XILOCA 17
págs. 165-206
1996
ISSN: 0214-1175

NEOTECTÓNICA Y SISMICIDAD DEL VALLE DEL JILOCA Y SUS ALREDEDORES

F.J. Gracia[1]
F. Gutiérrez[2]

Resumen.– *El presente trabajo supone una introducción a la actividad sísmica de la Depresión del río Jiloca y áreas adyacentes. Se estudian en primer lugar las principales estructuras tectónicas activas durante épocas geológicas recientes (Plioceno - Cuaternario) en esta zona. De dicho estudio se deduce cómo el río Jiloca aprovecha un corredor de origen tectónico reciente entre su nacimiento y la localidad de Calamocha. El mismo episodio que dio lugar a la depresión tectónica del Jiloca originó también las depresiones de Munébrega, Daroca (o bajo Jiloca) y Gallocanta.*

A continuación se analizan los datos sísmicos más recientes registrados en la zona, la localización de los sismos, su intensidad, pautas de repetición en el tiempo, así como adecuación geográfica a las estructuras tectónicas de actividad reciente, mediante una actualización de los datos hoy día disponibles. El trabajo incluye una aproximación al estudio del riesgo sísmico de la Depresión del Jiloca, así como su encuadramiento dentro del riesgo sísmico de la Península Ibérica.

Abstract.– *The present paper shows an introduction to the Jiloca river depression and dajacent areas seismic activity, ir firstly studies the main tectonis structures, active during recent geological periods (Pliocene - Quaternary) in this zone. The study shows how the Jiloca river makes use of a corridor of recent tectonic origin berween its source and the fown of Calamocha. The same episode that originated the Jiloca's tectonic depression caused the Munébrega, Daroca (or low Jiloca) and Gallocanta depressions as well.*

Next, the most recent seismic data registered in the area, the location of the earthquekes, their magnitude and time repetition patterns are analysed as well as the geographical

1. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz. 11510-Puerto Real, Cádiz.

2. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 - Zaragoza.

adaptation to recent activity tectonic structures by means of an adopting of nowadoys available data.

The paper includes an aporoach to the study of the Jiloca's depression seismic ask and its insertion into the Iberian Peninsula risk.

INTRODUCCIÓN

La litosfera terrestre, entendida como la capa más superficial de la Tierra, con un espesor de en torno a 100 km, es una zona sometida a esfuerzos tectónicos que la deforman, la fracturan y la transforman originando relieves y modificando la superficie de nuestro planeta. Dichos esfuerzos son hoy día interpretados bajo la llamada *teoría de la Tectónica de Placas*, según la cual la litosfera terrestre está compartimentada en un cierto número de placas, a modo de piezas de un puzzle, en movimiento unas con respecto a otras. Las fuerzas que originan dicho movimiento son diversas, aunque una causa importante parece ser la constante liberación de calor desde el interior de la Tierra hacia la superficie, liberación que se realiza a favor de las llamadas "corrientes de convección", capaces de motivar el movimiento de dichas placas. Algunos de los grandes continentes actuales (Africa, América del Norte, América del Sur, Europa, Australia) coinciden a grandes rasgos con estas grandes placas; sin embargo, otras ocupan tanto zonas continentales como oceánicas (Fig. 1).

Los límites entre estas placas soportan esfuerzos y tensiones enormes. Esta tensión se libera muchas veces a saltos, a "golpes", mediante movimientos bruscos que tienden a restablecer un equilibrio momentáneo entre las placas. Cada uno de estos movimientos bruscos se manifiesta en la superficie como un temblor de tierra, lo que conocemos como terremoto. Por esta razón, las zonas con mayor sismicidad en el mundo se concentran precisamente en los bordes de placa, puesto que es ahí donde se localizan las zonas sometidas a las principales tensiones que sufre la litosfera (Fig. 2). Fuera de estos límites de placas, el resto de la corteza terrestre suele ser bastante estable, sin apenas temblores importantes.

La Península Ibérica coincide con el límite entre dos placas: la placa europea y la placa africana. Este límite es confuso, constituído por un conjunto complejo de fallas y de fracturas que disipan todo el esfuerzo que actúa en dicho contacto (Fig. 3). En España, esta zona límite coincide aproximadamente con las Cordilleras Béticas, de tal manera que es en las provincias de Málaga, Granada, Almería, Murcia y Alicante donde se registra el mayor número de terremotos de toda la Península. Salvo algunos casos históricos aislados, estos terremotos no son muy importantes, debido fundamentalmente al elevado número de fallas que, de alguna manera, "reparten" la tensión en forma de muchos temblores pequeños y no la concentran en pocos terremotos grandes.

Fuera de las Cordilleras Béticas la sismicidad de nuestro país es moderada o baja, sólo limitada a las principales cordilleras que surcan nuestro territorio (Fig. 4). Así, los Pirineos coinciden con una antigua sutura entre la gran placa europea y la Península Ibérica, que de por sí podría considerarse como una microplaca adosada a Europa. En esa sutura, en la Cordillera Pirenaica, se registran habitualmente peque-

ños terremotos que señalan una actividad residual de aproximación entre la placa europea y la placa ibérica.

La Cordillera Ibérica es una alineación montañosa que se generó durante el Terciario, hace unos 40 millones de años, debido a que esta zona correspondía con un sector debilitado (adelgazado) de la corteza terrestre y por tanto muy sensible a cualquier esfuerzo aplicado desde zonas circundantes. Estos esfuerzos circundantes parece ser que estuvieron ligados a la actividad tectónica de las Cordilleras Béticas y de los Pirineos en esa época. La transmisión lateral de estos esfuerzos dio lugar a la deformación de la corteza en esta zona y a la generación de la Cordillera Ibérica. Por tanto, esta cordillera no señala ningún límite entre placas, sino sólamente una zona de la corteza adelgazada y luego deformada, dentro de la microplaca ibérica (se trataría, pues, de una cordillera intraplaca). Por ello no puede considerarse a la Cordillera Ibérica como una zona sísmicamente activa, aunque sí que resgistra una cierta sismicidad de baja intensidad, relacionada fundamentalmente con las principales fallas que compartimentan dicho macizo montañoso.

Si queremos estudiar dónde se localizan los terremotos, a qué esfuerzos se asocian y qué causas tienen, conviene remontarse a un pasado geológico no muy lejano y estudiar cuál ha sido la evolución "reciente" de las fallas y de las deformaciones. Esto permitirá comprender mejor la situación actual, de cara a poder prever la localización de terremotos futuros. El estudio de las deformaciones tectónicas recientes entra dentro del campo de la *"neotectónica"*. El intervalo temporal escogido para el estudio de estas deformaciones recientes varía según las zonas y en la Cordillera Ibérica diversos autores sitúan el comienzo de la época neotectónica en el final del periodo Plioceno, hace unos 4 millones de años.

En el presente trabajo expondremos algunas de las ideas más recientes sobre neotectónica y sismicidad del valle del Jiloca y zonas circundantes. Para ello analizaremos en primer lugar dónde se ubican y cómo son las deformaciones neotectónicas en el valle del Jiloca, sus causas y los momentos en los que se produjeron dichas deformaciones. A continuación pasaremos a analizar las características de los terremotos en general, para después hacer un repaso por los terremotos registrados en nuestra zona, su distribución, intensidad, relación con fallas neotectónicas, etc. Finalizaremos con algunos apuntes sobre la predicción y prevención de los movimientos sísmicos.

LA ESTRUCTURACIÓN TECTÓNICA DEL VALLE DEL JILOCA Y ZONAS ADYACENTES

El valle del Jiloca constituye una depresión generada por la actuación de fallas de hundimiento, es decir, lo que en geología se denomina "fosa tectónica". La fosa del Jiloca, o de Calamocha - Teruel, es una depresión tectónica más dentro del conjunto de fosas tectónicas recientes que se distribuyen por todo el sector central de la Cordillera Ibérica. Estas fosas están asociadas a fallas de dirección NW-SE, que es la dirección tectónica principal de la Cordillera. La mayoría de las fosas son asimétricas, con un borde oriental activo, responsable del hundimiento, y un borde occidental pasivo, con leves deformaciones y basculamientos. Las principales fosas recientes

de este sector de la cordillera son las de Munébrega (al SW de Calatayud), Daroca, Gallocanta y Calamocha - Teruel, y se generaron a finales del Plioceno, debido a una fase tectónica que produjo un estiramiento E-W y el hundimiento de todas estas depresiones.

El trazado de todas estas fosas está controlado por la dirección de las fallas principales que produjeron su hundimiento, por lo que domina una orientación en dirección NW-SE. No obstante, la fosa del Jiloca o de Calamocha - Teruel presenta un trazado distinto, Norte-Sur, debido a la existencia de tres fallas principales de dirección ibérica que se relevan de Norte a Sur y que sirven de borde oriental a la fosa: Falla de Calamocha, Falla de Palomera y Falla de Concud-Caudé. La localización y geometría de todas estas fosas aparece en la figura 5.

Previamente a la formación de todas estas fosas, durante el Plioceno inferior, el paisaje de la Cordillera Ibérica estaba caracterizado por extensas altiplanicies sobre las que resaltaban algunos relieves de moderada altitud. Esta planitud se debe a la lenta elaboración de la llamada Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña et al., 1984), formada a lo largo del Terciario superior como consecuencia de procesos de corrosión kárstica sobre los relieves calcáreos de la cordillera (Lozano, 1988; Gracia et al., 1988). La generación de las fosas durante la fase tectónica finipliocena supuso una reestructuración del relieve, ya que se formaron depresiones y posiblemente se acentuó el relieve de algunas de las sierras que las rodeaban. Después de su generación, estas depresiones se han ido rellenando de sedimentos durante el Cuaternario, cuya génesis se relaciona con procesos fluviales (terrazas del río Jiloca, glacis y conos de deyección, etc.) o lacustres (Laguna de Gallocanta), según los casos. No obstante, algunos de estos depósitos más recientes muestran también señales de deformación, lo cual nos hablaría de una tectónica mucho más reciente, intracuaternaria, cuya persistencia actual podría ser la responsable de la sismicidad que hoy día registra la zona. En los siguientes epígrafes daremos un repaso a las principales fosas tectónicas recientes de la zona, su geometría, su relleno sedimentario y sus deformaciones tectónicas cuaternarias.

LA FOSA TECTÓNICA DE CALAMOCHA - TERUEL

Es con mucho la más grande de las fosas tectónicas de este sector de la Cordillera. Mide casi 70 km de longitud por unos 10 km de anchura media. Los materiales más antiguos que rellenan esta depresión corresponden a una unidad detrítica roja ("Rojo 3" de Hernández et al., 1983b), bastante arcillosa y de edad Plioceno superior, que designaremos en este trabajo como "Unidad Roja Pliocena" (GRACIA, 1990). Aparece al Oeste de Monreal del Campo, al Sur de Cella y al pie de la Falla de Palomera, existiendo otros afloramientos en Calamocha y al SE de Santa Eulalia. El carácter discontinuo y la escasa potencia de esta unidad indican que durante su depósito la fosa no estaba conformada como tal, estando dicha unidad restringida generalmente a las proximidades de algunas de las grandes fallas. Dado que suele descansar directamente sobre materiales mesozoicos arrasados por la Superficie de Erosión Fundamental, podemos deducir una etapa tectónica distensiva que hunde dicha superficie en algunos puntos, provocando el depósito discontinuo de esta uni-

dad. Esta etapa distensiva tendría por tanto una edad tránsito Plioceno inferior - superior.

Posteriormente, se produce el hundimiento general de la fosa, dando lugar al desarrollo de amplios abanicos aluviales en el tránsito Plioceno - Cuaternario (por correlación con la Formación La Puebla de Valverde, datada por Adrover, 1975). Estos abanicos, que ocupan todo el fondo de la depresión, están formados por gravas, arenas y costras calizas, fosilizando en discordancia angular a la Unidad Roja Pliocena. Con ello deducimos otra fase tectónica distensiva, de edad Plioceno terminal.

Tras la captura de la fosa por la red de drenaje externa, se instala el río Jiloca aprovechando la depresión topográfica y drenándola hacia el Norte. Durante el Cuaternario dicho río se encaja en el relleno de la fosa, depositando sedimentos fluviales a lo largo del eje central de la fosa. Dichos depósitos forman terrazas fluviales escalonadas y encajadas en los abanicos pliocuaternarios aguas abajo de Monreal del Campo. Una de las terrazas, datada como de edad Pleistoceno medio mediante U/Th, tiene un carácter travertínico semiendorreico y un gran desarrollo (hasta 25 m de espesor) por debajo del actual cauce del río, tal y como se deduce de los registros de diversos sondeos realizados en la zona. Esto nos habla de procesos de hundimiento tectónico intracuaternario para el sector septentrional de la fosa; la posible falla responsable de este hundimiento tendría una dirección en torno a Norte-Sur, coincidiendo aproximadamente con el actual trazado del río Jiloca entre Calamocha y Monreal del Campo (Gracia y Cuchi, 1990).

Observando en el campo los accidentes mayores que limitan la fosa por el Este, podemos deducir diversos rejuegos recientes. Así, la Falla de Calamocha, al Este de la localidad del mismo nombre, pone en contacto unas calizas pliocenas (datadas por Moissenet, 1980) con una unidad detrítica de edad Mioceno inferior. Ambas unidades pertenecen a la Depresión Terciaria de Calatayud-Montalbán. Aquí la Fosa del Jiloca se encaja en dicha Depresión. En este mismo sector puede observarse la Falla de Calamocha afectando a la Unidad Roja Pliocena (Fig. 6A). También existe un afloramiento en el que se aprecia cómo la falla pone en contacto un cono de deyección pleistoceno del borde de la fosa con la citada unidad detrítica miocena (Fig. 6B). Esta actividad intracuaternaria de la Falla de Calamocha fue ya puesta de manifiesto por Simón (1983) y por Colomer (1987).

Unos kilómetros al SE, una trinchera de la carretera comarcal de Caminreal a Montalbán permite observar otra de las fallas limitantes de la fosa por el Este, esta vez de dirección NE-SW; se trata de la Falla de Bañón (Fig. 7 y foto 1), que pone en contacto un cono pleistoceno con la unidad detrítica del Mioceno inferior. En superficie esta falla coincide con un escarpe muy continuo de apenas 50 cm de altura; cabe la duda de que el origen de este escarpe sea antrópico, aunque en el corte mencionado el recubrimiento edáfico también parece estar desnivelado por la falla (Fig. 7). Así, esta fractura habría tenido una actividad muy reciente, probablemente histórica.

Al pie de la Falla de Palomera puede observarse cómo la Unidad Roja Pliocena se encuentra basculada (Fig. 8). Más al Sur, uno de los abanicos pliocuaternarios que la fosilizan se encuentra a su vez afectado por varias fallas normales (Fig. 9), paralelas al accidente de Palomera, y por otra falla perpendicular a éste y con aparente

juego inverso. Muy cerca de este afloramiento, dentro ya de la Sierra de Palomera, Burillo et al. (1985) describen varias fallas que afectan a coluviones recientes que ellos mismos datan con restos de cerámica, obteniendo una edad de 1.200 a 500 años a.C. Deducimos así que la Falla de Palomera ha tenido un rejuego en el Plioceno terminal (Fase Iberomanchega II) y otro durante el Cuaternario (post-abanicos pliocuaternarios), existiendo rejuegos de fallas secundarias en épocas hitóricas.

Entre la Falla de Palomera y la de Concud-Caudé existe una zona en la que el borde de la fosa no está limitado por ningún accidente concreto con expresión morfológica. En esta zona (SE de Santa Eulalia, cercanías de Villarquemado) aparecen unas calizas pliocenas pertenecientes a la vecina Depresión terciaria de Alfambra-Teruel, deformadas y fosilizadas por los abanicos pliocuaternarios; tal disposición se repite en varios puntos de este sector (Simón, 1983).

Finalmente, la Falla de Concud-Caudé aparece también afectando a unos depósitos aluviales de posible edad Pleistoceno. Esto se observa en una antigua trinchera de ferrocarril en las proximidades de Teruel, donde los depósitos detríticos chocan contra la serie carbonatada neógena de la Depresión de Alfambra - Teruel y contra el Mesozoico (Fig. 10). Esta falla presenta en superficie rasgos morfológicos que delatan el carácter muy reciente de sus últimos movimientos (Moissenet, 1983).

En el borde occidental de la fosa no existen grandes fallas, aunque sí pequeños accidentes que van limitando la extensión de los abanicos pliocuaternarios. Al Oeste de Calamocha estos abanicos aparecen deformados por dos fallas normales de dirección NW-SE (Fig. 11), con saltos de falla de unos 10 m. Es muy común, además, encontrar pequeñas fracturas en estos abanicos a lo largo de toda la fosa (Fig. 6A); se trata normalmente de grietas de extensión rellenas de costras carbonatadas pulverulentas (Alfaro, 1987), o simplemente de fracturas limpias fosilizadas por pequeños depósitos aluviales muy recientes (Simón, 1983).

Al Oeste de Villafranca del Campo una falla de dirección E-W hunde un pequeño sector que pasa a formar parte de la fosa, a modo de prolongación lateral. Se encuentra también relleno por un potente depósito detrítico y carbonatado correspondiente a un abanico pliocuaternario (Gracia et al., 1987), que aparece afectado por una falla normal de dirección E-W y de unos 5 m de salto (Fig. 12); el corte de la carretera de Villar del Salz a Villafranca del Campo permite observar varias fracturas extensionales secundarias paralelas al accidente principal.

Existen también algunas deformaciones recientes en el interior de la fosa, no asociadas a las fallas mayores citadas. Así, al SW de Cella, en unos depósitos detríticos pliocenos (fosilizados por abanicos pliocuaternarios), pueden observarse varias fallas normales de dirección NE-SW y pequeño salto, así como numerosos cantos estriados. Fuera de la fosa propiamente dicha, existen pequeños accidentes de actividad reciente asociados a ella. Un ejemplo lo constituyen los valles tectónicos de Rubielos de la Cérida y la conocida falla del mismo nombre (Fig. 13 y foto 2), cuyo último movimiento es probablemente histórico (Capote et al., 1981). Todas estas fallas presentan direcciones en torno a N-S, con saltos métricos. Otro ejemplo lo constituye la pequeña depresión del Barrio Minero de Ojos Negros, cerca de las minas de hierro de Sierra Menera; limitada al SW por una falla muy continua, se encuentra rellena por

conos pleistocenos (Fig. 5). En su interior se reconocen coluviones encostrados con buzamientos anómalos, probablemente relacionados con una posible actividad holocena de la Falla de Sierra Menera.

LA FOSA TECTÓNICA DE DAROCA

La fosa de Daroca se extiende desde Murero hasta Luco de Jiloca, presentando una dirección NW-SE. Tiene unos 24 km de longitud por unos 4-5 km de anchura (Fig. 15). Estrictamente se trata de una semifosa, con una gran falla que la limita por su borde nororiental; el borde suroccidental es mucho más irregular y no está limitado por accidentes importantes, aunque pueden diferenciarse fallas de posible actividad reciente, pero que afectan exclusivamente a materiales muy antiguos, paleozoicos. El relleno de la fosa está constituído por una unidad detrítica roja ("Unidad Detrítica de Daroca", Gracia, 1990), fosilizada en su borde SW por glacis cuaternarios. La unidad detrítica, al igual que toda la fosa, se encuentra encajada en la Depresión Terciaria de Calatayud-Montalbán. Puesto que el techo de la serie terciaria de Calatayud tiene una edad Plioceno inferior (Adrover et al., 1982), la edad de la fosa es al menos tránsito Plioceno inferior-superior. Quizá la Unidad Detrítica de Daroca pueda incluir en la base términos equivalentes a la colmatación de la Depresión de Calatayud, por lo que supondremos para ella una edad Plioceno s.l., sin más datos, tal y como hacen otros autores (Hernández et al., 1983a; Colomer, 1987).

Al igual que sucedía en la Fosa del Jiloca, la Unidad Detrítica de Daroca se encuentra fosilizada por glacis y abanicos pliocuaternarios y cuaternarios. Los primeros son de pequeña extensión y están restringidos al borde NE de la fosa. Los abanicos pliocuaternarios sobrepasan los límites marcados por la Unidad Detrítica de Daroca, llegando casi a enlazar con sus equivalentes de la Fosa del Jiloca, cerca ya de Calamocha. El aspecto de estos abanicos es del todo similar en ambas fosas: depósitos de gravas cuarcíticas y calcáreas, fuertemente encostradas por un cemento carbonático que les da una coloración grisácea característica.

En varios puntos a lo largo de la fosa se observa cómo la Unidad Detrítica de Daroca está fallada contra el Paleozoico del borde NE (foto 3). Las fallas tienen siempre dirección NW-SE y se continúan en relevo formando la gran Falla de Daroca. Dicha falla presenta localmente facetas triangulares y una orla de conos de deyección muy desarrollados, así como otros indicios morfológicos que señalan una muy probable actividad durante el Cuaternario En algunos puntos puede observarse cómo esta falla es fosilizada por abanicos pliocuaternarios; no obstante, superpuestas a estos abanicos existen pequeñas grietas de extensión (Fig. 14) y otras veces se aprecian leves basculamientos a contrapendiente.

Al pie de la Falla de Daroca aparecen numerosos conos de deyección a la salida de los principales barrancos afluentes al río Jiloca en este sector (foto 4). En los sectores en los que la Falla de Daroca deforma a glacis pliocuaternarios, los conos de deyección desarrollados a su pie son "demasiado grandes" con respecto al tamaño de las cuencas que drenan; esto se deduce de un simple análisis morfométrico. Dado que los materiales aflorantes en las cuencas, la pendiente media de los cauces, etc. son similares en unas cuencas y otras, la variación selectiva del tamaño de los conos

podría estar condicionada por un rejuego reciente de la Falla de Daroca en determinados sectores, especialmente en el tramo Báguena-Burbáguena (Gracia, 1992). Precisamente aquí la Falla de Daroca muestra escarpes muy nítidos y apenas degradados. Por otra parte, los glacis cuaternarios del borde suroccidental de la fosa están afectados por algunas fallas normales de salto métrico, paralelas al accidente principal y que originan cambios bruscos en la red de drenaje, escarpes muy continuos, etc.

En el borde NE se observan también anomalías en la red fluvial cuando ésta atraviesa la Falla de Daroca. En algunas ocasiones la red fluvial muestra un cambio al traspasar una de estas fallas de posible actuación reciente. Estrechamientos bruscos del valle, incisiones muy rápidas (o incluso pequeños saltos de agua), codos y giros bruscos en el trazado, etc., son las anomalías fluviales más comunes. Al SE de Daroca algunas de las fallas NW-SE que afectan al Mioceno detrítico llevan asociadas este tipo de anomalías. En todos estos casos las litologías a un lado y otro de las fallas no presentan un contraste suficiente como para poder explicar por sí solas estas anomalías; de hecho, otras fallas antiguas presentan grandes contrastes litológicos en los que la red fluvial acentúa la erosión diferencial pero sin llegar a describir este tipo de formas especiales.

En resumen, podemos distinguir, como en la Fosa del Jiloca, tres fases tectónicas bien diferenciadas: a) Iberomanchega I (tránsito Plioceno inferior - superior), que da origen a la fosa; b) Iberomanchega II (Plioceno terminal), que deforma a la Unidad Detrítica de Daroca y que da origen a los abanicos pliocuaternarios; c) pulsaciones cuaternarias (supuestamente intrapleistocenas), que provocan leves basculamientos y algunas fallas de pequeño salto, así como grietas de extensión.

LA FOSA TECTÓNICA DE MUNÉBREGA

Esta depresión tectónica, de dirección ibérica (NW-SE), se localiza al Sur de Ateca y se encuentra encajada en el relleno de la Depresión Terciaria de Calatayud - Montalbán. Su longitud es de unos 16 km y su anchura no supera los 3 km. Se trata de una semifosa cuyo borde oriental actúa como margen activo, estando formado por bloque elevado de conglomerados miocenos. Esta fosa debió de generarse a la vez que las fosas del Jiloca y de Daroca y se encuentra rellena por materiales detríticos pliocuaternarios y cuaternarios de al menos 30 m de potencia, formando glacis y conos de deyección, con una zona central escasamente drenada (Fig. 16).

La captura de esta semifosa por el Barranco de la Rambla del Molino debió de ser más reciente que la de la Semifosa del Jiloca. Este barranco no presenta niveles encajados en el relleno endorreico y lo disecta hasta tan sólo 3 km del punto de captura, donde se reconoce un cambio brusco de pendiente en su perfil longitudinal. Aguas arriba de este punto la disección es prácticamente inexistente y predominan los procesos de agradación (Gutierrez, 1994). Asociados a la falla responsable del hundimiento de esta fosa se observan claras deformaciones y rasgos morfológicos que evidencian la actividad reciente de dicha falla. Al Norte, en la margen derecha del Jalón, esta falla se prolonga más allá del límite de la depresión tectónica, escalonando unos 2 m un nivel de glacis y terraza situado a 40 m sobre el río Jalón. Por otra

parte, ligadas a la falla existen facetas triangulares muy patentes y conos de deyección muy activos en el sector meridional de la depresión.

LA FOSA TECTÓNICA DE GALLOCANTA

La Fosa de Gallocanta, de dirección NW-SE, está conectada con la del Jiloca por un estrecho pasillo al Oeste de Calamocha (se puede apreciar a lo largo de la carretera Caminreal - Torralba de los Sisones). Se trata nuevamente de una fosa muy asimétrica, con el borde nororiental mucho más neto que el suroccidental (Fig. 17). Mide unos 26 km de longitud máxima por 5 km de anchura máxima. Aunque en ella existen pequeños y localizados afloramientos neógenos, su edad de formación se sitúa en el Plioceno terminal, ya que se encaja en la Unidad Roja Pliocena (ampliamente desarrollada en este sector). Está rellenada por abanicos pliocuaternarios y cuaternarios y por los sedimentos lacustres detríticos de la Laguna de Gallocanta. Se trata, por tanto, de una típica depresión lacustre ligada a un hundimiento tectónico. Los abanicos arrancan siempre del borde NE, limitado por la Falla de Valdelacasa; dicha falla produce un escarpe muy nítido y continuo, aunque el plano en sí se encuentra fosilizado por los abanicos cuaternarios.

El carácter endorreico de la depresión ha inhibido la incisión fluvial de los depósitos recientes acumulados en su interior, de forma que no existen afloramientos que permitan observar accidentes tectónicos intracuaternarios. No obstante, en el sector suroriental de la depresión (entorno de La Lagunica, entre Tornos y Bello) se han detectado direcciones de drenaje subterráneo muy rectilíneas (Fenero, 1988), así como cambios bruscos de espesor del relleno lacustre, deducidos a partir de los sondeos realizados en la zona. Todo ello parece indicar que, al menos en el sector SE de la fosa, ha debido de producirse una cierta actividad tectónica intracuaternaria que ha generado estructuras hoy fosilizadas por sedimentos lacustres más recientes.

EVOLUCIÓN TECTÓNICA RECIENTE DE LA FOSA DEL JILOCA Y FOSAS ADYACENTES

Como resumen, la evolución neotectónica de este sector se iniciaría en el tránsito Mioceno superior - Plioceno, donde tienen lugar pequeñas deformaciones y discordancias progresivas afectando a los sedimentos finimiocenos de algunas cuencas terciarias. En el inicio del Plioceno superior se produce la deformación de los últimos niveles calcáreos de colmatación de las cuencas terciarias, así como los primeros hundimientos en la Fosa del Jiloca (Fig. 18). Seguramente esta etapa debió de ser la responsable de la generación de la fosa de Daroca. También debió de provocar la activación de la Falla de Valdelacasa, en la Fosa de Gallocanta, así como la Falla de Sierra Menera. El resultado fue la acumulación de la Unidad Roja Pliocena, presente también en la Fosa de Daroca (Unidad Detrítica de Daroca).

En el Plioceno terminal se produjo la deformación de todos los sedimentos anteriores y el hundimiento de las fosas de Jiloca, Daroca, Munébrega y Gallocanta, provocando la acumulación general de abanicos pliocuaternarios al pie de las fallas mayores (Fig. 18). Esta etapa supuso la individualización de todas las fosas citadas y

en este sentido puede considerarse como el episodio tectónico morfogenético principal de la Cordillera Ibérica central, que provoca saltos verticales de falla de hasta 200 m (Hernández et al., 1983b). Aunque sólo tenemos evidencias claras de movimiento en algunas fallas y dada la gran proliferación de abanicos pliocuaternarios en todas las depresiones, puede suponerse que la inmensa mayoría de los accidentes involucrados en los dos episodios anteriores volvieron a rejugar en esta etapa.

Durante el Cuaternario inferior (Pleistoceno) se producen algunos movimientos que dan lugar a la fracturación de los abanicos pliocuaternarios. A excepción de algunas fallas con rejuego manifiesto durante esta etapa, lo más común es la creación de fracturas extensionales sin salto. Estos movimientos originan estructuras de dirección muy variada (NW-SE, NE-SW, E-W), dentro de un régimen distensivo de carácter radial. Localmente se crean pequeñas áreas endorreicas o semiendorreicas sobre dichos abanicos al pie de fallas reactivadas durante esta fase. Finalmente, los movimientos holocenos e históricos provocan la reactivación de algunas de las fallas mayores, así como la generación de fracturas sin salto, siendo más frecuente el primer caso; todas ellas presentan direcciones muy variables. Al igual que sucedía en etapas anteriores, las fallas cartográficas cuyo movimiento es manifiesto suelen ser las estructuras mayores que limitan la Fosa del Jiloca por el Este. Lógicamente, no descartamos posibles movimientos de carácter débil en alguno de los accidentes generados durante etapas anteriores.

Como vemos, el número de estructuras con evidencias de actividad decrece progresivamente con el tiempo, de modo que las áreas en las que se constata una deformación más continuada corresponden a la totalidad de la Fosa del Jiloca durante el Pleistoceno y en particular su borde oriental (sectores de Calamocha - Monreal y Teruel) durante el Holoceno.

GÉNESIS, CARACTERÍSTICAS Y MEDICIÓN DE LOS TERREMOTOS

Un terremoto se produce cuando se libera de manera brusca la energía mecánica acumulada en el terreno. Aunque puede haber otras causas (erupciones volcánicas, deslizamientos de tierras, explosiones de carácter militar, etc.), la principal causa de esta liberación brusca de energía suele ser la acumulación de esfuerzos de origen tectónico, ligados a la actividad de las placas. El empuje que dichas placas ejercen sobre el terreno supone un aumento progresivo de la tensión que sufren las rocas en la zona de contacto entre las placas, de modo que llega un momento en que la resistencia mecánica de las rocas no puede soportar más dichos esfuerzos y éstas rompen, liberando súbitamente toda la energía acumulada. Este mecanismo, conocido como *"modelo del rebote elástico"* (Reid, 1910), explica la generación de terremotos asociados al movimiento brusco de fallas y supone una propagación de ondas sísmicas de forma radial a partir del foco o hipocentro del terremoto. Este foco puede situarse a muchos kilómetros de profundidad, aunque a menudo los terremotos más destructivos suelen tener focos cercanos a la superficie del terreno. En la superficie puede localizarse el denominado*"epicentro"* del terremoto, que es la posición en superficie del punto de mayor intensidad del temblor, nomalmente situado en la vertical del hipocentro.

Los temblores suelen durar unos segundos, rara vez se supera el minuto. Durante este periodo el terreno es surcado por ondas mecánicas procedentes del foco del terremoto. Estas ondas son de diversos tipos, y provocan la deformación del terreno y su temblor según varias direcciones. Dichas ondas se propagan a gran velocidad, pero la efectividad de esta propagación depende de muchos factores tales como el tipo de roca que atraviesan, la proximidad o lejanía al foco, la existencia o no de fallas y en general la densidad de fracturación del territorio por el que viajan. Así, las rocas duras y resistentes transmiten rápidamente las ondas sísmicas, mientras que las arenas, arcillas y yesos amortiguan su paso. De este modo, alrededor del área de mayor intensidad de un terremoto podemos encontrar zonas donde el seísmo se siente de forma muy diferente, aunque se encuentren a igual distancia del epicentro.

Una forma de evaluar cómo es la amortiguación del temblor alrededor del epicentro consiste en la elaboración de *"mapas de isosistas"*; son mapas en los que se representan líneas que unen puntos donde la intensidad del terremoto se ha sentido por igual. Se dibujan así curvas más o menos concéntricas de igual intensidad, con valor cada vez menor conforme nos alejamos del epicentro, debido a la progresiva amortiguación del temblor con la distancia. Se observa muchas veces que estas curvas no son circulares alrededor del epicentro, sino que muestran distorsiones e irregularidades que señalan afloramientos de rocas donde las ondas sísmicas viajan rápidamente, o bien fallas oblicuas que desvían la propagación de las ondas, o bien áreas sedimentarias que disipan el efecto del temblor, etc.

Es importante medir el tamaño de un terremoto, de cara a establecer comparaciones entre seísmos, cálculos de probabilidad, etc. En este sentido el tamaño de un terremoto puede medirse desde dos puntos de vista. En primer lugar, cabe describir los daños que produce el temblor y cómo éste es sentido por la población. Estas características definen lo que se conoce como *Intensidad* del terremoto, y su evaluación se realiza mediante encuestas a la población después de producido el temblor. En 1902 el sismólogo y vulcanólogo italiano Mercalli ideó una escala para medir la intensidad de los terremotos. Esta escala ha sido modificada posteriormente por otros autores, aunque se han mantenido los criterios generales que la definen. Consta de doce valores, enunciados mediante números romanos, y la descripción de sus efectos es la siguiente:

ESCALA DE MERCALLI MODIFICADA ABREVIADA (VERSIÓN DE 1956; BOLT, 1981):

I No sentido.

II Sentido por personas en posición de descanso, en pisos altos o situación favorable.

III Sentido en el interior. Objetos suspendidos oscilan. Vibraciones como si pasara un camión ligero. Duración apreciable. Puede no ser reconocido como un terremoto.

IV Objetos suspendidos oscilan. Vibraciones como al paso de un camión pesado o sensación de sacudida como de un balón pesado golpeando las paredes. Automóviles parados se balancean. Ventanas, platos, puertas vibran.

Los cristales tintinean. Los cacharros de barro se mueven. En el rango alto de IV, los tabiques y armazones de madera crujen.

V Sentido al aire libre; se aprecia la dirección. Los que están durmiendo se despiertan. Los líquidos se agitan, algunos se derraman. Objetos pequeños inestables desplazados o volcados. Las puertas se balancean, se cierran, se abren. Contraventanas y cuadros se mueven. Los péndulos de los relojes se paran, cambian de periodo, etc.

VI Sentido por todos. Muchos se asustan y salen al exterior. La gente anda inestablemente. Ventanas, platos y objetos de vidrio se rompen. Adornos, libros, etc. se caen de las estanterías. Los cuadros se caen. Los muebles se mueven o vuelcan. Los revestimientos débiles y las construcciones de adobe se agrietan. Las campanas pequeñas suenan (iglesias, colegios). Arboles y arbustos sacudidos visiblemente.

VII Difícil mantenerse en pie. Sentido por los conductores. Objetos suspendidos tiemblan. Muebles rotos.

El daño a edificios de adobe incluye grietas. Las chimeneas débiles se rompen a ras del tejado. Caída de cielos rasos, ladrillos sueltos, piedras, tejas, cornisas, también antepechos no asegurados y ornamentos de arquitectura. Algunas grietas en edificios de cemento. Olas en estanques, agua enturbiada con barro. Pequeños corrimientos y hundimientos en arena o montones de grava. Campanas grandes suenan. Canales de cemento para regadío dañados.

VIII Conducción de coches afectada. Daños en edificios de cemento; colapso parcial. Algún daño a construcciones de hormigón armado; nada en edificios de acero. Caída de estuco y algunas paredes de mampostería. Giro, caída de chimeneas, rimeros de fábricas, monumentos, torres, depósitos elevados. La estructura de las casas se mueve sobre los cimientos si no está sujeta; trozos de pared sueltos, arrancados. Ramas de árboles rotas. Cambios en el caudal o temperatura de fuentes y pozos. Grietas en suelo húmedo y pendientes fuertes.

IX Pánico general. Construcciones de adobe destruídas; edificios de cemento seriamente dañados, algunas veces con colapso total; edificios de hormigón armado con daños importantes. Daño general en los cimientos. Armazones arruinados. Daños serios en embalses. Tuberías subterráneas rotas. Amplias grietas en el suelo. En áreas de aluvial eyección de arena y barro, aparecen fuentes y cráteres de arena.

X La mayoría de las construcciones y estructuras de armazón destruídas con sus cimientos. Algunos edificios bien construídos en madera y puentes, destruídos. Daños serios en presas, diques y terraplenes. Grandes corrimientos de tierras. el agua rebasa las orillas de canales, ríos, lagos, etc. Arena y barro desplazados horizontalmente en playas y tierras llanas. Carriles torcidos.

XI Carriles muy retorcidos. Tuberías subterráneas completamente fuera de servicio.

XII Daño prácticamente total. Grandes masas de rocas desplazadas. Visuales y líneas de nivel deformadas. Objetos proyectados al aire.

Obviamente, esta escala está basada en apreciaciones y observaciones subjetivas de las personas que sintieron el terremoto, por lo que no es una medida científica rigurosa del tamaño del seísmo. No obstante, a veces es la única referencia disponible y se trata, al fín y al cabo, de una estimación de los daños que pueden causar los terremotos. Por otro lado, habitualmente es la única información con la que poder elaborar mapas de isosistas.

El otro método consiste en medir las deformaciones que causa un terremoto mediante un aparato normalizado, sin que intervenga la subjetividad del observador. Para ello se utilizan unos equipos llamados *sismógrafos*, que registran en un rollo de papel continuo las oscilaciones de un peso que se encuentra suspendido de un marco apoyado en el suelo. El peso, por tanto, es relativamente independiente del movimiento del marco (Fig. 19). Cuando el marco se mueve por las ondas de un terremoto, la inercia del peso hace que éste quede en reposo con respecto al movimiento del marco de forma que este movimiento relativo es registrado con una pluma en papel enrollado en un tambor que gira (hoy día el movimiento se registra en cinta magnética).

Las oscilaciones quedan representadas en una hoja en forma de pulsos alternantes, que varían con el tiempo. Estos registros, denominados *sismogramas*, permiten diferenciar los diversos tipos de ondas sísmicas que produce el terremoto (Fig. 19). De su análisis pueden obtenerse datos tan valiosos como la duración exacta del terremoto, o la profundidad aproximada del hipocentro. Del análisis de las ondas registradas en un sismograma se puede deducir la distancia focal del terremoto, por lo que alrededor de un sismógrafo puede trazarse un círculo cuyo diámetro represente dicha distancia. A través de los registros de al menos tres sismógrafos puede llegar a localizarse con bastante precisión el foco (o mejor el epicentro) del terremoto.

Finalmente, del análisis de los diferentes tipos de ondas registradas y de su amplitud, puede calcularse un parámetro adimensional que caracteriza objetivamente el tamaño del terremoto. Es lo que se conoce como *magnitud* del seísmo. Este método fue ideado originalmente por Charles Richter en 1935 en California y la escala utilizada, que lleva su nombre, consta de 9 grados, aunque hasta la actualidad no se ha registrado ningún terremoto que haya alcanzado la magnitud de 9. Hay que tener en cuenta que se trata de una escala logarítmica, lo que significa que cada grado representa una liberación de energía 10 veces superior a la del grado anterior; así, un terremoto de grado 4 supondría una liberación energética 10 veces superior a un terremoto de grado 3.

Existe una cierta equivalencia entre la magnitud de un terremoto y su intensidad, lo cual es lógico: a mayor cantidad de energía liberada (representada por la magnitud), mayores destrozos causará (medidos por la intensidad). No obstante, aunque existen intentos de correlacionar ambas variables para zonas amplias (Fig. 20), las características particulares de cada zona, las rocas que constituyen el sustrato geológico, la existencia o no de fallas y su densidad, etc., hacen que esta equivalencia no siempre sea general, y que sea necesario recurrir a estudios locales o regionales

para verificar que efectivamente esta equivalencia existe, y en qué medida. Este tipo de estudios es interesante, ya que la medida de la magnitud, representada por valores numéricos, puede ser analizada estadísticamente y permite hacer estudios de predicción. Sin embargo, el desarrollo de estaciones sismológicas que midan este parámetro es bastante reciente (en España se generalizó a partir de los años 60), por lo que existen numerosos registros sísmicos de este siglo de los cuales tan sólo se dispone del dato de la intensidad.

SISMICIDAD DE LA FOSA DEL JILOCA Y FOSAS ADYACENTES

Para el presente estudio se han recopilado los terremotos registrados en la zona, a partir de los catálogos de Mezcua y Martínez (1983) y los publicados en el Boletín Provisional de Sismos Próximos (Instituto Geográfico Nacional, años 1981 - 1992). En la siguiente tabla aparece el listado de todos estos terremotos, señalándose el término municipal en el que se registró el epicentro, la fecha. las coordenadas del epicentro (longitud y latitud), la profunidad del hipocentro en kilómetros, la magnitud (escala Richter) y la Intensidad (escala Mercalli).

En la figura 18 aparece la localización de los epicentros de todos ellos, si bien hay que tener en cuenta el posible error de localización, mayor para los seísmos más antiguos. Por otra parte, para la inmensa mayoría de ellos se estima una profundidad hipocentral igual o menor de 5 kilómetros, por lo que en general podrían calificarse como seísmos superficiales, y por tanto puede suponerse una cierta relación con las estructuras tectónicas superficiales ya descritas anteriormente.

En este sentido puede observarse cómo al menos cinco epicentros se sitúan exactamente sobre la traza de las fallas que bordean las fosas de Daroca y de Jiloca por el Este. Asociados a la Fosa del Jiloca aparecen los epicentros de 9 terremotos, localizados preferentemente en los sectores medio y meridional. Cabe destacar el área Santa Eulalia - Torremocha - Villarquemado, donde se sitúan tres epicentros alineados en dirección N-S, coincidiendo con la dirección del borde occidental de la fosa, y que muy probablemente marquen la traza de una falla de esta dirección.

En lo que respecta a las restantes fosas, la relación no parece tan clara. La Fosa de Daroca presenta un temblor histórico localizado en la misma Falla de Daroca, aunque su antigüedad (año 1917) puede hacer dudar de la fiabilidad de su localización. Algo parecido sucede con dos seísmos situados al NW de la Fosa de Gallocanta (terremotos de Monterde, 1851, y de Cimballa, 1912). El resto de los temblores parece relacionarse con las fallas que limitan la Fosa de Gallocanta (Falla de Valdelacasa y Falla de Caldereros, aunque esta última, no comentada anteriormente, no muestra rasgos claros de actividad reciente y se sitúa ya bastante alejada del fondo de la citada fosa). A esta fosa se asociarían fundamentalmente los terremotos de Used (1953), Tornos (1972) y Blancas (1992).

El mayor terremoto de los registrados en este sector es el de Used (28/9/1953), cuyo epicentro se localizó entre Manchones y Torralba de los Frailes. Dicho temblor alcanzó una magnitud de 4,7 y una intensidad de VII, notándose en todo el valle medio y bajo del Jiloca con una intensidad mínima de III. Rey Pastor y Bonelli (1957)

Terremotos registrados en la fosa del Jiloca y sus alrededores

MUNICIPIO	FECHA	LONGITUD	LATITUD	PROFUN.	MAGNIT.	INTENS.
MONTERDE	10/7/1760	1/44 W	41/10 N	–	–	VI
TERUEL	6/11/1761	1/05 W	40/20 N	–	–	–
TRAMACASTILLA	3/10/1848	1/32 W	40/28 N	–	–	VI
CIMBALLA	15/4/1912	1/36 W	41/36 N	–	–	VII
DAROCA	11/9/1917	1/24 W	41/06 N	–	–	IV
ALFAMBRA	16/6/1927	1/24 W	41/06 N	–	–	V
MARANCHON	12/11/1931	2/13 W	41/03 N	–	3.9	V
CALATAYUD	4/2/1944	1/39 W	41/21 N	–	3.8	VI
ALBARRACIN	3/8/1951	1/38 W	40/28 N	–	3.4	V
USED	28/9/1953	1/35 W	41/08 N	–	4.7	VII
ALCALA DE LA SELVA	1/6/1954	0/43 W	40/22 N	–	3.2	III
TERUEL	8/12/1955	1/07 W	40/20 N	–	–	III
MONREAL DEL CAMPO	30/7/1967	1/14.1 W	40/49.3 N	5	2.4	–
CILLAS	8/9/1967	2/01.2 W	40/58.2 N	–	3.7	–
BUEÑA	14/9/1972	1/16.1 W	40/41.8 N	14	3.8	–
TORNOS	15/9/1972	1/26.3 W	40/55 N	5	3.7	–
HERRERA DE LOS NAVAR.	2/2/1980	1/08.1 W	41/12.2 N	5	2.9	–
VILLEL	17/9/1980	1/05.5 W	40/16.4 N	5	3.0	–
CILLAS	12/11/1980	1/49.9 W	41/00.3 N	5	3.1	–
CILLAS	5/3/1985	1/43.0 W	40/54.2 N	5	2.9	–
VILLARQUEMADO	1/1/1986	1/18.7 W	40/31.9 N	5	3.0	–
VILLARQUEMADO	16/5/1987	1/12.3 W	40/30.9 N	30	2.8	–
TERUEL	26/4/1988	1/11.7 W	40/21.8 N	5	3.0	–
SANTA EULALIA	27/6/1989	1/18.5 W	40/33.8 N	5	3.0	–
TORREMOCHA	5/7/1989	1/18.8 W	40/35.5 N	10	2.4	–
VISTABELLA	24/9/1989	1/09.2 W	41/12.2 N	5	3.0	–
HERRERA DE LOS NAVAR.	27/12/1990	1/07.9 W	41/11.4 N	–	2.7	–
GUADALAVIAR	21/2/1991	1/47.7 W	40/24.3 N	3	2.9	–
FRIAS DE ALBARRACIN	18/8/1991	1/38.2 W	40/18.1 N	–	2.7	–
BLANCAS	1/7/1992	1/29.4 W	40/50.7 N	2	3.2	–

FUENTE: Instituto Geográfico Nacional

elaboraron un mapa de isosistas para dicho temblor (Fig. 21), en el cual las curvas presentan una marcada elongación siguiendo las directrices neotectónicas de la Fosa de Daroca, con una atenuación menor según dicha depresión y en sentido NW. Como comentábamos anteriormente, el mapa de isosistas muestra el control de las fallas recientes sobre las direcciones preferentes de atenuación de las ondas sísmicas. En este caso, parece que el temblor se notó mucho más en el valle del Jiloca siguiendo la Fosa de Daroca que en las zonas montañosas circundantes.

Una forma de analizar equitativamente los datos de seísmos es reducir sus características a un mismo patrón de medida. Dado que de algunos de ellos poseemos únicamente datos de intensidad mientras que de otros sólo de magnitud, conviene en

primer lugar estimar las posibles equivalencias entre unos datos y otros, de cara a reducir todos los datos a un único patrón de medida. Para establecer esta correspondencia necesitamos un número suficiente de terremotos cercanos de los que se conozcan conjuntamente M e I.

Partiendo de la zonación sismotectónica de la Cordillera Ibérica elaborada por Alfaro et al. (1987), hemos tomado los datos referentes a la "Zona B.1, Fosas de Calatayud y Jiloca", definida por dichos autores, así como algunos otros seísmos muy próximos para los cuales se conocían datos tanto de intensidad como de magnitud. El resultado ha sido una "banda de regresión" (Fig. 22A), que nos ha servido para asignar a cada uno de los terremotos de la "época histórica" (anterior a 1960) un valor aproximado de magnitud equivalente.

Una vez traducidos los valores de I a valores de M, hemos dividido todos los terremotos registrados en tres grandes grupos: *terremotos destructivos*, con magnitud igual o superior a 4 (generalmente con intensidad igual o superior a VI); *terremotos moderados*, con magnitud entre 3 y 4 (generalmente con intensidades variables entre III y V); *terremotos pequeños*, con magnitud igual o inferior a 3 (y con intensidad igual o inferior a III). Posteriormente, y una vez traducidos los valores temporales (día, mes y año del temblor) a escala decimal, hemos calculado la frecuencia media de repetición de cada uno de estos conjuntos de terremotos. De esta manera hemos elaborado la gráfica de la fig. 22B en la que, a pesar de disponer únicamente de tres puntos, se observa una excelente regresión lineal entre la magnitud de los terremotos de las fosas y su distribución en el tiempo. La gráfica indica que, al parecer, la energía sísmica se libera en el área de forma continuada, de tal modo que los terremotos de menor magnitud se repiten con mayor frecuencia que los terremotos de gran magnitud. Relaciones similares han sido puestas de manifiesto por diversos autores en otros sectores de la Península Ibérica (Arenillas y Bisbal, 1985; Alfaro et al., 1987; Gracia et al., 1991).

Esta distribución temporal es lógica si pensamos que, siguiendo la teoría del rebote elástico, para que se produzca un gran terremoto es necesario que, o bien los esfuerzos de origen tectónico sean muy importantes (como sucede hoy día en California o Japón), o bien existan pocas fallas que concentren todas esas tensiones en forma de pocos terremotos muy destructivos. No es este el caso de la Fosa del Jiloca, donde existe una densidad apreciable de fallas y donde los esfuerzos tectónicos actuales no parecen ser muy importantes. De este modo la liberación de dichos esfuerzos se produce de manera progresiva, con una frecuencia media de uno a dos terremotos pequeños al año (magnitud igual o inferior a 3, intensidad inferior a III).

La cadencia de repetición de los terremotos registrados se aprecia también en la figura 23. Puede observarse una mayor proliferación de temblores para los últimos 10 años, lo cual no tiene por qué significar un aumento reciente de la actividad sísmica, sino más bien una mayor disponibilidad de estaciones sismológicas en el territorio español en los últimos años, lo cual se traduce en un mejor registro de los terremotos moderados y pequeños; estos terremotos de menor magnitud debieron de darse con la misma frecuencia a lo largo de todo el siglo, pero no existían aparatos que los registraran, y por tanto no aparecen en los catálogos sísmicos consultados.

Los terremotos moderados tienen una frecuencia o periodo de recurrencia de 5,35 años, mientras que los terremotos destructivos muestran una frecuencia de media de repetición de uno cada 64,4 años. Según esto puede pensarse que, dado que el último gran terremoto se produjo en Used en 1953, el próximo temblor destructivo vaya a darse en torno al año 2017. Se trata tan sólo de una aproximación estadística realizada a partir de pocos datos (únicamente cuatro terremotos), y por tanto no muy representativa (piénsese, por ejemplo, que entre el terremoto destructivo de Monterde de 1760 y el de Tramacastilla de 1848, transcurrieron más de 88 años). No obstante, es importante conocer el alcance máximo que podría llegar a tener un temblor destructivo en esta zona durante las próximas décadas, de cara al diseño de edificaciones y construcciones elevadas en los núcleos de población más importantes (Teruel, Calamocha, Monreal, Daroca, etc.). Además, los principales núcleos de población de la comarca y de sus alrededores se ubican encima de o cerca de fallas neotectónicas activas durante el Cuaternario, lo cual, como hemos visto, es un factor añadido de riesgo en esta zona.

PREDICCIÓN Y PREVENCIÓN DE TERREMOTOS

Como hemos visto, los terremotos se asocian al movimiento de fallas debido a la actuación de esfuerzos tectónicos regionales. Estos movimientos se inician en puntos concretos del subsuelo, coincidiendo muchas veces con zonas de debilidad. Dada la inaccesibilidad a la estructura tectónica del subsuelo, es muy difícil llegar a predecir qué falla se va a mover, cuándo y con qué intensidad. De ahí que la predicción de los terremotos sea un tema todavía no resuelto satisfactoriamente por los investigadores mundiales.

La *predicción a corto plazo* (horas o días) es muy compleja, aunque se han realizado avances importantes en este siglo. Al parecer existen algunos marcadores que señalan la inminencia de un temblor y que muchas veces han funcionado con éxito. Estos marcadores se refieren a cambios en diversos parámetros físicos del terreno, medibles mediante aparatos muy sofisticados: resistividad eléctrica del suelo, emisión de gas radón, cambios muy leves en la microtopografía del terreno, cambios sutiles en el "ruido sísmico de fondo" (observables sólo con sismógrafos muy sensibles), etc. Obviamente, se requiere una red de estaciones de medida densa y completa, lo cual, dada la sofisticación y encarecimiento de estos equipos, sólo puede llegar a desarrollarse en zonas con gran riesgo sísmico, densamente pobladas y económicamente pudientes.

No obstante, también hay que señalar que estos marcadores no siempre han funcionado y que las investigaciones realizadas hasta la fecha no han llegado a establecer un patrón único y fiable de anomalías premonitoras de terremotos. Por otro lado, en algunas ocasiones se han observado fenómenos naturales anómalos que han precedido a un terremoto destructivo y que han llegado a utilizarse como método de predicción: comportamientos anómalos de los animales de granja (perros, patos, caballos, aves, etc.), cambios rápidos y extraños en los niveles de los pozos, etc. Estos marcadores han llegado a funcionar con éxito en alguna ocasión, pero tampoco siempre ni en todas las zonas (Capote, 1988; Anguita, 1988).

Por su parte, la *predicción sísmica a medio y largo plazo* (años) debe partir de un análisis estadístico del "historial sísmico" de la zona, de manera parecida a la que hemos ofrecido en este trabajo. Obviamente, cuanto mayor número de registros tengamos, más fiabilidad tendremos en el análisis. No obstante, este tipo de estudios permiten realizar únicamente mapas de riesgo sísmico, en los que se representa la probabilidad de repetición de terremotos destructivos según las zonas.

El Instituto Geográfico Nacional y el Instituto Tecnológico GeoMinero de España han realizado aproximaciones de este tipo para nuestro país, llegando a elaborar mapas como los que aparecen en la figura 24. Estos mapas de peligrosidad permiten delimitar zonas en las cuales cabe esperar que se produzca con una cierta probabilidad un terremoto capaz de alcanzar una intensidad determinada. Con ello se establecen normas de construcción antisísmicas de tal manera que las edificaciones sean capaces que soportar las deformaciones ligadas a esos terremotos sin derrumbarse (García Yagüe, 1988).

Como puede apreciarse en la citada figura, el valle del Jiloca aparece como una zona con baja probabilidad de ocurrencia de terremotos destructivos para los próximos 50 años, y por tanto es catalogada como zona de prioridad baja, donde no es necesario tomar medidas antisísmicas. Se observa cómo las zonas más susceptibles de registrar terremotos destructivos a medio plazo se localizan a lo largo del litoral mediterráneo, especialmente en Andalucía (Málaga, Granada y Almería), Murcia y Alicante, así como en el País Vasco. Finalmente, otras zonas con prioridad moderada se localizan en Sierra Morena - Cordilleras Béticas, en el Pirineo y en la costa cantábrica.

CONCLUSIONES

En la Cordillera Ibérica central tienen lugar durante el Plioceno superior y Cuaternario una serie de movimientos tectónicos que dan como resultado la generación de una gran fosa de dirección N-S (Fosa del Jiloca) y otras fosas menores aledañas de dirección ibérica (NW-SE) asociadas a ella (fosas de Munébrega, Daroca y Gallocanta, fundamentalmente). Todas tienen un marcado carácter asimétrico, con un borde oriental bien definido por una o varias fallas importantes, y un borde occidental más difuso. Los movimientos tectónicos más recientes, holocenos e históricos, parecen limitados casi exclusivamente a las fallas mayores de los bordes de las fosas, sobre todo en la del Jiloca.

Por otro lado, existe una sismicidad histórica y actual asociada a dichas fallas, de intensidad más bien moderada a baja. Los mayores temblores (magnitud próxima a 4) se localizan en las fallas de Palomera (Fosa del Jiloca) y de Valdelacasa - Daroca (fosas de Gallocanta y Daroca), con un periodo de recurrencia superior a 60 años. Los terremotos de magnitud moderada y baja (inferior a 4), mucho más numerosos, se localizan en el interior de las fosas y su relación con las fallas recientes está menos clara, mostrando periodos de recurrencia pequeños (entre 1 y 5 años dependiendo de su magnitud). Actualmente parece que la energía sísmica generada por el estado de esfuerzos tectónicos imperante se libera de forma homogénea.

En resumen, podría apuntarse, al menos como hipótesis de trabajo, que la actividad tectónica de las grandes fallas que perfilaron las fosas de este sector de la Cordillera Ibérica ha ido disminuyendo a lo largo del Plioceno terminal - Holoceno, limitándose hoy día a los accidentes mayores que bordean las fosas, en forma de una sismicidad moderada a baja, que no requiere la toma de medidas antisísmicas de prevención.

BIBLIOGRAFÍA

ADROVER, R. (1975). Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa. En M.T. Alberdi y E. Aguirre (eds.): *Actas I Coloquio Intern. Bioestr. Cont. Neóg. sup. y Cuat. inferior*, Madrid, p. 31 - 48.

ADROVER, R.; FEIST, M.; HUGUENEY, M., MEIN, P. y MOISSENET, E. (1982). L'âge et al mise en relief de la formation détritique culminante de la Sierra Pelarda (province de Teruel, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 295, Sér. II, p. 231 - 236.

ALFARO, J.A. (1987). *Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de Albarracín (Teruel).* Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias, Univ. Zaragoza, 154 pp.

ALFARO, J.A.; CASAS, A.M. y SIMON, J.L. (1987). Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y borde sur-pirenaico. *Est. Geol.*, 43, p. 445 - 457.

ANGUITA, F. (1988). Riesgos geodinámicos internos. En F.J. Ayala y J.F. Jordá (eds.): *Geología ambiental.* Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, p. 117 - 128.

ARENILLAS, M. y BISBAL, L. (1985). Sismicidad y riesgo sísmico en Castellón, Valencia y Alicante. En: *Catástrofes Naturales.* Publ. Cat. Geología Apl., Obras Públ., E.T.S.I.C.C.P., Valencia, p. 51 - 75.

BARAZANGI, M. y DORMAN, J. (1969). World seismicity map compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey epicenter data, 1961 - 1967. *Seismol. Soc. Amer. Bull.*, 59, p. 369 - 380.

BOILLOT, G. (1984). *Geología de los márgenes continentales.* Ed. Masson, Barcelona, 141 pp.

BOLT, B.A. (1981). *Terremotos.* Ed. Reverté, 266 pp.

BURILLO, F.; GUTIERREZ, M. Y PEÑA, J.L. (1985). Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centroriental). *I Reun. Cuat. Ibérico*, Lisboa, T. II, p. 355 - 366.

CAPOTE, R.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981). Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *Actas Vª Reun. del G.E.T.C.*, Sevilla, p. 245 - 257.

CAPOTE, R. (1988). Geología y terremotos. En F.J. Ayala y J.J. Durán (eds.): *Riesgos geológicos.* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 99 - 107.

COLOMER, M. (1987). *Estudi geologic de la vora Sud-oest de la Fossa de Calatayud-Daroca, entre Villafeliche i Calamocha.* Dep. Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología, Univ. de Barcelona, 99 pp.

COSTA, R.A. and OLIVEIRA, C.S. (1991). On the "intensity-magnitude" interrelationships in the ibero-mogrebi region. In J. Mezcua y A. Udías (eds.): *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region.* Monografías del I.G.N.,nº 8, Madrid,p. 349 - 356.

FENERO, M. (1988). *Hidrogeología de la cuenca de Gallocanta.* Trabajo para el XXII Curso de Hidrogeología "Noel Llopis". Univ. Autónoma de Madrid, 188 pp.

GARCIA YAGÜE, A.(1988). Prevención de terremotos y diseño antisísmico. En F.J. Ayala y J.J. Durán (eds.):*Riesgos geológicos.* Inst. Geológico y Minero de España,Madrid,p. 109-114.

GONZALEZ DE VALLEJO, L.; CAPOTE, R. y CARBO, A. (1981). Sismotectónica y riesgo sísmico: criterios básicos para la ordenación del territorio. En J. Pedraza (ed.): *Geología y Medio Ambiente.* M.O.P.U., CEOTMA, Madrid, p. 293 - 300.

GRACIA, F.J., GUTIERREZ, M. y SANCHO, C. (1987). Las costras calcáreas pliocuaternarias de Villafranca (Fosa de Calamocha - Teruel). *Actas VII Reun. sobre Cuaternario*, AEQUA, Santander, p. 279 - 282.

GRACIA, F.J., GUTIERREZ, M. y LERANOZ, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, p. 135 - 142.

GRACIA, F.J. (1990). *Geomorfología de la Región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central).* Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Univ. de Zaragoza, 660 pp.

GRACIA, F.J. y CUCHI, J.A. (1990). Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica central). En: *El Cuaternario en España y Portugal.* Actas 2ª Reun. Cuaternario Ibérico, AEQUA y CTPEQ, Madrid, 1989. vol. 2, p. 697 - 706.

GRACIA, F.J.; MORENO, F. y NOZAL, F. (1991). Neotectonics and associated seismicity in Northwestern Duero Basin. In J. Mezcua y A. Udías (eds.): *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region.* Monografías del I.G.N.,nº 8,Madrid, p. 255 - 267.

GRACIA, F.J. (1992). Conos de deyección, red fluvial y neotectónica en el Valle Medio del río Jiloca (provs. de Zaragoza y Teruel). En F. López Bermúdez, C. Conesa y M.A.Romero (eds.): *Estudios de Geomorfología en España.* Actas II Reun. Nac. de Geomorfología, S.E.G., Murcia, T.II, p. 633 - 642.

GUTIERREZ, F. (1994). *Geomorfología de la Región de Calatayud.* Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 302 pp., Inédita.

HERNANDEZ, A.; OLIVE, A.; MOISSENET, E.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1983a). *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja de Daroca (465).* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 76 pp. + 1 mapa.

HERNANDEZ, A.; OLIVE, A.; MOISSENET, E.; CARLS, P.; SDZUY, K. y KOLB, S. (1983b). *Memoria y Mapa Geológico de España, E.1:50.000. Hoja de Calamocha (491).* Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 73 pp.+1 mapa.

INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL (1983 - 1992). *Boletín de Sismos Próximos.* Serv. Publ. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente. Madrid.

LEET, L.D. (1950). *Earth waves.* Harvard Univ. Press, Cambridge.

LE PICHON, X.; FRANCHETEAU, J. Y BONNIN, J. (1973). *Plate tectonics.* Developments in Geotectonics, 6, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 300 pp.

LOZANO, M.V. (1988). *Estudio geomorfológico de las sierras de Gúdar (prov. de Teruel).* Tesis Doctoral, Fac. Filos. y Letras, Univ. de Zaragoza, 758 pp.

MEZCUA, J. y MARTINEZ SOLARES, J.M. (1983). *Sismicidad del área ibero-mogrebí.* Inst. Geogr. Nacional, Publ. nº 203, Madrid, 302 pp.

MEZCUA, J.; RUEDA, J. and MARTINEZ SOLARES, J.M. (1991). Seismicity of the Ibero-maghrebian region. In J. Mezcua y A. Udías (eds.): *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region.* Monografías del I.G.N., nº 8, Madrid, p. 17 - 28.

MOISSENET, E. (1980). Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales. *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest.* T. 51, fasc. 3, p. 315 - 344.

MOISSENET, E. (1983). La Cordillera Ibérica. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos: Geología de España.* I.G.M.E., Vol. II, p. 423 - 446.

PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRIGUEZ, J.; SANCHEZ, M.; SIMON, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel.* Instituto de Estudios Turolenses, 149 pp. + 1 mapa E. 1:200.000, Teruel.

REID, H.P. (1910). The mechanism of the earthquake: The California earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Invest. Comm.*, vol. 2, Cornegie Institution of Washington, D.C.

REY PASTOR, A. y BONELLI, J. (1957). El sismo de Daroca - Used del 28 de Septiembre de 1953 y su relación con la línea sismotectónica del Jiloca. *Inst. Geogr. Catastral*, 16 pp.

SIMON, J.L. (1983). Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69, Instituto de Estudios Turolenses, p. 21 - 97.

SIMON, J.L. (1987). *Neotectónica.* Curso de Tercer Ciclo. Universidad de Zaragoza (Inédito).

SIMON, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain).*Journal of Structural Geology*, vol. 11, 3, p. 285 - 294.

STRAHLER, A.N. (1987). *Geología física.* Ed. Omega, Barcelona, 629 pp.

VEGAS, R. (1991). Present-day geodynamics of the ibero-maghrebian region. In J. Mezcua y A. Udías (eds.): *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region.* Monografías del I.G.N., nº 8, Madrid, p. 193 - 203.

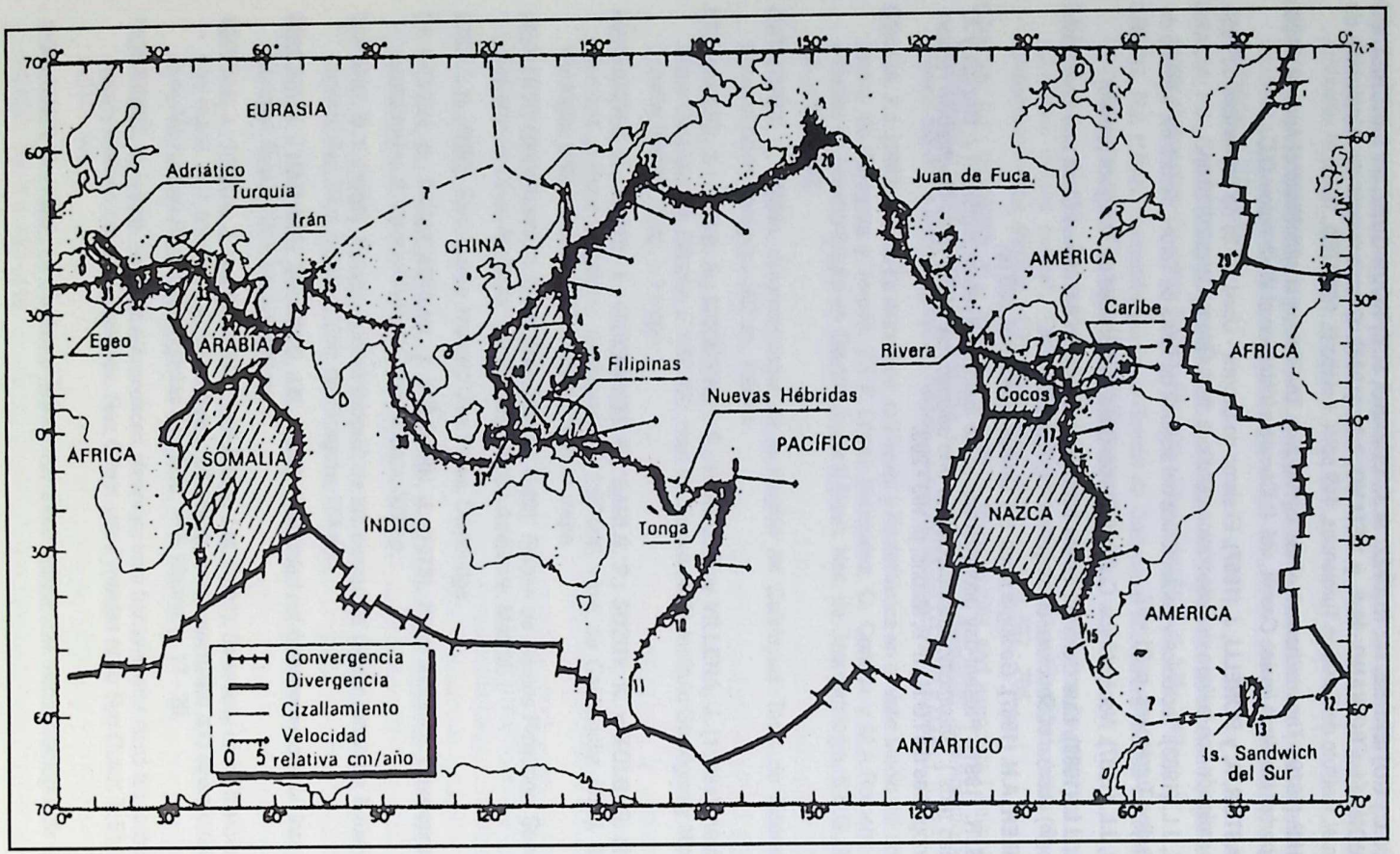


Figura 1. Distribución de las placas tectónicas en la superficie del globo. Las flechas y los números indican el sentido y la velocidad de los movimientos relativos entre placas. Los punteados señalan las zonas con mayor actividad sísmica (Le Pichon et al., 1973, en Boillot, 1984).

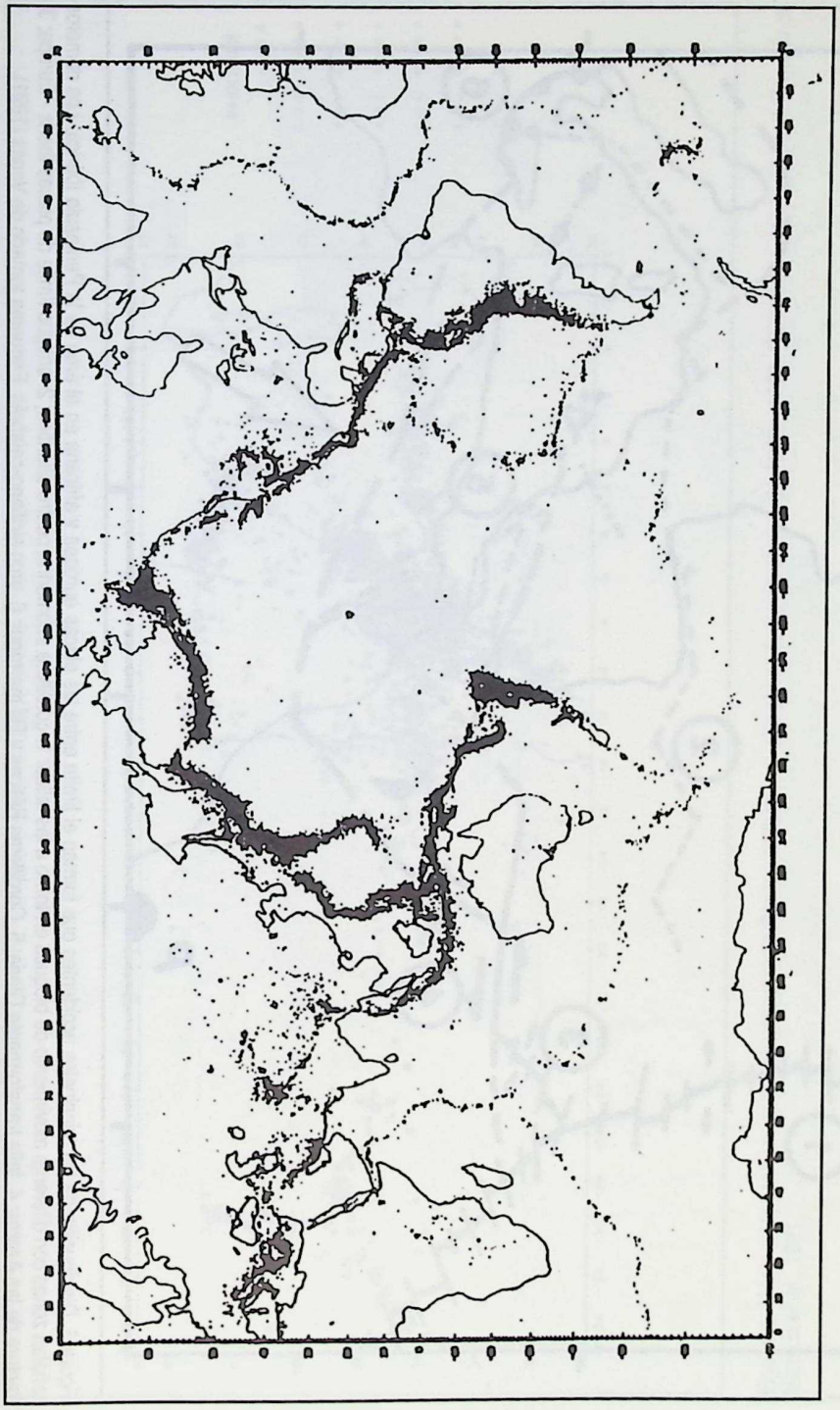


Figura 2. Distribución global de la sismicidad. Los epicentros de los terremotos corresponden al periodo 1961 - 1967 y dibujan estrechas bandas de actividad en los límites de las grandes placas tectónicas. Compárese con la figura 1. (Barazangi y Dorman, 1969, en Capote, 1988).

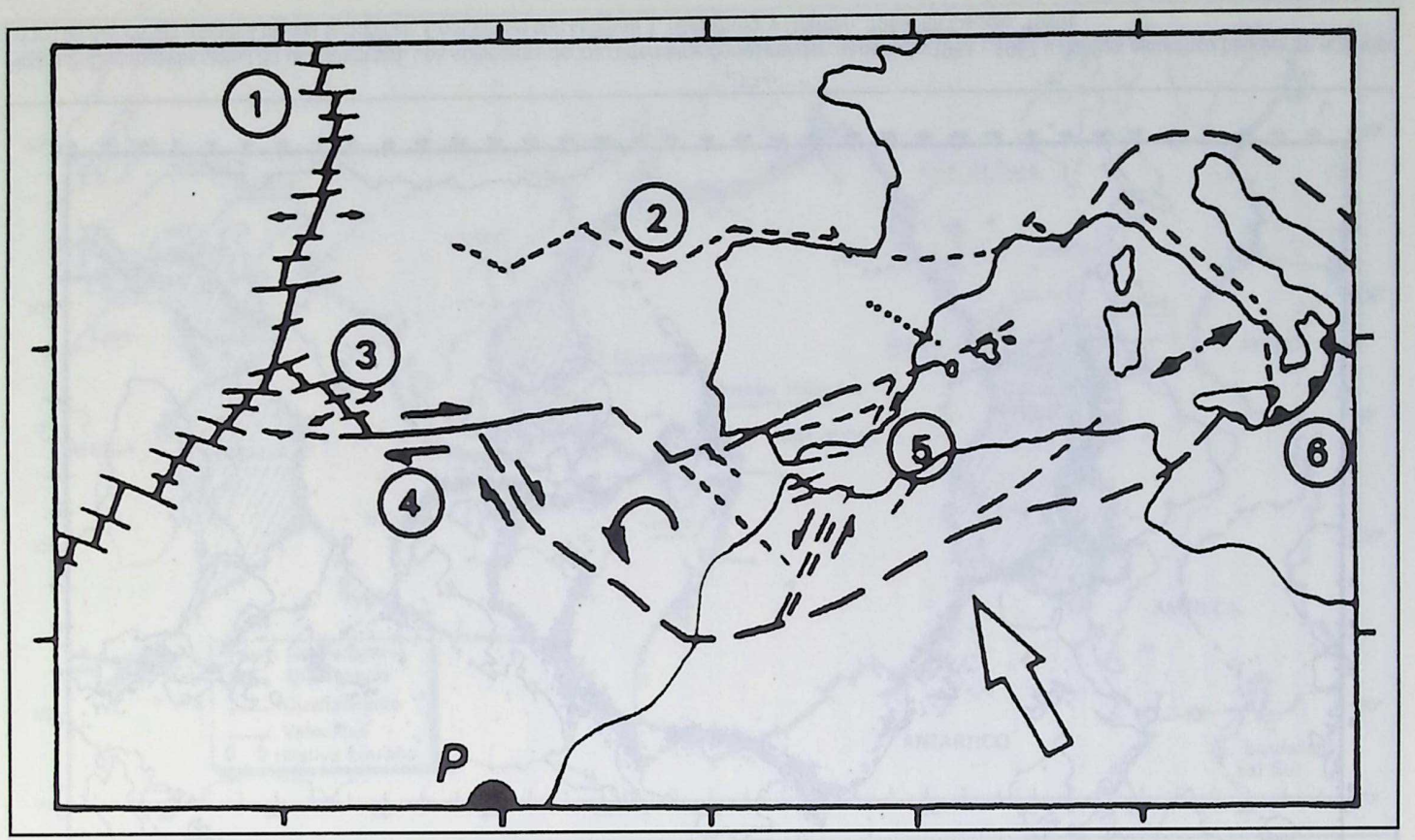


Figura 3. Distribución de los principales accidentes que forman el límite entre las placas europea y africana en el área de la Península Ibérica. Los números señalan zonas con diferente movimiento de bloques en torno a las fallas: 1. cordillera submarina centro-atlántica; 2. antiguo límite de placas Iberia - Europa; 3. fractura de las Azores; 4. falla transformante Gloria; 5. Cordilleras Béticas y Rif marroquí; 6. arco siciliano-calabrés. Esquema tomado de Vegas (1991).

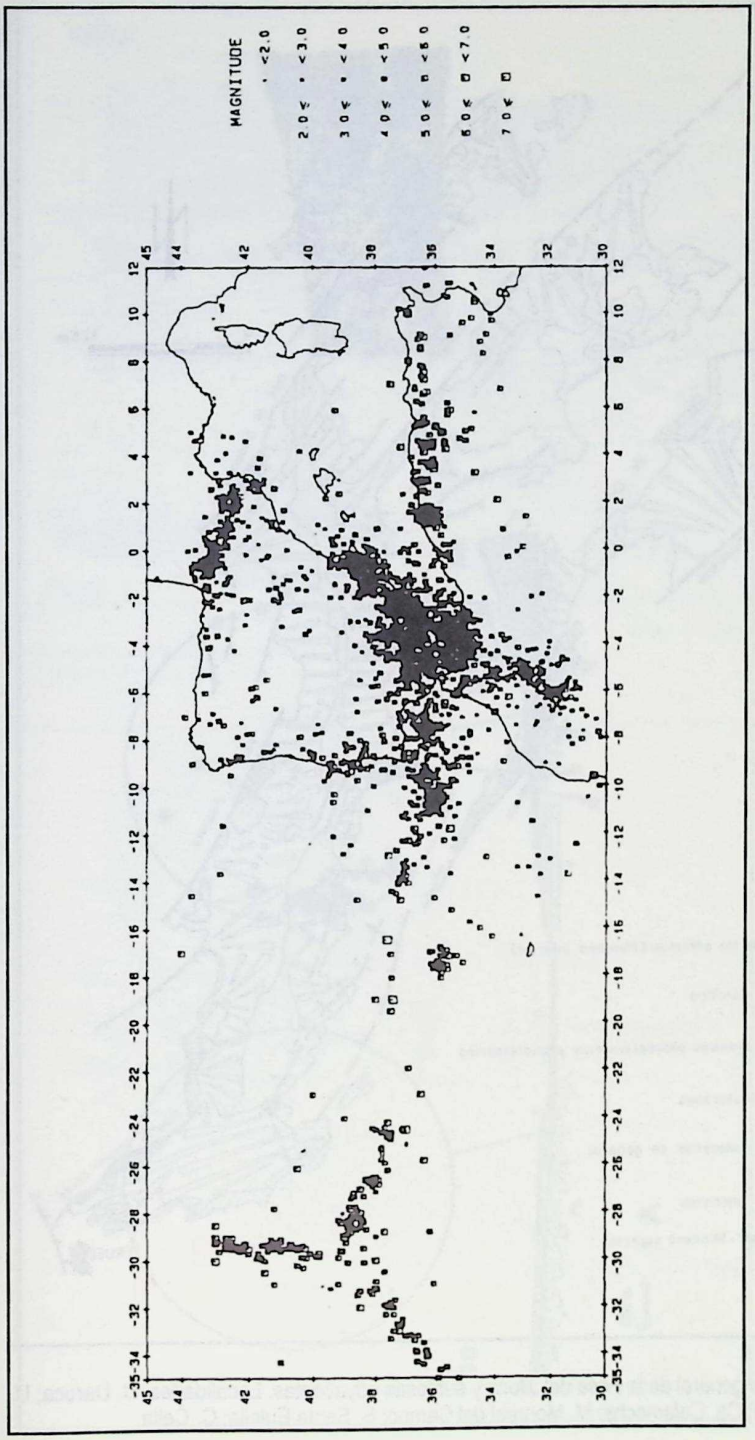


Figura 4. Mapa de los terremotos registrados en la Península Ibérica y sus alrededores en el periodo 1920 - 1980. Compárese con la figura 3. Tomado de Mezcua et al., 1991.

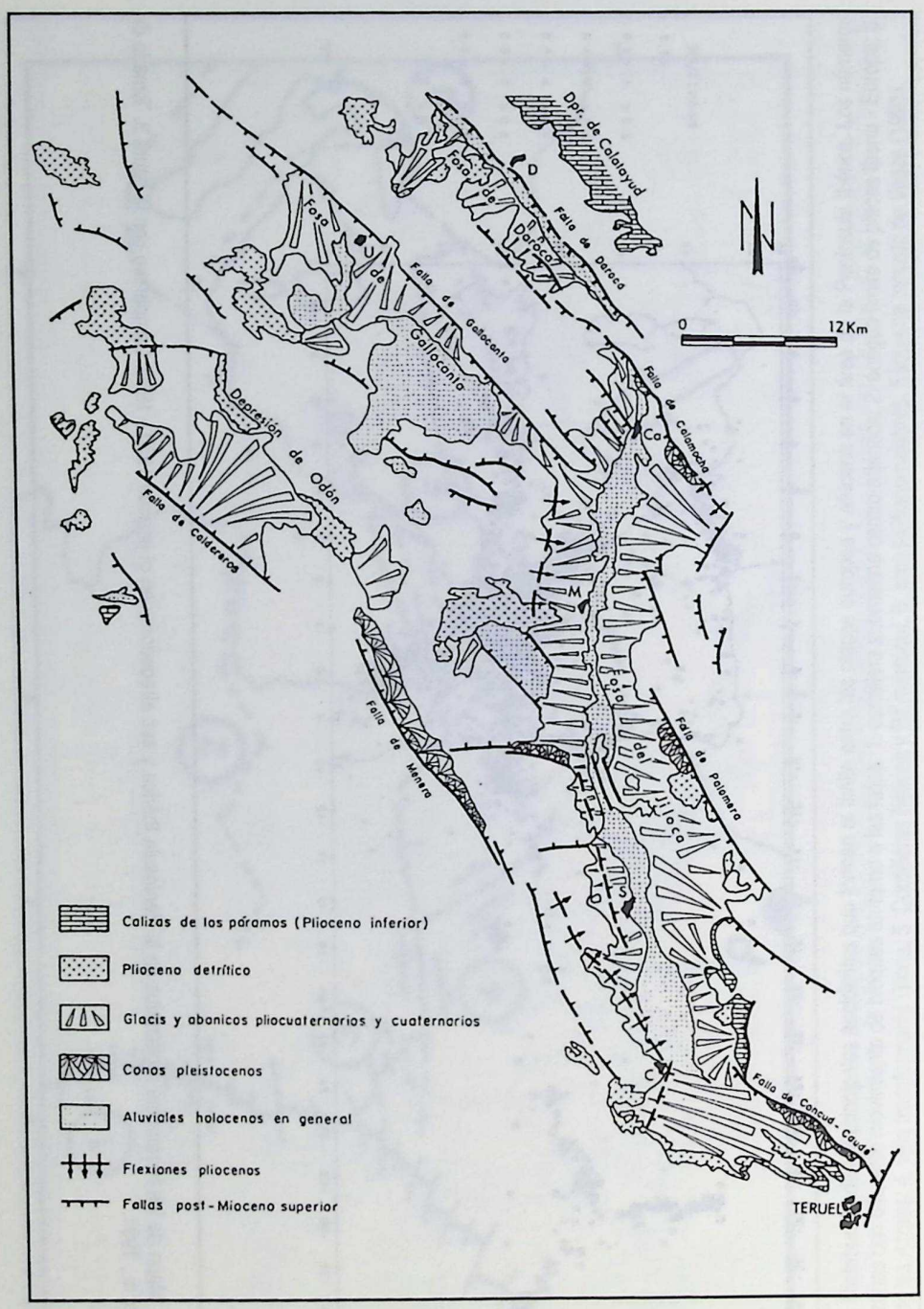


Figura 5. Esquema general de la Fosa del Jiloca y subfosas adyacentes. Localidades: D. Daroca; U. Used; Ca. Calamocha; M. Monreal del Campo; S. Santa Eulalia; C. Cella.

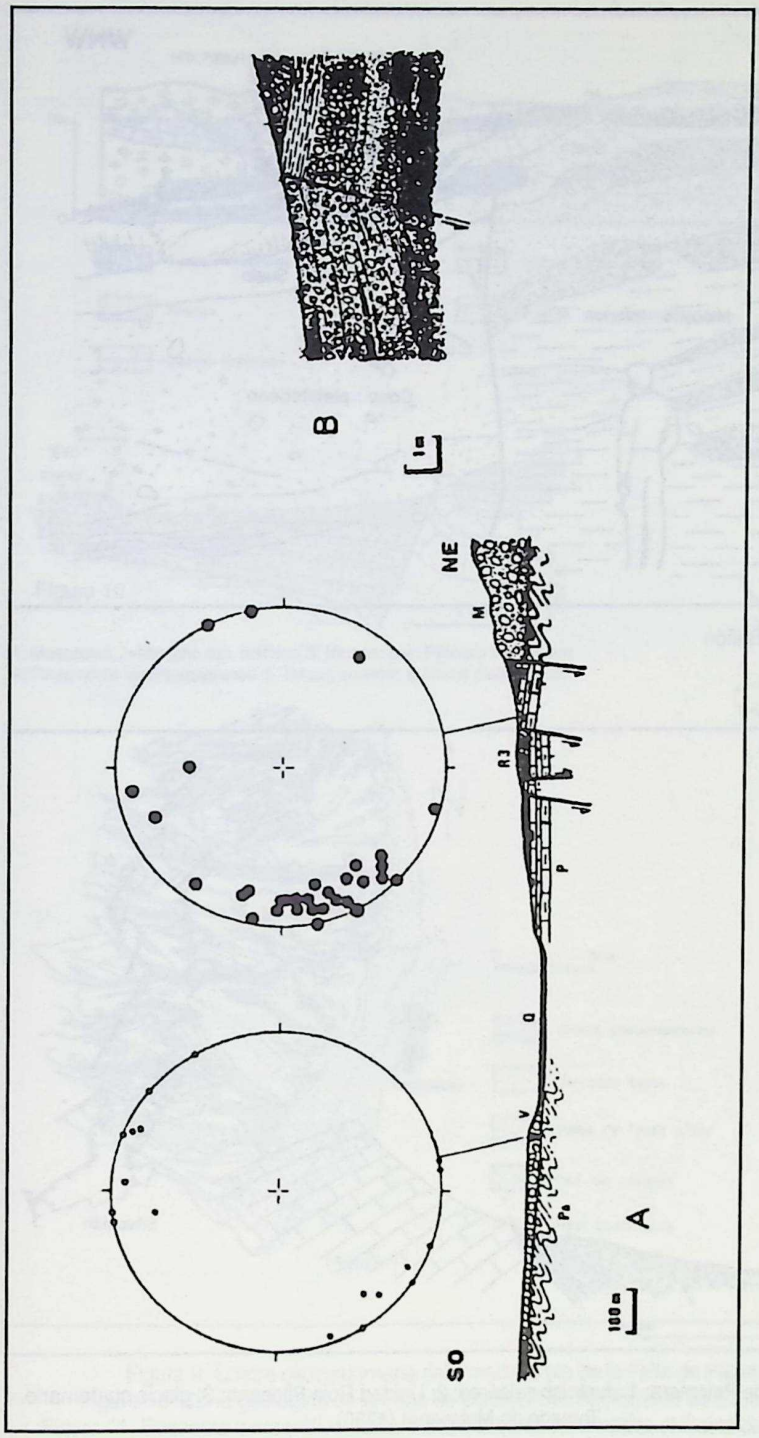


Figura 6. Falla de Calamocha en la Venta de los Céntimos; A: esquema general; B: detalle; Pa: Paleozoico; M: Mioceno inferior; P: calizas pliocenas; R3: Unidad Roja Pliocena; V: glacis pliocuaternario; Q: aluvial cuaternario. Tomado de Simón(1983).

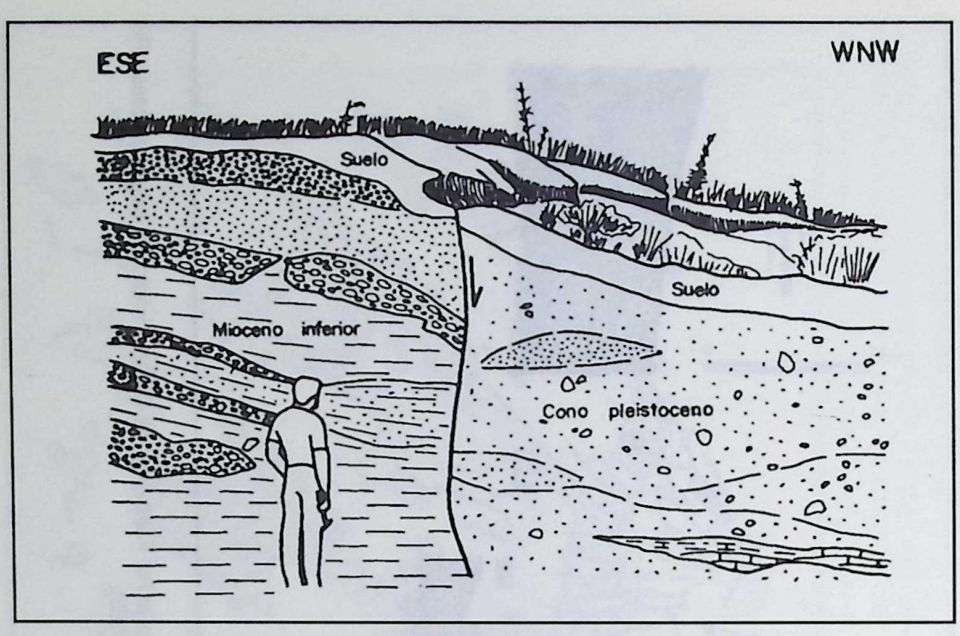


Figura 7. Falla de Bañón

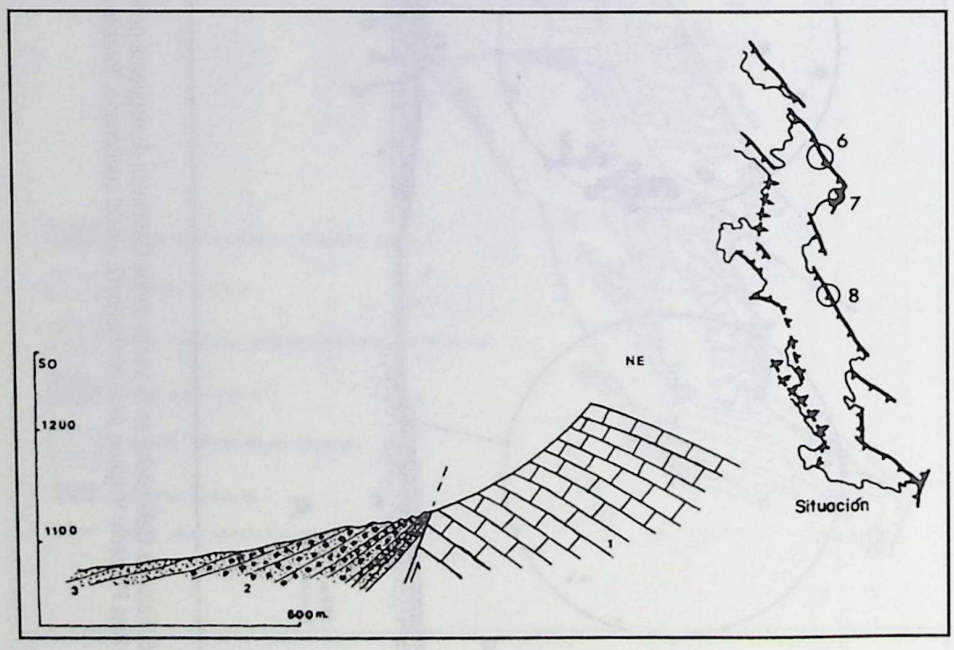


Figura 8. Falla de Palomera; 1: Jurásico calcáreo; 2: Unidad Roja Pliocena; 3: glacis cuaternario. Tomado de Moissenet (1980).

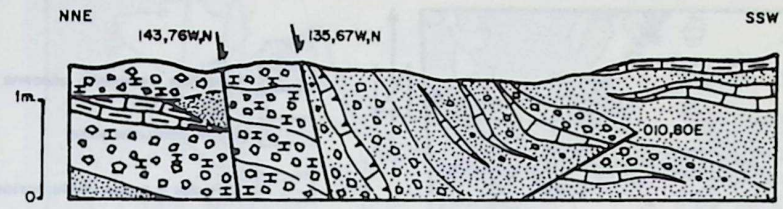


Figura 9

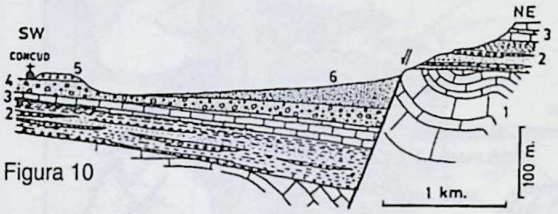


Figura 10

1: Mesozoico. 2: Mioceno sup. detrítico. 3: Mioceno sup.-Plioceno inf. calcáreo.
4: Piedemonte villafranquiesense. 5: Terraza superior. 6: Conos pleistocenos.

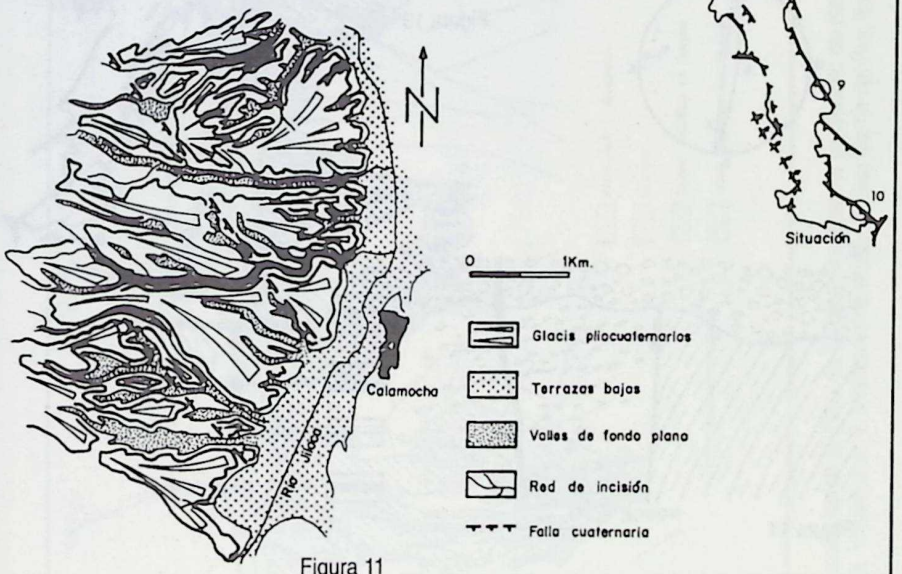


Figura 11

Figura 9. Costra pliocuaternaria deformada al pie de la Falla de Palomera.
Figura 10. Corte geológico de la Falla de Concud-Caudé (Tomado de Simón, 1987).
Figura 11. Esquema cartográfico de las fallas cuaternarias situadas al Oeste de Calamocha.

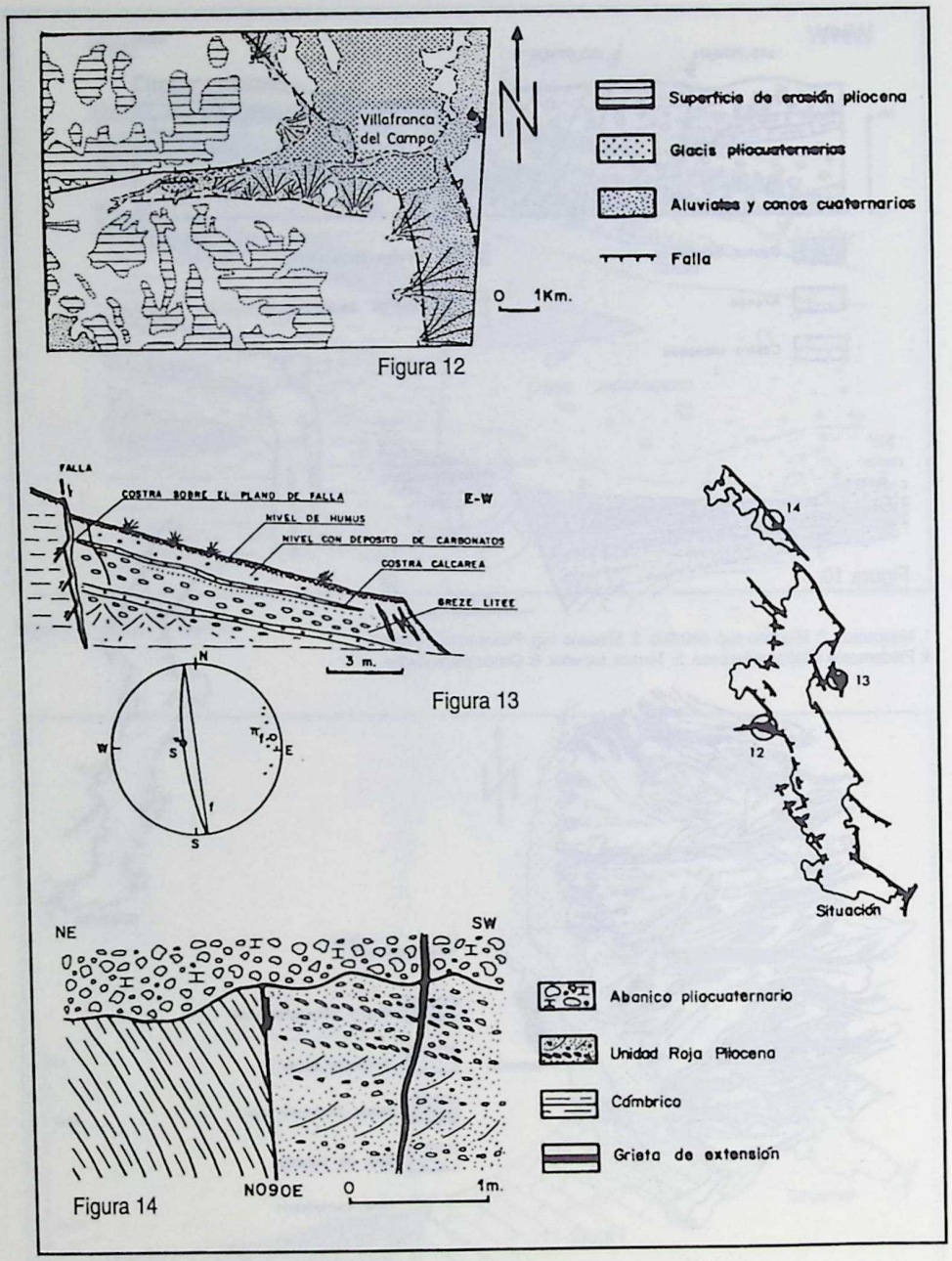


Figura 12

Figura 13

Figura 14

Figura 12. Estructuras recientes afectando a glacis pliocuaternarios al Oeste de Villafranca del Campo (tomado de Simón, 1989).
Figura 13. Falla holocena de Rubielos de la Cérida (tomada de CAPOTE et al., 1981).
Figura 14. Relación entre unidades pliocenas y el Paleozoico de la Fosa de Daroca en las cercanías de San Martín del Río.

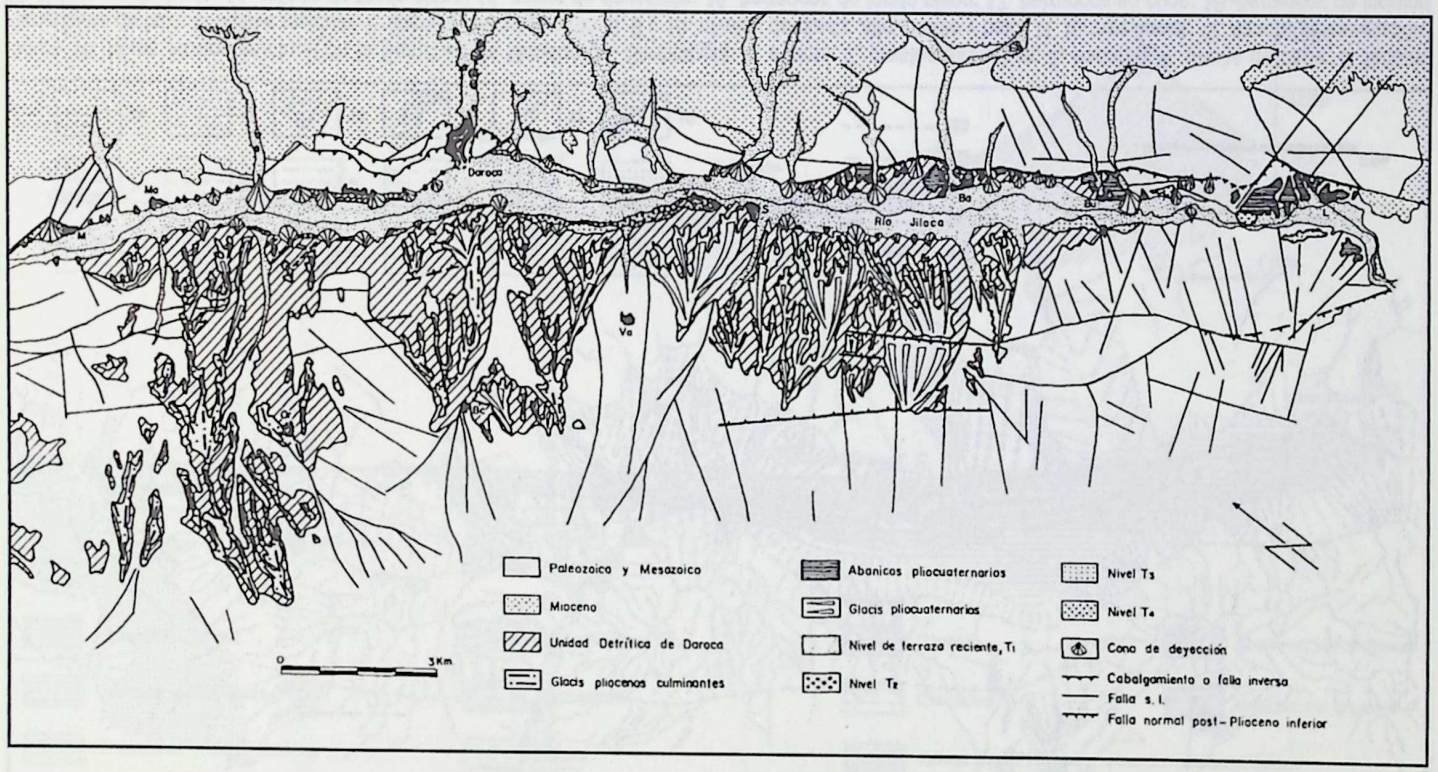


Figura 15. Mapa geológico de la Fosa de Daroca (ligeramente modificado de Hernández et al., 1983a). Municipios: M. Murero; Ma. Manchones; Or. Orcajo; Bc. Balconchán; Va. Valdehorna; V. Villanueva de Jiloca; S. San Martín del Río; Ba. Báguena; Bu. Burbáguena; L. Luco de Jiloca.

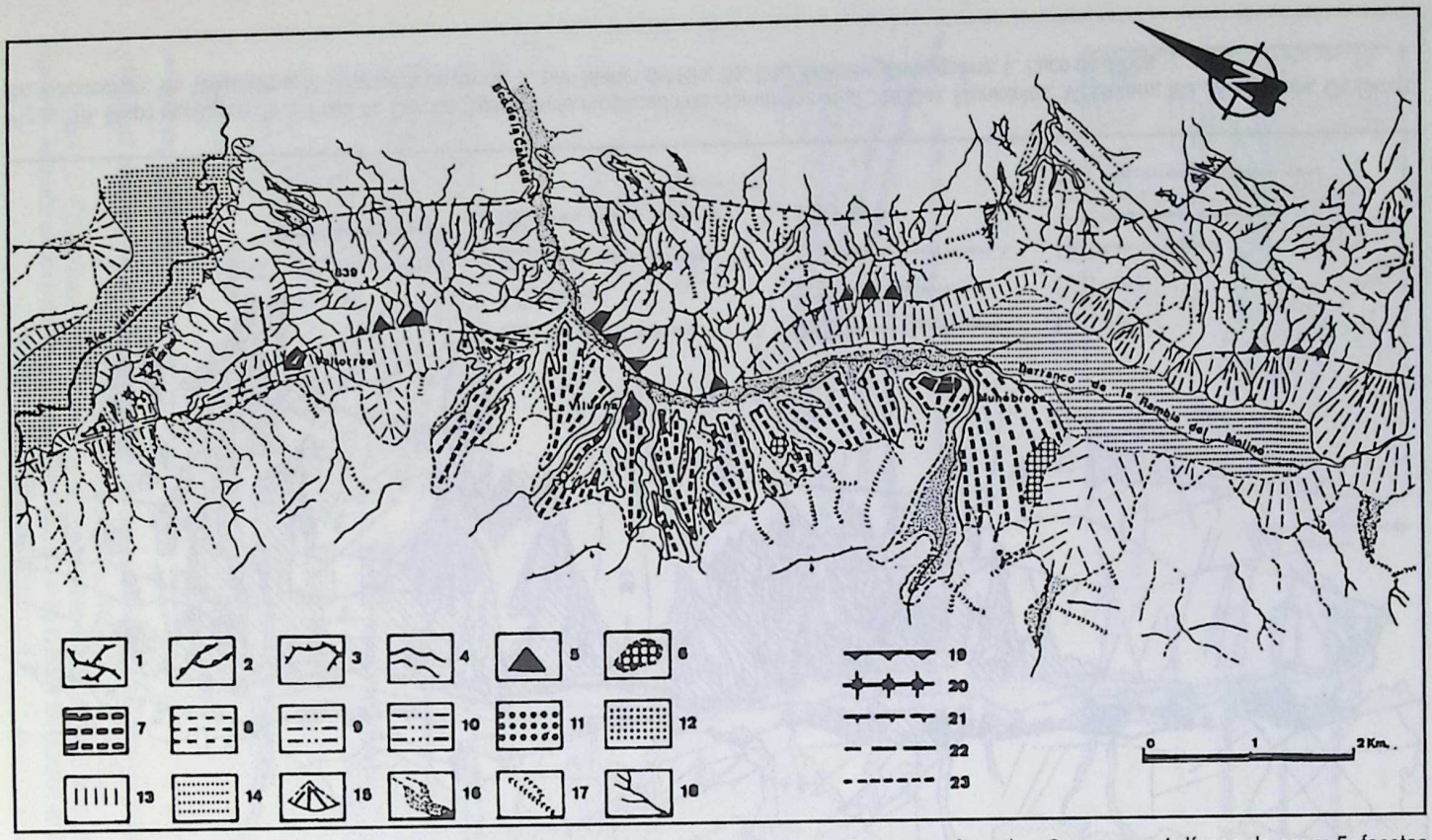


Figura 16. Mapa morfoestructural de la Semifosa de Munébrega. Simbología: 1. aristas; 2. crestas alomadas; 3. escarpe; 4. líneas de capa; 5. facetas triangulares de falla; 6. relieve residual; 7. abanico pliocuaternario; 8, 9 y 10. niveles de glacis, alto, medio y bajo; 11. terraza fluvial; 12. llanura de inundación; 13. ladera regularizada; 14. relleno de fondo plano; 15. conos de deyección; 16. barrancos de fondo plano; 17. barrancos en cuna; 18. barrancos de incisión lineal; 19. cabalgamiento; 20. sinclinal; 21. falla normal; 22. fractura; 23. contacto discordante.

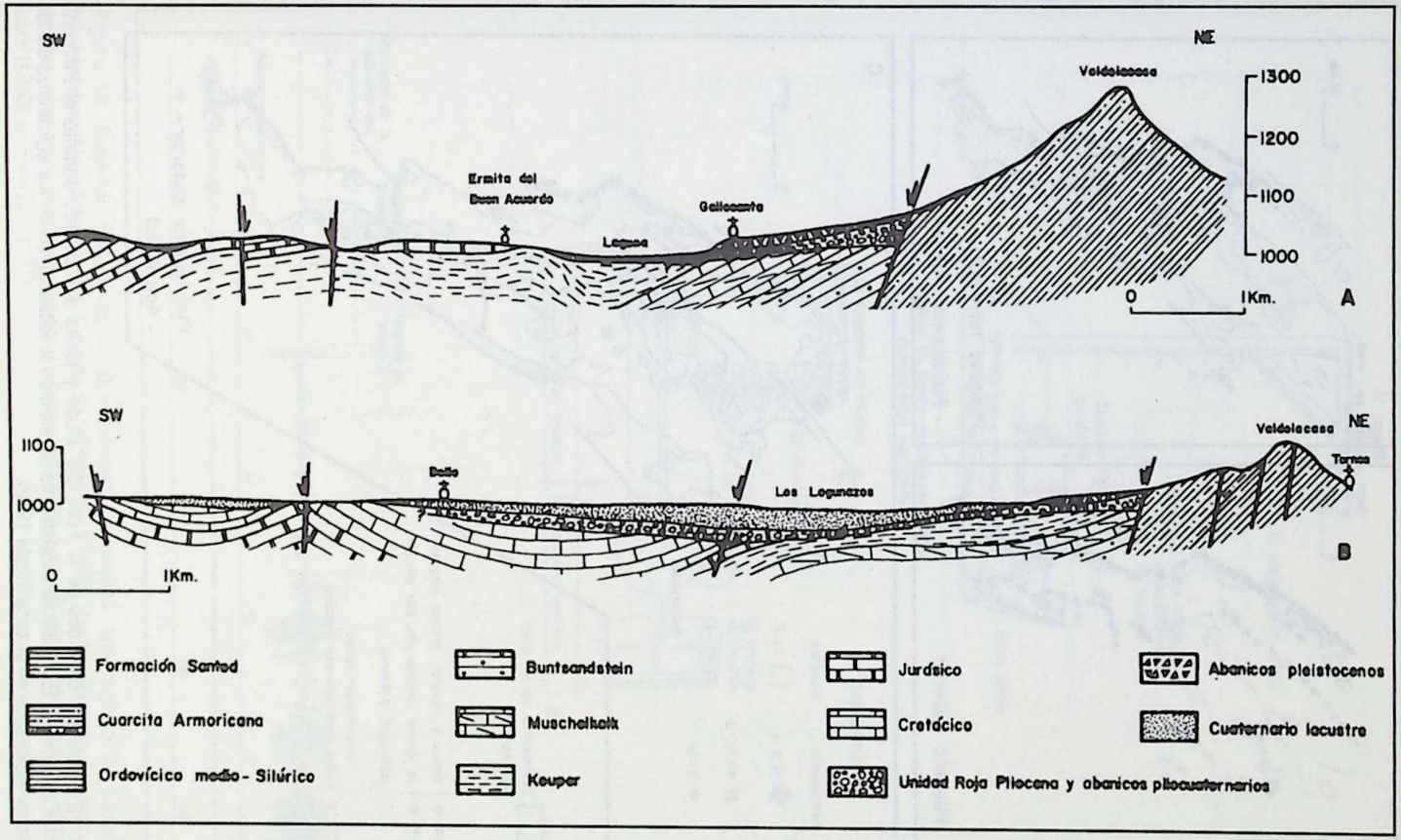


Figura 17. Cortes geológicos de la Fosa de Gallocanta, a partir de datos de Hernández et al. (1983b) y datos propios. Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper se refieren a las formaciones areniscosa, calcárea y margoyesífera respectivamente del Triásico; Jurásico y Cretácico presentan facies carbonatadas.

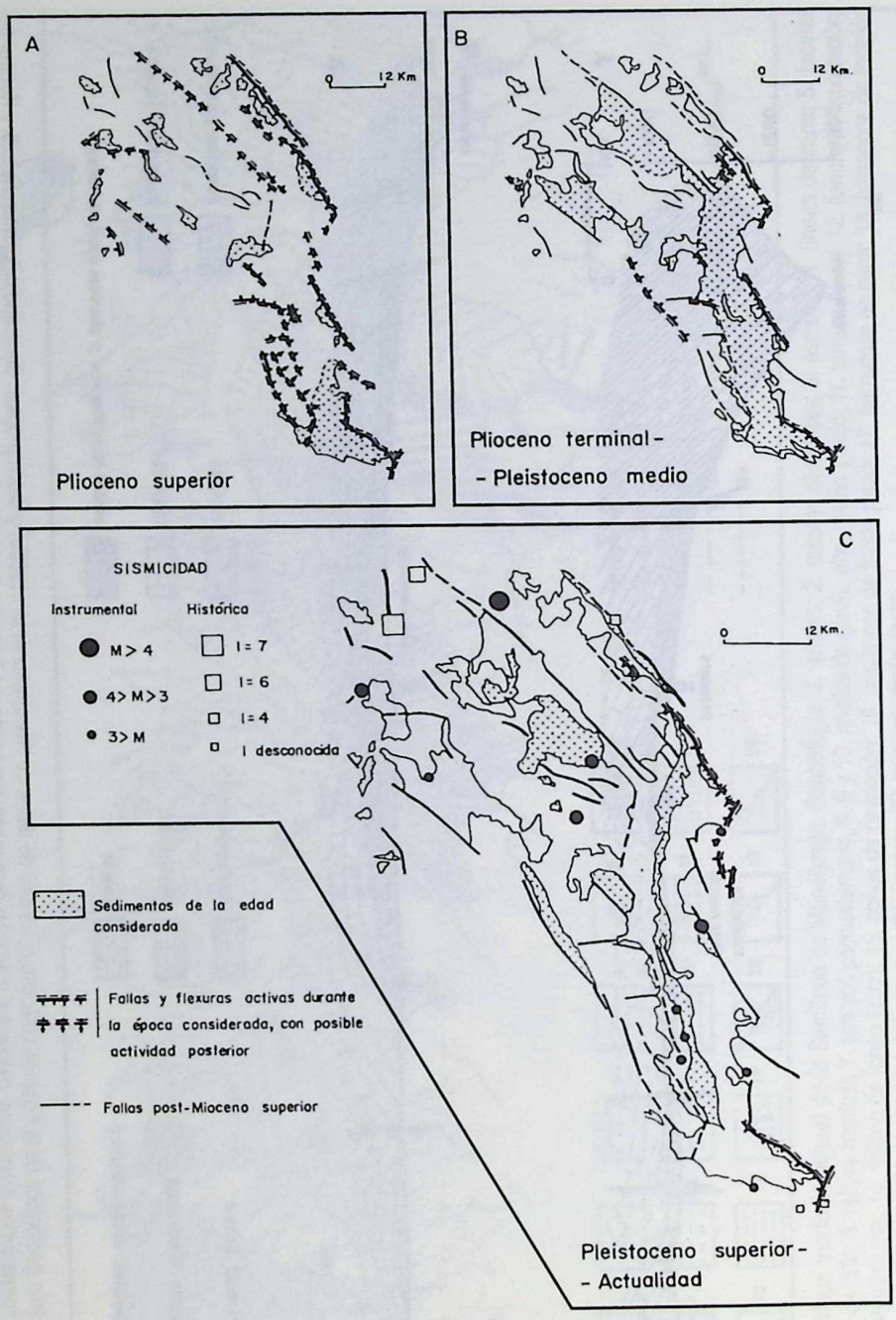


Figura 18. Evolución tectónica de la Fosa del Jiloca y fosas adyacentes durante el Plioceno superior-Cuaternario. En el último esquema se ha incluído la localización de los epicentros de los terremotos registrados en la zona (hasta 1992).

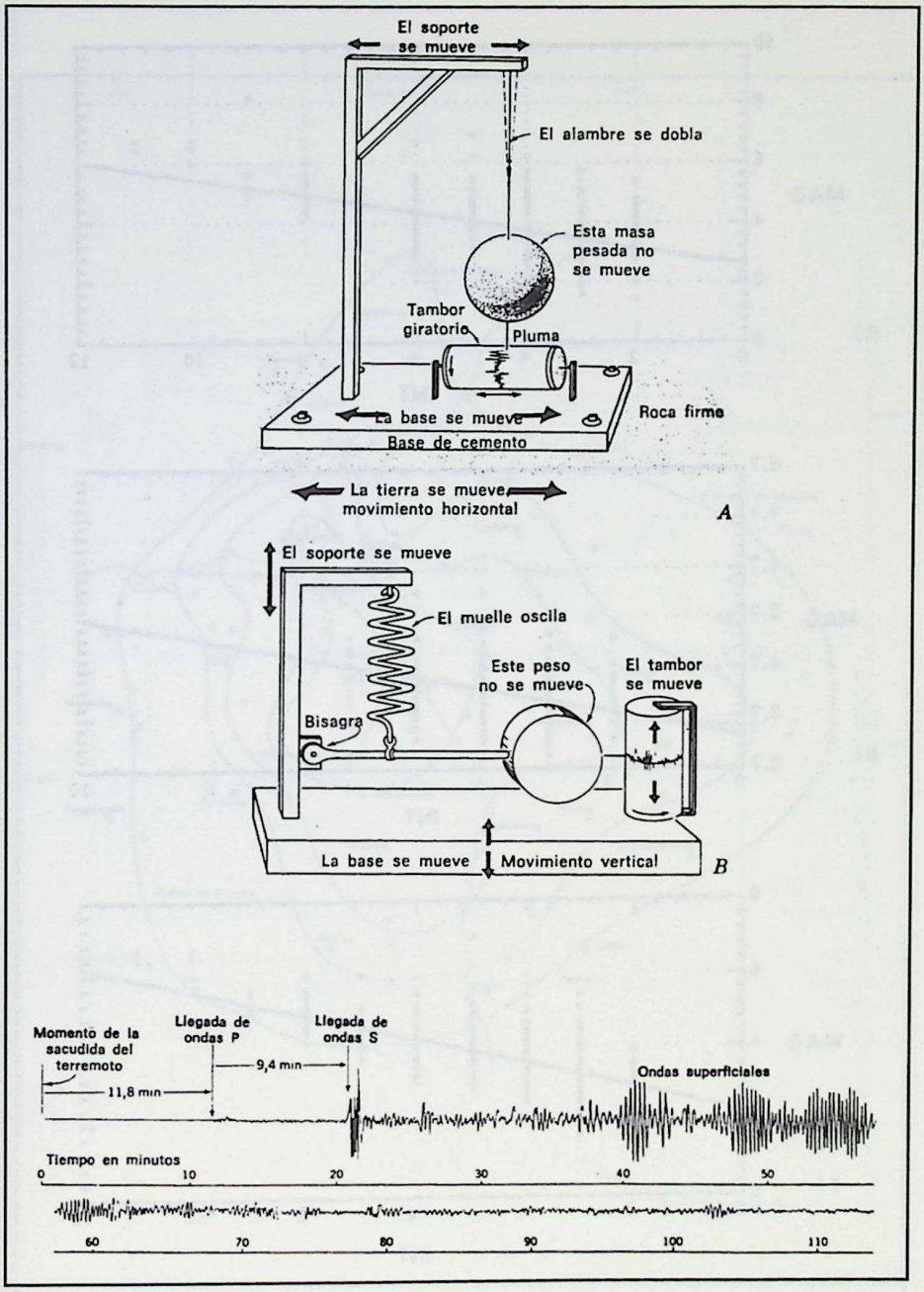


Figura 19. Superior: Esquemas de dos sismógrafos simples, con registro de oscilaciones horizontales (A) y verticales (B). Tomado de STRAHLER (1987). Inferior: Ejemplo de sismograma, con sus elementos principales (ondas P: ondas primarias; ondas S: ondas secundarias). Tomado de Leet (1950) en Strahler (1987).

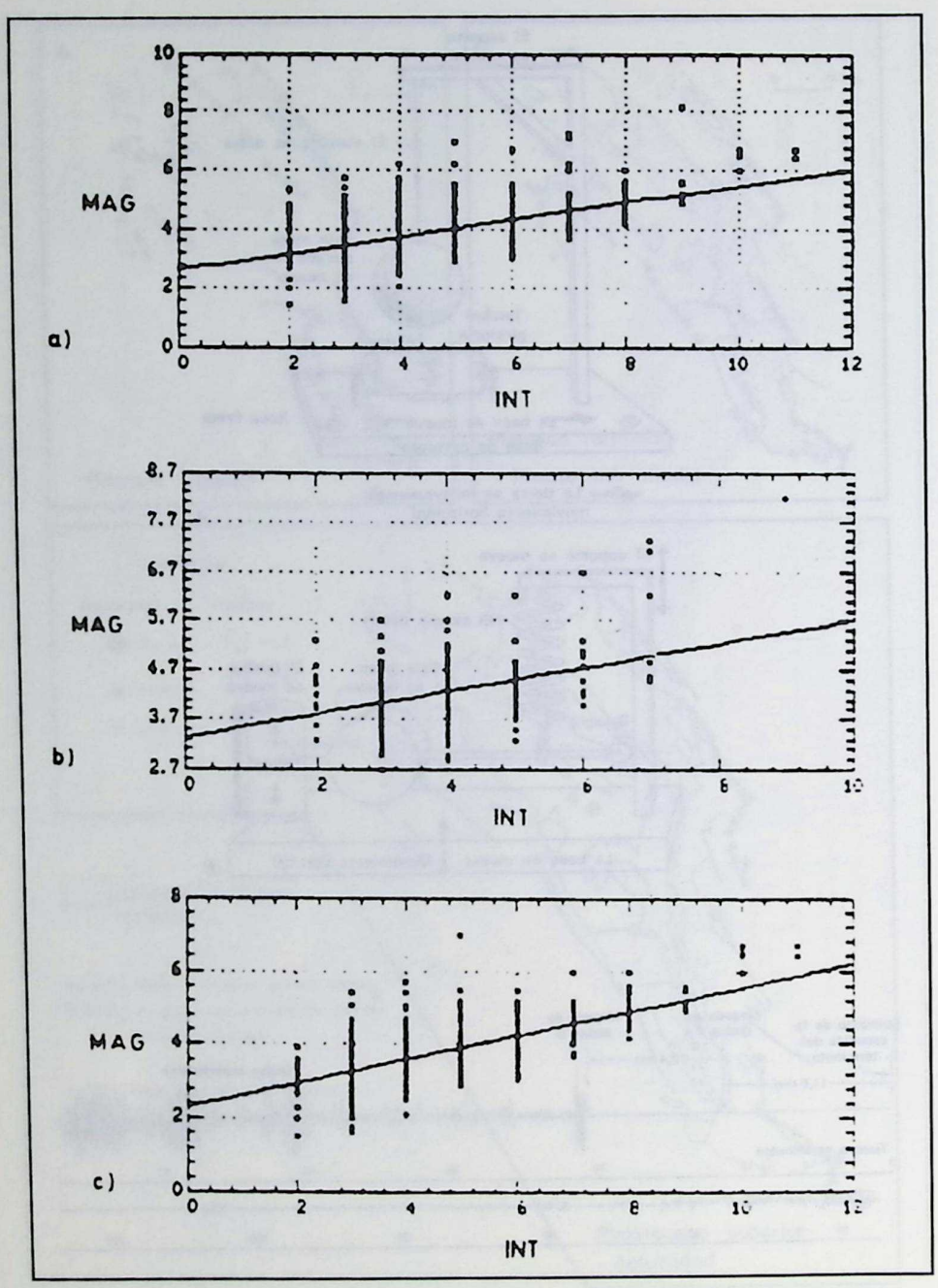


Figura 20. Regresión lineal entre valores de magnitud e intensidad de terremotos registrados en el área ibero-magrhebí. a. cómputo global; b. terremotos submarinos; c. terremotos con epicentro terrestre. Tomado de Costa y Oliveira (1991).

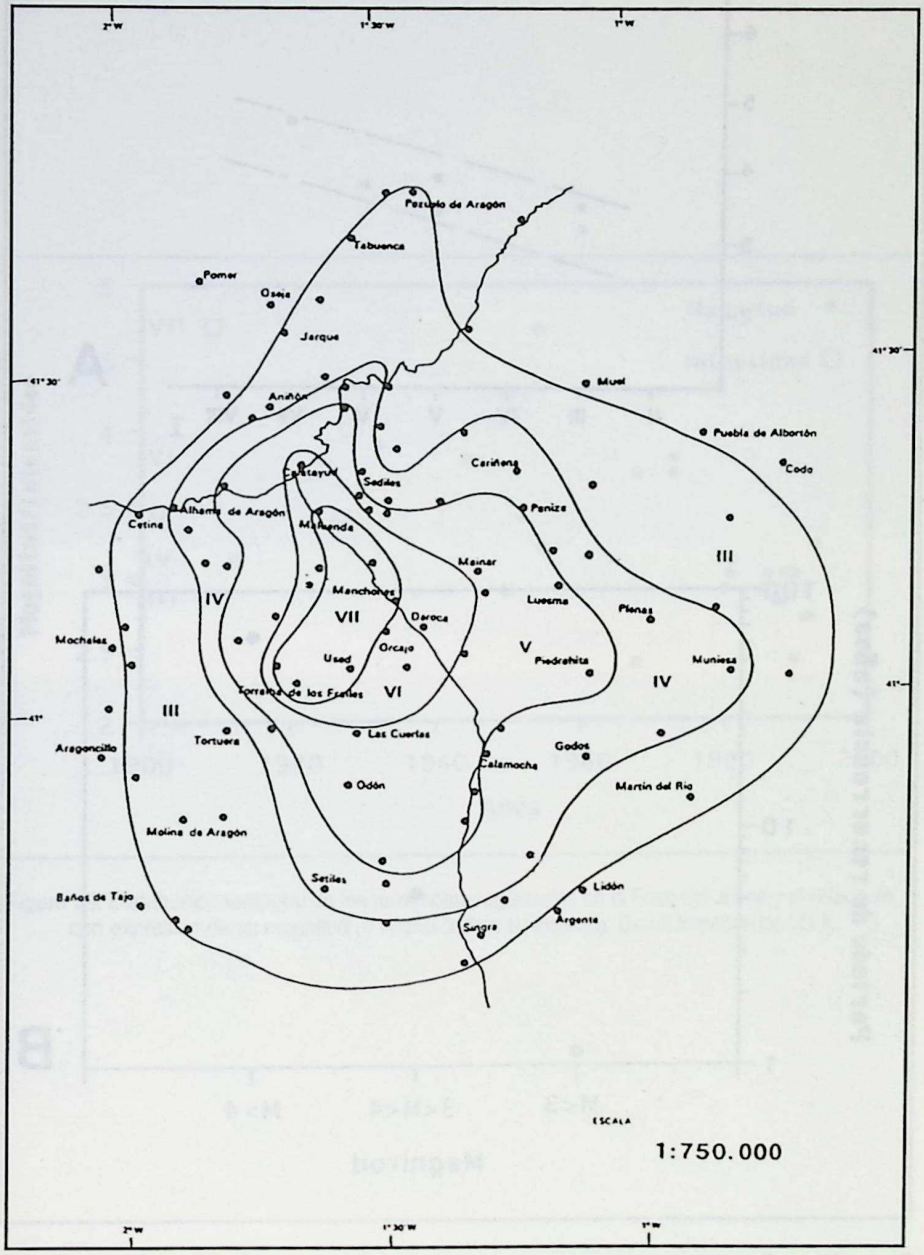


Figura 21. Mapa de isosistas del terremoto de Used (28/9/1953), según REY PASTOR y BONELLI (1957).

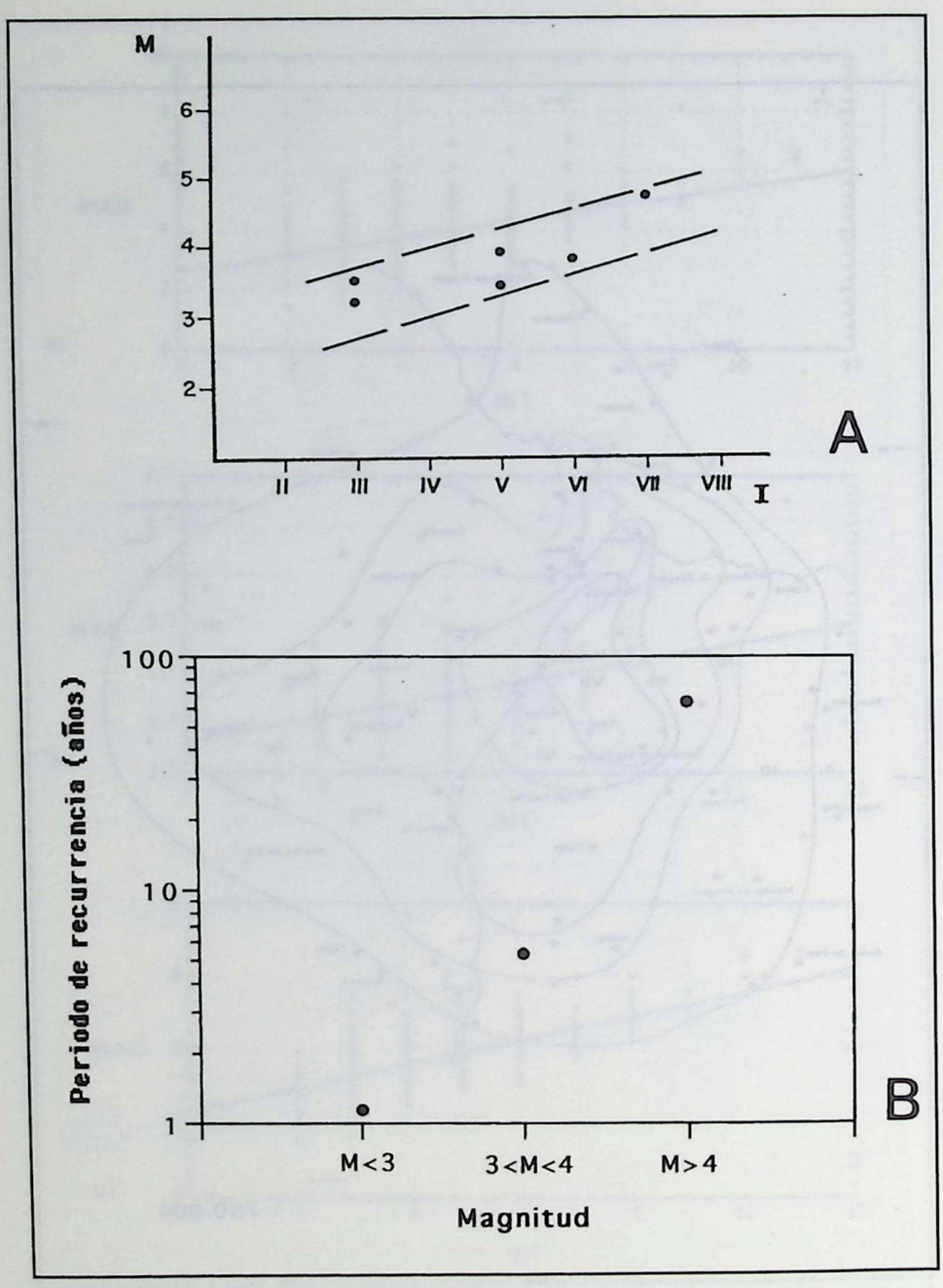


Figura 22. A: Correlación entre valores de magnitud (M) e intensidad (I) para los terremotos registrados en la Cordillera Ibérica central (datos tomados de I.G.N.). B: Recurrencias observadas para los terremotos de la Fosa del Jiloca y alrededores, agrupados en terremotos destructivos (M>4), moderados (3<M<4) y pequeños (M<3).

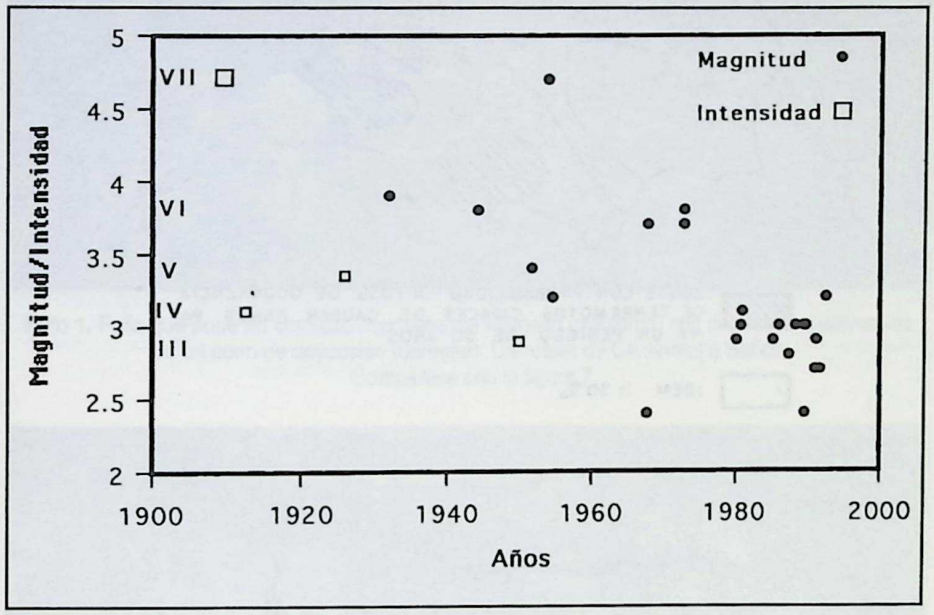


Figura 23. Distribución temporal de los terremotos registrados en la Fosa del Jiloca y alrededores, con expresión de su magnitud (o intensidad en su defecto). Datos tomados de I.G.N.

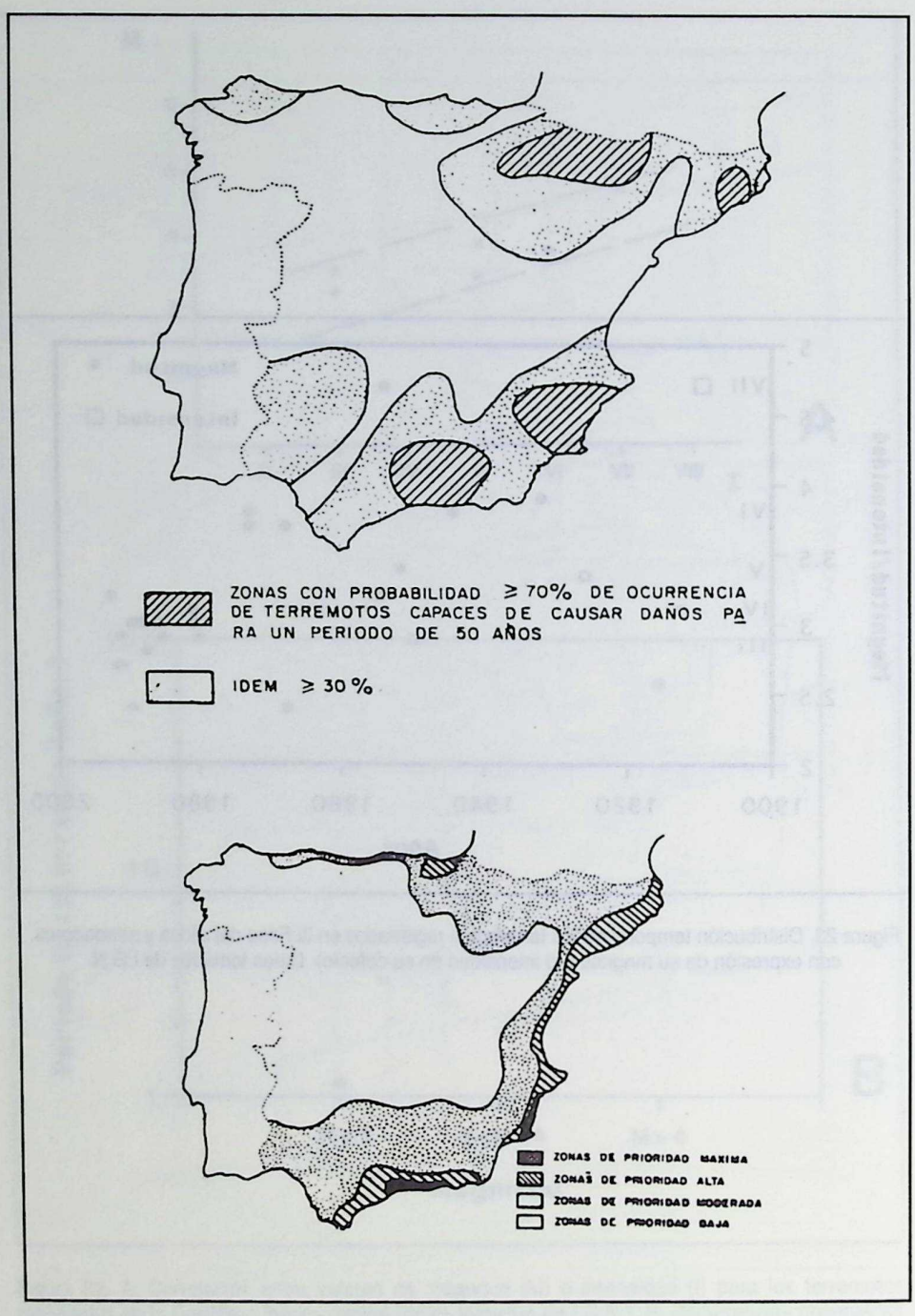


Figura 24. Mapas de riesgo sísmico y de prioridades de actuación en cuanto a dicho riesgo para España. Tomado de Gónzalez de Vallejo et al. (1981).

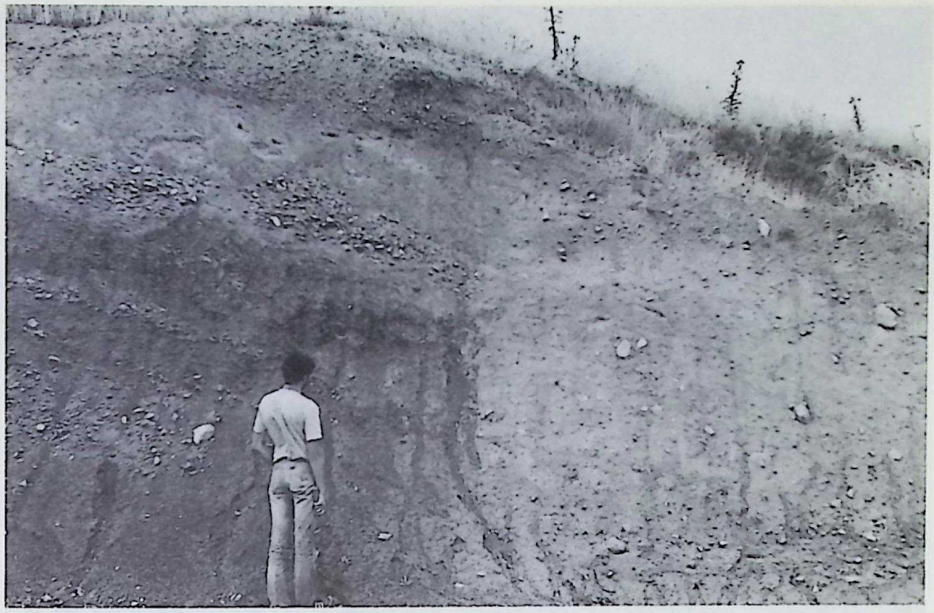


Foto 1. Falla que pone en contacto depósitos del Mioceno (izquierda) con depósitos cuaternarios de un cono de deyección (derecha). Carretera de Caminreal a Bañón.
Compárese con la figura 7.



Foto 2. Falla que pone en contacto materiales calcáreos jurásicos (izquierda) con un depósito de ladera muy reciente, holoceno (derecha). Carretera a Rubielos de la Cérida.
Compárese con la figura 13.



Foto 3.- Falla que pone en contacto materiales cuarcíticos paleozoicos (izquierda) con la Unidad Roja de Daroca (derecha). Carretera a Ferreruela.



Foto 4.- Aspecto general de la Falla de Daroca cerca de San Martín del Río. El escarpe coincide con la traza de la falla, a cuyo pie se observan diversos conos de deyección.