar de Alborán, falla de Lorca y fallas de la cuenca de Almería) exceptuando la anomalía de Terreros asociada a la falla de Cocón-Terreros con una orientación próxima a N-S. Por otro lado, las anomalías localizadas en la zona Bética Externa pueden ser relacionadas con estructuras con orientaciones ENE-WSW (falla de Cádiz-Alicante, falla de Guadahortuna y falla de Jumilla-Valldigna) (Fig. 19). Por lo que respecta a la anomalía de Baza su origen puede asociarse a la continuación SE de la falla de Tíscar (orientación NW-SE) o a la terminación oeste de la falla del Alanzora (orientación E-W) (Fig. 19).

En la zona central, golfo de Valencia, sólo cabe destacar una anomalía que puede ser causada por procesos tectónicos, aunque con influencias superficiales, localizada entre Castellón y Sagunto. Así, dos perfiles de movimientos verticales realizados siguiendo las líneas de nivelación paralelas a la costa muestran un hundimiento de la zona de Valencia-Vila-Real respecto a la de Castellón-Tortosa (Fig. 1) del orden del milímetro por año. La baja sismicidad del área y las características de los materiales en los que reposan las señales (sedimentos plio-cuaternarios) implica que parte de esta anomalía es causada por procesos superficiales. Por otra parte, el carácter regional de la anomalía, ya que afecta a una área grande, indica la presencia de procesos tectónicos, relacionados con las

Figura 19: Esquema geológico de la Cordillera Bética oriental en el que se muestra el trazado de los perfiles de MVR (trazo grueso), la localización de las principales anomalías, los epicentros macrosísmicos ($I > VII$, escala MSK) y los mecanismos focales de los sismos con magnitud superior a 4 (Mezcua y Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984; Ramírez et al., 1998; Ministerio de Fomento IGN, 1999). D.C.C: Depresión del Campo de Cartagena; D.Gr.: Depresión de Granada; D.Gu.: Depresión de Guadix; D.B: Depresión de Baza; F.A: Falla de Alanzora; F.B.S: Falla del Bajo Segura; F.C: Falla de Carboneras; F.J-V: Falla de Jumilla-Valldigna; F.L: Falla de Lorca; F.S: Falla de Socovos; F.T: Falla de Tíscar; C.Z.I-E: Contacto Zona Bética Interna-Externa; A: Almansa; G: Granada; J: Jumilla; L: Lorquí; Mo: Moreda; Mu: Murcia; V: Villena.

Figure 19: Geologic sketch of the eastern Betic Cordillera showing the location of the constructed recent vertical movements (thick lines), the obtained RVM anomalies expressed in average velocities (mm/year), the macroseismic epicentres ($I > VII$, MSK scale), and the focal mechanism solutions for the $M > 4.0$ earthquakes (Mezcua and Martínez Solares, 1983; Bisbal, 1984; Ramírez et al., 1998; Ministerio de Fomento IGN, 1999). This figure shows that the main tectonic anomalies are related to ENE-WSW and WSW-ENE faults in the external zone and to NW-SE and NE-SW faults in the internal zone. D.C.C: Campo de Cartagena Depression; D.Gr: Granada Depression; D.Gu: Guadix Depression; D.B: Baza Depression; F.A: Alanzora Fault; F.B.S: Bajo Segura Fault; F.C: Carboneras Fault; F.J-V: Jumilla-Valldigna Fault; F.L: Lorca Fault; F.S: Socovos Fault; F.T: Tíscar Fault; C.Z.I-E: Internal-External Contact Zone; A: Almansa; G: Granada; J: Jumilla; L: Lorquí; Mo: Moreda; Mu: Murcia; V: Villena.

fracturas NNE-SSW y NW-SE que estructuran esta zona del levante (Giménez, 1998).

Como se ha mencionado anteriormente, a lo largo del periodo al que pertenecen los datos de nivelación utilizados no se ha producido ningún sismo de $M \geq 6$ en las inmediaciones de los perfiles estudiados. Este hecho indica que los movimientos verticales que se han observado deben considerarse intersísmicos (exceptuando los movimientos verticales que muestra el perfil Almería-Málaga entre 1905 y 1934, que como se ha mencionado podrían tener un origen cosísmico). Si se considera que las velocidades de deformación observadas se mantienen constantes en el tiempo, y se propone la hipótesis de que los desplazamientos que se acumulan se liberarán en futuros sismos de magnitud elevada -del orden de $M \geq 6$ -, (es decir, si se menosprecia la deformación asísmica o producida por creep, y la producida por sismos de magnitud inferior a 6), se puede hacer una primera aproximación a los tiempos de recurrencia de estos grandes sismos. La validez de esta hipótesis, no obstante, sólo puede aplicarse a las líneas de las que se dispone de más de dos nivelaciones, en las cuales la estimación de las velocidades es más significativa.

Teniendo en cuenta estas limitaciones, es posible proponer unos periodos de recurrencia para sismos de $M \geq 6$ en las zonas de Villena-Almansa, cuenca de Almería y costa del mar de Alborán, ya que en estos lugares se dispone de más de un perfil de movimientos verticales. Así, suponiendo que un sismo de $M \geq 6$ es equivalente a un desplazamiento del orden de un metro (Wells y Coppersmith, 1994) y que esta deformación queda reflejada en superficie, lo cual implica que el foco del sismo es superficial, los periodos de retorno para sismos de esta magnitud en la zona de Villena-Almansa serían del orden de 500 años, y en las zonas de la cuenca de Almería y la costa del Mar de Alborán estarían alrededor de los 700 años.

Estos tiempos se pueden considerar acordes con la información aportada por los catálogos sísmicos, sobre todo en la zona de Villena-Almansa, donde tres sismos de $I=IX$ han tenido lugar a pocos kilómetros al noreste de la anomalía en los últimos 600 años y en la zona del Mar de Alborán afectada por dos sismos de $I=IX$ en los últimos 500 años (Fig. 3 y 19). En el resto de áreas, la información de la sismicidad histórica no puede contrastarse con la obtenida con los datos de nivelación de precisión ya que sólo han sido afectadas por un solo sismo importante, además el periodo de retorno obtenido es superior a la validez del catálogo sísmico (unos 600 años).

Un aspecto que debe tenerse en cuenta es que las nivelaciones no dan información acerca de los desplazamientos horizontales que, para ciertas fracturas de las Béticas, pueden ser mayores que los verticales. Ésto implica que los periodos de retorno podrían ser inferiores a los obtenidos en función de la cantidad de deformación horizontal de la estructura implicada. Estas deformaciones horizontales deben cuantificarse con otros métodos geodésicos como la repetición de medidas GPS (Goula et al., 1996; Colomina et al., 1998).

En la zona norte existen dos áreas que muestran una deformación demasiado elevada si se compara con la información de los catálogos sísmicos. En Arenys de Mar se observa una anomalía de 4 mm/año (Figs. 3 y 18) pero no se tiene conocimiento de ningún sismo con intensidad superior a V. En la depresión de la Selva la anomalía es del orden de los 3 mm/año (Figs. 3, 4 y 18) y tampoco ha sido afectada por sismos importantes, aunque la anomalía se relaciona con las fallas NW-SE responsables de la crisis sísmica del siglo XV. Haciendo la misma hipótesis que para la zona sur, los tiempos de recurrencia de sismos destructores en estas zonas estarían entre 250 y 350 años, lo cual no coincide con la información de los catálogos sísmicos. En este caso, es imprescindible realizar nuevas nivelaciones para poder determinar si esta velocidad de deformación es constante o si funciona a pulsaciones.

En este sentido, para poder tener un mejor conocimiento de los periodos de retorno de sismos destructores es necesario combinar los estudios geodésicos con estudios paleosismológicos y geomorfológicos, imprescindibles en aquellas áreas donde la deformación tectónica es lenta. A partir de estos estudios se obtienen periodos de retorno para sismos destructores que pueden ser superiores a los 10.000 años. Así, en un estudio de paleosismicidad realizado en las Cadenas Costero Catalanas se han reconocido entre 2 y 3 sismos con una magnitud aproximada de 6.5 en los últimos 80.000 años (Masana et al., 1999).

Los estudios geodésicos nos informan de las deformaciones acumuladas en cierta zona, los catálogos sísmicos de sismos históricos, y los estudios paleosismológicos de sismos ocurridos en el Cuaternario. Combinando estos tres tipos de estudios se avanza en el conocimiento de la relación existente entre la deformación sísmica y la asísmica, que es una de las claves para el conocimiento de los periodos de retorno de grandes sismos. En el caso ideal, si se dispone de la evolución temporal de las deformaciones a lo largo de un ciclo sísmico completo, sería posible

tener una aproximación a la relación entre estos dos tipos de deformaciones. Pero este tipo de estudios sólo son posibles en áreas con una sismicidad elevada, es decir, con velocidades de deformación rápidas (del orden del centímetro por año) y, aun en estos casos, el error en la determinación del periodo de retorno es todavía grande.

CONCLUSIONES

La utilización de los datos históricos de nivelación del IGN ha permitido cuantificar una serie de deformaciones que pueden ser relacionadas con fracturas conocidas alrededor de las cuales se han descrito evidencias de deformaciones en materiales recientes y que, en su mayoría, tienen sismicidad histórica asociada.

Se ha observado que existe una buena correlación entre la deformación y la sismicidad. En las áreas con una mayor sismicidad (zonas sur y borde noreste de la zona norte) las deformaciones que pueden ser claramente asociadas a causas tectónicas son más abundantes. En cambio, en la zona central, donde la sismicidad es muy baja, los perfiles de movimientos verticales apenas muestran anomalías que puedan ser asociadas a procesos profundos con toda certeza.

Un aspecto que cabe destacar de estos resultados es que, a grandes rasgos, las anomalías están relacionadas con fracturas con orientaciones preferentes en función de su localización geográfica. Las anomalías localizadas en la zona Bética Externa se pueden relacionar con estructuras orientadas en dirección ENE-WSW (fallas de Jumilla-Valldigna, Cádiz-Alicante y Guadahortuna), mientras que las anomalías de la zona Interna se pueden relacionar con fracturas orientadas NE-SW y NW-SE (fallas de la cuenca de Almería, de la costa de Alborán y falla de Cocón-Terreros (con orientación próxima de N-S)). La mayoría de las anomalías de la zona norte parecen estar relacionadas con fracturas NE-SW y NW-SE.

Las estructuras con orientaciones NE-SW y NW-SE se relacionan con un movimiento normal, mientras que las estructuras con orientaciones cercanas a E-W tienen movimientos verticales inversos. Estos movimientos son acordes con el tensor de esfuerzos determinado mediante diferentes métodos (como el estudio de deformaciones en materiales recientes o mecanismos focales (Figs. 18 y 19), etc.), que indica la presencia de una compresión horizontal máxima en dirección aproximada NNW-SSE junto con una extensión perpendicular a ésta (Philip et al., 1991; Galindo-Zaldívar et al., 1993; Buforn et al., 1995;

Meghraoui et al., 1996; Ramírez et al., 1998; Goula et al., 1999).

Las altas tasas de deformación encontradas en ciertas áreas indican que si consideramos constante el movimiento vertical, los tiempos de recurrencia de terremotos destructores que de ellos podemos extraer son cortos. Para poder confirmar estas tasas de desplazamiento vertical es necesario realizar nuevas nivelaciones y otros tipos de estudios geodésicos, ya que las nivelaciones sólo nos informan de los movimientos verticales. Estos trabajos deben combinarse y apoyarse en trabajos geológicos como la paleosismicidad y la geomorfología. La combinación de estas metodologías nos permitirá ir aumentando nuestro conocimiento de la peligrosidad sísmica de las principales fallas de la Península Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no habría sido posible sin la colaboración del personal del Instituto Geográfico Nacional, a los cuales agradezco las facilidades dadas para la recolección de los datos de nivelación de precisión históricos de sus archivos. En especial, debo agradecer al Sr. José Luis Caturla, Subdirector de Geodesia del IGN, su disposición y amabilidad. También debo agradecer a los doctores Xavier Goula y Emma Suriñach las indicaciones dadas sobre los caminos a seguir en la realización de este trabajo. Asimismo agradezco a los doctores Pere Santanach i Prat y Carlos Sanz de Galdeano las indicaciones y comentarios realizados que han ayudado a mejorar esta publicación. Por último, este trabajo no habría sido posible sin el apoyo del Departament de Ciències de la Terra de la Universitat de les Illes Balears.

BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, P., 1995. Neotectónica en la cuenca del Bajo Segura. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante, 219 pp.
- Bezzeghoud, M., Dimitrov, D., Ruegg, J.C., Lammali, K., 1995. Faulting mechanism of the El Asnam (Algeria) 1954 and 1980 earthquakes from modeling of vertical movements. *Tectonophysics*, 249, 249-266.
- Bisbal, L., 1984. Estudio de la distribución de intensidades sísmicas en el ámbito Valenciano. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia.
- Boccaletti, M., Papani, G., Gelati, R., Rodríguez-Fernández, J., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., 1987. Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 23, 179-200.
- Bomford, G., 1987. *Geodesy*. Oxford, 4th Ed. Clarendon Press, 855 pp.

- Bousquet, J.C., 1979. Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bufo, E., Sanz de Galdeano, C., Udías, A., 1995. Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian region. *Tectonophysics*, 248, 247-261.
- Colomina, I., Fleta, J., Giménez, J., Goula, X., Masana, E., Ortiz, M.A., Santanach, P., Soro, M., Suriñach, E., Talaya, J., Térmens, A., 1998. The CuaTeNeo GPS network to quantify horizontal movements in the southeastern part of the Iberian Peninsula. 1ª As. Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica (en prensa).
- Estévez, A., Sanz de Galdeano, C., 1983. Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24 (1), 23-34.
- Fleta, J., Grellet, B., Philip, H., Escuer, J., Goula, X., Bousquet, J.C., 1996. Les déformations tectoniques en els materials plioquaternaris de la depressió de Tortellà-Besalú. In: J. Maroto, Ll. Pallí (ed.). *Geologia de la conca lacustre de Banyoles-Besalú*. Quaderns, 17, C.E.C.B. Banyoles, 99-112.
- Fourniguet, J., 1987. Géodynamique actuelle dans le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellements. *Mem. B. R. G. M.* 127, 173 pp.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., 1993. Stress and paleostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- García Dueñas, V., Sanz de Galdeano, C., de Miguel, F., Vidal, F., 1984. Neotectónica y sismicidad en las Cordilleras Béticas: Una revisión de los resultados. *Energía Nuclear*, 28, 231-237.
- Giménez, J., Suriñach, E., Fleta, J., Goula, X., 1996. Recent vertical movements from high precision leveling data in Northeast Spain. *Tectonophysics*, 263, 149-161.
- Giménez, J., 1998. Quantificació de les deformacions verticals recents a l'Est de la Península Ibèrica a partir d'anivellaments topogràfics de precisió. *Monografies tècniques de l'Institut Cartogràfic de Catalunya*, 8, 364 pp.
- Goula, X., Talaya, J., Térmens, A., Colomina, I., Fleta, J., Grellet, B., Granier, T., 1996. Avaluació de la potencialitat sísmica del Pirineu Oriental: Primers resultats de les campanyes GPS PotSis'92 i PotSis'94. *Revista Terra*, 28 (IX), 41-48.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Ribera, L.A., Cisternas, A., Carbon, D., 1999. Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308 (4), 487-502.
- Lallemand, Ch., 1914. Rapport général sur les travaux du nivellement général de la France de 1909 à 1912 inclu. (Projet de création d'une nouvelle catégorie de nivellements dits de haute précision). *Comp. Rend. Ass. Geod. Int. Conf. Geod. Hambourg*, 1912, 98 pp.
- Lallemand, Ch., 1889. Nivellement de haute précision. In: L. Durand, Pelletan, Lallemand (eds.). *Traité des plans et nivellement*. *Encycl. des Trav. Publ.* 355 pp.
- López Casado, C., Estévez, A., Pina, J.A., Sanz de Galdeano, C., 1987. Alineaciones sismotectónicas en el sudeste de España. *Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas*. *Mediterránea Ser. Geol.*, 6, 5-38.
- Martínez Díaz, J.J., 1999. Neotectónica y tectónica activa del sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y sur de Almería (Cordillera Bética, España). Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 466 pp + mapas.
- Martínez Díaz, J.J., Hernández Enrile, J.L., 1996. Implicaciones neotectónicas de la serie sísmica de Adra (1993-1994). Ejemplo de un terremoto compuesto. *Geogaceta*, 20 (4), 834-837.
- Martínez Díaz, J.J., Hernández Enrile, J.L., 1999. Segmentación tectónica de la falla de Alhama de Murcia y actividad paleosísmica asociada. Contribución a la determinación de la peligrosidad sísmica en la Región de Murcia. 1er Congreso Nacional de Ingeniería sísmica, 75-87.
- Masana, E., 1995. L'activitat neotectònica a les Cadenes Costaneres Catalanes. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 444 pp.
- Masana, E., Villamarín, J.A., Santanach, P., 1999. Análisis paleosismológico de una falla sismogénica sin registro histórico: la falla de El Camp (Cadenas Costeras Catalanas). 1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 89-97.
- Meghraoui, M., Morel, J.L., Andrieux, J., Dahmani, M., 1996. Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran. Une zone complexe de convergence continent-continent. *Bull. Soc. Géol. France*, 167 (1), 141-157.
- Mezcua, J., Martínez Solares, 1983. Sismicidad del área Ibero-magrebí. Presidencia del Gobierno, IGN, Publicación 203, 299 pp.
- Ministerio de Fomento, IGN, 1999. Serie sísmica de Mula (Murcia). Segundo Informe General, 44 pp. + apéndices.
- Montenat, C., 1990. Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne): Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement, Première partie: Étude Régionale. *Doc. et Trav. Inst. Geol. Albert-de-Lapparent*, Paris, 12-13, 392 pp. + 3 mapas.
- Muñoz, D., Udías, A., 1991. Three large historical earthquakes in southern Spain. In: J. Mezcua, A. Udías (ed.). *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Publicación IGN. Serie Monografía 8, 175-182.
- Olivera, C., Roca, A., 1988. Butlletí Sismològic 1987. Servei Geològic de Catalunya, 52 pp.
- Olivera, C., Susagna, T., Cayuela, A., Roca, A., 1992. Butlletí Sismològic 1991. Servei Geològic de Catalunya. Dept. de Política Territorial i Obres Públiques, 95 pp.
- Olivera, C., Figueras, S., 1995. Butlletí Sismològic 1994, ICC, Servei Geològic de Catalunya, 117 pp.
- Olivera, C., Figueras, S., 1996. Butlletí Sismològic 1995, ICC, Servei Geològic de Catalunya, 127 pp.

- Olivera, C., Figueras, S., 1997. Butlletí Sismològic 1996, ICC, Servei Geològic de Catalunya, 227 pp.
- Olivera, C., Redondo, E., Riera, A., Lambert, J., Roca, A., 1998. Problems in assessing focal parameters to earthquake sequence from historical investigation: The 1427 earthquakes in Catalonia. Procs. IX Asambleu Española de Geodesia y Geofísica, Almería (en prensa).
- Ott d'Estevou, P., Montenat, C., 1985. Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. C.R. Acad. Sci., 300 (II), 8, 363-368.
- Philip, H., Bousquet, J.C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X. y Grellet, B., 1991. Tectonique quaternaire actuelle en compression dans l'Est des Pyrénées. Implications sismotectoniques. C. R. Acad. Sci., 314 (II), 1239-1245.
- Ramírez, M.S., Lucini, M., Herraiz, M., 1998. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica Proyecto SIGMA. Consejo de Seguridad Nuclear, Colección Otros Documentos 10. 239 pp.
- Rodríguez-Fernández, J., Martín-Penela, A.J., 1993. Neogene evolution of the Campo de Dalías and surrounding offshore areas. Geodinamica Acta, 6 (4), 255-270.
- Ruegg, J., 1994. Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. Física de la Tierra, 6, 201-243.
- Sanz de Galdeano, C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysics, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C., 1996. Neotectónica de la provincia de Almería. In: Sismología aplicada, Monografías 1, 193-205. A.M. Posadas Chinchilla et al. (ed.). Ciencia y Tecnología.
- Sanz de Galdeano, C., Vera, A., 1992. Stratigraphic record and paleogeographical context of the neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. Basin Research, 4, 21-36.
- Sanz de Galdeano, C., López Casado, C., Delgado, J., Peinado, M.A., 1995. Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. Tectonophysics, 248, 293-302.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., Bardají, T., 1993. Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, Southeastern Spain. Tectonophysics, 224, 289-303.
- Stein, R.S., 1981. Discrimination of tectonics displacements from slope dependent errors in geodetic leveling from Southern California, 1953-1979. In: Earthquake Prediction: An international review, 4, 441-456. A.G.U. Maurice Ewing series.
- Susagna, T., Goula, X., 1999. Atlas sísmic de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya. (en preparación).
- Vanicek, P., Castle, R.O. y Balazs, E.I., 1980. Geodetic leveling and its applications. Rev. Geophys. Space Physics, 18 (2), 505-524.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among Magnitude, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. B.S.S.A, 84 (4), 974-1082.