

# Actividad sísmica en el noroeste de la Península Ibérica observada por la red sísmica local del Proyecto GASPI (1999-2002)

C. LÓPEZ-FERNÁNDEZ<sup>1</sup>, J. A. PULGAR<sup>1</sup>, J. M. GLEZ.-CORTINA<sup>1</sup>, J. GALLART<sup>2</sup>,  
J. DÍAZ<sup>2</sup> y M. RUIZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo, C/ Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo, clopez@geol.uniovi.es

<sup>2</sup> Dpto. de Geofísica, I. Jaume Almera, CSIC - Barcelona.

---

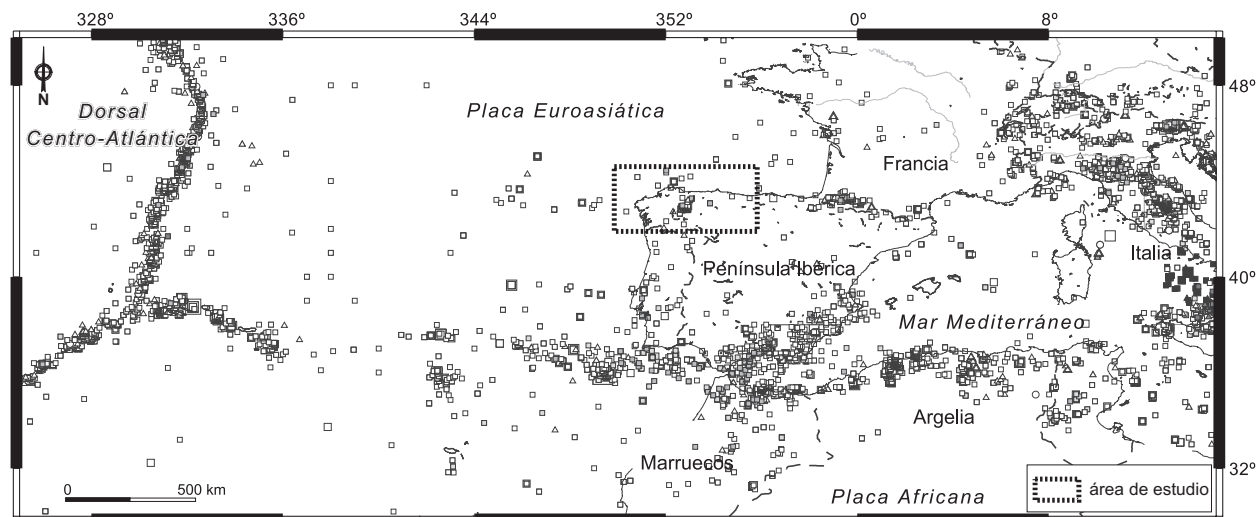
**Resumen:** El noroeste de la Península Ibérica presenta una sismicidad baja a moderada dentro del contexto sismotectónico de la región euromediterránea. Desde 1995 se ha producido un significativo incremento de la misma, habiéndose desencadenado varias crisis sísmicas en la provincia de Lugo que culminaron con un terremoto principal de magnitud 5,3 en 1997. La limitada cobertura de la red sísmica permanente en la zona ha dificultado tradicionalmente la caracterización con rigurosidad de esta actividad. Entre 1999 y 2002 se llevó a cabo un amplio estudio de la microsismicidad local basado en la implantación de una red sísmica propia (Proyecto GASPI). Fueron registrados más de 500 sismos, cuyos epicentros se distribuyen irregularmente a lo largo de todo el noroeste peninsular incluyendo la plataforma continental. La mayor parte de la actividad se localiza en la mitad meridional de Galicia así como en su extremo oriental, decreciendo progresivamente hacia el occidente de Asturias. El foco sísmicamente más activo se sitúa en las proximidades del epicentro del terremoto de 1997 (SO de Becerreá, Lugo). En el resto del noroeste peninsular se ha detectado, asimismo, una microsismicidad dispersa poco conocida hasta la actualidad. Los resultados obtenidos han permitido identificar dos grandes dominios sismotectónicos: el Atlántico y el Cantábrico. En el primero, la sismicidad parece estar asociada a los sistemas de fallas NNE-SSO. El Cantábrico muestra menor actividad que, en general, está relacionada con las estructuras E-O y NNO-SSE. La zona con mayor actividad sísmica coincide con el límite entre estas dos zonas.

**Palabras clave:** microsismicidad, noroeste Península Ibérica, Becerreá, fallas activas

**Abstract:** The northwestern part of the Iberian Peninsula is of low to moderate magnitude within the seismotectonic context of the Euro-Mediterranean region. However, a significant increase of the seismic activity has taken place since 1995. Several crises occurred in Lugo province, with a main earthquake of magnitude 5,3 in 1997. The poor coverage from permanent stations monitoring the area has traditionally made difficult any rigorous analysis of this activity. Hence, we undertook a detailed study of the local seismicity between 1999 and 2002, based on the deployment of a temporary seismic array. More than 500 local events were collected during this period. The seismicity is scattered over the NW Iberian Peninsula including the continental platform. The highest concentration of events is located in the Southern and Eastern part of Galicia, decreasing progressively towards the western part of Asturias. The most active seismic focus is located near the epicentre of the 1997 earthquake (SW of Becerreá, Lugo). The detection of a poorly-known 'background seismicity' through all the NW Iberian Peninsula is another important finding of this work. The results allow to differentiate two seismotectonic domains within NW Iberia: the Atlantic and the Cantabrian domains. In the Atlantic one the seismicity seems to be associated mainly to a NNE-SSW fault system. Lower activity has been found in the Cantabrian domain where the active faults are generally NNW-SSE oriented. The most active zone coincides with the limit between these two zones.

**Keywords:** microseismicity, northwest Iberian Peninsula, Becerreá, active faults

---



**Figura 1.** Sismicidad de la región Mediterráneo Occidental – Dorsal Centro-atlántica. Datos: IRIS-Consortium; periodo 1960-1999.

El noroeste de la Península Ibérica presenta en la actualidad una sismicidad baja a moderada en el contexto sismotectónico general de la Península Ibérica, que viene determinado fundamentalmente por la convergencia entre las placas Euroasiática y Africana (Fig. 1). La mayor parte de los estudios sismotectónicos se han centrado principalmente en el análisis de las zonas con mayor actividad del sureste peninsular. Al dominio noroeste se le ha dedicado tradicionalmente una menor atención, contando con un número mucho menor de estaciones sísmicas permanentes que otras zonas de la Península. Este hecho ha influido en la existencia de una información sísmica que, como se discutirá posteriormente, carece de la precisión necesaria para la realización de estudios sismotectónicos de detalle. Hasta la actualidad, los únicos trabajos publicados sobre la actividad sísmica en la región noroeste corresponden a Capote et al. (1999), González-Casado y Giner-Robles (2000), Rueda y Mezcuca (2001) y Martínez-Díaz et al. (2002).

La sismicidad registrada instrumentalmente durante el periodo 1960-1999 se distribuye de forma irregular a lo largo de todo el noroeste peninsular, produciéndose una mayor concentración de eventos en el margen atlántico, y de modo especial en la mitad meridional y parte más oriental de Galicia (Fig. 2). Desde el año 1995 se ha producido un significativo incremento en la actividad, habiéndose desencadenado varias crisis sísmicas en la provincia de Lugo durante las cuales se registraron varios sismos de magnitud superior a 4. La serie registrada en 1997 culminó con un terremoto principal de magnitud 5,3, que fue seguido por más de un centenar de réplicas.

Entre los años 1999 y 2002, en el marco del Proyecto GASPI, se llevó a cabo una importante campaña de ad-

quisición de nuevos datos sísmicos mediante la implantación de una red sísmica temporal propia integrada por 18 sismógrafos portátiles. En este trabajo se presentan y discuten los principales resultados obtenidos durante el desarrollo de este proyecto, reflejados en una minuciosa caracterización de la sismicidad registrada y en la identificación de las principales estructuras activas.

### Contexto sismotectónico regional

#### *Marco general de la sismicidad en España*

La sismicidad en España se enmarca dentro de la actividad general de la región comprendida entre el Mediterráneo Occidental y la dorsal Centro-atlántica (Fig. 1), caracterizada por la existencia de dos grandes alineamientos sísmicos principales: uno correspondiente al trazado de la dorsal centro-atlántica y otro localizado en torno al contacto entre las placas Euroasiática y Africana. En la parte oriental los terremotos se extienden hacia el norte a lo largo de la Península Itálica hasta el arco de los Alpes.

En la Península Ibérica la actividad sísmica, considerada en general como moderada, se concentra principalmente en la región meridional, así como en los Pirineos (Fig. 2). En menor número, se localizan sismos a lo largo de las costas atlántica y cantábrica, y a lo largo del Macizo Ibérico. A pesar del carácter moderado de la sismicidad general de la Península Ibérica se han ocasionado diversos terremotos de carácter altamente destructor, habiendo sido documentados desde el siglo XIV una docena de grandes sismos con graves consecuencias humanas y materiales (p. ej. Lisboa, 1755; Arenas de Rey, 1884;

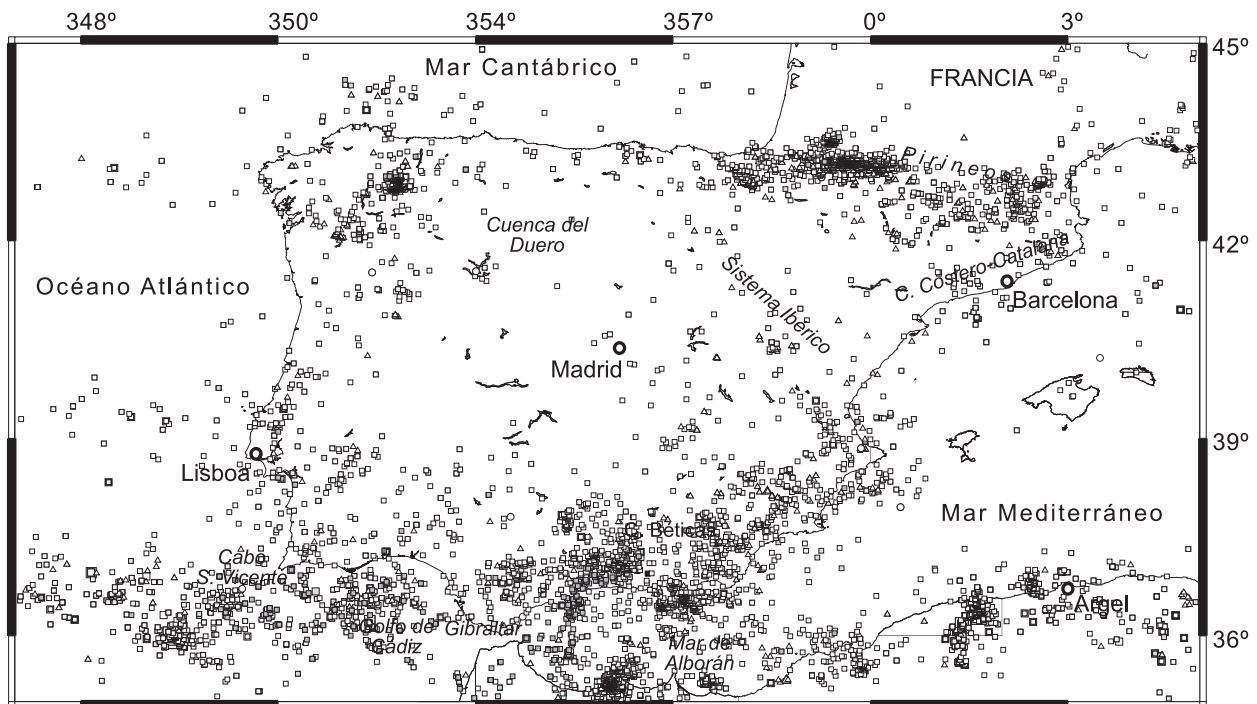


Figura 2. Sismicidad instrumental (1960-1999) en la Península Ibérica. Datos: IRIS-Consortium.

Valencia, 1396; Olot, 1428; etc.) (Mezcua y Martínez-Solares, 1983; Rodríguez de la Torre, 1990, 1993).

#### *Dinámica actual de la Península Ibérica*

Las características geológicas actuales de la región noroeste son consecuencia de las orogénias Varisca y Alpina, separadas por el episodio extensional mesozoico. La parte norte de Iberia se comportó durante la orogénia Varisca como un margen continental de Gondwana, implicado en la colisión con Laurentia (Matte, 1991). Los episodios extensionales del Mesozoico supusieron la apertura del Atlántico Norte y del Golfo de Vizcaya, formándose el margen cantábrico y produciéndose la individualización de Iberia como subplaca (Srivastava et al., 1990; Olivet, 1996). La convergencia entre Iberia y Eurasia durante la orogénia Alpina supuso la formación de los Pirineos (Choukroune et al., 1992) y de la Cordillera Cantábrica, así como la reactivación de algunas estructuras variscas (Alonso et al., 1996).

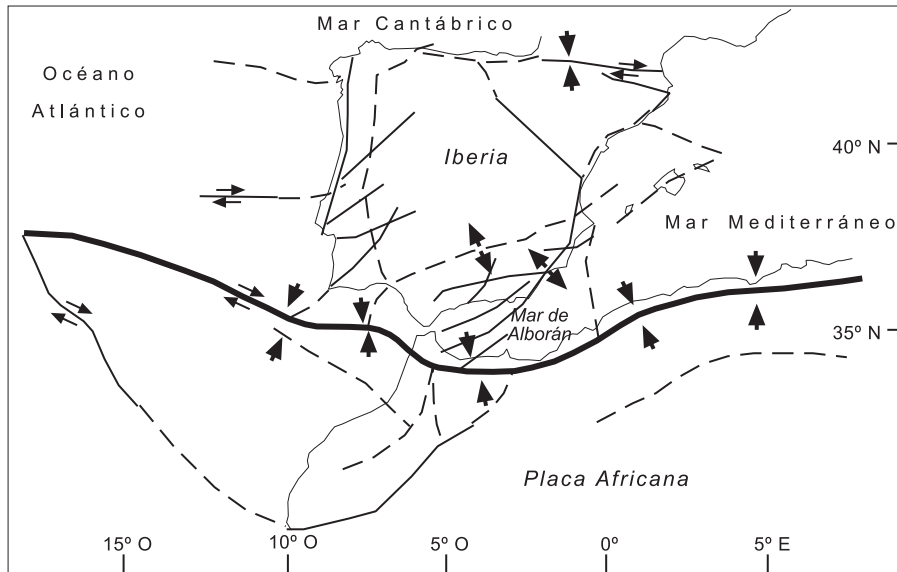
La evolución geodinámica de la Península Ibérica permanece condicionada desde el Cretácico por la cinemática del contacto entre las placas Africana y Euroasiática y, en menor medida, con la Americana (Udías y Buforn, 1985). El desplazamiento hacia el noroeste de la placa Africana respecto a la Europea provoca actualmente una compresión de la subplaca Ibérica (Fig. 3). La mayor

parte de la convergencia ( $< 1$  cm/año) se produce principalmente en la parte oceánica de las placas, a través del contacto de las Azores-Mar de Alborán (Udías et al., 1976, Argus et al., 1989). Asimismo, en la parte del Arco de Gibraltar se produce una colisión continental. Según Fonseca y Long (1991), en dichas condiciones se produciría una extrusión de Iberia hacia el oeste con una cierta componente sur (Fig. 4). La velocidad de extrusión decrecería hacia el norte debido al confinamiento diferencial a lo largo del límite oeste. Dicha variación se acomodaría hacia el sur a lo largo de la Zona de Cizalla dextral, mientras que la deformación interna se distribuiría a lo largo de fallas NE-SO y NNE-SSO, según zonas de cizalla simple sinistral, especialmente en la zona portuguesa.

Trabajos recientes (Herraiz et al, 2000; Rueda y Mezcua, 2001), realizados a partir de estudios de población de fallas y de datos de sismicidad actual, apuntan a una compresión general NO-SE en el sector noroeste de la Península Ibérica (Fig. 5). González-Casado y Giner-Robles (2000) han establecido una compresión máxima horizontal a N150E aproximadamente, siendo la dirección de máxima extensión horizontal ENE-OSO.

#### **Sismicidad histórica e instrumental.**

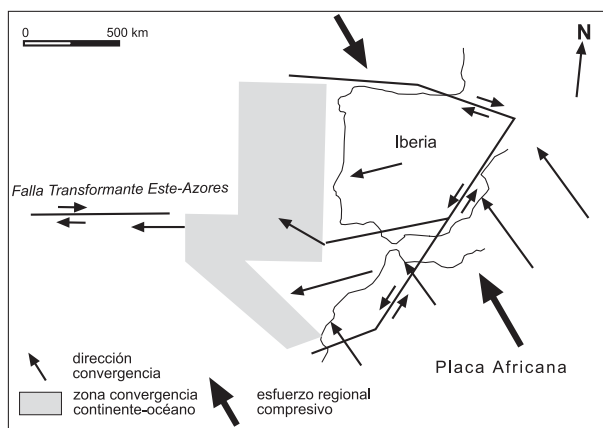
El registro histórico de la sismicidad en la región noroeste de la Península Ibérica incluye más de 200 terremotos



**Figura 3.** Esquema sismotectónico de la Península Ibérica. Modificado de Udías y Buforn (1985).

tos anteriores al periodo instrumental (Rodríguez de la Torre, 1990, 1993; Rueda y Mezcuca, 2001; Martínez-Solares y Mezcuca, 2002) en su mayor parte ocasionados en los dos últimos siglos. Su distribución epicentral coincide con las pautas generales de la actividad registrada instrumentalmente, principalmente a lo largo de las regiones de Galicia y Asturias (Fig. 6). Los máximos valores de intensidad estimados alcanzan valores de VI-VII (MSK) y se considera que al menos una decena han superado la magnitud 5.

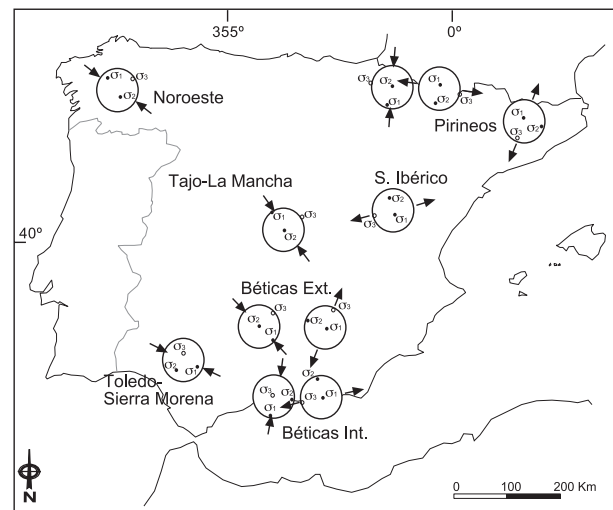
La sismicidad instrumental comenzó en el NO de España en los años 60, a través de los equipos de registro ubicados en regiones cercanas (Madrid, País Vasco, Cáceres, etc.). El primer sismógrafo emplazado en la zona fue el Observatorio de Santiago de Compostela (1971).



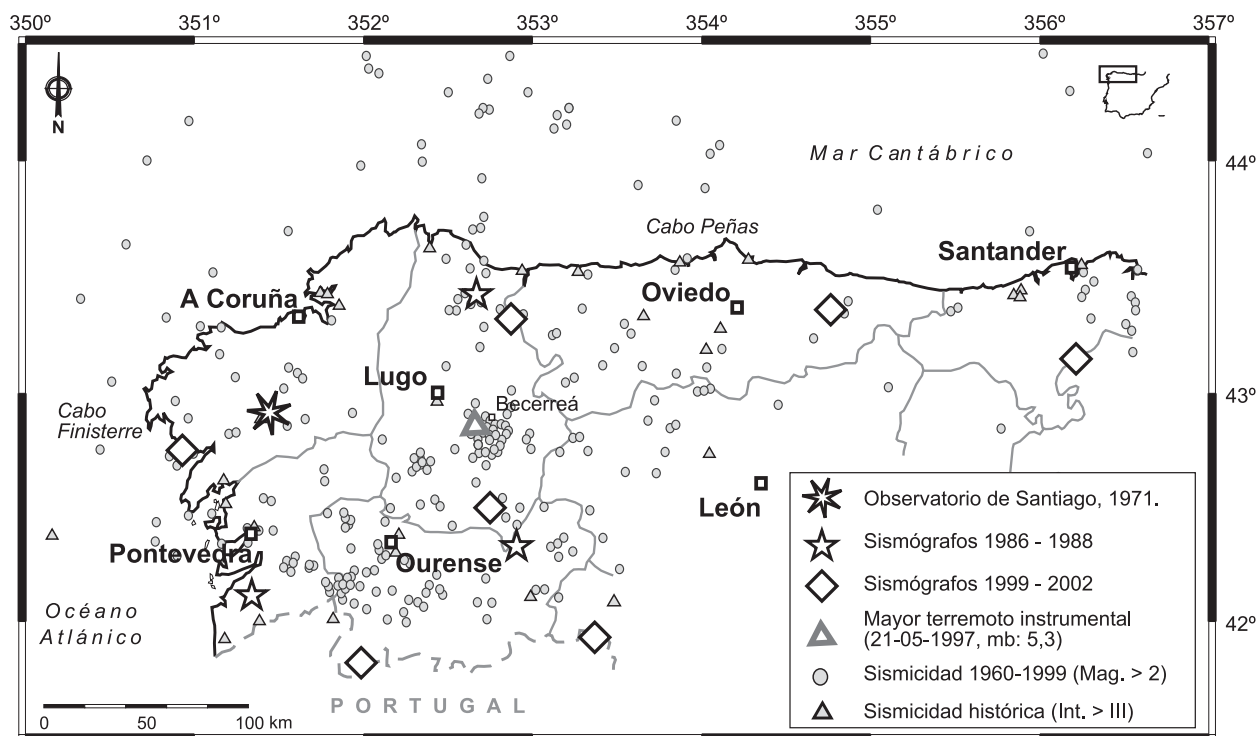
**Figura 4.** Esquema simplificado del modelo de extrusión con confinamiento diferencial de la Península Ibérica propuesto por Fonseca y Long (1991).

Entre 1986 y 1988 se instalaron tres nuevas estaciones en Galicia, quedando configurada la primera sub-red sísmica de la región (Fig. 6). Recientemente, entre los años 1999 y 2001, se llevaron a cabo nuevas mejoras y ampliaciones en la Red Sísmica permanente (IGN), estando integrada actualmente por diez sismógrafos cubriendo el noroeste peninsular.

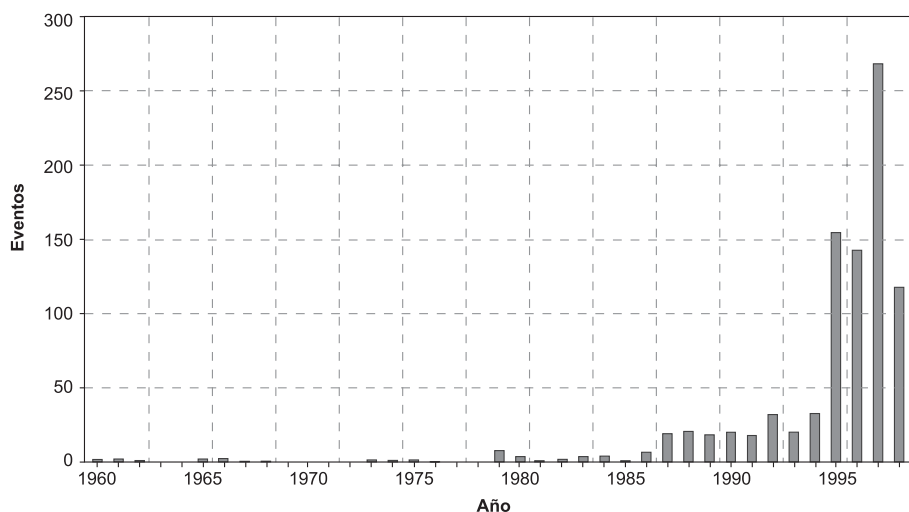
Los datos de sismicidad instrumental han quedado recogidos únicamente en el catálogo de Mezcuca y Martínez-Solares (1983) y en los boletines periódicos del IGN. Durante el periodo 1960-1998 han sido registrados más de un millar de eventos en la región, cuya evolución temporal queda recogida en la Figura 7. Se observa un marcado incremento en la sismicidad de-



**Figura 5.** Estimación del estado actual de esfuerzos en la Península Ibérica. Modificado de Herraiz et al. (2000).



**Figura 6.** Sismicidad histórica e instrumental (1960-1999) y Red Sísmica Nacional Española en el noroeste de la Península Ibérica. Datos: Instituto Geográfico Nacional (IGN).

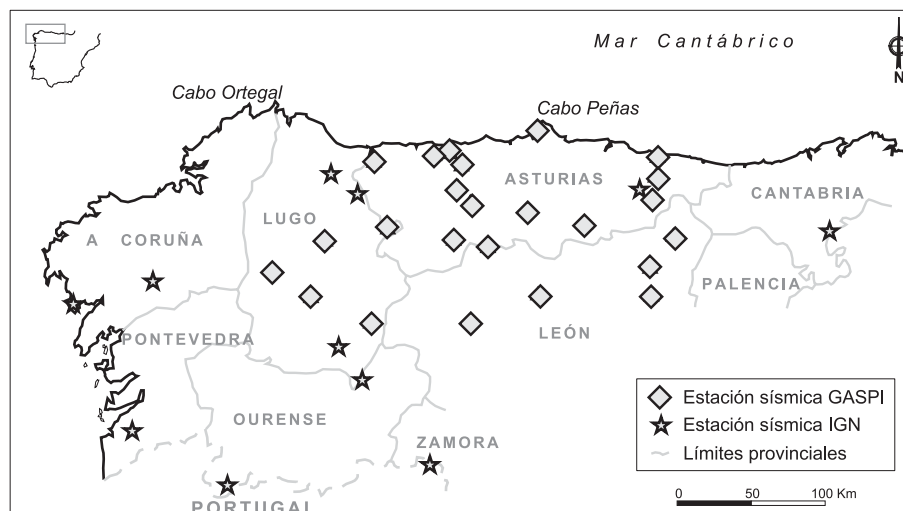


**Figura 7.** Distribución temporal de la sismicidad registrada en el noroeste peninsular durante el periodo 1960-1999. Datos: Red Sísmica Nacional.

tectada a partir de 1987, así como un máximo de actividad ocasionado durante las crisis sísmicas de los años 1995 y 1997. Desde entonces los índices de actividad se mantienen prácticamente constantes. Más de dos decenas de eventos han alcanzado a lo largo del periodo 1960-1998 una magnitud superior a 4. El mayor terremoto registrado instrumentalmente (21-5-1997), con epicentro localizado al SO de Becerreá (Lugo), alcanzó una magnitud  $m_b = 5,3$  (Rueda y Mezcuca, 2001).

En general, la sismicidad se localiza principalmente en la parte este y sur de Galicia, con una actividad menor en el occidente de Asturias y en la plataforma continental (Fig. 6).

Es importante considerar en todo momento el diferente grado de precisión de los datos sísmicos existentes, dado que las condiciones de registro, limitadas tanto por el número de sismógrafos operativos como por su ubicación geográfica, no han sido uniformes en el tiempo.



**Figura 8.** Red sísmica temporal desplegada en el noroeste peninsular entre 1999 y 2002 (Proyecto GASPI).

### Sismicidad 1999-2002: Observaciones del Proyecto GASPI

Entre los años 1999 y 2002, en el marco del Proyecto GASPI (López-Fernández et al, 2002), se llevó a cabo, en el noroeste peninsular, una importante campaña de adquisición de nuevos datos sísmicos. Para ello se desplegó una red sísmica propia compuesta por 18 estaciones portátiles (Fig. 8), cuya geometría fue diseñada especialmente para monitorizar las zonas con mayor actividad sísmica conocida. Fueron utilizados tres modelos de sismógrafos diferentes: Reftek, Lennartz Marslite y Lennartz Mars88, equipados con geófonos de 5 y 20 segundos. Doce estaciones registraron en modo continuo mientras que seis emplearon un algoritmo de detección.

Para la lectura de las fases sísmicas se utilizó el programa SAC2000 (Seismic Analysis Code, University of California). Los hipocentros fueron determinados mediante el programa HYPO-71 (Lee y Lahr, 1975), empleando un modelo cortical estructurado en 4 capas sobre un manto homogéneo (Capa 1: 0-3 km,  $V_p=5,5$  km/s; Capa 2: 3-12,5 km,  $V_p=6,0$  km/s; Capa 3: 12,5-22 km,  $V_p=6,2$  km/s; Capa 4: 22-38 km,  $V_p=6,7$  km/s; Velocidad Manto=8,0 km/s), establecido a partir de los perfiles sísmicos disponibles (Córdoba et al, 1987; Pérez-Estaún et al., 1994; Álvarez-Marrón et al., 1996; Pulgar et al., 1996; Gallart et al., 1997; Ayarza et al., 1998; Fernández-Viejo et al., 1998, 2000; Gallastegui, 2000). Las magnitudes de los eventos fueron calculadas a partir de su duración, aplicando la fórmula propuesta por Lee y Lahr (1975):  $FMAG = -0,87 + 2\log(T) + 0,0035D$ .

Tras desechar los eventos de origen artificial (discriminados en función de su contenido frecuencial, repetición horaria, localización hipocentral, etc.), y considerando únicamente aquellas localizaciones con un rms < 0,3,

fueron catalogados un total 510 sismos (Fig. 9). Durante el mismo periodo la red permanente registró únicamente 186 eventos. La media de detección se situó en 15 eventos/mes para la red temporal, frente a los 5 sismos/mes para la Red Sísmica Nacional, manteniéndose los niveles de actividad prácticamente constantes a lo largo de todo el periodo de registro.

Los errores máximos de localización estimados no exceden los 1-2 km en la componente epicentral y 2-3 km en la profundidad. Considerando los parámetros de calidad estándar del HYPO-71, un 60% de las determinaciones hipocentrales han presentado una calidad C, un 30% B, y el resto se han repartido equitativamente entre calidades A y D. La totalidad de los eventos han sido localizados a menos de 25 km de profundidad (Fig. 10a). El 95% de los eventos presentaron magnitudes entre 2 y 3 (Fig. 10b), habiendo alcanzado el mayor sismo localizado una magnitud 3,5. En la zona cubierta por la red temporal el nivel mínimo de detección se situó en una magnitud aproximada de 1,6.

### Mecanismos focales

Uno de los principales objetivos del estudio fue la determinación de nuevos mecanismos focales que permitieran conocer el tipo de fallas y el estado actual de esfuerzos en la región noroeste.

El método empleado para el cálculo de las soluciones focales fue el de la polaridad de la onda P, técnica que requiere el empleo de un número elevado de observaciones, con una adecuada relación señal/ruido y con una disposición geográfica apropiada. Dado que los sismos detectados en el noroeste peninsular presentan magnitudes bajas (< 3) fue necesario realizar una rigurosa selección de eventos adecuados para el cálculo de su mecanismo focal. El software utilizado para la de-

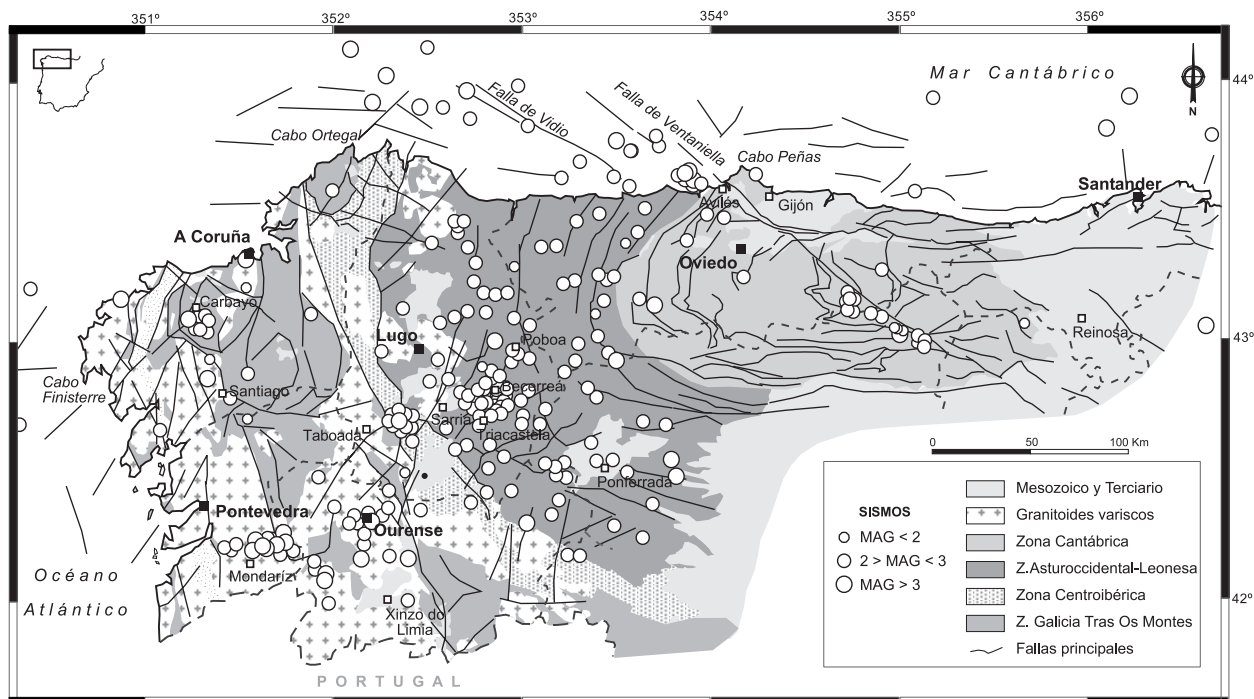


Figura 9. Actividad sísmica registrada en el noroeste peninsular durante el periodo 1999-2002. Datos: Proyecto GASPI.

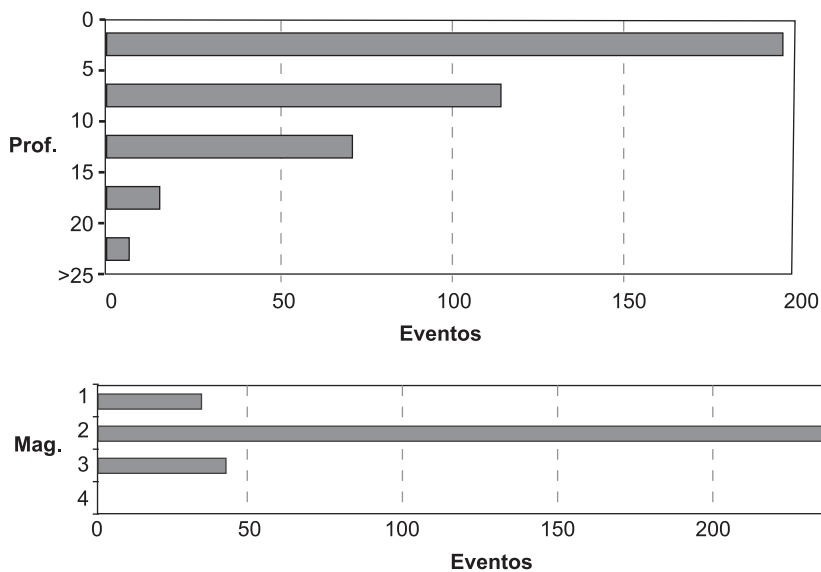
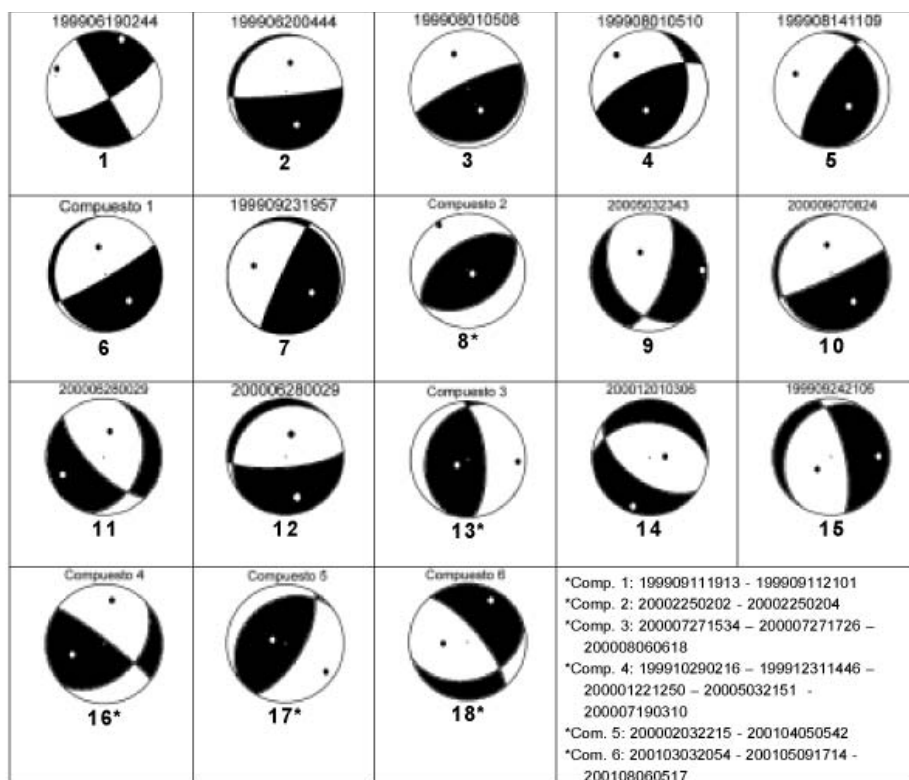


Figura 10. (a) Distribución en profundidad y (b) magnitud de la sismicidad registrada en el periodo 1999-2002 a través de la red sísmica temporal.

terminación de los mecanismos fue el FPFIT (Reasenberg y Oppenheimer, 1985).

En total fueron obtenidas 18 nuevas soluciones focales (Tabla I; Fig. 11). En seis casos, dado el reducido número de lecturas disponibles, se recurrió a la determinación de mecanismos compuestos, para lo cual fueron empleados grupos de sismos lo más consistentes posible, considerando, en todo caso, las características estructurales de su zona origen.

Diez de las soluciones focales obtenidas corresponden a eventos localizados en la zona de mayor actividad (SO de Becerreá, Lugo), identificándose dos tipos de mecanismos predominantes (Fig. 11, soluciones 1-10): de falla inversa y de falla de desgarre, presentando la mayor parte de las soluciones un carácter mixto entre ambos tipos. Los planos nodales presentan orientaciones preferentes NE-SO, con ejes de presión orientados a unos 45° NO-SE.



**Figura 11.** Representación gráfica de los mecanismos focales incluidos en la Tabla I.

La solución compuesta (solución 13) obtenida para un evento situado al NO de la zona anterior (Poboa, Lugo; probablemente sobre la misma falla) es, asimismo, coherente: de falla inversa con planos nodales NNE-SSO y eje de Presión subhorizontal orientado E-O aproximadamente.

Dos posibles soluciones de falla normal (soluciones 11 y 12), aunque con planos nodales orientados de forma opuesta (NNO-SSE y NNE-SSO) y con ejes de presión situados a unos 45° N-S, fueron obtenidas para un sismo (28/06/2000) localizado al E de Taboada, en un área donde se vienen detectando numerosos eventos, parte de los cuales han superado ampliamente la magnitud 3.

El resto de mecanismos corresponden a sismos localizados en los tres focos activos identificados sobre la Falla de Ventaniella. En el foco situado más al sur (embalse de Riaño, León) se ha determinado un mecanismo de falla normal (solución 15). La solución obtenida para el segundo foco (Tarna, solución 16) indica movimiento de desgarre con una cierta componente inversa. El mecanismo compuesto (soluciones 17 y 18) determinado para el tercer foco (plataforma cantábrica, NO de Avilés) presenta dos posibles soluciones, una de falla inversa y otra de falla normal con una cierta componente de desgarre. En todos los casos uno de los planos nodales se orienta NNO-SSE, coincidente con

la traza de la falla principal.

Los resultados obtenidos son coherentes con los incluidos en los trabajos previos existentes para esta zona (Herraiz et al., 2000; Rueda y Mezcuca, 2001), y permiten confirmar la existencia de un régimen actual de esfuerzos de carácter compresivo con dirección NNW-SSE. Dicha situación se refleja en la actividad compresiva y de desgarre tanto de las fallas con orientación NW-SE (plataforma cantábrica y zona de Asturias) como en las NE-SW (zona de Galicia y occidental asturiana).

### Interpretación sismotectónica

Los nuevos datos de sismicidad obtenidos a través de la red temporal han permitido realizar un análisis detallado de la distribución de la actividad en el noroeste peninsular y de su relación con las principales estructuras.

Frente al millar de eventos catalogados por la Red Sísmica Nacional durante el periodo 1960-1998 en el noroeste peninsular (entre los 10-3° O y 41.5-44° N), entre mayo de 1999 y enero de 2002, fueron registrados 510 sismos (Fig. 9). Esto hace suponer que una parte importante de la sismicidad de baja magnitud ha quedado fuera del umbral de registro de la red permanente, estimado para el periodo 1988-2001 en una magnitud 1,8-2,0 en Galicia y en 2,2-2,4 en las áreas limítrofes. La implanta-



Tabla I.

Ev.	Fecha	Tiempo origen	Longitud °O	Latitud °N	Prof. km	MAG	NL	Plano nodal A			Plano nodal B			Eje P		Eje T	
								Azm	Dip	Rake	Azm	Buz	Rake	Azm	Dip	Azm	Dip
1	19-09-1999	02:44	7° 15,33	42° 47,07	2,27	2,0	5	60	75	-180	330	90	-15	284	11	16	11
2	20-06-1999	04:44	7° 11,67	42° 47,78	10,57	2,9	9	85	85	-80	201	11	-153	6	49	166	39
3	01-08-1999	05:08	7° 12,17	42° 47,97	7,84	3,5	7	65	10	90	245	80	90	335	35	155	55
4	01-08-1999	05:10	7° 11,65	42° 48,09	8,14	3,1	6	10	35	40	245	68	118	315	19	194	57
5	14-08-1999	1109	7° 13,56	42° 48,52	7,37	2,6	6	350	20	50	212	75	103	291	29	140	58
6	Comp, 1		7° 12,32	42° 47,94	7,00	2,7	14	60	85	-80	176	11	-153	341	49	141	39
7	99-09-1999	1957	7° 08,65	42° 46,24	9,4	2,4	6	205	85	100	321	11	27	286	39	126	49
8	Comp, 2		7° 12,19	42° 49,04	2,80	3,2	8	55	40	-90	235	50	-90	145	85	325	5
9	03-05-2000	2343	7° 11,49	42° 49,14	8,21	2,6	6	20	65	-60	146	38	-137	333	59	89	15
10	07-09-2000	0824	7° 13,10	42° 48,30	7,43	2,5	7	65	86	-80	181	11	-153	346	49	146	39
11	28-06-2000	0029	7° 40,78	42° 42,62	10,91	2,4	6	135	70	120	14	36	-36	7	55	247	19
12	28-06-2000	0029	7° 40,78	42° 42,62	10,91	2,4	6	85	75	-80	231	18	-123	9	59	167	29
13	Comp,		7° 04,31	42° 56,45	0,03	2,5	13	355	65	80	198	27	110	92	19	245	68
14	01-12-2000	0306	7° 01,65	42° 41,79	11,62	2,7	6	125	55	-70	273	40	-116	86	72	201	8
15	24-09-1999	2106	4° 54,60	42° 59,99	8,42	2,1	6	210	25	-50	347	71	-107	233	60	90	24
16	Comp, 4		5° 14,84	43° 07,79	14,84	2,2	15	45	40	10	307	84	130	7	28	252	38
17	Comp, 5		6° 07,44	43° 37,98	20,18	2,3	8	30	65	-100	233	27	-70	280	68	127	19
18	Comp, 6		6° 14,71	43° 45,23	16,09	2,4	8	75	35	-150	320	73	-59	266	51	26	22

MAG: Magnitud, NL: Número lecturas  
 Comp, 1: 199909111913 - 199909112101  
 Comp, 2: 20002250202 - 20002250204  
 Comp, 3: 200007271534 - 200007271726 - 200008060618  
 Comp, 4: 199910290216 - 199912311446 - 200001221250 - 20005032151 - 200007190310  
 Comp, 5: 200002032215 - 200104050542  
 Comp, 6: 200103032054 - 200105091714 - 200108060517

ción de la red temporal GASPI permitió bajar el nivel de detección en el área de influencia hasta una magnitud 1,4-1,6, aumentando asimismo la precisión de las determinaciones hipocentrales realizadas.

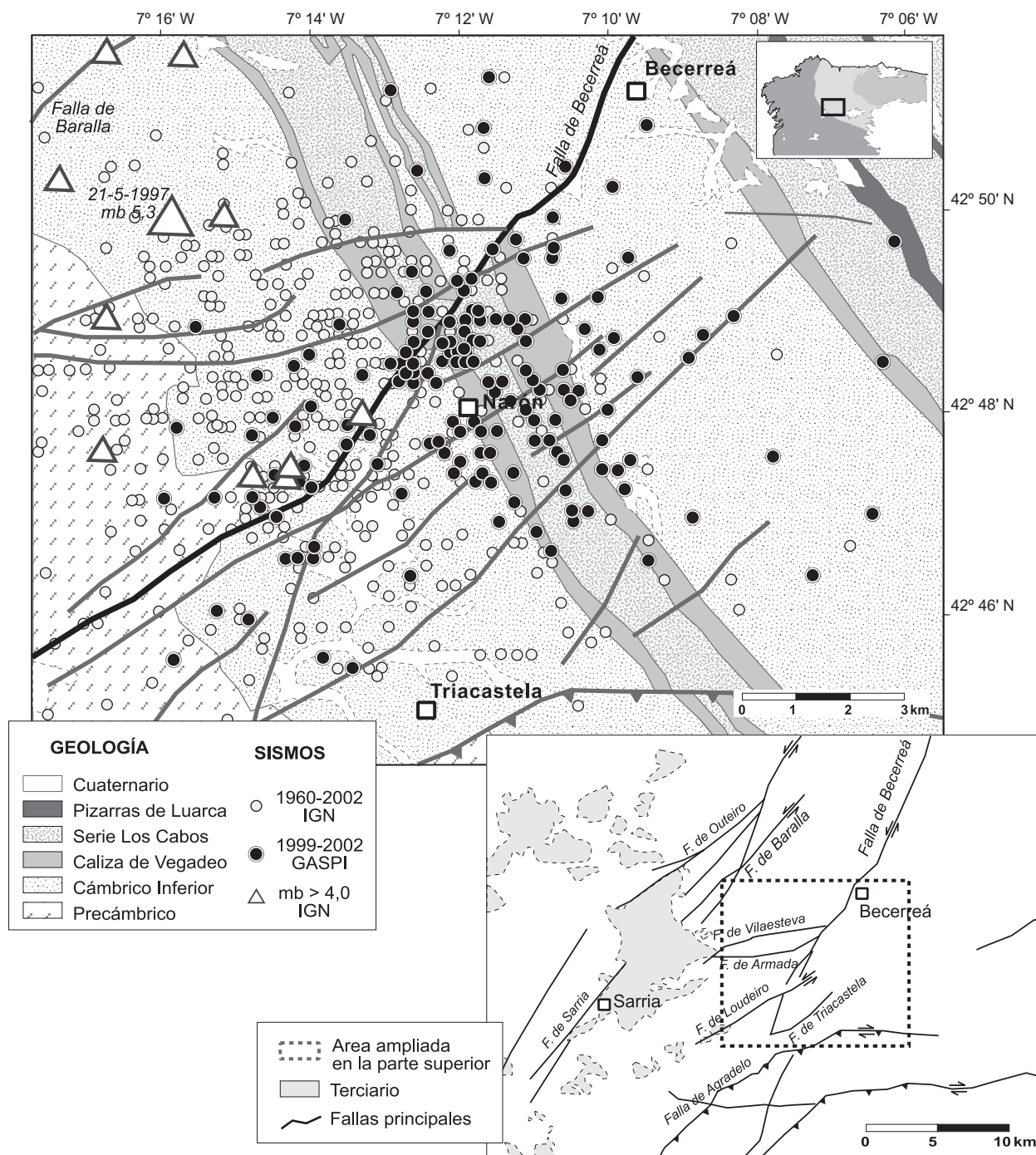
La sismicidad detectada se distribuye de modo disperso e irregular por toda la región noroeste así como por las plataformas continentales cantábrica y atlántica, aunque se produce una concentración preferente de la actividad en el margen atlántico, especialmente en la mitad meridional y extremo oriental de Galicia. Hacia el Este (Asturias, León y Cantabria) se produce una progresiva disminución de la misma hasta la Falla de Ventaniella, a partir de la cual la actividad registrada es mínima. A continuación se aborda de forma individual la descripción de los dominios y focos sísmicos más importantes.

*Provincia de Lugo.* En la provincia de Lugo se localiza la mayor parte de la sismicidad detectada en todo el noroeste peninsular, fundamentalmente en torno a un foco

principal situado entre las poblaciones de Becerreá y Triacastela. En el resto de la provincia, en general, la actividad adopta un carácter disperso, lo que dificulta sustancialmente la identificación de las fuentes sismogénicas.

*Área de Becerreá-Triacastela.* En el área localizada entre las poblaciones de Becerreá y Triacastela se localiza el foco sísmico más activo de todo el noroeste peninsular. En las dos últimas décadas se han registrado instrumentalmente en esta zona más de 250 terremotos (Fig. 9). Actualmente se registra en la zona una actividad media de 5-10 sismos/mes.

Las estructuras más significativas presentes en la zona son grandes pliegues anticlinales y sinclinales con orientación NNO-SSE, isoclinales, de eje sub-horizontal y vergentes al este (Marcos, 1973), así como los sistemas de fallas NE-SO (Fig. 12), que presentan fuertes buzamientos, próximos a la vertical (Capote et al., 1999; González-Casado y Giner-Robles, 2000; Martínez-Díaz



**Figura 12.** Sismicidad instrumental entre las poblaciones de Becerreá y Triacastela (Lugo). Datos sísmicos: catálogo IGN (1960-1999) y catálogo GASPI (1999-2002). Geología modificada de González-Lodeiro et al. (1981). En el esquema inferior derecho se representan las fallas principales y los depósitos terciarios más importantes del área de Sarria-Becerreá-Triacastela; modificado de Capote et al. (1999).

et al., 2002). La estructura de mayor relevancia es la Falla de Becerreá, la cual presenta un trazado cartográfico superior a 40 km según una orientación N300 y un buzamiento de aproximadamente 70° hacia el SE. El movimiento principal observado de esta estructura ha sido de desgarre sinistral.

Los primeros datos de actividad en el área comprendida entre las localidades de Sarria, Becerreá y Triacastela corresponden a los sismos de magnitud 3,9, 4,1 y 4,6 ocurridos el año 1979, no habiendo sido documentado ningún terremoto histórico en la zona. Entre 1995 y 1996 se ocasionaron varias crisis sísmicas, registrán-

dose más un centenar de sismos, cuatro de los cuales alcanzaron magnitud 4. El año 1997 constituye el punto de mayor actividad, al desencadenarse nuevas crisis sísmicas que culminaron un terremoto principal de magnitud  $m_b = 5,3$ , el 21 de mayo de 1997. Su hipocentro se localizó a 9 km de profundidad al oeste de Becerreá. Durante los días posteriores se registraron más de un centenar de réplicas (magnitud  $> 2$ ), varias de las cuales alcanzaron magnitudes superiores a 4. A partir de 1998 la sismicidad se ha estabilizado en unos niveles constantes (5-10 sismos/mes), aunque sensiblemente superiores a los registrados anteriormente a 1995. En total, durante el periodo 1979-1999, han sido catalogados en la zona por la Red Sísmica Nacional más de 250 terremotos (Fig. 12).

Entre 1999 y 2002 fueron detectados 185 sismos a través de la red sísmica temporal GASPI (Fig. 12). Las magnitudes oscilaron entre 2 y 3,5. Si bien, la mayoría de los eventos se produjeron de forma aislada (grupos de 2-3), también se registraron 15 pequeñas crisis sísmicas (Tabla II).

La mayor concentración de epicentros se produce al SO de Becerreá, entre  $7^{\circ} 10'$  y  $7^{\circ} 13'$  O, y  $42^{\circ} 47'$  y  $42^{\circ} 49'$  N (Fig. 12). La comparación entre los datos de sismicidad previos y las nuevas observaciones permite observar un desplazamiento sistemático general hacia el oeste de los epicentros de los sismos detectados por la Red Nacional respecto a los determinados mediante la red temporal.

La caracterización de esta sismicidad y la identificación de su origen ha planteado una compleja problemática: es significativamente elevada y anómala dentro del contexto regional, no es fácilmente asociable a ninguna estructura geológica, y la información sísmica previa es reducida. Las principales hipótesis anteriores han apuntado a la Falla de Baralla (Fig. 12) como posible fuente sismogénica (Capote et al., 1999), apuntando Martínez-Díaz et al. (2002) un posible mecanismo de triggering como reactivador de dicha falla para explicar las crisis sísmicas de los años 1995-1997. Rueda y Mezcuca (2001) plantearon, para justificar esta sismicidad, la existencia en profundidad de una estructura no aflorante, que transcurriría bajo el manto de Mondoñedo en dirección NE-SO y que giraría en esta zona hasta orientarse NO-SE. Estas hipótesis, en ocasiones contrapuestas, se basan en los datos suministrados por la Red Sísmica Nacional que, como se discutió anteriormente, carecen en general de la precisión necesaria para realizar análisis sismotectónicos de detalle.

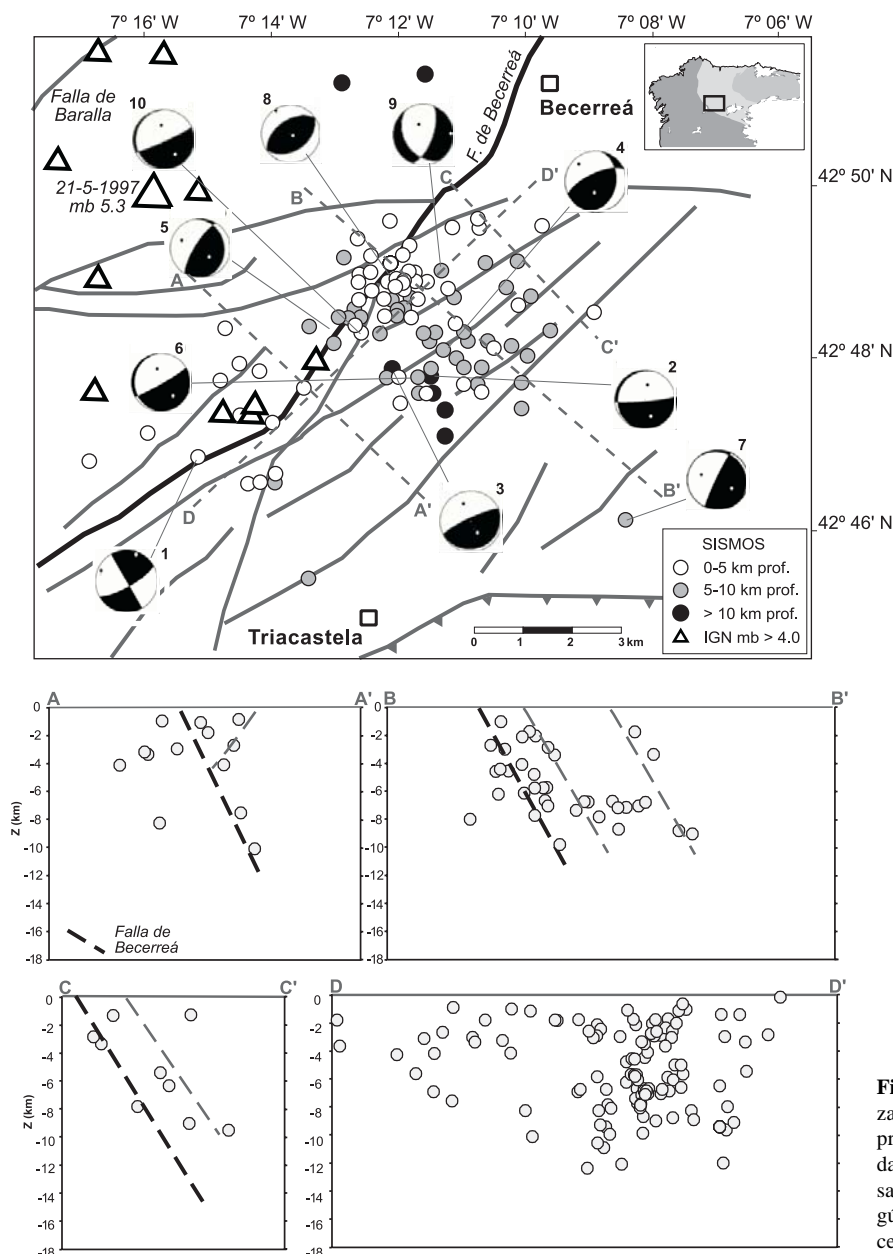
Para obtener una imagen sísmica más precisa de la zona fueron seleccionados 94 eventos con una alta precisión en su localización ( $GAP < 200$ ,  $RMS < 0,15$  y Calidad

Tabla II.

N	Fecha	Eventos	Duración secuencia	Magnitud sismos
1	20 junio 1999	4	1h 38'	2,9 - 1,9 - 2,0 - 2,3
2	28 junio 1999	4	3h 45'	2,2 - 2,5 - 2,4 - 2,7
3	1 agosto 1999	7	1h 09'	2,5 - 2,0 - 3,5 - 3,1 - 2,6 - 2,7 - 2,5
4	30 enero 2000	3	5'	3,1 - 2,6 - 1,8
5	25 febrero 2000	5	1h 55'	2,2 - 3,2 - 2,6 - 2,6 - 2,7
6	23 marzo 2000	3	8'	2,4 - 2,3 - 2,4
7	22 abril 2000	4	7'	2,8 - * - * - 2,3
8	7 septiembre 2000	5	58'	2,5 - * - 2,2 - 2,2 - 2,0
9	12 septiembre 2000	6	2h 42'	2,1 - 2,1 - 2,4 - * - 2,1 - 2,4
10	18 octubre 2000	5	2h 58'	2,5 - 2,6 - * - 2,1 - 2,2
11	26 octubre 2000	4	14'	2,4 - 1,8 - 2,3 - 2,4
12	5 enero 2001	5	1h 34'	3,1 - 2,2 - 3,0 - 2,6
13	10 abril 2001	5	1h 02'	3,1 - * - 2,2 - 3,0 - 2,6
14	9 junio 2001	3	14'	2,1 - 2,4 - 1,9
15	6 diciembre 2001	3	37'	2,2 - 2,7 - 2,0

HYPO-71  $> C$ ), que fueron representados en la Figura 13a sobre el esquema geológico de la zona, junto con los nuevos mecanismos focales calculados. También se ha representado la proyección en profundidad de los sismos seleccionados a lo largo de tres perfiles NO-SE, perpendiculares a las fallas NE-SO (Fig. 13b, c, d), y de uno paralelo a la Falla de Becerreá, en dirección NE-SO (Fig. 13e). En los perfiles ortogonales a las estructuras NE-SO se observa un buzamiento hacia el SO en la disposición general de los eventos. Por el contrario, en el perfil paralelo a las mismas, se aprecia una nube dispersa de hipocentros a lo largo de lo que podría ser un plano de falla. La totalidad de los eventos se localizan hasta los 12 km de profundidad, que probablemente constituye la zona de transición frágil-dúctil, límite inferior de la denominada 'capa o nivel sismogénico' (Sibson, 1983; Watts et al., 2003).

A partir de los datos disponibles es posible apuntar a la Falla de Becerreá y fallas asociadas como posible fuente sismogénica. Los eventos registrados en las estructuras próximas tendrán su origen en los reajustes estructurales necesarios para acomodar el movimiento de la principal. La intersección de la Falla de Becerreá con otras estructuras NE-SO podría generar, asimismo, una zona de debilidad estructural añadida que favorezca, aún en mayor medida, la ocurrencia de una actividad sísmica continuada. Es conocido que las zonas de intersección de fallas son regiones altamente favorables para la concentración de esfuerzos, caracterizadas por presentar una alta facturación y circulación de fluidos, donde la liberación



**Figura 13.** (a) Selección de sismos localizados al suroeste de Becerreá (Lugo). Representación en profundidad de la actividad a lo largo de (b,c,d) perfiles transversales a las principales estructuras y (d) según un perfil longitudinal a la Falla de Becerreá.

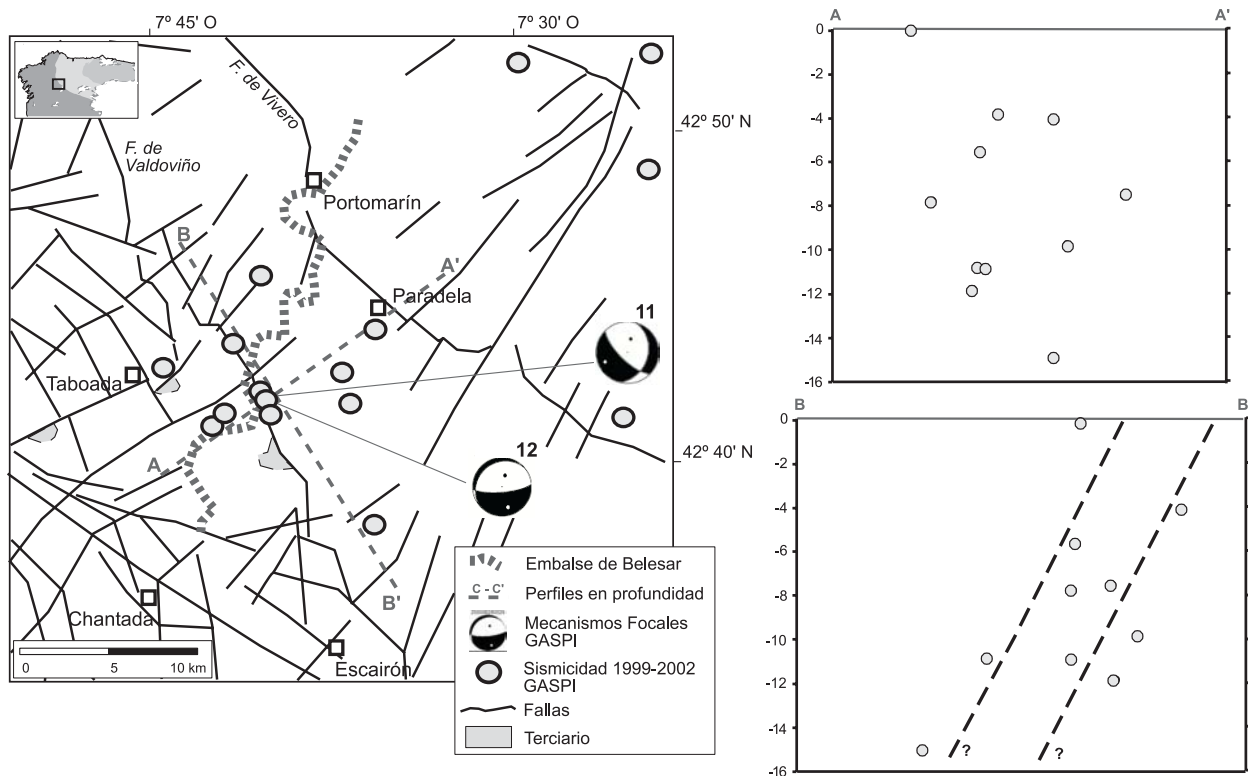
de la energía acumulada se refleja en una continuada actividad sísmica de baja magnitud (Talwani, 1999).

Los mecanismos focales predominantes (Tabla II; Fig. 13a) son consistentes con movimientos de falla inversa (planos nodales sub-verticales NNE-SSO) y de falla de desgarre, si bien la mayor parte de las soluciones presentan un movimiento de tipo inverso-direccional. En todos los casos, uno de los planos nodales (asociado a la falla reconocida en superficie) presenta una orientación NE-SO, con ejes de presión con orientación NO-SE y con una inclinación inferior a  $40^\circ$ .

**Área de Taboada.** En la zona situada entre los pueblos de Taboada y Escairón (Embalse de Belesar) han sido

registrados en las dos últimas décadas más de una veintena de sismos (mag. > 2,5), el mayor de los cuales alcanzó una magnitud 3,7 (6-10-1997). Entre 1999 y 2002 fueron detectados diez nuevos eventos (Fig. 14a), con magnitudes que han oscilado entre 2,3 y 2,8, y cuyas profundidades hipocentrales se han situado entre 4 y 14 km (Fig. 14b). El mayor evento detectado en este periodo (20-05-2001) fue de magnitud 3,5, alcanzando una intensidad IV (EMS) en la zona epicentral (Taboada, Escairón).

Los eventos parecen estar asociados con las fallas NE-SO localizadas en las inmediaciones de la población de Taboada, que controlan la disposición de diversos depó-



**Figura 14.** (a) Actividad sísmica al este de Taboada (Lugo). Periodo: 1999 - 2002. (b) Distribución en profundidad de la sismicidad.

sitos terciarios (Marcos y Llana-Fúnez, 2002). El mecanismo focal determinado para el terremoto del 28-06-2000 (magnitud 2,3) presenta dos posibles soluciones de falla normal, con planos nodales orientados NNE-SSO o NNO-SSE (Fig. 14a).

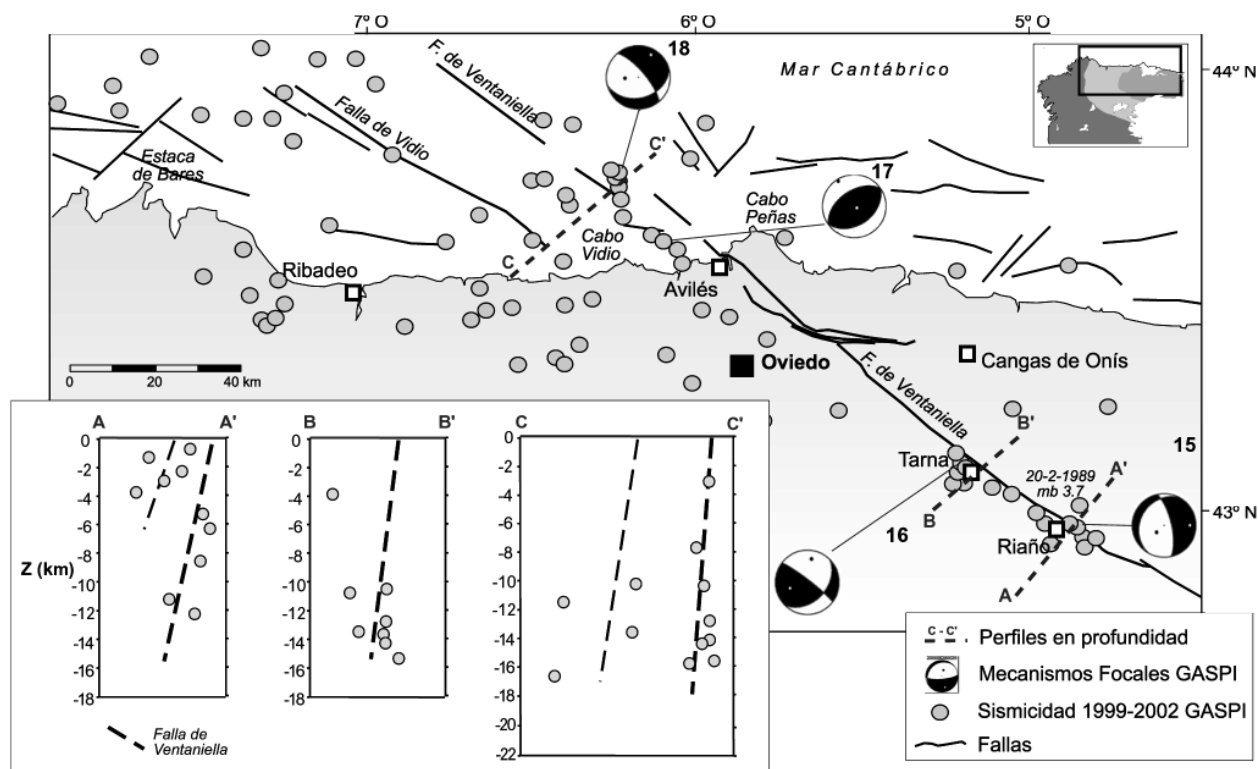
*Área de la Plataforma Continental Cantábrica / Falla de Ventaniella.* En la plataforma continental, frente a las costas de Lugo y Asturias (entre 43° 30' - 44° N, y 6° - 8° O), fueron registrados entre 1999 y 2002 más de medio centenar de sismos (Fig. 15). Dicha actividad parece estar relacionada con la presencia de importantes fallas subverticales recientes NO-SE.

Entre las alineaciones de epicentros observadas destaca la localizada sobre la Falla de Ventaniella, importante estructura NO-SE que se extiende desde la plataforma continental hasta la Cuenca del Duero, superando los 200 km de trazado cartográfico. A juzgar por la distribución espacial de la actividad detectada, presenta un fuerte buzamiento al O, próximo a la vertical, y parece alcanzar una profundidad de hasta 18 km en algunos segmentos. Está considerada como una de las estructuras alpinas más importantes a nivel cortical (Pulgar et al., 1999), habiendo presentado un movimiento principal inverso oblicuo, dextrógiro y con elevación del bloque N (Julivert, 1960; Julivert et al., 1971).

Durante el periodo instrumental (1960-1998) fueron catalogados más de una decena de sismos con epicentro sobre su traza. El mayor de ellos, alcanzó una magnitud 3,7 (20-02-1989) y una intensidad IV (Mercalli) en la zona epicentral: el Puerto de Ventaniella (Fig. 15). Entre 1999 y 2002 fueron registrados 29 nuevos eventos, concentrados principalmente en tres focos noroeste de Avilés, Tarna (límite Asturias-León) y Riaño (León). Los localizados al NO de Avilés presentaron magnitudes próximas a 2 y profundidades de entre 6 y 16 km (Fig. 15). En la zona de Tarna los sismos, con magnitudes < 2, se localizaron hasta los 16 km de profundidad. Los eventos situados en las proximidades de Riaño, que presentan magnitudes similares, son ligeramente más superficiales.

Los mecanismos focales calculados (Fig. 15; Tabla I) presentan soluciones de falla normal en el foco situado en Riaño, y de desgarre, con una cierta componente inversa, en la zona de Tarna. El mecanismo compuesto determinado en el foco de Avilés presenta dos posibles soluciones: falla inversa, y normal con una cierta componente de desgarre. En todos los casos uno de los planos nodales se orienta NNO-SSE, coincidente con la traza de la falla.

El resto de sismos localizados en la plataforma continental, no asociados a la Falla de Ventaniella, han alcanzado



**Figura 15.** Sismicidad localizada en la plataforma continental cantábrica y en el entorno de la Falla de Ventaniella. En los perfiles situados en la parte inferior izquierda se refleja su distribución en profundidad de la actividad asociada a la Falla de Ventaniella.

magnitudes entre 2,5 y 3,2. Se estiman profundidades hipocentrales de entre 10 y 25 km, si bien la ausencia de estaciones sísmicas al norte de la actividad disminuye de forma significativa la precisión de las determinaciones realizadas. Los primeros sismos con epicentro al N y NE de Estaca de Bares, entre aproximadamente los meridianos 7 y 8° O, fueron catalogados por el IGN a comienzos de los años 80, habiéndose registrado hasta el año 1999 casi una veintena de eventos. En su mayor parte presentan magnitudes superiores a 3, habiendo alcanzado el mayor de ellos una magnitud 4,2 (15-3-1995). Cabe suponer que el número de eventos de magnitud inferior a 3 con epicentro en la zona es notablemente superior al detectado.

Esta sismicidad tiene probablemente su origen en la Falla de Vidio y en las fallas paralelas localizadas en la plataforma. Asimismo, la intersección con otras grandes fallas con orientación NE-SO, puede ser la responsable de la mayor actividad detectada al norte de Estaca de Bares.

**Área del SO Orense.** La provincia de Orense constituye la segunda zona con mayor sismicidad del noroeste peninsular, fundamentalmente entre la frontera con Portugal, al SO de Celanova, y la ciudad de Orense (Fig. 9). Entre 1999 y 2002 fueron registrados 47 sismos, cuyas magnitudes han oscilado entre 2 y 3. En esta zona exis-

ten diversos sistemas de fallas recientes con orientaciones preferentes N50-60E y N-S. Los sismos detectados parecen estar asociados al primero de ellos.

En todo caso, la carencia de una información sísmica con suficiente calidad, motivada por la falta de sismógrafos en la zona, ha impedido caracterizar con mayor precisión esta actividad.

**Área del NO de Galicia.** A lo largo del noroeste de Galicia así como en la plataforma atlántica se localizan diversos focos sísmicos dispersos, en general, con baja actividad (Fig. 9). Entre todos ellos destaca el situado al SO de Carballo (A Coruña), donde se registró en julio de 2000 una importante crisis sísmica, durante la cual se ocasionaron más de 30 sismos en solo 13 horas, el mayor de los cuales alcanzó una magnitud 3,5. Si bien la calidad de los registros es reducida y no permiten realizar interpretaciones de detalle, si es posible apuntar a un carácter muy superficial de la actividad (concentrada en los primeros 5 km de profundidad) que también parece estar asociada a los sistemas de fallas NE-SO.

**Sismicidad de fondo.** A lo largo de toda la región noroeste ha sido detectada una sismicidad dispersa, muy superficial (0-10 km) y de baja magnitud (< 2) (Fig. 9). En la zona más occidental parece estar asociada a los sistemas de fallas NE-SO, mientras que en el margen

cantábrico se puede relacionar con las estructuras NO-SE. Se produce una concentración de eventos ligeramente superior en algunas zonas concretas como por ejemplo en la provincia de Pontevedra, en Orense o en el occidente asturiano.

Recientemente, en el año 2003, se han ocasionado diversas crisis sísmicas de importancia en la provincia de Zamora (situada fuera de la zona de estudio). Los dos terremotos principales, cuyo epicentro se localizó en el entorno del Embalse del Esla, entre las localidades de Villalcampo y Muelas del Pan, han alcanzado magnitudes  $m_b$  4,4 y 4,3 respectivamente. Entre los años 1999 y 2002 ya habían sido detectados en la zona una veintena de sismos a lo largo de una orientación difusa N-S desde la Cuenca de Ponferrada hasta Zamora.

### Resumen y conclusiones

El estudio desarrollado entre 1999 y 2002 (Proyecto GASPI) ha permitido obtener una imagen más precisa de la sismicidad actual en el noroeste de la Península Ibérica, habiéndose caracterizado los focos sísmicos más importantes e identificado las principales fallas activas.

La actividad sísmica se distribuye, en general, de forma dispersa por toda la región noroeste así como por las plataformas cantábrica y atlántica, aunque se produce una mayor concentración de sismos a lo largo de la mitad suroriental de Galicia. Hacia el este y sureste se produce una disminución progresiva de la actividad, que es mínima en las provincias de León, Cantabria y en el extremo oriental asturiano.

En general, la sismicidad detectada presenta una magnitud baja a moderada ( $MAG < 3.5$ ) en el contexto regional, alcanzando valores superiores únicamente un número reducido de eventos ( $< 10\%$ ). La mayor parte de la actividad es muy superficial, concentrándose en los 12-13 primeros kilómetros de la corteza, aunque en algunas zonas, como es el caso de la zona centro-occidental asturiana, se han detectado sismos con hipocentros a 20-22 km de profundidad, lo que confirma la existencia de grandes fracturas a escala cortical (p. ej. Falla de Ventaniella, Falla de Vidio, etc.).

El foco sísmico con mayor actividad se localiza al suroeste de Becerreá (Lugo). Desde 1995 se ha produci-

do un incremento de la actividad en la zona, habiéndose desencadenado diversas crisis sísmicas con eventos principales de magnitud  $> 4$ , que culminaron en 1997 con un terremoto de magnitud  $m_b$  5,3, el mayor sismo registrado instrumentalmente en la región. Actualmente, en este foco se registra una actividad permanente, aunque de baja magnitud (2-3,5). El análisis de los nuevos datos sísmicos ha permitido apuntar a la Falla de Becerreá, y fallas NE-SO asociadas, como principal fuente sismogénica.

En análisis de la sismicidad ha permitido identificar dos grandes dominios sísmicos en el noroeste: el Atlántico y el Cantábrico. En el atlántico, que comprendería principalmente la región gallega y margen atlántico, la actividad está asociada fundamentalmente con las familias de fallas NE-SO (ej. Falla Becerreá, Falla de Taboada, etc.). En el dominio cantábrico (región y margen cantábrico) las fuentes sismogénicas principales son las fallas E-O y NO-SE (Falla de Ventaniella, Falla de Vidio, etc.). Precisamente, en la zona de confluencia de ambos dominios (mitad oriental de Galicia), coincidiendo con la intersección de distintas orientaciones estructurales, se localiza una mayor actividad, que parece constituir, asimismo, la prolongación hacia el norte de la registrada en el norte de Portugal.

Los mecanismos focales calculados por el presente trabajo son plenamente coherentes con los resultados obtenidos en estudios previos sobre estado de esfuerzos actuales, basados en datos de sismicidad y en el estudio de población de fallas (Herraiz et al, 2000; González-Casado y Giner y Robles, 2000; Rueda y Mezcua, 2001), que apuntaban a un régimen actual de acortamiento general NO-SE en el noroeste peninsular. Así, de acuerdo a la orientación del elipsoide de esfuerzos las fallas NE-SO, ortogonales a la compresión, que presenten actividad actuarán principalmente como inversas, mientras que las NO-SE, de ser activas, lo harán como normales o con una componente mixta de desgarre.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos 'GASPI' (AMB98-1012-C02-02) y 'MARCONI' (REN2001-1734-CO3-02/MAR). Carlos López agradece la financiación aportada por el programa 'Formación de Personal Investigador' del Ministerio de Ciencia y Tecnología de España.

### Bibliografía

ALONSO, J. L., J. A. PULGAR., J. C. GARCÍA RAMOS and P. BARBA (1996): Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain), en *Tertiary Basins of Spain. Tectonics, climate and sea-level changes* (P. F. Friend y C. Dabrio, eds.). Cambridge University Press, 214-227.

ÁLVAREZ-MARRÓN, J., PÉREZ-ESTAÚN, A., DAÑOBEITIA, J. J., PULGAR, J. A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., MARCOS, A., BASTIDA, F.,

AYARZA ARRIBAS, P., ALLER, J., GALLART, J., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., BANDA, E., COMAS, M. C. and CÓRDOBA, D. (1996): Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles. *Tectonophysics*, 264, 355-363.

ARGUS, D. F., GORDON, R. G., DE METS, C. and STEIN, S. (1989): Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, 94: 5585-5602.

- AYARZA, P., MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R., GALLART, J., PULGAR, J. A. and DAÑOBEITIA, J. J. (1998): Estudio Sísmico de la Corteza Ibérica Norte 3.3: Aseismic image of the Variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif. *Tectonics*, 18: 171-186.
- CAPOTE, R., MARTÍNEZ-DÍAZ J. J., TSIGE, M. y VILLAMAR, P. (1999): El marco tectónico de la sismicidad en el área de Sarria-Triacastela-Becerreá (provincia de Lugo). *I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Volumen: CDROM ISBN:84-95172-10-0.
- CHOUKROUNE, P. (1992): Tectonic Evolution of Pyrenees. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 143-158.
- CÓRDOBA, D., BANDA, E. and ANSORGE, J. (1987): The Hercynian crust in northwestern Spain: a seismic survey. *Tectonophysics*, 132:321-333.
- FERNÁNDEZ-VIEJO, G., GALLART, J., PULGAR, J. A., GALLASTEGUI, J., DAÑOBEITIA, J. J. and CÓRDOBA, D. (1998): Crustal transition between continental and oceanic domains along the North Iberian Margin from wide-angle seismic and gravity data. *Geophysical Research Letters*, 25:4249-4252.
- FERNÁNDEZ-VIEJO, G., GALLART, J., PULGAR, J. A., GALLASTEGUI, J., DAÑOBEITIA, J. J. and CÓRDOBA, D. (2000): Seismic signature of Variscan and Alpine tectonics in NW Iberia: Crustal structure of the Cantabrian Mountains and Duero Basin. *Journal of Geophysical Research*, 105, 3001-3018.
- FONSECA, J. F. B. D. and LONG, R. E. (1991): Seismotectonics of SW Iberia: A Distributed Plate Margin? In *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. (J. Mezcua and A. Udías, eds.). Memoria 8, Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- GALLART, J., FERNÁNDEZ-VIEJO, G., DÍAZ, J., VIDAL, N. and PULGAR, J. A. (1997): Deep structure of the transition between the Cantabrian Mountains and the North Iberian Margin from wide-angle ESCIN-N data. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8:365-382.
- GALLASTEGUI, J. (2000): Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 22.
- GONZÁLEZ-CASADO, J. M. y GINER-ROBLES, J. (2000): Relaciones entre fallas y sismicidad en el noroeste peninsular. *Geogaceta*, 28:71-74.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F., HERNÁNDEZ, J., KLEIN, E., MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. y DE PABLO, J. G. (1981): *Hoja n.º 8 (Lugo) del Mapa Geológico de España, E. 1:200.000*. Inst. Geol. Min. España, 122 pp.
- HERRAIZ, M., DE VICENTE, G., LINDO-ÑAUPARI, R., GINER, J., SIMÓN, J. L., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., VADILLO, O., RODRÍGUEZ-PASCUA, M. A., CICUÉNDEZ, J. I., CASAS, A., CABAÑAS, L., RINCÓN, P., CORTÉS, A. L., RAMÍREZ, M. and LUCINI, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19:762-786.
- JULIVERT, M. (1960): Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla). *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 71:1-346.
- JULIVERT, M., RAMÍREZ DEL POZO, J. et TRUYOLS, J. (1971): Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies, en *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Ed. Technip, París. V3.
- LEE, W. H. K. and LAHR, J. C. (1975): HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geological Survey, Open File Report*, 75-311, 116 pp.
- LÓPEZ-FERNÁNDEZ, C., PULGAR, J. A., GALLART, J., GONZÁLEZ-CORTINA, J. M., DÍAZ, J. y RUÍZ, M., (2002). Actividad sísmica reciente en el noroeste de la Península Ibérica. *Proceedings 3ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 395-399.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 6:1-113.
- MARCOS, A. y LLANA-FÚNEZ, S. (2002): Estratigrafía y estructura de la lámina tectónica del Para-autóctono y de su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 23:53-72.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J., CAPOTE, R., TSIGE, M., MARTÍN-GONZÁLEZ, F., VILLAMOR, P. e INSUA, J. M. (2002): Interpretación sismotectónica de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): un caso de triggering en una zona continental estable. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15:195-209.
- MARTÍNEZ-SOLARES, M. y MEZCUA, J. (2002): Catálogo sísmico de la Península Ibérica (880 a.c. - 1900). *Instituto Geográfico Nacional, Monografía n.º 18*.
- MEZCUA, J. y MARTÍNEZ-SOLARES, J. M. (1983): Sismicidad del área Ibero-Mogrebí. *Instituto Geográfico Nacional, Pub. n.º 203*.
- MATTE, PH. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196:309-337.
- OLIVET, J. L. (1996): La cinématique de la Plaque Ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 20(1):131-195.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., PULGAR, J. A., BANDA, E., ÁLVAREZ-MARRÓN, J. and ESCI-N Research Group (1994): Crustal structure of the external Variscides in Northwest Spain from deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 232:91-118.
- PULGAR, J. A., GALLART, J., FERNÁNDEZ-VIEJO, G., PÉREZ-ESTAÚN, A., ÁLVAREZ-MARRÓN, J. and ESCI-N Group, (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264:1-19.
- PULGAR, J. A., ALONSO, J. L., ESPINA, R. G. y MARÍN, J. A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 21:283-294.
- REASENBERG, P. and OPPENHEIMER, D. (1985): FPFIT, FPLOT AND FPPAGE: fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S. Geological Survey, Open File Report*, 85-739.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1990): *Sismología y sismicidad en la Península Ibérica durante el siglo XIX*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 2651 pp.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1993): Actualización del catálogo sísmico. Años 1801-1850. *Instituto Geográfico Nacional*.
- RUEDA, J. y MEZCUA, J. (2001): Sismicidad, Sismotectónica y Peligrosidad Sísmica en Galicia. *Instituto Geográfico Nacional*. Pub. Técnica n.º 35.
- SIBSON, R. H. (1983): Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society*, 140:741-767.
- SRIVASTAVA, S. P., SCHOUTEN, H., POEST, W. R., KLITGORD, K. D., KOVACS, L. C., VERHOEF, J. and MACNAB, R. (1990): Iberian plate kinematics: A jumping boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344: 756-759.
- TALWANI, P. (1999): Fault geometry and earthquakes in continental interiors. *Tectonophysics*, 305:371-379.
- UDÍAS, A., LÓPEZ, A. and MEZCUA, J. (1976): Seismotectonic of the Azores-Alboran Region. *Tectonophysics*, 31:259-289.
- UDÍAS, A. y BUFORN, E. (1985): Mecanismo focal de los terremotos y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí. En *Mecanismo de los terremotos y tectónica*, (Udías, A., Muñoz, D. y Buforn, E. eds.). Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, pp. 217-224.
- WATTS, A. B. and BUROV, EB. (2003): Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(1-2):113-131.