



## LA SERIE SÍSMICA DE TIVISSA, 1845 (CADENAS COSTERAS CATALANAS): LOS DESLIZAMIENTOS DEL BARRANCO DEL MANOU

Eva Font <sup>(1)</sup>, José M. Martínez-Solares <sup>(2)</sup>, Eulalia Masana <sup>(3)</sup>, Pere Santanach <sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> C/ Bell-Puig 37, 1707 Girona

<sup>(2)</sup> Instituto Geográfico Nacional. C/ Ibáñez Íbero 3, 28003 Madrid

<sup>(3)</sup> Departament de Geodinàmica i Geofísica. Grup RISKMAT. Universitat de Barcelona. C/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona.

**Resumen:** La serie sísmica de Tivissa tuvo lugar durante la lluviosa década de 1840-1850, 21 días después de los aguaceros que ocasionaron graves inundaciones. La serie empezó el 30 de septiembre y finalizó el 14 de octubre. Los terremotos de mayor intensidad ocurrieron el 3 ( $I_{EMS-98}=VI$ ) y el 7 de octubre ( $I_{EMS-98}=VI-VII$ ). De acuerdo con la distribución de la información macrosísmica se propone un área epicentral para ambos terremotos entre Tivissa y Vandellòs. El sismo del 7 de octubre indujo deslizamientos de masa al Sur de Tivissa. La estratigrafía, la disposición estructural y la orografía facilitaron estos deslizamientos: tuvieron lugar en una secuencia de capas calcáreas, decimétricas, con interestratos centimétricos de margas que buzaban en el mismo sentido que la pendiente de la vertiente del valle, pero menos que ésta, y que está afectada por diaclasas perpendiculares a la estratificación. Ello implica la existencia de masas rocosas aisladas por la estratificación y las diaclasas, susceptibles de deslizarse hacia el valle. El agua de los aguaceros que precedieron a los sismos infiltrada por las diaclasas podría haber facilitado el despegue a nivel de los interestratos margosos. Teniendo en cuenta los datos geológicos y sismológicos se discuten las posibles fuentes de estos terremotos.

**Palabras clave:** Sismología, deslizamientos de masa, sismos de Tivissa 1845, Península Ibérica.

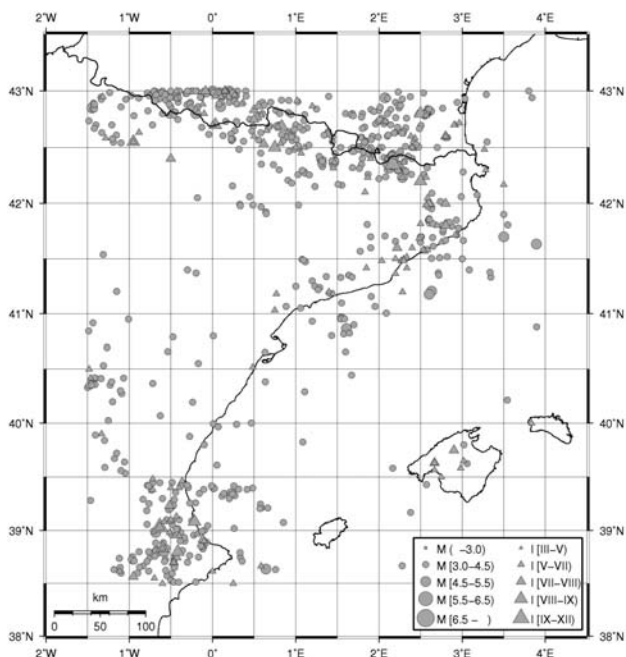
**Abstract:** The seismic series of Tivissa (1845), in the Catalan Coastal Ranges (NE Iberian Peninsula), took place in the context of the extremely rainy decade 1840-1850, 21 days after very heavy rainfalls, which caused numerous floods in the region, including the overflowing of the Ebro River. The first shock occurred on September 30<sup>th</sup> and the last shock was felt on October 14<sup>th</sup>. The two largest earthquakes were registered on the 3<sup>rd</sup> ( $I_{EMS-98}=VI$ ) and 7<sup>th</sup> October ( $I_{EMS-98}=VI-VII$ ), being the latter considered the mainshock. Taking into account the distribution of the intensity points, the epicentral area of both earthquakes is proposed to be located between the towns of Tivissa and Vandellòs, just South of Tivissa. The 7<sup>th</sup> October earthquake triggered a number of mass movements, 4 km south of Tivissa, whose description and discussion constitutes the central part of the paper. Stratigraphy, structural attitude and relief favored the development of the described mass movements. They occurred in a sequence of dm-thick limestone beds interbedded with cm-thick marly interstrata dipping in the same direction than the slope of the valley, but less than the slope. These strata are affected by a system of joints, which are perpendicular to bedding. As a consequence, rock masses bounded by bedding and joints become isolated without any support on their lower part, in such a way that they are capable to slide down. The described mass movements are characterized by 1) scars coinciding with joints of different trends, 2) detachment surfaces along marly levels, 3) open zones between scars and slid masses, and 4) slid rock masses formed by translational blocks of different sizes and piles of meter-size blocs. The triggering of the mass movements by seismic shaking has probably been facilitated by the previous heavy rainfalls. Water percolated through joints would have favored the detachment of rock masses along the marly interbeds. Taking into account known faults, location of epicentral area and its error, possible size of fault rupture, and reasonable depth of focus, the possible sources of these earthquakes are discussed. A transient variation of the state of stress due to a mechanism of aquifer forcing related to the heavy rainfalls is also considered.

**Keywords:** Seismology, Mass movements, 1845 Tivissa earthquakes, Iberian Peninsula.

Font, E., Martínez-Solares, J.M., Masana, E., Santanach, P. (2010): La serie sísmica de Tivissa, 1845 (Cadenas Costeras Catalanas): Los deslizamientos del barranco del Manou. Revista Geológica de España, 23 (1-2): 69-80

Entre el 30 de septiembre y el 14 de octubre de 1845, en las cercanías de Tivissa (Cadenas Costeras Catalanas), se produjeron una serie de terremotos que fueron precedidos 21 días antes por fuertes lluvias. Los periódicos publicaron noticias de las lluvias y de los terremotos, con epicentro en Tivissa, y de sus consecuencias en las poblaciones afectadas. Setenta y siete años más tarde, Jardí y Bru (1921) publicaron la primera descripción de las fracturas asociadas a deslizamientos que se produjeron en el barranco del Manou durante la serie sísmica. Sismos de esta serie sísmica han sido incluidos en los distintos catálogos publicados. Así, por ejemplo, Fontseré e Iglésies (1971) recopilan información de la serie sísmica de 1845 y Mezcua (1982) publica los primeros mapas de isosistas de la misma. Este autor propone un mapa para el sismo del día 3 de octubre y otro para el día 7 de octubre. Mezcua y Martínez Solares (1983) también incluyen estos terremotos. Rodríguez de la Torre (1997) recopila y valora la información publicada en la prensa de la época. Recientemente, el catálogo de Susagna y Goula (1999) incluye tres terremotos de esta serie y el de Martínez Solares y Mezcua (2002), cinco.

Esta serie se localiza en una zona de muy bajo registro sísmico, que podría describirse, *a priori*, como sísmicamente silenciosa. En el borde oriental de la Península Ibérica, la sismicidad se concentra en los Pirineos y sierras Transversales, en la parte septentrional y central de las Cadenas Costeras Catalanas y en la confluencia de la Cordillera Ibérica con la Cordillera Bética, mientras que en el área que comprende la parte meridional de las Cadenas Costeras Catalanas, donde se sitúa Tivissa, y en las demás cadenas y depresiones costeras hasta el Sur de la ciudad de Valencia, la sismicidad es mínima (Fig.1). No obstante, el terremoto histórico de Tivissa pone de manifiesto que esta zona es capaz de producir terremotos de cierta consideración.

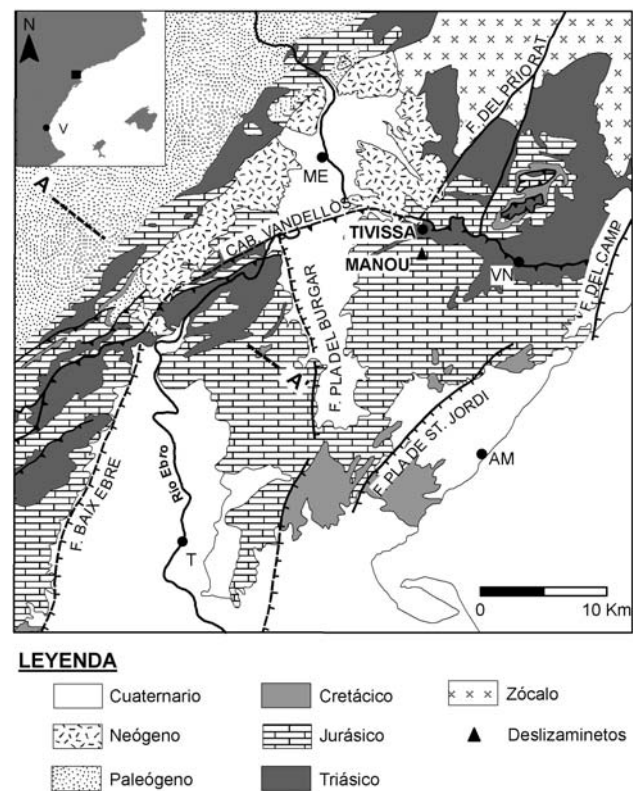


**Figura 1.-** Mapa de los terremotos históricos e instrumentales de la parte oriental de la Península Ibérica.

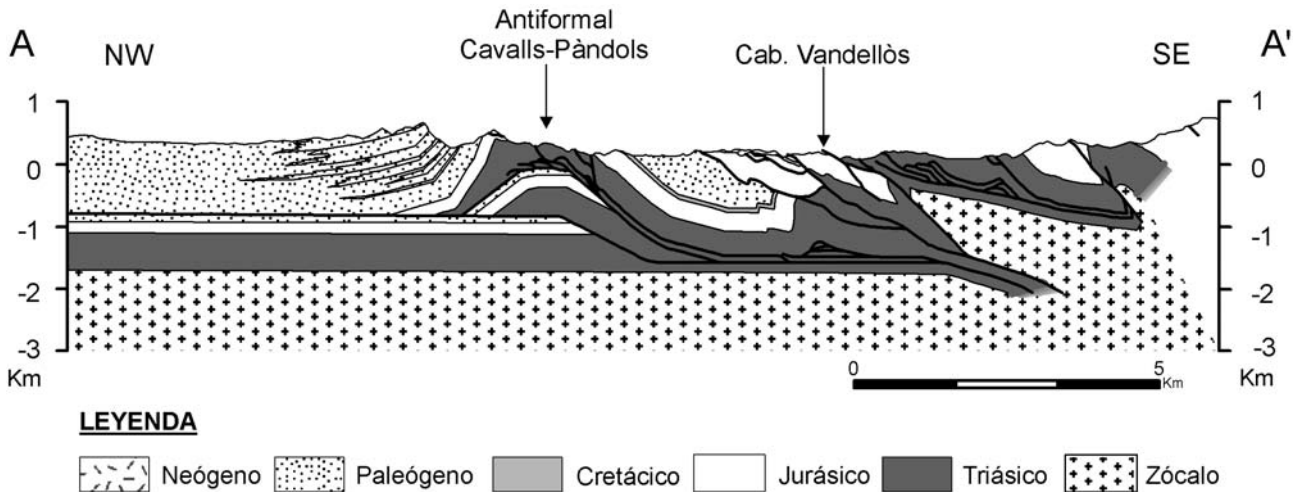
El objetivo de este trabajo es reunir en un artículo los datos conocidos de los diversos aspectos de la serie sísmica de Tivissa. Después de esbozar el marco climatológico de la época y las circunstancias meteorológicas que la precedieron, se describe brevemente la serie sísmica de Tivissa. En este artículo se aporta 1) una nueva evaluación de los efectos de los terremotos más importantes de la serie del 3 y 7 de octubre; 2) una descripción detallada de los movimientos de masa desencadenados por los movimientos sísmicos y 3) algunas hipótesis sobre las posibles fuentes de los terremotos.

### Situación geológica

La zona epicentral del terremoto de Tivissa se sitúa en la parte meridional de las Cadenas Costeras Catalanas, en el bloque superior del cabalgamiento de Vandellòs, cerca de la traza de dicho cabalgamiento (Fig. 2). El cabalgamiento de Vandellòs es un cabalgamiento mayor vergente al Norte que, según Guimerà (1983, 1988), forma parte del haz de cabalgamientos que coloca la Zona de Enlace sobre las Cadenas Costeras Catalanas propiamente dichas. Tal reconocimiento hizo, precisamente, que la denominación original *haz de Beceite-Portarubio* (Canérot, 1974) se ampliase a *haz de Portarubio-Vandellòs* (Guimerà, 1988). De acuerdo con la interpretación de Roca (*in Travé et al.*, 2004), el



**Figura 2.-** Mapa geológico de la parte meridional de las Cadenas Costeras Catalanas donde ocurrieron los terremotos de Tivissa de 1845 y situación de esta región en la Península Ibérica. Simplificado de Anónimo (1999). La línea discontinua indica la situación del corte de la fig. 3. V: Valencia; AM: L'Ametlla de Mar; VN: Vandellòs; ME: Mora d'Ebre y T: Tortosa.



**Figura 3.-** Corte al oeste de Tivissa que muestra el cabalgamiento de Vandellòs, simplificado de Roca, *in* Travé *et al.* 2004. Situación en fig.2.

cabalgamiento de Vandellòs afecta al zócalo hercínico (Fig. 3). Tanto en el bloque inferior como en el superior se desarrolla una estructura imbricada más o menos compleja que afecta a los materiales mesozoicos y que presenta varios niveles de despegue en materiales arcillosos y evaporíticos del Triásico (Buntsandstein superior, Muschelkalk medio y Keuper). Este sistema de cabalgamientos es de edad paleógena, como pone de manifiesto su relación con los depósitos de esta edad en el borde de la cuenca del Ebro (Anadón *et al.*, 1982).

Esta región se encuentra afectada por fallas normales neógenas de orientación NE-SW a N-S con los respectivos bloques orientales hundidos, tales como las fallas del Baix Ebre, del Pla de Burgar, del Pla de Sant Jordi y de El Camp. Ello indica una dirección de extensión neógena entre W-E y NW-SE. Todas estas fallas han tenido actividad durante el Cuaternario como atestiguan el estilo de los frentes montañosos que definen, los escarpes de falla en los materiales aluviales cuaternarios, así como las estructuras de fluidificación (Masana, 1996). El estudio paleosismológico de la falla del Camp ha puesto de manifiesto que esta falla, con una tasa de deslizamiento del orden de 0,02 mm/año, ha producido durante los últimos 125.000 años varias rupturas en superficie asociadas a terremotos de magnitudes del orden de  $M=6.5$  (Masana *et al.*, 2001). Los desplazamientos observados son consistentes con la dirección de extensión neógena. Esta falla afecta tanto al bloque superior como al inferior del cabalgamiento de Vandellòs. Por el contrario, es interesante notar que las fallas del Baix Ebre y del Pla de Burgar pierden salto hacia el N y que no cortan el frente del cabalgamiento de Vandellòs. Ello podría sugerir que estas fallas se enraízan en el cabalgamiento de Vandellòs y que, por lo tanto, dicho cabalgamiento y sus fallas asociadas habrían podido ser reactivados durante el Neógeno como fallas normales.

### La serie sísmica de 1845

En la variación climática de los últimos 500 años en Cataluña, Barriendos (1994) definió tres oscilaciones climáticas, que se caracterizan por un alto registro de inundaciones catastróficas: la Oscilación Inicial (1580-

1620), la Oscilación de Maldá (1760-1800) y la Oscilación Final (1840-1880). La Oscilación Final se define por un incremento de las inundaciones, grandes nevadas, descenso de las sequías, episodios de frío intenso y valores pluviométricos realmente excepcionales durante los diez primeros años de este período (1840-1850). Es en este marco climático en el que se produce la serie sísmica de Tivissa.

El día 9 de septiembre de 1845, en los primeros años de la Oscilación Final, es recordado por el gran aguacero que tuvo graves consecuencias. El río Ebro se desbordó, hecho que no sucedía desde septiembre de 1787, durante la oscilación climática de Maldá. Hubo víctimas mortales, cuatro en Tivissa, nueve en Tortosa y algunas más en otros pueblos, muchos heridos y la muerte de centenares de animales domésticos (Rodríguez de la Torre, 1997). Hubo también numerosas pérdidas materiales en edificios derrumbados, pérdidas de género en las tiendas, almacenes, graneros, pérdida de sal en las salinas, etc. Las localidades más afectadas fueron Tivissa, Falset, Cornudella del Montsant, Tortosa, Benissanet y Ginestar en la provincia de Tarragona, Esparraguera en la de Barcelona, y Bágüena, Burbágüena y San Martín del Río en la provincia de Teruel. En dos periódicos de Madrid, a mediados de octubre, cuando la serie sísmica estaba ya finalizando, se explica que, cuando el furioso temporal del 9 de septiembre, Tivissa ya sintió un temblor del que entonces no se hizo caso. Algunos catálogos han incluido este sismo y otros no, por considerar que todos los efectos sentidos este día habían sido causados por la tormenta. Rodríguez de la Torre (1997) considera prudente catalogarlo como ocurrido en hora indeterminada, con la codificación de «dudoso». La descripción de la serie sísmica que sigue es un resumen de las conclusiones de Rodríguez de la Torre (1997).

El 30 de septiembre empieza la serie sísmica. En la prensa de la época no se ha encontrado noticia sobre la percepción sísmica de este día. Posiblemente por tratarse del primer sismo y ser muy leve, no fue noticia. No obstante, en la descripción de la serie sísmica que hacen Ruiz y Cliviller en 1846 (cit *in* Rodríguez de la Torre, 1997) se alude al sismo de

este día, que habría ocurrido a las 7:45h, considerándolo como un sismo precursor localizado en Tivissa. No se dispone de indicios para proponer una hipótesis de intensidad.

Es a partir del sismo del 1 de octubre cuando hay una ingente información hemerográfica sobre la serie sísmica. Este sismo, ocurrido a las 12:55h, con epicentro en Tivissa, ha sido clasificando como precursor. Afectó también a las localidades de Cornudella de Montsant, Falset, Benissanet, Ginestar y Tortosa. A partir de las descripciones de los efectos del sismo, Rodríguez de la Torre (1997) le atribuye una intensidad de grado V MSK en Tivissa y Ginestar, de grado IV en Falset y Benissanet, y de grado III en Cornudella de Montsant y Tortosa.

El 2 de octubre se sintieron dos terremotos, el primero nocturno, a la una de la madrugada, y el segundo diurno, a las 12:45h. Se clasifican como precursores del terremoto del día 3 de octubre. Al primero, de carácter leve, que se sintió en Tivissa, Falset y Ginestar, no le ha sido atribuida intensidad, mientras que al segundo, que se sintió incluso en Alforja (a 28 Km de Tivissa) y en Tarragona (a 45 Km), Rodríguez de la Torre (1997) le atribuye una intensidad epicentral de grado IV-V MSK.

El 3 de octubre tuvieron lugar tres terremotos. El primero, leve, sin hipótesis de intensidad, ocurrió de madrugada; el segundo, el más intenso, a las 21:55 h, y el tercero, a las 22:35h. El segundo sismo fue sentido en Tivissa (epicentro), Vandellòs, Benissanet, Falset, Pratdip, Cornudella del Montsant, Tortosa, Tarragona, Barcelona y Cardona. Rodríguez de la Torre (1997) le asigna una intensidad epicentral de VI-VII MSK, a partir de las descripciones de pánico de los habitantes con huída de las gentes a los campos en plena noche, del derrumbamiento de dos casas en Vandellòs, del toque de campanas en Cardona (a 135 Km de Tivissa), etc. El tercer sismo no está bien calificado; le atribuye una intensidad epicentral de grado IV MSK. Estos tres sismos se consideran precursores del terremoto principal, el del 7 de octubre.

Para el día 4 de octubre sólo se encuentra una referencia en la prensa de la época. *El Herald* de Madrid del 12 de octubre especifica que en este día en Vandellòs y Tivissa volvió a repetirse el temblor por tres veces. Por ello, Rodríguez de la Torre (1997) cataloga el día 4 de octubre como día sísmico, con epicentro en Tivissa, y precursor del terremoto del día 7, pero sin información de la hora en la que ocurrió el temblor ni propuesta de intensidad.

El 7 de octubre se han catalogado dos sismos. Uno, precursor, a las 4:45h, de grado IV MSK, y el terremoto principal, percibido con exactitud en Barcelona a las 6:22h. Se le ha asignado una intensidad epicentral de grado VII MSK y epicentro en Tivissa. Este terremoto es el de mayor intensidad de la serie sísmica. En Falset los habitantes se despertaron por el ruido similar al de una cañería y el movimiento de los edificios. En Pratdip y Vandellòs el temblor fue mayor; los habitantes abandonaron sus casas para acampar algunos días en la parte alta del pueblo. Caían estanterías, tabiques, barbancas y se abrieron algunas grietas en las paredes de las casas y de las iglesias. La población más afectada fue Tivissa, cuyos habitantes permanecían aún

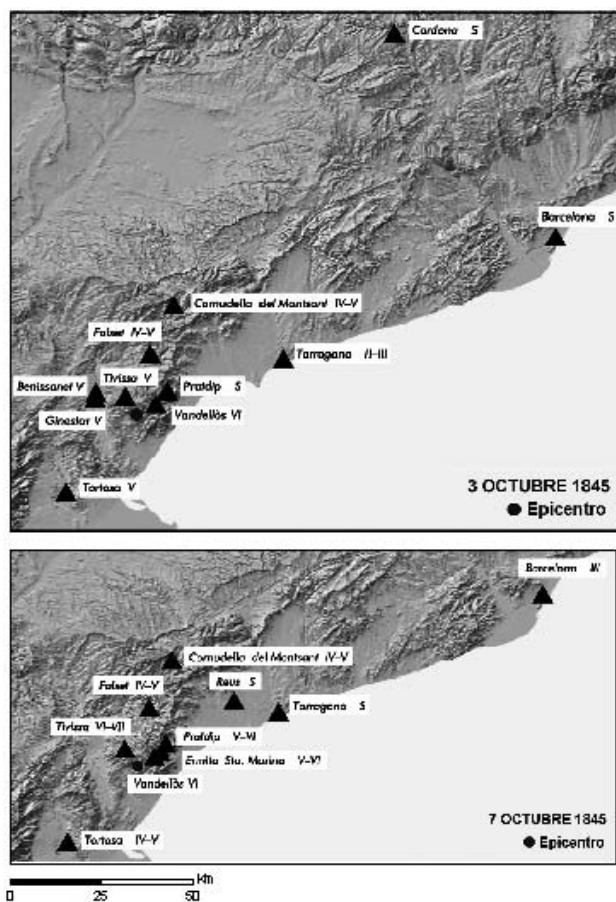
acampados en la montaña desde el sismo del día 3. Según se dice, las campanas tocaron solas, cayó una piedra del peso de dos arrobas de la torre de la iglesia y se abrió una grieta, aún visible en la fachada principal. En las calles estrechas casi se tocaban las paredes, se cayeron chimeneas, se desplomó un terrado y algunas casas nuevas fueron apuntaladas para evitar su caída. En el campo, se produjeron –en una localidad– alteraciones en el suelo, grietas largas, anchas y profundas que fueron descritas y cartografiadas en 1921 por Jardí y Brú, y cuyo estudio constituye el núcleo de este trabajo.

Posteriormente a este terremoto, sólo se han catalogado dos días sísmicos, durante los que se sintieron réplicas del terremoto del día 7. El 11 de octubre se percibieron cinco sacudidas leves en García (a 13 Km al NW de Tivissa), para las que se ha propuesto una intensidad epicentral de grado IV MSK. Finalmente, el 14 de octubre parece que tuvo lugar una débil réplica, quizás matutina. Dada su pequeñez, surgió la creencia colectiva de que se habían agotado las fuerzas telúricas, por lo que en la noche de ese mismo día los habitantes de Tivissa instalados en la montaña volvieron a sus respectivas casas. Con esta réplica finalizó la serie sísmica catalana más importante del siglo XIX.

Por lo que se refiere a los terremotos de los días 3 y 7 de octubre, uno de los autores (J.M.M.S.) ha evaluado, de acuerdo con la escala macrosísmica europea de 1998 (EMS-98), las intensidades de los distintos puntos sobre los que se dispone de información macrosísmica. Esta evaluación se ha realizado a partir de todos los documentos de que se ha dispuesto, desde los que eran originales y contemporáneos con los hechos, como han sido los textos de prensa de la época recogidos por Rodríguez de la Torre (1997), hasta catalogaciones posteriores (Fontserè, 1971; Mezcua, 1982). En las tablas I y II se indican los valores de intensidad para las distintas localidades en las que fueron sentidos estos terremotos (Fig. 4). El sismo del día 3 de octubre de

MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD	INTENSIDAD
Barcelona	41,3854	2,1775	S
Benissanet	41,0572	0,6375	V
Cardona	41,9149	1,6826	III
Cornudella del Montsant	41,2662	0,9068	IV-V
Falset	41,1467	0,8221	IV-V
Ginestar	41,0429	0,6339	V
Pratdip	41,0527	0,8725	S
Tarragona	41,1202	1,2596	II-III
Tivissa	41,0445	0,7333	V
Tortosa	40,8122	0,5262	V
Vandellòs	41,0211	0,8328	VI

**Tabla I.-** Municipios con sus coordenadas geográficas e intensidades asignadas para el día 3 de octubre de 1845. Se indica con la letra S una intensidad que posiblemente sea  $d \leq 5$  (la información disponible no permite asignar un valor de intensidad, pero se tiene constancia de haberse sentido) y se utiliza un intervalo de intensidad en los casos en que la información no es suficiente.



**Figura 4.-** Mapa de puntos de intensidad de los dos sismos mayores de la serie de Tivissa.

1845 fue sentido a las 21:55 h, sus coordenadas epicentrales son 41,03°N y 0,75°E (calidad B, error entre 10 y 20 Km) y se le otorga una intensidad epicentral de VI (calidad C, deficiente). El sismo del día 7 de octubre de 1845 fue sentido a las 06:22 h, sus coordenadas epicentrales son 41,03°N y 0,75°E (calidad B, error entre 10 y 20 Km) y se le otorga una intensidad epicentral de VI-VII (calidad C, deficiente).

La documentación disponible para los dos terremotos no permite distinguir el efecto de los deterioros sufridos por el terremoto inicial en la valoración de los sufridos por el posterior; es por ello, por lo que, entre otros motivos, la intensidad asignada al terremoto del día 7 es VI-VI, tal y como recomienda la EMS-98. Por otra parte, dado el *gap* de puntos de información al sur para ambos terremotos y al oeste para el del día 7, la distribución de los puntos de información macrosísmica no es suficientemente homogénea para poder utilizar adecuadamente los métodos numéricos de determinación de epicentros (y conjuntamente la magnitud del momento) como pudiera ser el de Bakun y Wentworth (1997). Si bien en esta situación lo mejor sería considerar un área epicentral, se dan las coordenadas epicentrales en un punto intermedio entre Tivissa y Vandellòs, con un error de entre 10 y 20 Km, iguales para los dos terremotos a pesar de que tienen la intensidad máxima diferente. Respecto al error epicentral de entre 10 y 20 Km, que coincide con el valor asignado en el catálogo

de Martínez Solares y Mezcua (2002), se ha cuantificado teniendo en cuenta la distancia entre las dos localidades de mayor intensidad en los dos terremotos del 3 y 7 de octubre, Tivissa y Vandellòs, que es de 10 Km. Además, la existencia de los *gaps* de puntos de información mencionados hizo que se considerase un intervalo superior de hasta 20 Km. Evidentemente, esto no tendría por qué ser así, puesto que en general los epicentros de una serie sísmica suelen estar distribuidos a lo largo de la fuente responsable. Sin embargo, al ser los errores en la localización superiores a la posible distancia real entre los focos sísmicos, no tiene mucho sentido diferenciarlos. Además, hay que tener en cuenta que el lugar con la máxima intensidad sentida no tiene por qué coincidir con el epicentro instrumental, suponiendo éste el verdadero y coincidente con la fuente puntual que ha generado el terremoto, característica ampliamente contrastada en terremotos recientes.

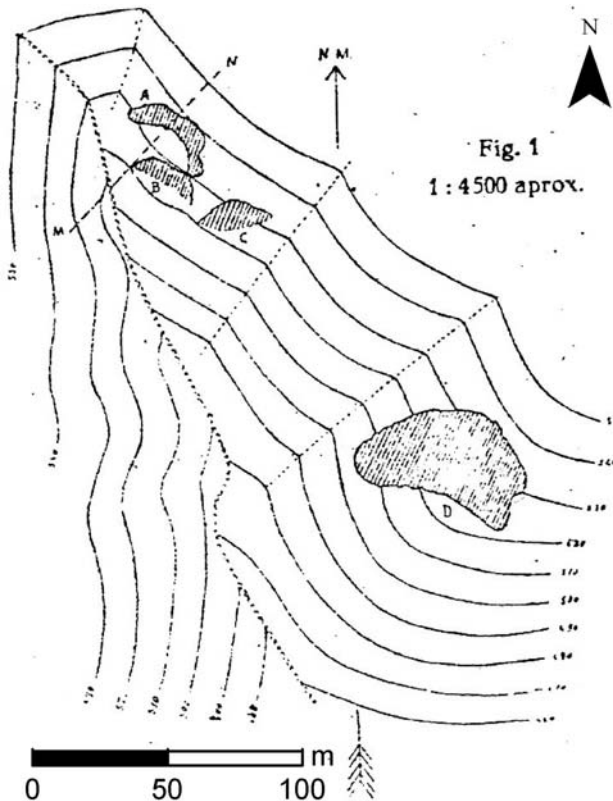
Los puntos de intensidad propuestos varían ligeramente de la propuesta de Mezcua (1982), tanto en algunas localidades como en los valores de intensidad asignados a algunas de ellas. Mezcua utiliza las mismas 9 localidades para los dos terremotos: Tarragona, Alforja, Pratdip, Falset, Ermita de Sta. Marina, Benissanet, Vandellòs, Tivissa y Tortosa. En este trabajo, para el mapa del sismo del día 3 de octubre se han utilizado los mismos puntos que Mezcua (1982) menos Alforja, y se han añadido Cornudella del Montsant y Ginestar. Para el mapa del sismo del día 7 las localidades utilizadas también coinciden básicamente con las de Mezcua (1982); no se ha considerado Alforja y se han añadido Cornudella del Montsant y Reus. En total, 10 localidades para cada sismo, con nueve localidades comunes. La tabla III reúne las coordenadas epicentrales y las intensidades máximas sentidas para los terremotos de los días 3 y 7 de octubre publicadas en los distintos catálogos y en este trabajo.

MUNICIPIO	LATITUD	LONGITUD	INTENSIDAD
Barcelona	41,3854	2,1775	III
Cornudella del Montsant	41,2662	0,9068	IV-V
Ermita Sta. Marina	41,0311	0,8536	V-VI
Falset	41,1467	0,8221	IV-V
Pratdip	41,0527	0,8725	V-VI
Reus	41,1552	1,111	S
Tarragona	41,1202	1,2596	S
Tivissa	41,0445	0,7333	VI-VII
Tortosa	40,8122	0,5262	IV-V
Vandellòs	41,0211	0,8328	VI

**Tabla II.-** Municipios con sus coordenadas geográficas e intensidades asignadas para el seísmo del día 7 de octubre de 1845. Se indica con la letra S una intensidad que posiblemente sea  $d \leq 5$  (la información disponible no permite asignar un valor de intensidad, pero se tiene constancia de haberse sentido) y se utiliza un intervalo de intensidad en los casos en que la información no es suficiente.

AUTOR	3 OCTUBRE		7 OCTUBRE	
	Coordenadas	Intensidad máxima	Coordenadas	Intensidad máxima
Mezcua-1982	41,00N - 0,75E	VII	41,00N - 0,70E	VI
M-MS-1983	41,00N - 0,75E	VII	41,00N - 0,70E	VI
S-G-1999	41,00N - 0,75E	VII	41,00N - 0,70E	VI
MS-M-2002	41,03N - 0,75E	VI - VII	41,03N - 0,75E	VI - VII
Este trabajo	41,03 - 0,75E	VI	41,03 - 0,75E	VI - VII

**Tabla III.**- Coordenadas de los epicentros de los terremotos del 3 y 7 de octubre e intensidades máximas sentidas en los catálogos de Mezcua (1982), Mezcua y Martínez Solares (1983), Susagna y Goula (1999), Martínez Solares y Mezcua (2002) y en el presente trabajo.



**Figura 5.**- Cartografía de las grietas abiertas en el barranco del Manou durante el sismo del 7 de octubre de 1845 según Jardí y Bru (1921). La escala gráfica de la figura, añadida por nosotros, es aproximada. Situación del barranco del Manou en la fig. 8.

## Los deslizamientos

### Antecedentes

Los deslizamientos de masa que desencadenó el sismo principal de la serie el día 7 de octubre fueron descritos por Jardí y Bru (1921). Estos autores sitúan los deslizamientos y fracturas asociadas a 4 Km en línea recta al S de Tivissa, en un valle de dirección N-S limitado por la Sierra de Melica a levante y por la montaña de La Miloca a poniente. Describen cuatro fracturas (Fig. 5):

A. Fractura semicircular de 70 m de longitud y 8 m de anchura, aproximadamente. Debido a la caída de bloques al abrirse la fractura no se puede precisar su profundidad, pero estiman que podría ser cercana a los 10 m en la parte más profunda. La zona separada de la montaña se desplazó hacia el valle sin derrumbarse.

B y C. Las fracturas B y C se diferencian de la A porque la parte separada de la montaña se derrumbó hacia el valle, como refleja la forma de las curvas de nivel ligeramente por debajo de las dos fracturas.

D. La fractura D es la más grande de las cuatro, con una longitud de 70 m aproximadamente. La parte separada de la fractura se desplazó unos 40 m derrumbándose parcialmente, como también indican las curvas de nivel.

Actualmente, en la ladera oriental del barranco del Manou todavía pueden estudiarse estos deslizamientos.

### Los materiales y su disposición estructural

Los materiales afectados por los deslizamientos se sitúan en el bloque superior del cabalgamiento de Vandellòs, que, despegado a nivel de materiales triásicos, está constituido básicamente por materiales jurásicos y, en menor medida, cretácicos. La serie estratigráfica se caracteriza, a grandes rasgos, por ser dolomítica desde el Trías más superior hasta el Sinemuriense, mientras que la parte superior del Lías, el Dogger y la mayor parte del Malm es una serie en la que alternan calizas, margas y margocalizas. El Malm superior y el Cretácico más inferior son dolomíticos. La serie estratigráfica de esta unidad inmediatamente al S de Tivissa fue estudiada en detalle por Robles Orozco (1974). La tesis de Salas (1987) ha sido útil para asociar las unidades descritas por Robles Orozco (1974) y nuestras observaciones con las formaciones actualmente utilizadas en la literatura. En la figura. 6 se encuentra una descripción de las distintas unidades litológicas observadas, así como su edad y correlación con las formaciones formalmente definidas.

Los deslizamientos provocados por el sismo del 7 de octubre se formaron en la unidad litológica que constituye la parte inferior de la Formación de Loriguilla, de edad Oxfordiense superior-Kimmeridgiense medio (unidad I en la Fig.6). Esta unidad está constituida por una regular alternancia de calizas micríticas y margas. Las calizas micríticas se presentan en estratos decimétricos, de color blanco-gris en superficie y beige en fractura. Las capas de margas son centimétricas. En esta unidad se encuentran nódulos de hierro de 1 a 2 cm que ocasionalmente alcanzan los 5 cm. Contiene abundantes ammonites y en menor proporción belemnites y braquiópodos. Su potencia es de unos 25 m. Estos materiales representan

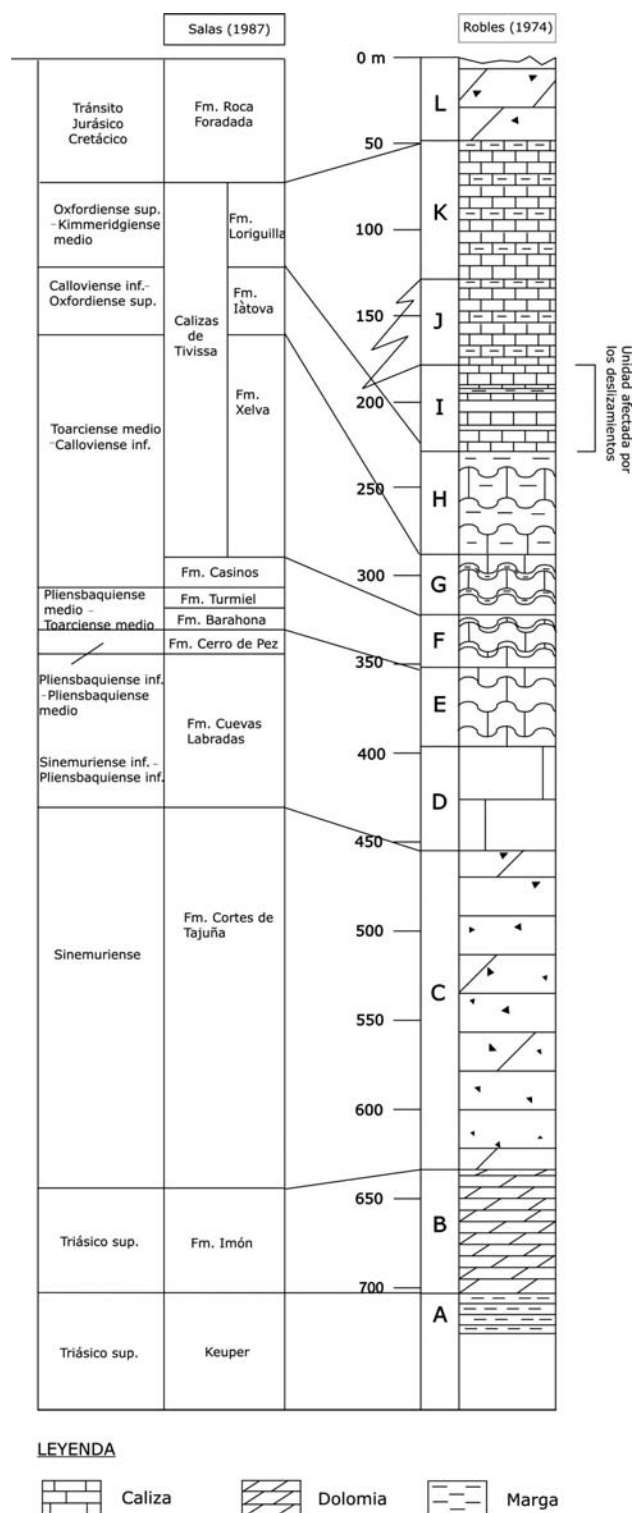
un nivel incompetente respecto a las unidades infra y suprayacentes, y constituyen un nivel de despegue menor en el que localmente se desarrollan pliegues disarmonicos muy apretados.

En la vertiente oriental del barranco del Manou, donde se localizan los deslizamientos, los estratos de la unidad presentan un buzamiento hacia el SW (120/15SW), igual que la inclinación de la vertiente, cuya pendiente es un poco mayor que la inclinación de las capas.

En la vertiente de los deslizamientos se desarrolla un sistema de diaclasas, a grandes rasgos perpendiculares a la estratificación. Éste área constituye un dominio homogéneo en relación a la fábrica de la estratificación y las diaclasas. Su disposición se muestra en la proyección estereográfica de la figura. 7. Para el cálculo de densidades en la proyección estereográfica se ha atribuido a cada medida

**Figura 6.-** Columna estratigráfica de Jurásico de los alrededores de Tivissa y localización de los niveles en los que se desarrollaron los deslizamientos del barranco del Manou: A. Alternancia de yesos versicolores y arcillas rojas, facies Keuper. B. Dolomías tableadas con estratos centimétricos de color gris claro–blanquecino en fractura, y de color gris en superficie. C. Dolomías brechosas masivas, con clastos calcáreo–dolomíticos heterométricos, y localmente dolomías cavernosas («carniolas»), de color rosado–rojizo en fractura y de color gris oscuro en superficie. D. Caliza micrítica maciza de color gris a gris oscuro en superficie y de color gris en fractura. Contiene fragmentos de moluscos. E. Caliza micrítica con estratificación ondulada decimétrica de color gris en superficie y beige–marrón en fractura. Su contenido fosilífero está formado por ammonites y bivalvos. F. En este nivel se diferencia una parte basal formada por *grainstones* con abundantes crinoideos, bivalvos y belemnites. También contiene, pero en menor proporción, ammonites. El contenido fosilífero disminuye de base a techo, habiendo en el techo de la unidad una caliza con abundantes crinoideos y algunos bivalvos. En general, toda la unidad presenta estratificación ondulante de medida decimétrica a centimétrica, de color gris oscuro en superficie y de color marrón, naranja–rojizo en fractura. G. Caliza micrítica con estratificación ondulada, decimétrica y con alternancia de capas margosas centimétricas. De color gris en superficie y de color beige – marrón claro en fractura. H. Alternancia de margocalizas y margas con estratificación ondulada de grosor decimétrico. En superficie es de color amarillento a gris y de color beige – gris claro en fractura. Contiene ammonites. I. Caliza micrítica en estratos decimétricos en alternancia con estratos centimétricos de margas. De color blanco–gris en superficie y beige en fractura. En esta unidad se encuentran nódulos de hierro de 1–2 cm que alcanzan puntualmente los 5 cm. Contiene abundantes ammonites y en menor proporción belemnites y braquiópodos. J. Margocaliza de estratos decimétricos con alternancia de capas centimétricas de margas. En superficie es de color blanco amarillento–gris oscuro, y de color gris en fractura. Contiene nódulos de hierro de medida centimétrica. Su contenido fosilífero está constituido básicamente por ammonites. K. Margocaliza con alternancia de calizas, con estratos de grosor decimétrico. Color blanco–gris claro en superficie y beige en fractura. Contiene ammonites y belemnites, en menor proporción. Las calizas se encuentran parcialmente dolomitizadas. L. Dolomías macizas y localmente estratificadas, de color gris oscuro – negro en superficie y color ocre – beige o rojizo, en fractura. Se trata de una dolomía brechoide con clastos calcáreos.

un factor de dimensión: a las diaclasas cuya traza tiene una longitud inferior a 5 m se les ha asignado un factor 1; a las de longitud comprendida entre 5 y 10 m, un factor 2; y a aquellas con longitud de traza superior a 10 m, un factor 3. Se agrupan en cuatro familias principales y una quinta menos desarrollada. La familia que alcanza mayor desarrollo presenta una orientación preferente de 170/70NE, con un máximo secundario 146/75NE. Las otras tres familias principales muestran las siguientes orientaciones preferentes: 050/82NW, 073/49NW y 028/85SE. La orientación preferente de la familia menos desarrollada es 074/84SE.







**Figura 7.-** Proyección estereográfica de las diaclasas y la estratificación en la zona de los deslizamientos. Planos de diaclasas medidos, 64. Las líneas de isodensidad corresponden a 8, 4, 2, 1%.  $S_0$ : ciclográfica del plano medio de estratificación.

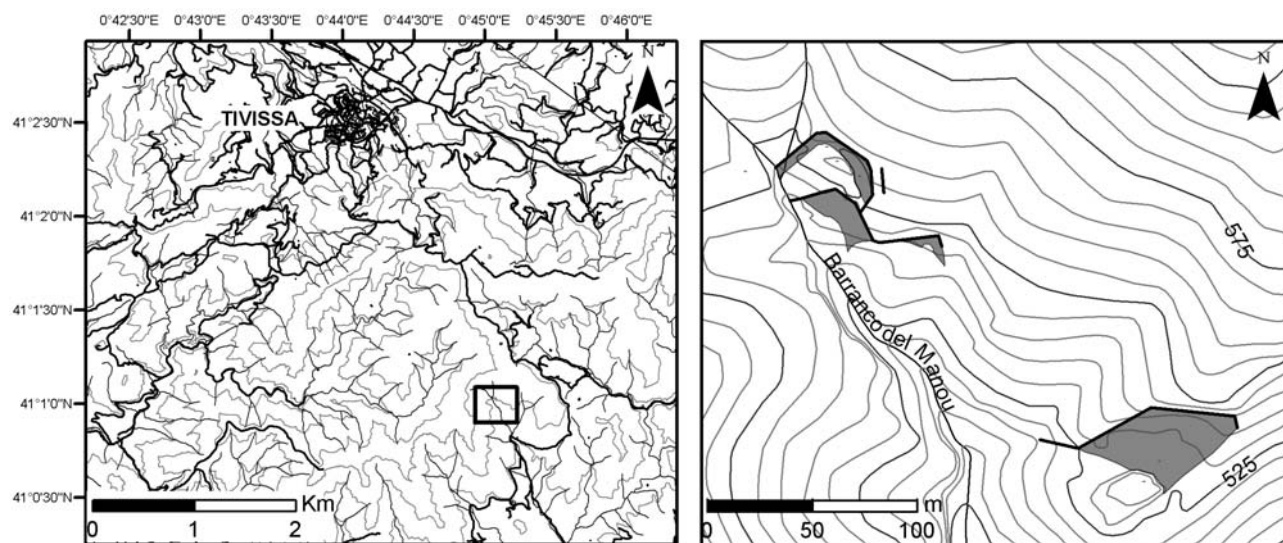
#### Descripción de los deslizamientos

La cartografía detallada sobre el terreno de los deslizamientos, utilizando como base una ampliación a escala 1:2000 de la ortofoto 255-143 a escala 1:5000 del Institut Cartogràfic de Catalunya, ha permitido identificar las cuatro grietas descritas por Jardí y Bru (1921), y describir las características de los deslizamientos asociados. Las grietas descritas por Jardí

y Bru (Fig. 5) corresponden a las zonas abiertas entre las cicatrices y bloques traslacionales de tres deslizamientos de masa (Fig.8). Se sitúan en la vertiente NE del barranco del Manou, dos de ellos, los asociados con las grietas A, B y C de Jardí y Bru (1921), cerca de la cabecera del barranco, y el tercero, que se corresponde con la grieta D, unos 100 m al SE de los anteriores.

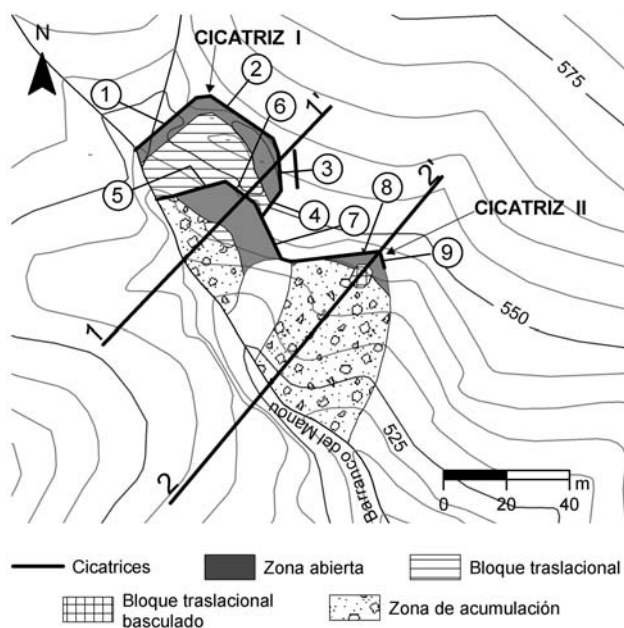
*El conjunto septentrional:* En esta zona se observan deslizamientos asociados a dos cicatrices (Figs. 9 y 10). La cicatriz I, de forma semicircular con la concavidad hacia el fondo del valle, es cortada por la cicatriz II, que es alabeada con una doble concavidad hacia el fondo del valle. Ambas cicatrices se han desarrollado a expensas de diaclasas bien definidas, lo que, en planta, les da una morfología poligonal. La superficie de deslizamiento en la que enraíza la cicatriz II es al menos 1,5 m más profunda que la correspondiente a la cicatriz I (Fig 12).

La cicatriz I (Fig 10) es aproximadamente simétrica y está formada por cuatro planos principales (1, 2, 3 y 4 en Fig. 9). Los planos de las fracturas laterales son superficies muy regulares a diferencia de las otras, que son más irregulares. Paralela a la dirección 180/81E existe una fractura abierta en superficie de poca profundidad. De esta cicatriz se desprendió un bloque traslacional que se desplazó hasta alcanzar el fondo del barranco. Entre este bloque y la cicatriz queda una zona abierta (grieta A de Jardí y Bru, 1921) que se sigue a lo largo de toda la cicatriz excepto junto a la fractura lateral orientada 050/72SE, a lo largo de la cual se deslizó el bloque traslacional. Así, la dirección de deslizamiento de este bloque coincide con la intersección de esta fractura lateral con la estratificación, prácticamente la dirección del buzamiento de la estratificación. En la zona abierta abundan bloques tabulares de métricos a decimétricos (hasta 3 m de longitud máxima) dispuestos de forma caótica. Esta zona tiene una anchura variable en



**Figura 8.-** A la izquierda, mapa de los alrededores de Tivissa con la situación (recuadro) del barranco del Manou, donde se encuentran los deslizamientos. A la derecha, mapa de las cicatrices de los deslizamientos del barranco del Manou y de las zonas abiertas (en gris) entre éstas y las masas desplazadas. Las zonas abiertas se corresponden con las grietas descritas por Jardí y Bru, 1921 (compárese con fig.6). Las cicatrices se desarrollan a favor de diaclasas, lo que da el aspecto poligonal a las mismas.



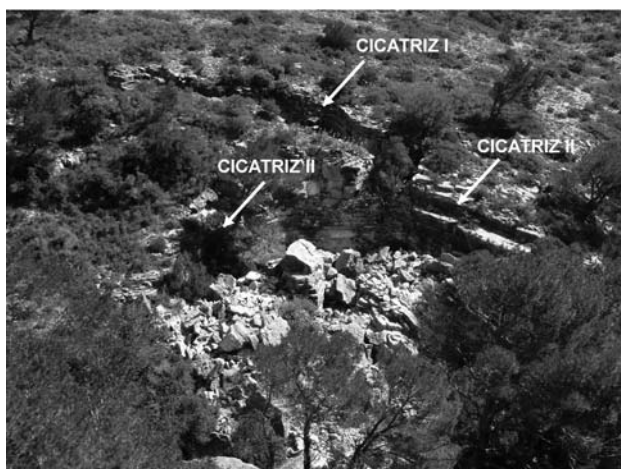


**Figura 9.-** Planta de los deslizamientos del conjunto septentrional. Los segmentos de las cicatrices corresponden a diaclasas con las siguientes orientaciones: (1) 065/55NW, (2) 141/73NE, (3) 180/81E, (4) 050/72SE, (5) 120/80 NE, (6) 070/65 NW, (7) 170/65NE, (8) 058/88NW, (9) 177/65NE. En la figura 11 se han representado las secciones 1-1' y 2-2'.

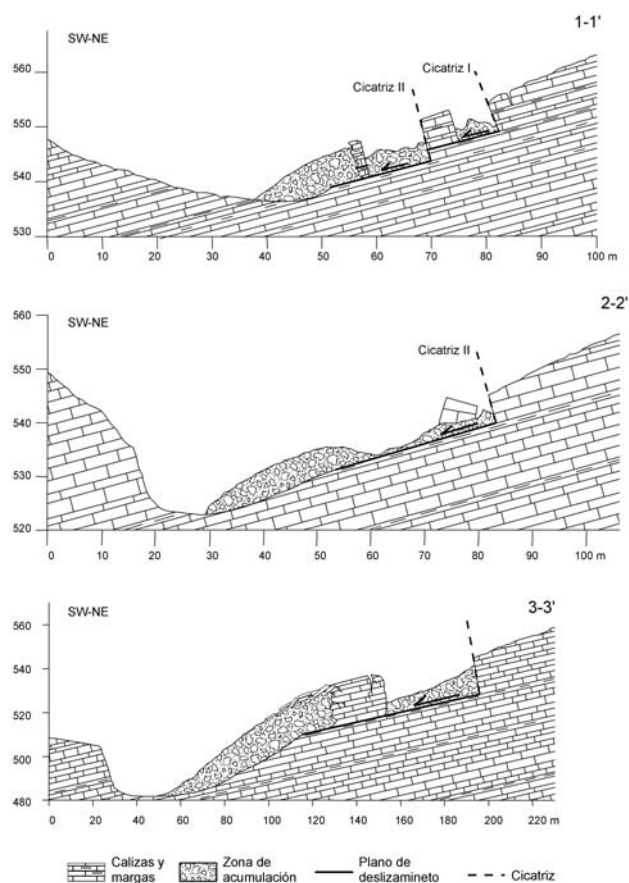
función de la orientación de la cicatriz y de los colapsos de bloques producidos..

Debido a su forma de doble concavidad, la cicatriz II da lugar a dos lóbulos deslizados. A diferencia de lo que ocurre en el deslizamiento asociado a la cicatriz I, en este caso la masa deslizada ha colapsado mayoritariamente, predominando la acumulación de bloques.

La concavidad occidental está formada por tres planos principales (5, 6 y 7 en Fig. 9). Este último corta a la cicatriz I y al bloque traslacional asociado, por lo



**Figura 10.** Fotografía del conjunto septentrional, tomada desde la vertiente occidental del barranco del Manou, hacia el este. Se observa cómo la cicatriz II corta a la cicatriz I y alcanza un nivel más profundo que la cicatriz I. En primer término, la zona de acumulación de bloques frente a la cicatriz II. Parcialmente cubierto por la vegetación, el bloque traslacional asociado a la cicatriz I. Compárese con la figura 9.



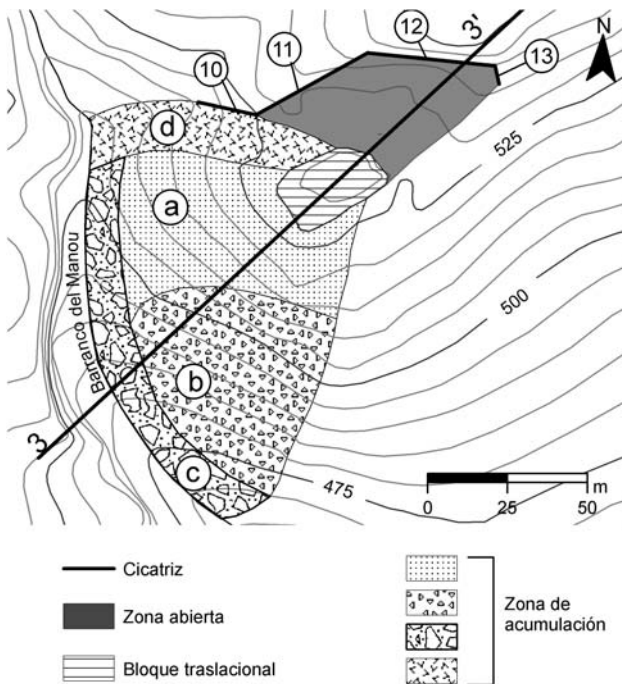
**Figura 11.-** Secciones de los deslizamientos del barranco del Manou. Téngase en cuenta que el corte 3-3' tiene una longitud aproximadamente el doble que los cortes 1-1' y 2-2'. Localización de las secciones en las figs. 9 y 12.

que la cicatriz II se formó posteriormente a la I. La masa deslizada está casi totalmente colapsada, constituyendo una zona de acumulación caótica de bloques equidimensionales y tabulares. Sólo un pequeño bloque traslacional de unos 12 x 4 m en planta limita la parte central de la zona abierta, cuyo fondo está también tapizado por bloques.

Los deslizamientos hasta aquí descritos forman un conjunto que ocupa un área de 1700 m<sup>2</sup>, de los cuales 400 m<sup>2</sup> corresponden a las acumulaciones caóticas de bloques.

La concavidad oriental de la cicatriz II está formada por dos planos de superficie irregular y de distinta longitud. El deslizamiento está constituido mayoritariamente por una acumulación de bloques (Fig 9), aunque puede distinguirse un pequeño bloque traslacional de 9 x 5 m en planta, basculado a contrapendiente. En la zona abierta, actualmente ocupada por abundante vegetación, predominan los bloques caídos heterométricos, de dimensiones centimétricas a métricas. La extensión de este deslizamiento es de unos 2000 m<sup>2</sup>, ocupando la zona de acumulación un área de 1800 m<sup>2</sup>.

*El deslizamiento meridional:* Es el de mayores dimensiones y su zona abierta corresponde a la grieta D de Jardí y Bru (1921). La cicatriz está formada por cuatro segmentos de direcciones diferentes (10, 11, 12 y 13 en Fig. 12) y es asimétrica, debido a que queda limitada al E por la vertiente NW de un barranco



**Figura 12.-** Planta del deslizamiento meridional. Los segmentos de la cicatriz corresponden a diaclasas con las siguientes orientaciones: (10) 125/65NE, (11) 058/88NW, (12) 115/80NE y (13) 165/80NE. En la figura 11 se ha representado la sección 3-3'. a,b,c,d: zonas de acumulación diferenciadas y descritas en el texto.

afluente al del Manou, de dirección NE-SW (Figs. 12 y 13). Sobre esta vertiente no se han depositado bloques resultantes del deslizamiento, lo que indica una dirección de deslizamiento hacia el SW, siguiendo la máxima inclinación de los estratos, que coincide con la dirección de la pendiente de la vertiente. El fondo de la zona abierta está tapizado por bloques planares de dimensiones métricas, dispuestos caóticamente, sobre los que ha crecido abundante vegetación.

El bloque traslacional presenta numerosas grietas, más o menos abiertas, perpendiculares a la estratificación. Pendiente abajo, el bloque se desorganiza progresivamente a favor de las grietas abiertas y de los planos de estratificación, pasando gradualmente a la zona de acumulación, en la que, de acuerdo con la morfología, dimensiones y disposición de los bloques que la constituyen, se han diferenciado cuatro zonas (Fig. 12).

Junto al bloque traslacional (Fig. 12, zona a) predominan los bloques métricos tabulares con orientación preferente, con unas dimensiones medias de 4 x 5 m y un grosor de 1,5 m aproximadamente, los cuales descansan sobre un depósito caótico. La orientación preferente de los planos principales de estos bloques es 172/38SW, paralela a la vertiente. En una zona más distal (zona b), los bloques también son planares pero se encuentran en disposición caótica. La parte frontal (zona c) del área de acumulación, a lo largo del fondo del barranco, está formada por bloques métricos equidimensionales. Por último, en una zona topográficamente deprimida (zona d), entre la cicatriz y la zona de acumulación, los bloques son más pequeños y se encuentran orientados según la pendiente

Este deslizamiento ocupa un área de 8 100 m<sup>2</sup>, de los cuales 6 400 corresponden a la zona de acumulación.

#### *Conclusiones sobre los deslizamientos del barranco del Manou*

Las «fracturas» formadas durante el sismo del 7 de octubre corresponden a las zonas abiertas de deslizamientos de masa, entre las cicatrices y las masas deslizadas, sean éstas bloques traslacionales o acumulaciones de bloques. No tienen por lo tanto ninguna relación directa con la falla, fuente del sismo.

Estos deslizamientos se localizan en una zona cuya estratigrafía, disposición estructural y orografía favorecen el desarrollo de los mismos. Por un lado, los estratos decimétricos de calizas con interestratos centimétricos de margas buzán en el mismo sentido que la pendiente de la vertiente, y la zona se encuentra afectada por un sistema de varias familias de diaclasas aproximadamente perpendiculares a la estratificación. Por otro, la pendiente de la vertiente debida a la incisión del barranco del Manou es superior al buzamiento de las capas. Ello ocasiona que queden masas rocosas aisladas por las diaclasas y la estratificación, sin soporte en su parte inferior, de manera que éstas son susceptibles de deslizarse hacia el fondo del barranco. El desencadenamiento de estos deslizamientos por los temblores sísmicos, habría sido sin duda facilitado por el agua, producto de las fuertes lluvias caídas previamente, que infiltrada por las diaclasas habría favorecido el despegue de los deslizamientos de masa a favor de los interestratos margosos. Los tres deslizamientos descritos se caracterizan por: 1) cicatrices formadas por varias diaclasas encadenadas, de diferentes dimensiones y direcciones; 2) planos de deslizamiento que coinciden con interestratos margosos; 3) zonas abiertas entre las cicatrices y las masas deslizadas, y 4) masas deslizadas en las que pueden diferenciarse bloques traslacionales y acumulaciones de bloques. La dimensión de los bloques traslacionales es muy variable, y en un



**Figura 13.-** Fotografía del deslizamiento meridional, tomada desde la vertiente occidental del barranco del Manou, hacia el este. Se observa la cicatriz, la zona abierta y la acumulación de bloques. El bloque traslacional queda tapado por los pinos que crecen en la zona abierta.

deslizamiento el bloque traslacional está basculado. Las acumulaciones de bloques, predominantemente de dimensiones métricas, representan el volumen más importante de las masas deslizadas.

Las masas deslizadas se cuartearon, aprovechando los planos de diaclasas y estratificación, y desmoronaron en su mayor parte durante el deslizamiento, probablemente como resultado de las sacudidas sísmicas, derrumbándose los bloques que deslizaban. A este aspecto de masas derrumbadas se refiere el nombre con el que localmente se conocen estas estructuras: *les ensulsides* (esp.: los derrumbamientos) que ayudan a mantener vivo en la población de Tivissa el recuerdo del sismo.

## Discusión

La intensidad epicentral estimada implica que los sismos de los días 3 y 7 de octubre son de pequeña magnitud. Teniendo en cuenta las correlaciones entre intensidades y magnitudes desarrolladas por el IGN (Cabañas, 2010), se pueden asignar magnitudes del momento  $M_w$  de 4,9 (3 octubre) y 5,1 (7 octubre). Por lo tanto, de acuerdo con las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) para fallas normales, la superficie de ruptura sería respectivamente de 13,8 y 46,3 Km<sup>2</sup>. Se trataría, pues, de la ruptura de un pequeño segmento de alguna de las grandes fallas cercanas a Tivissa o de alguna falla menor conectada con ellas. Por otra parte, la pequeña extensión del área en la que se localizan las poblaciones afectadas indica una muy rápida atenuación en los primeros 20-30 Km. Ello sugiere un sismo muy superficial. El número y la falta de homogeneidad de la distribución de los puntos de información macrosísmica no permiten trazar unas isosistas fiables a partir de las que determinar la profundidad de los sismos. El error sería mayor que si la deducimos de la actividad sísmica instrumental de la zona. A partir de la profundidad de los terremotos instrumentales, se puede deducir una profundidad de entre 5 y 10 Km. La incertidumbre es amplia, pero dado que la profundidad es el parámetro peor determinado, se puede considerar este intervalo de 5-10 Km como aceptable.

Si bien en la determinación del epicentro se ha estimado un error de entre 10 y 20 km, las localidades más afectadas (Tivissa, Vandellòs, ermita de Sta. Marina y Prasdip) se sitúan a lo largo del cabalgamiento de Vandellòs (véase Fig.2), lo que hace que esta estructura, o fallas de menor entidad imbricadas con ella, sean las que en primer lugar deban de tenerse en cuenta. Se trata de estructuras contractivas paleógenas en las que, como ya se ha indicado previamente, podrían enraizar fallas normales neógenas (fallas del Baix Ebre y del Pla de Burgar, p. ej.). Ello implicaría que parte de las fallas del sistema de cabalgamientos habrían debido de acomodar estos movimientos, actuando recientemente algunos segmentos como fallas normales, y siendo por lo tanto candidatas a haber producido los sismos de Tivissa.

Cualquiera de las dos ramas de la falla del Priorat, fallas subverticales, de dirección NE-SW y por lo tanto aproximadamente perpendiculares a la dirección principal de extensión neógena, cumplen también el

requisito de máxima proximidad a las localidades más afectadas (se sitúan entre Tivissa y Vandellòs). Estas fallas son cortadas por el cabalgamiento de Vandellòs y éste apenas está ligeramente desplazado por alguna falla menor ligada a las fallas del Priorat. Por lo tanto, la falla del Priorat apenas ha tenido actividad posteriormente al Paleógeno, lo que no excluye que algún segmento de la misma, o falla asociada en el bloque inferior del cabalgamiento de Vandellòs, haya podido producir los sismos estudiados.

La falla del Pla de Burgar, con movimiento neotectónico probado, se encuentra a unos 10 km del epicentro estimado. Poblaciones muy cercanas a la falla (Benissanet, Ginestar) tuvieron afecciones menores y Rasquera, población situada prácticamente sobre la falla, no se halla entre las poblaciones afectadas citadas por la prensa de la época.

Entre los 10 y 20 km se encuentra la falla del Pla de Sant Jordi, que ha tenido actividad durante el Cuaternario. El pueblo de L'Ametlla de Mar, situado a poco más de 2 km de la falla, en su bloque superior, tampoco aparece mencionada como población afectada en la prensa coetánea. Todas las poblaciones afectadas se encuentran en el bloque inferior y a mayor distancia de la misma que la población citada.

La terminación meridional de la falla de El Camp se sitúa a casi 20 km de Tivissa. Ninguna de las poblaciones situadas a lo largo de esta falla (L'Hospitalet de l'Infant, Montroig del Camp, Montbrí, etc.) figuran como poblaciones afectadas, y todas las poblaciones afectadas de cierta consideración se encuentran en el bloque inferior de esta falla.

De acuerdo con estos datos, pensamos que las fallas con mayores probabilidades de haber causado los sismos de Tivissa son un movimiento en falla normal de alguna imbricación del cabalgamiento de Vandellòs o alguna rama de la falla del Priorat. El cabalgamiento de Vandellòs emerge a la superficie entre Tivissa y Vandellòs y, por lo tanto, es razonable pensar que esta falla se encuentra a profundidades inferiores a los 5 Km en la posible área epicentral, muy cercana a la traza del cabalgamiento (Figs 2 y 3). Así pues, si se acepta que el foco debe situarse entre 5 y 10 Km de profundidad cualquiera de las dos ramas de la falla del Priorat o falla menor asociada, en el bloque inferior del cabalgamiento de Vandellòs y posiblemente por debajo de la lámina cabalgante, son mejores candidatas a haber causado la crisis sísmica de Tivissa en 1845.

No obstante, como hipótesis de trabajo no debe excluirse la posibilidad de una serie de sismos más superficiales causados por el movimiento del cabalgamiento de Vandellòs o fallas asociadas. Éstos podrían haber sido inducidos por las fuertes lluvias del 9 de septiembre y las correspondientes grandes avenidas de los cursos de agua de esta región, por la variación transitoria local del estado de esfuerzos debido a un mecanismo de *aquifer forcing* análogo a los sugeridos por Kraft *et al.* (2006) en el monte Hochstaufen en el SE de Alemania o por Bollinger *et al.* (2010), para la sismicidad de la Castellane, en la Provenza. En esta región, que presenta una estructura de cabalgamientos despegados a nivel del Trías, con una potente serie evaporítica, que presenta fuertes analogías con la región de Tivissa-Vandellòs, Bollinger

(2010) ha podido mostrar que el 41% de las avenidas extremas son seguidas al menos por un evento sísmico al cabo de 7-28 días, y que esta correlación no es debida a la casualidad. El momento climático de 1845 podría haber ayudado a este tipo de mecanismos.

### Agradecimientos

A Joaquim Roset, Ingeniero geólogo natural de Tivissa, buen conocedor de la comarca, que nos mostró los deslizamientos y con quien mantuvimos interesantes cambios de impresiones. A Eduard Roca por sus aportaciones y sugerencias sobre la estructura de la región. A J. L. Simón de la Universidad de Zaragoza y a un revisor anónimo cuyos comentarios y sugerencias han permitido mejorar el manuscrito original.

### Referencias

- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P. y Solé Sugrañes, Ll. (1982): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, 14 (1979), 242-270.
- Anónimo (1999). *Mapa geológico de Catalunya 1: 100.000, hoja 1, Comarques de l'Ebre*. Generalitat de Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya, Institut per al Desenvolupament de les Comarques de l'Ebre.
- Bakun, W.H. y Wentworth, C.M. (1997): Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bull. Seism. Soc. America*, 87(6) : 1502-1521.
- Barriendos, M (1994): *El clima histórico de Catalunya. Aproximación a sus características generales (siglos XV-XIX)*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 500 p.
- Bollinger, L., Nicolas, M, y Marin, S. (2010): Hydrological triggering of the seismicity around a salt diapir in Castellane, France. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(1-2): 20-29, doi:10.1016/j.epsl.2009.11.051.
- Cabañas, L (2010) : *Catálogo sísmico de proyecto. Preparación y homogeneización*. Instituto Geográfico Nacional, Informe interno.
- Canérot, J. (1974): *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*. Trabajos de Tesis, E.N.A.D.M.I.N.S.A., ser. 5, v.4, 517 pp.
- Fontserè, E. e Iglésies, J. (1971): *Recopilació de dades sísmiques de les Terres Catalanes entre 1100 i 1906*. Barcelona, Fundació Salvador Vives Casajuana, 547 p.
- Guimerà, J. (1883): Évolution de la deformation alpine dans le NE de la Chaîne Ibérique et dans la Chaîne Côtière Catalane. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297:425-430.
- Guimerà, J (1988). Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona. 600p.
- Jardí Borrás, R. y Bru, F. M. (1921): Terremoto catalán de 1845. *Ibérica*, vol XV, núm. 361-362: 60-62.
- Kraft, T., Wassermann, J., Schmedes, E. e Igel, H. (2006): Meteorological triggering of earthquake swarms at Mt. Hochstaufen, SE-Germany. *Tectonophysics*, 424: 245-258.
- Martínez Solares, J.M. y Mezcuca, J. (2002): Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.C. -1900). Instituto Geográfico Nacional. Monografía 18, 253 p.
- Masana, E. (1996): Neotectonic features in the Catalan Coastal Ranges, northestern Spain. *Acta Geol. Hispanica*, 29 (1): 107-122.
- Masana, E., Villamarín, J.A., Sánchez-Cabañero, J., Plaza, J., Santanach, P. (2001): Seismogenic faulting in an area of low seismic activity: Paleoseismicity of the El Camp fault (northeast Spain). *Geol. Mijnbouw/Netherlands J. Geosciences*, 80 (3-4): 29-41.
- Mezcuca, J (1982). *Catálogo general de isosistas de la Península Ibérica*. Madrid, Instituto Geográfico Nacional. 331p.
- Mezcuca, J. y Martínez Solares, J.M. (1983): Sísmicidad del área Ibero-Mogrebí, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 299 p.
- Robles Orozco, S (1974). *Estudio geológico del Mesozoico del bloque Cardo y sectores adyacentes*. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona. 436 p.
- Rodríguez de la Torre, (1997). Revisión del catálogo sísmico ibérico. Años 1801-1850. Instituto Geográfico Nacional. Informe interno.
- Salas Roig, R. (1987). *El Malm i el Cretaci Inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. 345 pp.
- Susagna, M.T. y Goula, X. (1999): *Atlas sísmic de Catalunya. Vol. 1: Catàleg de sismicitat*. Barcelona, Generalitat de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, 412 p.
- Travé, A., Calvet, F., Salas, R., Playà, E. y Roca, E. (2004): Fluid flow during Paleogene compression in the Linking Zone fold and thrust belt (northeast Spain), in R. Swennen, F. Roure, and J.W. Granath, eds., *Deformation, fluid flow, and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts. AAPG Heberg Series*, 1: 215-243.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

Manuscrito recibido el 1 de enero de 2011

Aceptado el manuscrito revisado el 29 de marzo de 2011