

INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA DE LAS SERIES SÍSMICAS DE LUGO (1995 Y 1997): UN CASO DE TRIGGERING EN UNA ZONA CONTINENTAL ESTABLE

J. J. Martínez-Díaz¹, R. Capote¹, M. Tsige¹, F. Martín-González¹, P. Villamor² y J. M. Insua¹

¹*Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense Madrid, José Antonio de Novais s/n, 28040 Madrid.*

²*Institute of Geological and Nuclear Sciences, 69 Gracefield Road, PO Box 30-368, Lower Hutt, New Zealand.*

Resumen: El noroeste de la Península Ibérica ha experimentado un aumento considerable de la actividad sísmica entre el año 1979 y el 2002, a pesar de ser considerada como una zona sísmicamente estable. Los mecanismos focales publicados hasta la fecha en trabajos previos para los eventos principales de las series de Lugo de 1995 (4,6) y 1997 (5,1) difieren completamente en función del método de cálculo utilizado. El presente trabajo se ha desarrollado con el objetivo de determinar los mecanismos de foco más coherentes con la geología local utilizando datos geológico-estructurales de campo y sismotectónicos. Asimismo, se ha realizado una modelización de las modificaciones de esfuerzos de Coulomb estáticos generadas por la primera serie con el fin de identificar posibles relaciones genéticas. Entre todos los modelos de esfuerzos el que mejor explica la distribución espacial de la serie de 1997 es el asociado a una falla oblicua inverso-direccional similar a la falla de Baralla, que por tanto se propone como posible fuente sísmica. La evolución de las series sísmicas apoya el funcionamiento de un proceso de *triggering* generado por la modificación de esfuerzos de Coulomb causada por el primer evento de magnitud 4,6 en 1995. La posición más profunda de la segunda serie parece indicar que las modificaciones del esfuerzo de fractura de Coulomb que ocasionó la primera serie desestabilizó un segmento más profundo de la misma falla que un año más tarde generó la serie de 1997.

Palabras clave: Serie sísmica, Galicia, mecanismo focal, sismotectónica, neotectónica, cambios de esfuerzos de Coulomb, *triggering*.

Abstract: Despite the northwestern area of the Iberian Peninsula was considered as a seismically stable area this region has suffered from 1979 to the present significant increase of the seismic activity rate. The focal mechanisms calculated in previous works for the mainshocks of the 1995 (Mb 4.6) and 1997 (Mb 5.1) Lugo sequences using first arrival polarities do not agree with the mechanisms calculated using the Centroid Moment Tensor method. In this work we propose the focal mechanisms solutions that have more coherence with the local structural and seismotectonic data. Moreover, we have performed a modelling of the coseismic Coulomb stress changes driven by the occurrence of the 1995 sequence, in order to find possible genetic relations with the 1997 sequence. The models using an oblique (reverse strike-slip) kinematics in a fault with the same geometry and orientation as the Baralla fault yield the best fitting with the spatial distribution of the 1997 sequence. The development of these two series and the modelling support the existence of a triggering process driven by coseismic Coulomb stress changes. The deeper position of the 1997 sequence suggests that the 1995 series destabilised a deeper segment of the same fault giving rise to the last one.

Key words: Seismic sequence, Galicia, focal mechanisms, seismotectonics, neotectonics, Coulomb stress changes, *triggering*.

Martínez-Díaz, J. J., Capote, R., Tsige, M., Martín-González, F., Villamor P. y Insua, J. M. (2002): Interpretación sismotectónica de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): Un caso de *triggering* en una zona continental estable. *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (3-4), 201-215

La actividad sísmica iniciada en 1995 en el área de Sarria-Triacastela-Becerreá con dos terremotos de magnitud 4,6 (29 de noviembre y 24 de diciembre de 1995) y sus correspondientes réplicas, culminó en mayo de 1997 con la ocurrencia de una segunda serie sísmica iniciada por un terremoto de magnitud 5,1 que puso en evidencia un nivel no previsto de sismicidad en éste área. La región forma parte del Macizo Hespérico y por ello se había considerado relativamente estable y de

baja sismicidad, lo que confiere a esta actividad sísmica una especial importancia. En los últimos diez años, fundamentalmente a raíz de los terremotos de Tennant Creek de 1988 (Ms 6,3; 6,4 y 6,7) ocurridos en Australia, en una zona intraplaca en la que no existía registro de sismicidad previa, se ha puesto de manifiesto que existen fuentes sismogénicas que se encuentran muy cerca de sus límites de resistencia incluso en zonas aparentemente estables (Crone *et al.*, 1992). Hasta 1979 no

XUTM (uso 29)	YUTM (uso 29)	MAGNITUD(Mb)	INT (EMS)	FECHA	HORA	PROF (km)	ERH	ERZ	RMS
642459	4738225	5,1	VI	21/05/1997	23:50:45	13	2	2	0,7
639450	4745385	4,9		22/05/1997	00:17:19	17	2	2	0,8
638704	4741852	4,6	V-VI	29/11/1995	23:56:28	9	1	2	0,7
637654	4746645	4,6	V-VI	24/12/1995	14:29:21	15	2	3	0,7

Tabla I.- Datos generales de los terremotos de mayor magnitud ocurridos en las dos series sísmicas de Lugo de 1995 y 1997, cedidos por el Instituto Geográfico Nacional. INT: Intensidad MSK. ERH, ERZ: error de localización hipocentral en kilómetros en la horizontal y vertical respectivamente, así como el error cuadrático medio en segundos (RMS)

se había registrado ningún terremoto, ni histórico ni instrumental, de intensidad apreciable en la zona de Sarria-Triacastela-Becerreá. No obstante, la cartografía geológica regional pone en evidencia la existencia de una estructura alpina relacionada con el levantamiento de los Montes Cántabro-leoneses durante el Terciario, estructura de la que forman parte fallas a las que podría asociarse la sismicidad registrada (Capote *et al.*, 1999) (Fig. 1). La identificación de las posibles fuentes sismogénicas en una zona de cierta estabilidad como es la estudiada en este trabajo justifica un análisis geológico y sismotectónico de las series sísmicas de Lugo.

Se han propuesto varias interpretaciones geológicas de las series sísmicas recientes de Sarria-Triacastela-Becerreá mediante la utilización de datos geológicos y estructurales de carácter local (Capote *et al.*, 1999), datos geológicos de carácter regional (González Casado y Giner, 2000) y datos sismotectónicos y geofísicos (Rueda y Mezcua, 2001). De estos trabajos se despren-

den interpretaciones muy diferentes sobre la cinemática y geometría de la fuente sismogénica. Por otra parte, los mecanismos focales calculados mediante la utilización de la polaridad de las primeras llegadas de ondas (Rueda y Mezcua, 2001) difieren de los calculados mediante la utilización del método del momento del centroide (CTM, Harvard Seismology: Centroid-Moment Tensor Project, Dziewonsky y Woodhouse, 1983). Si bien, estos últimos son coherentes con los mecanismos focales calculados también con datos de polaridad por Giner Robles *et al.*, (1999) aunque solo para el caso del terremoto principal de la serie de 1995. Esta heterogeneidad, que llega incluso a la incompatibilidad entre los datos sismotectónicos obtenidos a partir de distintas metodologías, no se ha observado únicamente en estas dos series sísmicas. En series sísmicas ocurridas en los últimos años en el sureste de la Cordillera Bética, como la serie sísmica de Adra de 1993-1994, Mb: 5,0) (Martínez-Díaz, 2000) y la serie sísmica de Mula 1999, Mb: 4,9 (Buforn y Sanz de Galdeano, 2001) se producen discrepancias significativas entre los mecanismos focales calculados mediante métodos distintos. Ello dificulta la interpretación tectónica de las series y concretamente la selección de las posibles fallas sismogénicas. Con el fin de aportar datos que ayuden a resolver esta incertidumbre y discutir la validez de los mecanismos de las fallas sismogénicas responsables de las series de Lugo se ha desarrollado el presente trabajo. Se ha llevado a cabo un estudio y toma de datos geológico-estructurales de campo, un análisis de la topografía de la zona, un análisis espacial y temporal de los datos sismológicos existentes hasta la fecha y una modelización de las modificaciones de esfuerzos de Coulomb estáticos. A partir de los datos obtenidos se realiza una correlación de los posibles mecanismos focales responsables de las series con datos geológico-estructurales a diversas escalas y con los cambios de esfuerzos de Coulomb estáticos asociados a la activación de la serie sísmica de 1995. Con ello se persigue encontrar una explicación para la distribución espacial de los eventos principales y las réplicas, y en su caso identificar posibles fenómenos de *triggering*. Se pretende, en definitiva, seleccionar el mecanismo de foco que sea más coherente con la geometría y cinemática de las fallas de la zona y con el campo de esfuerzos activo en el momento presente, así

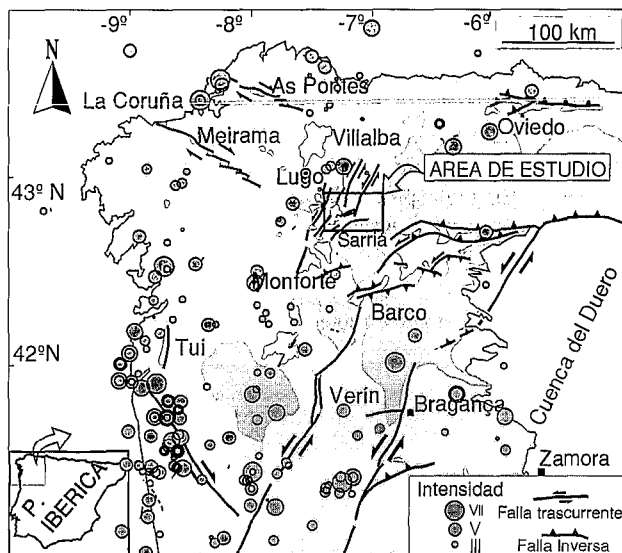


Figura 1.- Mapa geológico esquemático del noroeste peninsular (datos modificados de Santanach, 1994), sobre el que se ha proyectado la sismicidad previa al comienzo de la serie de 1995 y registrada en el catálogo sísmico del Instituto Geográfico Nacional. En el área de estudio sólo se habían registrado dos eventos, los dos de intensidad (MSK) inferior a VI, ambos ocurridos después de 1970. En blanco se representan las cuencas sedimentarias miocenas, en gris claro el basamento hercínico y en gris oscuro las zonas de basamento por encima de los 1.000 m de cota.

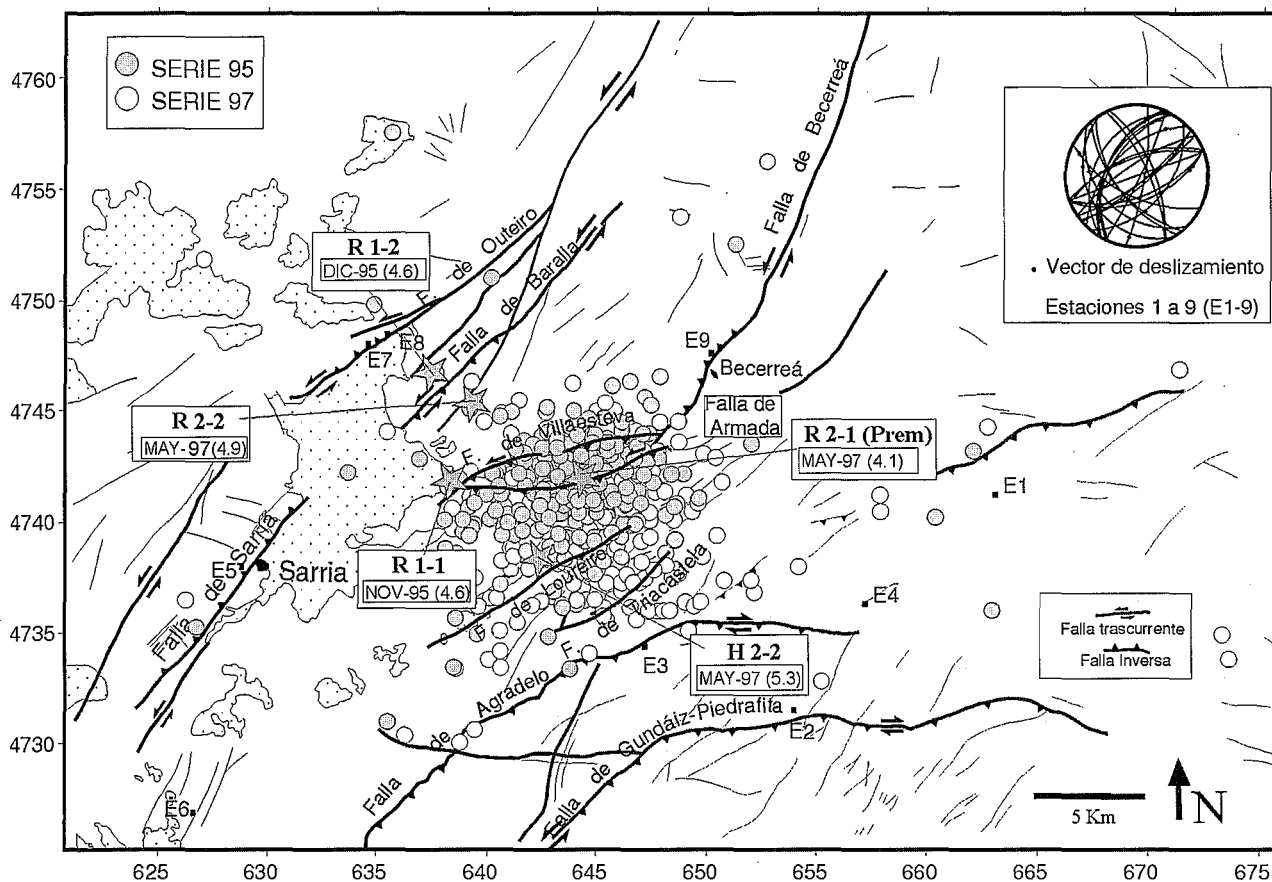


Figura 2.- Mapa de la fracturación de la zona Sarria-Becerreá-Triacastela sobre el que se proyectan los epicentros de las series sísmicas de Lugo de 1995 (negro) y de 1997 (blanco). Se señalan con estrellas los epicentros de los dos eventos de mayor magnitud de cada serie, además del evento premonitor de la serie del 97 (prem.), etiquetados con la numeración con que aparecen sus mecanismos focales en la Fig. 6. Los afloramientos marcados con punteado señalan los retazos de depósitos terciarios de la cuenca de Sarria. Se representan también la localización de las estaciones de medida de fallas cuya proyección estereográfica aparece a la derecha.

como mostrar cómo en general los datos de la Geología contribuyen a la definición del foco en situaciones donde el cálculo apunta a más de una posible solución.

El período sísmico de 1995-1997. Evolución temporal

Los eventos sísmicos de Lugo de 1995 a 1997 se concentraron en una zona situada al noroeste de la Península Ibérica, concretamente al sureste de la provincia de Lugo (Fig. 1). La actividad sísmica previa ocurrida en el entorno de la zona ha sido muy escasa. Solamente existe registro de siete terremotos hasta el siglo XVII y 23 desde el siglo XVIII hasta el comienzo de esta serie (Fig. 1). Rueda y Mezcua (2001) realizaron una revisión de los datos de sismicidad histórica existentes hasta la fecha deduciendo que no se han registrado eventos históricos de intensidad superior a VI en la zona próxima a Sarria-Becerreá. En comparación con el resto de la región de Galicia, esta zona era, hasta la ocurrencia de las series sísmicas aquí estudiadas, el área de menor actividad sísmica de la región, algo que podría ser significativo.

La primera actividad registrada en el entorno de la Cuenca de Sarria se produce en 1979, con dos terremotos de magnitudes 4,1 y 4,6 localizados varios kilómetros al norte de Becerreá, probablemente asociados con

otras fuentes sísmicas, distintas de las tratadas en este estudio. No se detectaron réplicas probablemente debido al bajo umbral de detectabilidad de la Red Sísmica en aquella época. La serie de 1995 estuvo compuesta a su vez por dos subseries (Tabla I). La primera comenzó en el entorno de la cuenca sedimentaria de Sarria, con un terremoto de magnitud 4,6 el día 29 de noviembre de 1995 (Fig. 2), al que siguió una serie de réplicas, hasta 37 durante ese mismo día, decayendo su número rápidamente durante 20 días, siguiendo una ley exponencial, la ley de Omori (Fig. 3). La segunda subserie se inició con otro terremoto de magnitud 4,6 el día 24 de diciembre del mismo año al que siguió una serie de réplicas de menor importancia. La gran mayoría de las réplicas se situaron al este de la cuenca terciaria de Sarria formando una nube de réplicas que en planta se asemeja a un enjambre sísmico (Fig. 2). Durante 1996 y parte de 1997 se sucedieron réplicas que no sobrepasaron la magnitud 4,1 y el 21 de mayo de 1997 se produjo el terremoto de magnitud 5,1 que inició la segunda serie sísmica. Este terremoto estuvo precedido por un premonitor de magnitud 4,1, 59 segundos antes del principal y desarrolló una importante serie de 106 réplicas en las 24 horas siguientes, una de las cuales alcanzó la magnitud 4,9. La secuencia de réplicas decayó según la ley de Omori en los treinta días siguientes, al igual que

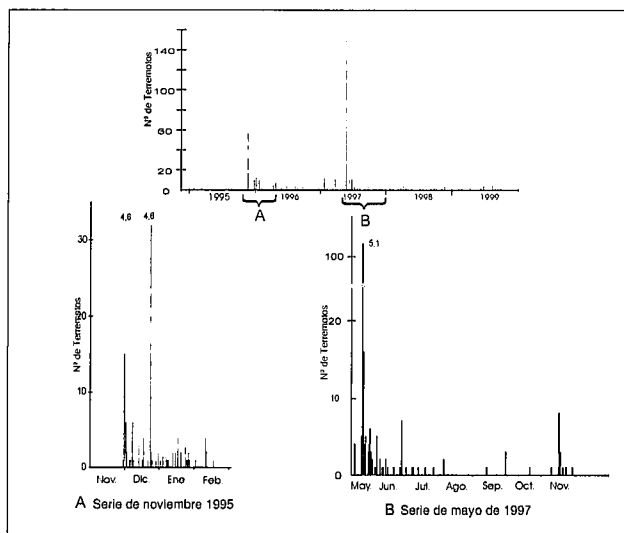


Figura 3.- En el gráfico superior se representa el desarrollo temporal de la frecuencia de sismicidad en el área de estudio desde el año 1995. Cada barra abarca un rango de 15 días. En la parte inferior se muestra otro análisis temporal realizado para cada una de las series sísmicas estudiadas con un rango de 1 día por cada barra. En ellos se aprecia un decaimiento de la tasa de réplicas que se ajusta a la ley de Omori. Se observa que el segundo evento principal (4,6) de la primera serie no genera una modificación sustancial en la tasa de réplicas.

ocurrió en las dos subseries iniciales (Fig. 3). Los datos de los terremotos de mayor magnitud proporcionados por el IGN se indican en la Tabla I. Los tres eventos principales de las dos series alcanzaron una intensidad EMS máxima de VI ocasionando daños significativos aunque sin víctimas.

La posición de las réplicas de las dos series coincide de forma aproximada (Fig. 2), aunque puede apreciarse una migración significativa, como se verá más adelante, de las réplicas de la serie de 1997 hacia el sureste en relación con las del 1995. Por otra parte, la posición de los epicentros de los terremotos principales y la sucesión temporal de los eventos permiten pensar, a priori, en la actuación de mecanismos de *triggering* entre los eventos principales. La rotura por falla que generó el primero de los eventos de 1995 (magnitud Mb:4,6) parece haber inducido la rotura de diciembre de ese año con la misma magnitud. Lo mismo puede decirse con respecto al terremoto del 21 de mayo de 1997 de magnitud Mb: 5,1 y el evento inducido 26 minutos después con magnitud Mb 4,9, todos ellos localizados muy próximos entre sí con separaciones inferiores a 10 km. Se siguen produciendo (hasta la fecha de redacción de este trabajo) eventos aislados de magnitud superior a 3,0, lo que puede indicar que o bien la serie sísmica aún no ha finalizado, o que el nivel de sismicidad de fondo de la zona ha aumentado en relación con la que se producía antes de 1979.

El contexto tectónico

El estudio geológico de campo, tomando como base la cartografía de la serie MAGNA publicada por el

Instituto Geológico y Minero (Apalategui *et al.*, 1976; Marcos *et al.*, 1980; Martínez Catalán *et al.*, 1980; Hernández Urroz *et al.*, 1980) permitió reconocer tanto la macro estructura alpina como las fallas concretas con las que podrían asociarse los terremotos. Sin embargo, no se encontró durante este reconocimiento indicio alguno de ruptura superficial, si bien la densa vegetación existente en la zona dificulta en gran medida este tipo de observaciones y, por tanto, no puede llegar a descartarse la existencia de algún tipo de deformación en superficie.

El basamento hercínico aflorante en la zona epicentral está constituido por metasedimentos precámbricos y del Paleozoico inferior, afectados por pliegues de dirección N160° y vergencia al noreste. La estructura alpina esta caracterizada por fallas inversas de dirección general ENE-OSO que contribuyen a levantar el área situada al sur, constituida por los Montes Cantabro-Leoneses (Figs. 1 y 2). Esta zona montañosa ha sido interpretada como el flanco trasero de rampa de muro de una unidad de basamento cabalgante sobre las cuencas intramontañas del Bierzo y sobre la Cuenca del Duero (Santanach, 1994). No obstante, dos fallas inversas con vergencia al noroeste, las fallas de Agradelo y de Gundaiz-Piedrafita (Fig. 2), modifican este dispositivo haciendo retrocabalgar el bloque montañoso hacia el noroeste (Capote *et al.*, 1999), sobre la zona donde se sitúa el área Sarria-Becerreá-Triacastela, y la región plana de la depresión de Lugo, situada hacia el postpaís de la unidad cabalgante principal y que se ha interpretado como un sector de rellano en el cabalgamiento basal (Santanach, 1994). Entre esta región llana y el área montañosa se sitúan varios afloramientos con sedimentos terciarios que representan retazos dispersos de una cuenca anterior más extensa. Destaca por su extensión la depresión de Sarria rellena de sedimentos terciarios y depósitos aluviales pliocuaternarios, y cuyo borde se situaba más al sur, en los relieves Cantabro-leoneses, y que aparece trastocada por fallas de dirección NNE-SSO (Fig. 2).

Se observan dos tipos de fallas principales en esta región:

Fallas inversas de dirección media ENE-OSO. Se trata de las ya mencionadas fallas de Agradelo y Gundaiz-Piedrafita (Fig. 2). Su traza es curvada y lobulada y el plano buza unos 45~50° al sureste. En la parte central de ambas el movimiento es de falla inversa pura pero hacia los extremos adquieren una componente direccional, dextral en la terminación oriental y sinistral en la correspondiente terminación occidental (Fig. 2). Estas fallas actúan como retrocabalgamientos respecto de las fallas inversas del Bierzo. Al noroeste de Triacastela se observan otras fallas inversas algo menores, en algún caso con componente de desgarre (fallas de Armada y de Villaesteve, Fig. 2). Las trazas de las fallas y la distribución espacial de las terminaciones de desgarre, son coherentes con una dirección de acortamiento noroeste-sureste.

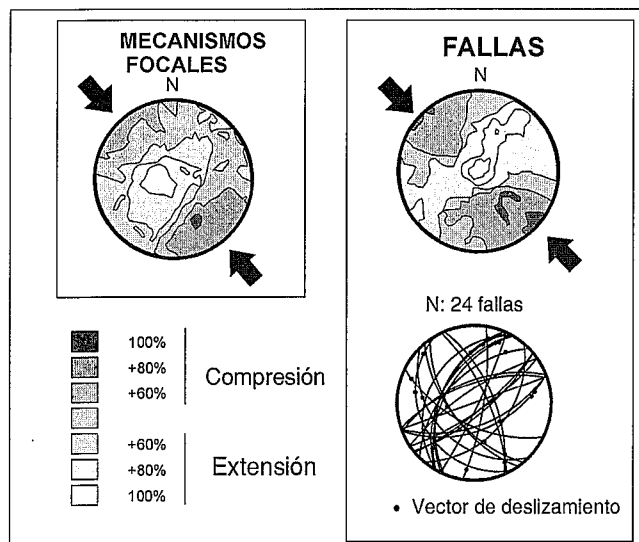


Figura 4.- Análisis poblacional de los mecanismos focales calculados en trabajos previos (ver figura 6) con datos de primeras llegadas de ondas que presentan más de 13 datos de polaridades (arriba a la izquierda), mediante el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977). A la derecha se muestra un análisis similar aplicado a las 24 fallas mayores medidas en el campo en las que se pudo determinar el vector de deslizamiento mediante criterios cinemáticos en el plano de falla (proyección ciclográfica inferior). En ambos análisis la dirección de máximo esfuerzo horizontal obtenido presenta una dirección semejante (NO-SE).

Fallas sinistrorsas de dirección NNE-SSO. Se trata de desgarres inversos, unas veces con buzamientos altos al noroeste (Fallas de Becerreá, de Outeiro y de Sarriá, Fig. 2) y otras al sureste (Falla de Baralla). La traza de estas fallas es más rectilínea aunque presentan inflexiones que actúan como *restraining bends* (proximidades de Becerreá) o *releasing bends*. En estas inflexiones se forman tanto estructuras de tipo *push-up* como pequeños *pull-apart* (¿cuenca de Baralla?).

Con el propósito de identificar el régimen tectónico que controla la actividad de las fallas descritas, y más concretamente su cinemática y el campo de esfuerzos responsable de la misma se han tomado datos de orientación de fallas y de sus estrías en nueve estaciones de observación distribuidas en todo el área, especialmente en las proximidades de fallas principales situadas en las cercanías de las zonas epicentrales. Dichas estaciones aportan una información cualitativamente valiosa, considerando que la fuente sismogénica responsable de las series sísmicas estudiadas debe tener las dimensiones suficientes como para alcanzar las profundidades hipocentrales de los eventos principales (más de 8 km).

Herráiz *et al.* (1998) realizaron cinco estaciones de medidas microtectónicas, dos de ellas en el interior de la Cuenca de Sarriá y tres en el extremo noreste de la nube de réplicas con el fin de determinar el tensor de esfuerzos reciente (Mioceno o posterior). Del análisis de esas estaciones obtuvieron mediante inversión de esfuerzos siete tensores, cinco de ellos extensionales con una dirección de máximo esfuerzo horizontal entre N 64° y N 150°, y dos tensores de desgarre con direcciones de esfuerzo horizontal N 70° y N 146°. El análisis

conjunto de estas estaciones dio como resultado un tensor extensional con el máximo esfuerzo horizontal según N 145°-150°. En todo caso la variabilidad observada en estaciones alejadas un máximo de 30 km muestra la complejidad dinámica que puede mostrar la zona en niveles corticales superficiales. Debido a ello consideramos que a la hora de determinar la falla responsable de la serie sería más adecuado seleccionar una falla visible en la cartografía y de longitud superior a 10 o 15 km, que ejerza un control en el relieve de la zona, y no una falla menor, cuya geometría y cinemática se determine únicamente a partir de medidas microtectónicas sobre fallas menores superficiales. Estas fallas menores pueden ser coherentes con alguno de los mecanismos focales calculados, pero no presentan expresión morfológica ni longitudes que permitan extrapolar su actividad a las profundidades en las que realmente se generaron los terremotos.

Aunque los datos medidos en las estaciones del presente estudio son relativamente escasos permiten documentar la orientación de los planos de fallas mayores y la dirección y sentido de su movimiento. Todas estas fallas son claramente posthercénicas y en varios casos son, con seguridad, fallas alpinas que controlan el relieve generado durante el terciario.

Un sencillo análisis de estos datos, utilizando el método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977), pone en evidencia una dirección de acortamiento NO-SE (Fig. 4), con la que son coherentes los deslizamientos de las fallas individuales. Esta dirección de acortamiento es la misma que se ha determinado mediante métodos geológicos en las áreas centrales de la Península para el Mioceno superior y el Cuaternario (Capote *et al.*, 1990, De Vicente *et al.*, 1994,) y con la dirección del máximo esfuerzo compresivo horizontal obtenido a partir del análisis estadístico de la fracturación frágil y de los mecanismos focales a escala regional (Herráiz *et al.*, 2000) utilizando el método de Ribera y Cisternas (1990) y el método de Giner (1996). Es asimismo coherente con la dirección de convergencia entre las placas Europea y Africana deducida para esta zona a partir del estudio geofísico y cinemático de la falla transformante de Gloria en la Océano Atlántico (Argus *et al.*, 1989). Esta dirección de convergencia ha sido activa aproximadamente durante los últimos 9 millones de años (Dewey *et al.*, 1973).

Neotectónica

En la región de Lugo las deformaciones que pueden asociarse a la tectónica reciente acaecida durante los últimos nueve millones de años (período neotectónico, durante el cual la convergencia entre las placas Europea y africana que controla el campo de esfuerzos vigente en la zona ha permanecido constante) son de difícil identificación. La escasez de afloramientos adecuados en los materiales terciarios y cuaternarios que rellenan la cuenca de Sarriá hace complicada la obtención de datos estructurales de carácter local relativos a la acti-

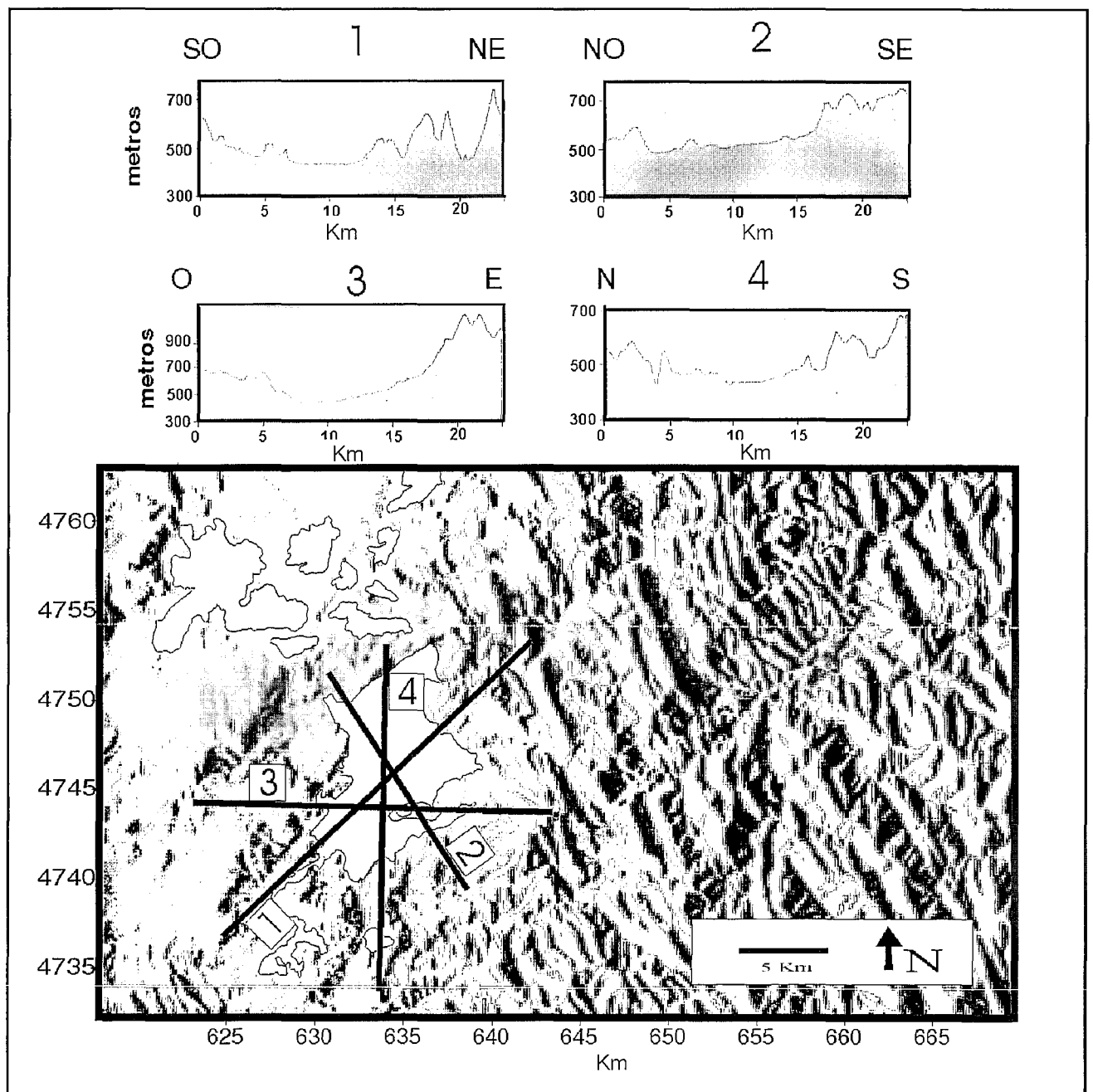


Figura 5.- Modelo digital del terreno del área de estudio, extraído del modelo digital de España del Instituto Cartográfico del Ejército, sobre el que se marcan en gris claro los afloramientos de depósitos terciarios de la cuenca de Sarria. En la parte superior se muestran cuatro perfiles topográficos atravesando en distintas direcciones la citada cuenca. En todos ellos, excepto en el SO-NE, la superficie de la cuenca aparece ligeramente basculada hacia el O y NO.

vidad post alpina de las fallas descritas. Sin embargo, un análisis del modelo digital del terreno a escala 1:100.000 ha permitido observar posibles efectos de la neotectónica en la zona (Fig. 5). El relieve de la zona está dominado por las sierras de dirección NO-SE en el área oriental controladas por la estructura hercínica y la erosión diferencial de las unidades litológicas que la forman. Hacia el oeste se hace patente un aumento del control sobre el relieve por parte de accidentes de dirección NNE-SSO a NE-SO que controlan la geometría de los afloramientos terciarios y cuaternarios. El relieve es mucho más suave debido a una menor tasa de incisión fluvial y apenas se observa el control litológico

de la directriz hercínica dado que el basamento corresponde principalmente a un macizo granítico. La cuenca de Sarria se encuentra rellena de arenas, arcillas y gravas terciarias y pliocuaternarias (estas últimas discordantes sobre las anteriores). Asimismo, en la zona central de la depresión aparece preservada con gran extensión de afloramiento la segunda terraza aluvial del río Sarria, que en el entorno de la zona ha desaparecido por erosión. Al este de la depresión los depósitos terciarios aparecen en retazos aislados a cotas crecientes hacia la Sierra do Edramo, situada al sureste.

En la Fig. 5 se muestran los perfiles topográficos que han sido realizados cortando la depresión terciaria

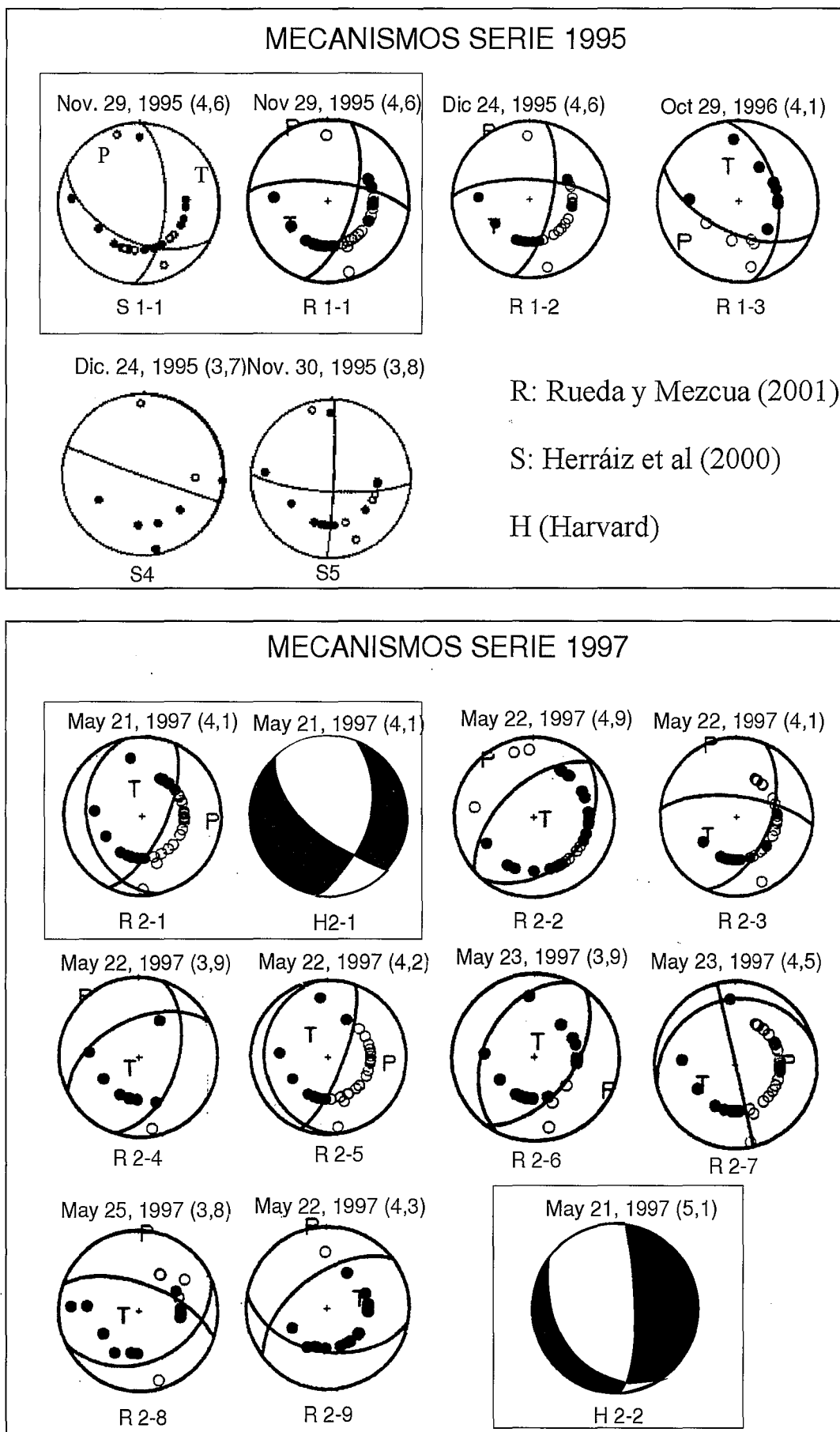


Figura 6.- Mecanismos focales de los principales terremotos ocurridos en la zona de estudio desde 1995 hasta 1997. Todos son mecanismos calculados en trabajos previos mediante el uso de polaridades de ondas (círculos blancos: compresión, negros: dilatación) excepto los dos calculados por Harvard (CMT project, www.seismology.harvard.edu/project/CMT) mediante el método CMT (Dziewonsky y Woodhouse, 1983).

de Sarria según distintas direcciones. En todos ellos, excepto en el perfil SO-NE, se observa un ligero basculamiento de la superficie de la cuenca, formada por el afloramiento de los materiales miocenos y pliocuaternarios. Se trata de un basculamiento hacia el noroeste cuyo eje de rotación sería subparalelo a las fallas NNE-SSO antes descritas. Aunque no existen datos definitivos es muy posible que dicho basculamiento esté asociado a la actividad de estas fallas. La distribución de facies en el relleno de la cuenca de Sarria (las formaciones conglomeráticas se adosan al borde oriental, Martín-Serrano *et al.*, 1996) apoya la idea de un levantamiento relativo del sector oriental de la zona durante el Mioceno. La continuación postmiocena de este movimiento se traduce en una fuerte incisión fluvial observable en la zona oriental. En todo caso, la naturaleza del relieve de la zona estudiada apoya la posibilidad de la existencia de estos movimientos verticales para tiempos recientes, posteriores al Mioceno medio e incluso durante el Cuaternario que explicarían la diferencia de tasa de incisión fluvial y la creación de los relieves visibles al sureste y al noroeste.

Análisis sismotectónico

El régimen tectónico de la sismicidad

En el entorno de la zona epicentral se han publicado desde el año 1994, 15 mecanismos focales calculados a partir de datos de polaridades de primeras llegadas de onda P (Figs. 6 y 7). 12 de ellos calculados por (Rueda y Mezcua, 2001). Concretamente se trata de los eventos principales de la primera serie más las réplicas de mayor magnitud. No pudo sin embargo calcularse el mecanismo del terremoto de 5,1 de la segunda serie debido a la ocurrencia de un premonitorio de magnitud 4,2, 59 segundos antes del mismo, lo que produjo una saturación de la señal. La cercanía espacial y temporal de estos dos eventos puede indicar que se trate de rupturas consecutivas sobre la misma falla, en cuyo caso el mecanismo focal del evento principal debería ser semejante al del evento premonitor. Asimismo, se dispone de tres mecanismos calculados por el proyecto SIGMA (Herráiz *et al.*, 1998 y 2000) usando primeras llegadas de los tres eventos de mayor magnitud de la serie de 1995. Por último, se dispone de los dos mecanismos de los eventos mas grandes de la segunda serie calculados por Harvard usando el método del Tensor momento del centroide (CMT). Se ha tenido en cuenta una valoración de los mecanismos en función fundamentalmente del número de datos y el índice de acierto en los calculados con las llegadas de la primera onda P. Los mecanismos previos al año 1995 así como los mecanismos S4, y R2-4 de las series posteriores (Fig. 6), disponen de muy pocas observaciones y por tanto presentan una incertidumbre importante. Por ello no serán tenidos en cuenta en la discusión. El resto de mecanismos disponen de más de 13 polaridades y una calidad de las mismas aceptable (Rueda y Mezcua, 2001).

A primera vista puede apreciarse que existe un desacuerdo grande entre los mecanismos calculados con polaridades y los calculados con el método CMT. El primer evento (R2-1, Fig. 6) de la segunda serie (1997) según el primer método es claramente de tipo inverso, mientras que el mecanismo calculado por Harvard es de tipo extensional (H2-1, Fig. 6). La misma discrepancia existe entre los mecanismos calculados para el primer evento de 4,6 de la serie de 1995 (R1-1 y S1-1 de la figura 6) que es interpretado (usando también polaridades) por Herráiz *et al.* (2000) como normal, mientras que para Rueda y Mezcua (2001) sería inverso direccional. Este último mecanismo ha sido calculado con un mayor número de observaciones. El único mecanismo calculado para el terremoto de 5,1 de la segunda serie es el calculado por Harvard (H2-2, Fig. 6) como de tipo normal.

Con el total de los mecanismos calculados con más de 13 polaridades se ha realizado un análisis de diedros rectos, (Fig. 4) que muestra una compatibilidad de la mayoría de ellos con un acortamiento de orientación NO-SE, claramente coincidente con el que resulta de analizar las fallas observadas en el campo. González Casado y Giner (2000) con un mayor número de mecanismos focales que incluían algunos situados en el entorno de la serie aquí estudiada obtienen la misma dirección de máximo esfuerzo horizontal, si bien en un campo de esfuerzos extensional. En este sentido, Rueda y Mezcua (2001) reconocen una gran similitud entre los mecanismos focales de las réplicas ocurridas muy próximas en el tiempo tanto en la primera como en la segunda serie. Estos resultados según dichos autores apoyan la idea de que los eventos principales y las réplicas mayores ocurrieron sobre la misma falla o familia de fallas como resultado de una propagación lenta de la ruptura según múltiples terremotos de magnitud baja.

Por otra parte, no parece adecuada una solución de falla normal como la S 1-1 de la Fig. 6 dado que no se han reconocido en el estudio geológico de campo la existencia de fallas normales con orientaciones parecidas a las de los planos nodales de los mecanismos focales de tipo extensional que presenten las dimensiones mínimas requeridas para generar un evento de magnitud 5,0. Hay que resaltar que la cartografía geológica de la zona es detallada y de buena calidad (Apalategui *et al.*, 1976; Marcos *et al.*, 1980; Martínez Catalán *et al.*, 1980; Hernández Urroz *et al.*, 1980) y que en ella tampoco aparecen estas fallas normales. Los estudios microtectónicos de Giner Robles *et al.* (1999) y Herráiz *et al.* (2000) apoyan la existencia de dos modas de fracturación, una NE-SO y otra NO-SE, siendo esta última compatible con los mecanismos focales extensionales. Se trata sin embargo de datos microtectónicos de carácter superficial que son difícilmente extrapolables a las profundidades sismogénicas. En nuestra opinión las fallas sismogénicas de la zona deben ser fallas de varios kilómetros de longitud, visibles en la cartografía geológica. Teniendo en cuenta todos estos datos consideramos más probable el carácter inverso de la mayoría

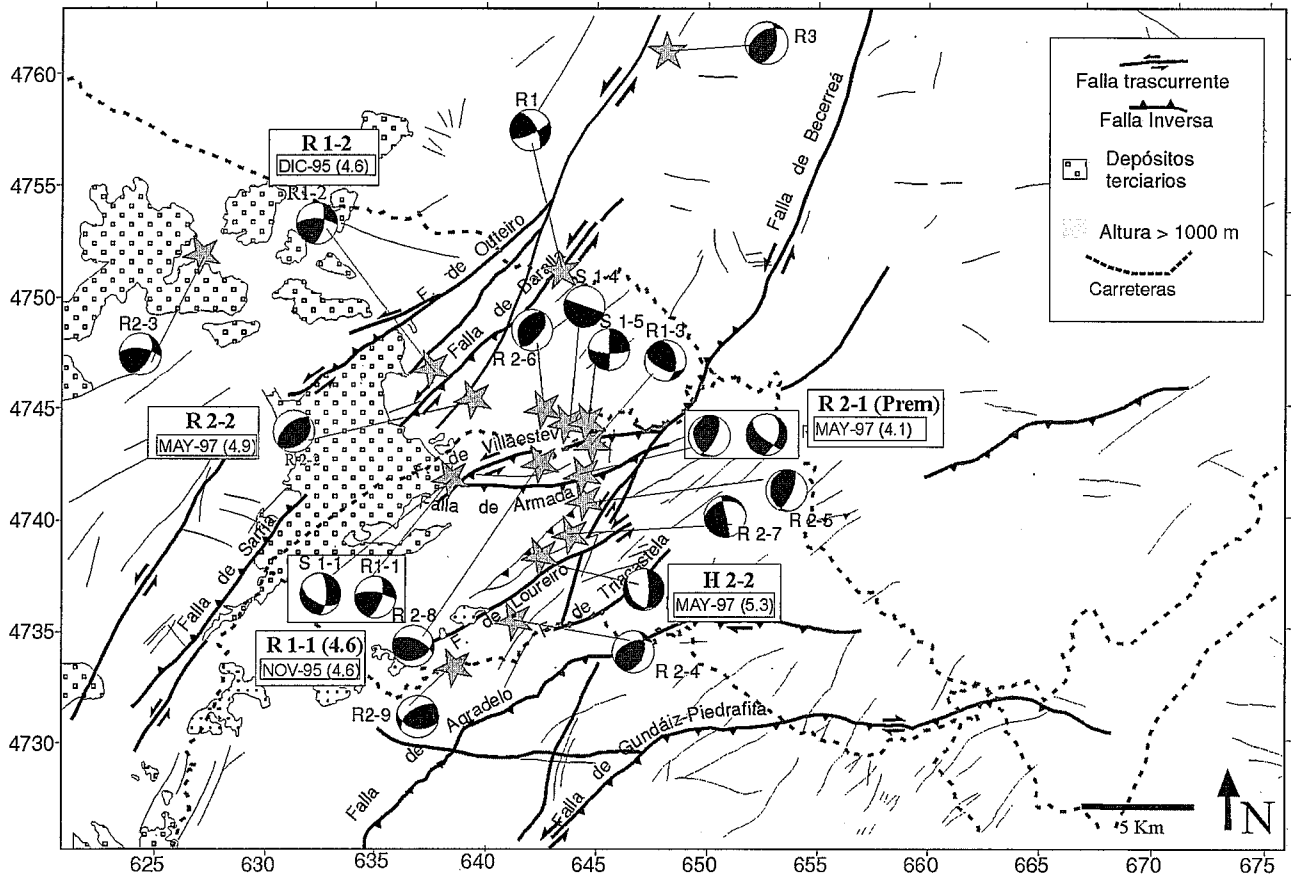


Figura 7.- Mapa de la fracturación principal de la zona sobre el que se representan los epicentros y mecanismos focales de los eventos principales de las series de 1995 y 1997 (ver Fig. 6).

de los terremotos de la serie, si bien, los datos estructurales y la dificultad en la datación de las fallas observables en campo no pueden ser del todo concluyentes.

La distribución espacial de los hipocentros

Desde el comienzo de la primera serie sísmica de 1995, han sido registradas y localizadas más de 400 réplicas cuya proyección en planta y en sección se muestra en las figuras 2 y 7. El Instituto Geográfico Nacional instaló dos estaciones digitales portátiles tras la ocurrencia del terremoto principal de la serie de 1997, con el fin de completar los datos de la Red Nacional y obtener errores de localización vertical aceptables.

Los eventos principales de ambas series se localizan en el borde oriental de la Cuenca de Sarría. La nube de réplicas de ambas series presenta una morfología equidimensional en planta, y se localiza bajo las trazas en superficie de las fallas de Villaesteve y Armada (Fig. 2). Se trata de fallas inversas con componente de desgarre y de orientación ENE-OSO con buzamiento hacia el sureste. Es de resaltar que aunque las réplicas de las dos series principales parecen situarse en el mismo volumen de corteza, las de la serie de 1997 se observan desplazadas hacia el sureste en relación con la primera.

La mayor parte de las réplicas presentan valores de RMS mayores a 0,3 como cabe esperar de los datos de una red sísmica regional como es la del Instituto Geo-

gráfico Nacional. Por ello, para estimar si la posición de la nube de réplicas puede aportar información utilizable para identificar la fuente sísmica se ha realizado un filtrado de la serie de réplicas. La proyección en planta y en sección de las réplicas con error cuadrático medio RMS < 0,3 y error vertical EZ < 3 km muestra una acumulación de epicentros con una posición y morfología similar a la población completa de réplicas (Fig. 8). Por otra parte, se observa que las réplicas mejor localizadas de la serie de 1995 se sitúan a menor profundidad que las réplicas de la serie de 1997. Aunque la localización concreta de muchas de las réplicas presenta un error excesivo para ser considerada y utilizada de forma individual, la localización general del conjunto de réplicas consideramos que puede aportar información significativa a la hora de establecer relaciones espaciales con estructuras geológicas de escala regional en la zona.

La distribución horizontal del total de los epicentros así como de los que presentan RMS < 0,3 no presenta una alineación significativa, sin embargo, un análisis de la distribución vertical de los hipocentros aporta valiosos datos acerca de las posibles fallas sismogénicas. Si se proyectan los focos de los terremotos sobre un plano perpendicular a las fallas NNE-SSO que bordean por el oeste la cuenca de Sarría, la nube de hipocentros adquiere la menor anchura y se observa que se inclina al sureste con unos 65° (Fig. 8). En los cortes

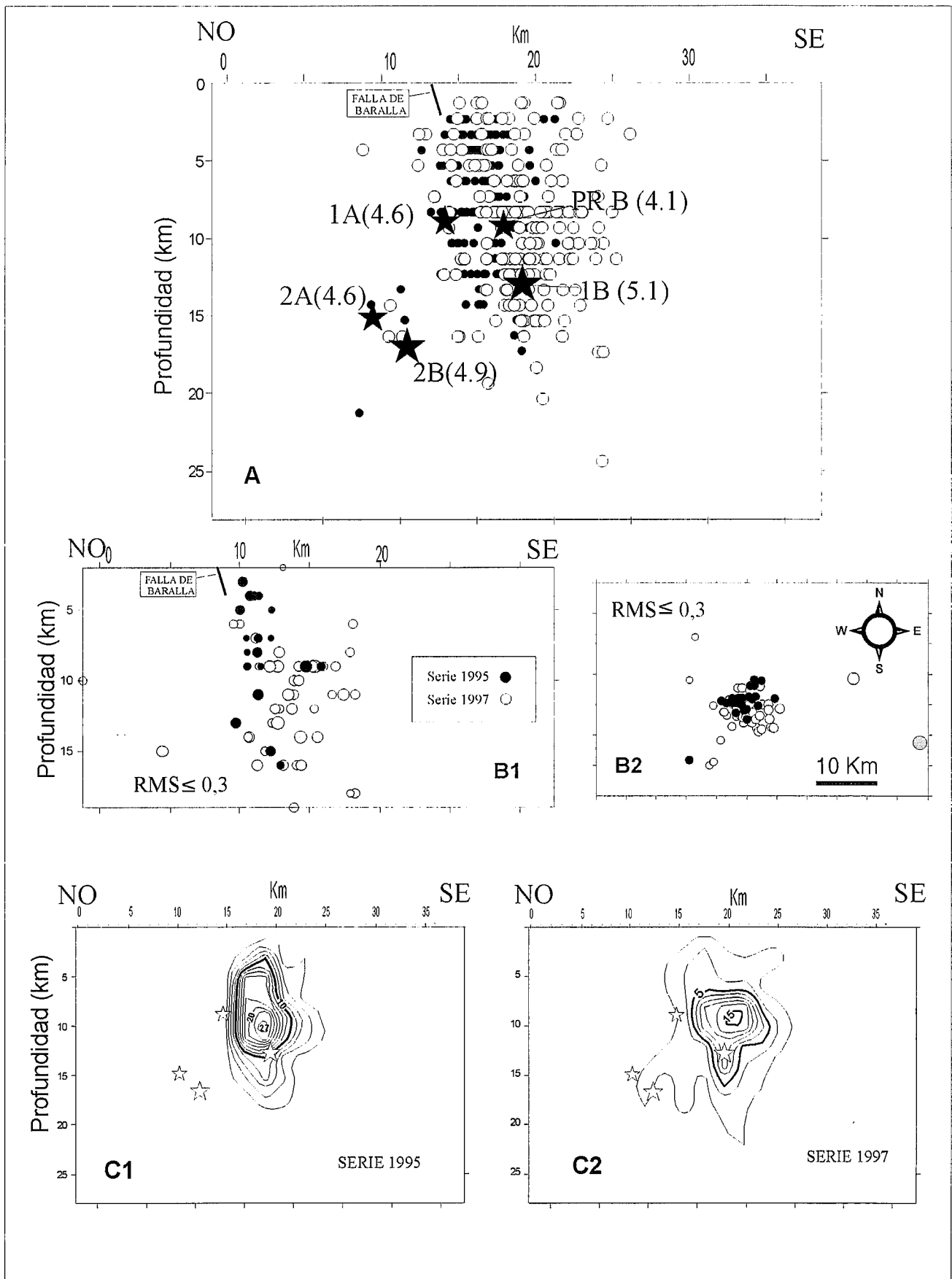


Figura 8.- A: En la parte superior se muestra una sección de los hipocentros de las dos series sísmicas estudiadas (puntos negros: 1995, puntos blancos: 1997) realizado perpendicularmente a la traza de la falla de Baralla cuya posición se representa. La numeración de los hipocentros principales coincide con la de las figuras 6 y 7. B: vista en sección y en planta de las réplicas con error cuadrático medio $< 0,3$. C: Secciones paralelas a las anteriores en las que se representa la densidad hipocentral de réplicas para cada una de las dos series. Las isolíneas representan igual número de réplicas y permiten detectar una mayor profundidad hipocentral en la población de réplicas de la serie de 1997.

de las dos series por separado se aprecia que la mayoría de las réplicas de la serie de 1995 se desarrolla a profundidades entre los 2 y 9 km, mientras que la mayor parte de las réplicas de la serie de 1997 se sitúan por debajo de 10 km. Esta mayor profundidad es la que explica el desplazamiento hacia el sureste apreciado en planta. Los terremotos principales de la serie del 95 se localizan en el borde oeste de la nube, el primero, y más de cinco kilómetros al oeste el segundo. Los eventos principales de la serie del 97 se sitúan en el interior de la nube y alineados según la dimensión máxima de la misma. Únicamente el hipocentro de la réplica del terremoto del 22 de mayo de 1997 (Mb 4,9) se encuentra situado fuera de la nube de réplicas (2b de la Fig. 8), muy próximo al segundo evento principal de la serie del 95 (2a de la Fig. 8). La prolongación hacia la superficie del eje mayor de la nube de réplicas coincide aproximadamente con la posición de la traza de la falla de Baralla (Fig. 2). Esta falla se prolonga al SO y enlaza con la falla de Sarria al otro lado de la cuenca terciaria, dando lugar a un accidente de unos 32 kilómetros de longitud total.

Los terremotos principales y el total réplicas proyectadas sobre un plano vertical paralelo a las fallas NNE-SSO, ocupan un área que se extiende desde una profundidad de unos 2 km hasta casi 20 km y presenta una anchura de más de 12 km. En éste área se concentra el 90 % de las réplicas. De estos datos se deduce, una vez corregido el buzamiento de la nube de réplicas, un área de unos 240 km² que resulta excesiva para terremotos de esta magnitud. El área ocupada por las réplicas con RMS < 0,3 es bastante menor. Además en la sección vertical de estas réplicas se observan dos acumulaciones de hipocentros distintas para cada una de las series que teniendo en cuenta la dimensión horizontal de la nube serían representativas de dos áreas de ruptura de dimensiones más aproximadas a las de dos terremotos de magnitudes próximas a 5,0. Según las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994), un terremoto de magnitud próxima a 5, se genera con áreas de ruptura del orden de 15 a 20 km². El error de localización de la mayoría de las réplicas produce un ensanchamiento de la nube de réplicas que explica el elevado área abarcada por toda la serie.

Del análisis espacial de ambas series se deduce que la extrapolación hacia la superficie de la nube de réplicas observada en el corte de la Fig. 7 coincide con la posición de la traza de la falla de Baralla que alcanza el límite oeste del afloramiento de la cuenca terciaria de Sarria. La distribución vertical de las réplicas y su localización sugieren que esta falla puede ser una responsable de las series estudiadas. Asimismo, la coincidencia en la posición de las réplicas de las dos series apoya que ambas han sido generadas por la reactivación de la misma falla o por fallas muy próximas como podrían ser las fallas de Armada o Villaesteva (Fig. 2). La migración en profundidad de los hipocentros de la serie de 1997 puede indicar una propagación de la actividad de la falla según su buzamiento.

Modelización de las modificaciones de esfuerzos de Coulomb estáticos

Con el fin de determinar la posible relación genética entre las dos series sísmicas estudiadas, así como para explicar la geometría y cinemática de la fuente o fuentes sismogénicas que dieron origen a los sismos analizados, se ha realizado una modelización de las modificaciones del esfuerzo de Coulomb generadas por los eventos principales de la serie de 1995. Según el criterio de fractura de Coulomb un plano de falla se activa cuando los esfuerzos de Coulomb exceden un valor especificado por:

$$CFS = \tau_{\beta} - \mu(\sigma_{\beta} - p)$$

donde τ_{β} es el esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla, σ_{β} es el esfuerzo normal, p es la presión de fluidos y μ es el coeficiente de resistencia friccional. En los últimos diez años se ha reconocido en distintas áreas sismogénicas y para diferentes magnitudes, que modificaciones del esfuerzo de Coulomb inferiores a 0,5 bares generadas por un evento sísmico son capaces de inducir la reactivación de fallas próximas que se encuentran muy cerca de su umbral de resistencia, ya sea en forma de réplica o en forma de terremotos mayores generando el proceso de *triggering* (King *et al.*, 1994, Harris *et al.*, 1995). Se ha observado que esta influencia de tipo estático afecta no solamente a la generación de réplicas sino también a la modificación de la tasa de actividad sísmica de una zona (bien aumentándola o bien disminuyéndola) durante los meses posteriores a un evento (Stein, 1999).

En el presente estudio hemos calculado el cambio de esfuerzo de Coulomb estático expresado como $\Delta CFS = \Delta\tau_{\beta} - \mu(\Delta\sigma_{\beta} - \Delta p)$ donde $\Delta\tau_{\beta}$ se considera positivo en la dirección de deslizamiento de la falla, y $\Delta\sigma_{\beta}$ se considera positivo en compresión. Valores positivos de la variación de CFS promueven el fallamiento, mientras que los valores negativos lo inhiben. Hemos calculado las modificaciones de esfuerzos en un semi-espacio elástico siguiendo el método de Okada (1992) con un módulo de cizalla de $3,2 \times 10^{10}$ Nm⁻² y una relación de Poisson de 0,25. Se ha utilizado un coeficiente de fricción aparente de 0,75 y un campo de esfuerzos regional compresivo con σ_3 vertical y σ_1 horizontal según la dirección 128° estimada a partir de los datos de convergencia entre las placas Europea y Africana determinada mediante el análisis de la cinemática de la falla transformante Gloria en el Atlántico sur y la posición del polo Euleriano deducido por Argus *et al.* (1989). Esta dirección de convergencia es muy similar a la dirección de acortamiento que dan los mecanismo focales y las fallas analizadas. Los valores absolutos de esfuerzos utilizados (esfuerzos desviadores) son $\sigma_1 = -500$ bares (compresión negativa) y $\sigma_3 = 500$ bares que son valores típicos de esfuerzo desviador obtenidos en medidas *in situ* en sondeos profundos a 5 km de profundidad, (ver Harris, 1998 para una discusión detallada del método).

Para estudiar el efecto de los dos primeros eventos de Mb: 4,6 (1995), que dieron origen al período sísmi-

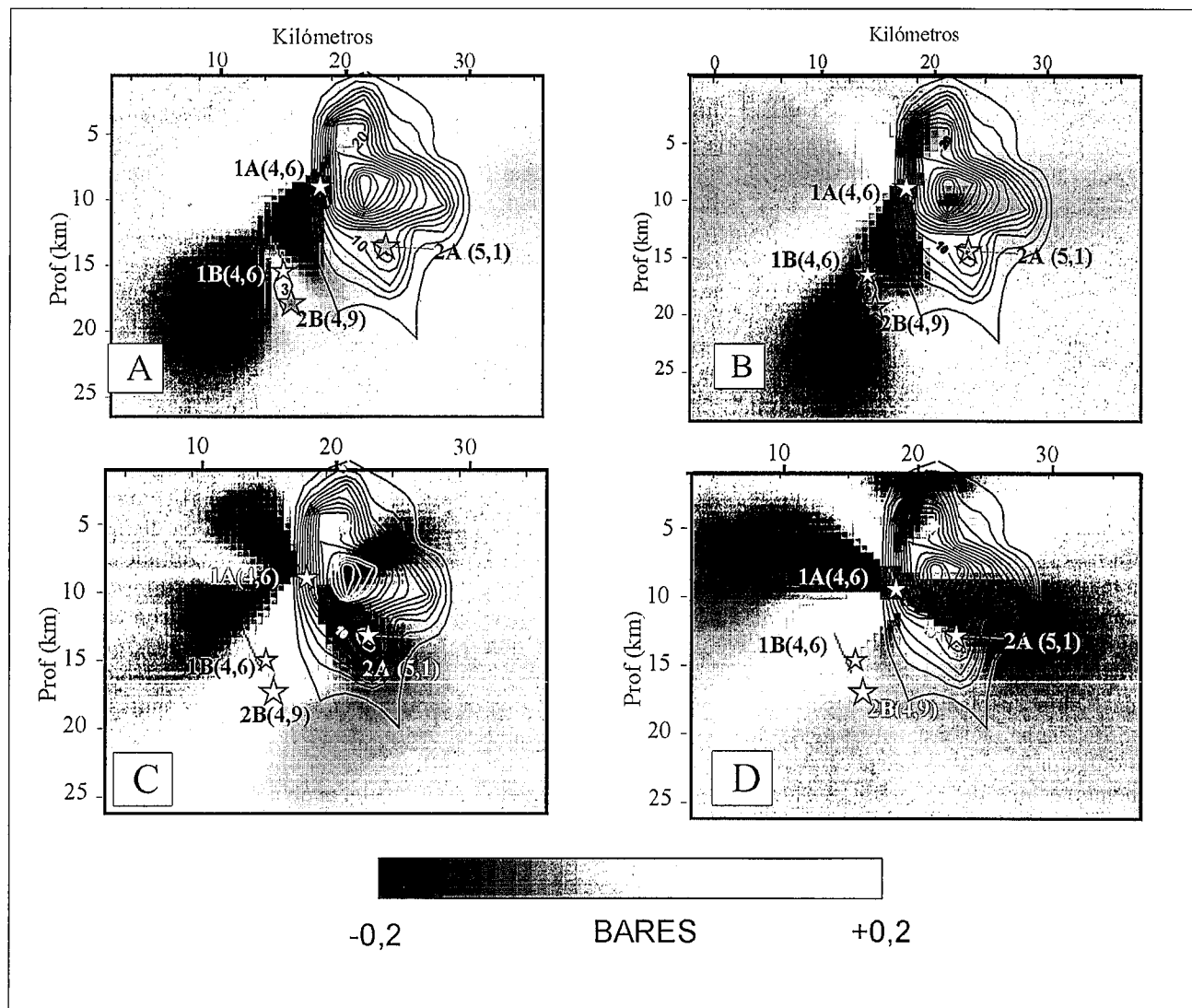


Figura 9.- Modelos de la transferencia de esfuerzos de Coulomb que generó la ocurrencia de los dos terremotos principales de magnitud Mb: 4,6 de la serie de 1995 sobre planos paralelos a la falla generadora (falla de Baralla) (izquierda) y sobre planos idealmente orientados en función del campo de esfuerzos regional (derecha). En la parte inferior se muestran los dos modelos construidos considerando una cinemática de tipo normal para la misma falla generadora, mientras que los de la parte superior corresponden a los modelos considerando cinemática inversa. Sobre los modelos se han proyectado las líneas de igual densidad hipocentral de réplicas así como los hipocentros de los eventos principales de ambas series. Ver explicación en el texto.

co estudiado sobre la evolución posterior de la serie de 1997, se ha elaborado un modelo utilizando la geometría de la falla de Baralla que llega por el oeste a la depresión de Sarria y que es coincidente con uno de los planos nodales de los mecanismos focales de los dos eventos de 4,6 calculados por Rueda y Mezcuca (2001). Son fallas inverso-direccionales de dirección N 35° y buzamiento 65° Este (Fig. 9 a,b). Se ha repetido la modelización para el caso de rupturas de la misma orientación pero tipo extensional, respondiendo a un campo de esfuerzos extensional como se deduce del mecanismo focal calculado por Herráiz *et al.* (2000) para el primer evento de magnitud 4,6 (Fig. 9 c,d). Considerando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) se ha utilizado para la modelización una superficie de ruptura de 15 km² con un deslizamiento cosísmico de 0,08 m para cada uno de los eventos principales. Se han construido dos modelos para cada tipo de falla, uno con las modificaciones de esfuerzos de Coulomb que se ge-

neran sobre planos de falla paralelos a la supuesta falla generadora del evento (dirección Baralla) y otro modelo con las modificaciones ejercidas sobre los planos de falla óptimamente orientados respecto al campo de esfuerzos considerando el criterio de rotura de Coulomb y un coeficiente friccional aparente de 0,75.

En los dos modelos inversos se constata que los eventos sísmicos de magnitud 4,6 en fallas de orientación semejante a la falla de Baralla generan modificaciones de esfuerzos positivas y superiores a 0,2 bares (zonas blancas de la Fig. 9) alcanzando en algunos puntos más de 1,5 bares. Gran parte de las réplicas de la serie del 95 así como el evento principal y la serie sísmica completa de 1997 se produjeron en una zona de aumento de esfuerzos de Coulomb producido por el primer evento de magnitud 4,6 de la primera serie. Asimismo, la réplica de mayor magnitud (4,9), la única de cierta importancia que se produjo fuera de la nube, se sitúa en una zona de ligero aumento de CFS asociado al

segundo terremoto de 4,6. En definitiva, existe una buena correlación entre las zonas de aumento de CSF debido a la ocurrencia de la serie de 1995 y la posición de la serie de 1997 para el caso de la cinemática inverso-direccional. No ocurre lo mismo en el caso de la cinemática de tipo normal (Fig. 9 c, d).

Entre todos los modelos realizados utilizando las geometrías de las fallas observadas en la zona de estudio el que mejor explica la distribución espacial de la serie sísmica de 1997 es el asociado a la actividad de una falla oblicua inverso-direccional similar a la falla de Baralla de dirección N 30° con buzamiento de 65° hacia el sureste. Esta falla coincide además con uno de los planos nodales de los mecanismos focales calculados por Rueda y Mezcuca (2001) para el evento de Noviembre de 1995 (Mb 4,6).

La posición más profunda de la segunda serie parece indicar que, considerando que la serie del 95 se produjo sobre la falla de Baralla, las modificaciones de CFS que ocasionó esta serie desestabilizó un segmento más profundo de la misma falla que un año más tarde ocasionó la serie de 1997.

Interpretación sismotectónica, discusión y conclusiones

Rueda y Mezcuca (2001) apoyándose en los datos sísmológicos y geofísicos proponen una mayor actividad sismogénica de las fallas orientadas ortogonalmente al acortamiento regional NO-SE en la zona de estudio. Una interpretación similar a escala regional es la aportada por González Casado y Giner (2000) utilizando la orientación de las fallas a escala regional en relación con la orientación de los ejes principales del tensor de esfuerzos actual (deducido a partir del análisis de diédros rectos de los mecanismos focales). En el segundo trabajo sin embargo se describe un régimen de desgarre con componente extensional. En estos trabajos, sin embargo, no se relacionan las series sísmicas aquí tratadas con fallas concretas identificadas en el campo ni las relaciones genéticas ya sean espaciales o temporales entre ellas. Por otra parte, la determinación en trabajos previos de mecanismos focales de distinto régimen tectónico para algunos de los terremotos de las series introduce una incertidumbre en la caracterización de las fuentes sismogénicas de la zona que es necesario limitar.

Los datos geológicos, tanto de tipo estructural a escala regional como de tipo microtectónico obtenidos en el área epicentral señalan a las fallas de tipo inverso o inverso direccionales de dirección NNE-SSO a ENE-OSO que aparecen en el entorno de la Cuenca de Sarria como probables candidatas a la hora de explicar la generación de las series estudiadas (Capote *et al.*, 1999). En relación con los datos sismotectónicos, los dos mecanismos calculados para los eventos principales de 1995 (Mb: 4,6) así como los mecanismos focales del premonitorio y de cuatro de las réplicas de mayor magnitud de la serie de 1997 calculados por Rueda y

Mezcuca (2001) presentan un plano de tipo inverso de dirección NNE-SSO y buzamiento próximo a 60° hacia el este, plano que coincide con la geometría de la falla de Baralla. El evento principal de Mb 5,1 ocurrido pocos segundos después del premonitorio (R 2-1 de la Fig. 6) es probable que responda al mismo mecanismo de ruptura, teniendo en cuenta además que su localización hipocentral es muy similar.

Los mecanismos focales de tipo extensional calculados mediante el tensor del momento (CMT) no son coherentes con la estructura geológica local. Respecto al campo de esfuerzos son coherentes con un máximo acortamiento horizontal NO-SE, aunque el tensor responsable sería de tipo extensional con el máximo esfuerzo compresivo orientado en la vertical, lo que implicaría una dirección de extensión horizontal NE-SO. No se observan en la zona fallas cartográficas que sean coherentes con dicho régimen y que presenten una dimensión suficiente que apoye su existencia en profundidades sismogénicas. Asimismo, la estructuración de cuencas y sierras de la zona no apoya tampoco la actividad a escala cortical de dicho campo extensional. En este sentido, no negamos la existencia de tensores de esfuerzos locales que puedan generar fallas menores en niveles superficiales de la corteza. La disminución del esfuerzo confinante en niveles superficiales puede generar permutaciones locales de los ejes del tensor de esfuerzos que inducen la formación de estructuras que no son necesariamente coherentes con el campo de esfuerzos activo a varios kilómetros de profundidad (Rebai *et al.*, 1992; Martínez-Díaz, 2002). En relación con la discrepancia existente entre los mecanismos calculados por Herráiz *et al.*, (2000) y Rueda y Mezcuca (2001), para el primer evento de magnitud 4,6 de 1995, en el segundo trabajo se utiliza un número mayor de polaridades, el mecanismo obtenido es compatible con la mayor parte de los mecanismos determinados para el resto de eventos de ambas series y es coherente con la tectónica local, por lo que lo consideramos más probable.

La mayor parte de las réplicas de ambas series se sitúa en un volumen de corteza bien definido que muestra una longitud máxima según un plano con buzamiento alto hacia el sureste. Las dimensiones de la nube de réplicas excede la extensión que cabe esperar para las zonas de ruptura de los terremotos principales y la mayor parte de ellas así como el terremoto premonitorio y el principal de 1997 se localizan en las zonas de aumento de esfuerzos de Coulomb producido por el terremoto de Mb 4,6 de noviembre de 1995 que dio inicio al período sísmico. La posición de las réplicas de ambas series indica que durante la serie de 1995 se reactivó un tramo superficial de la falla de Baralla. La modificación del esfuerzo de Coulomb estático asociada a esa reactivación indujo una nueva ruptura en la misma falla un año después a mayor profundidad. La mayor magnitud del evento principal en esta segunda reactivación sería coherente con la mayor caída de esfuerzos esperable en niveles más profundos de la corteza. Las cinco

mayores réplicas que siguieron al terremoto de magnitud 5,1 presentan carácter inverso con un plano nodal muy similar a la falla de Baralla. Todo ello nos lleva a proponer como posible fuente de las series sísmicas de Lugo a la reactivación de la falla de Baralla mediante la ocurrencia sucesiva de varias rupturas que se propagaron a lo largo de dicha falla durante el periodo 1995 a 1997, o bien una ruptura inicial sobre la falla de Baralla en 1995, que disparó la ruptura posterior de segmentos profundos de fallas próximas como son la falla de Villaesteva o Armada durante 1997. No obstante la caracterización inequívoca de la fuente responsable de dicha actividad requiere un mayor número de datos estructurales de campo y sobre todo un estudio detallado de la actividad neotectónica y una datación de la última actividad de las distintas fallas que controlan el relieve de la zona.

Independientemente del foco sísmico concreto responsable de las series estudiadas, su evolución apoya el funcionamiento de un proceso de *triggering* generado por la modificación de esfuerzos de Coulomb CFS causada por el primer evento de magnitud 4,6. En los últimos años se han estudiado varias series sísmicas ocurridas en zonas continentales catalogadas como estables. Se han documentado hasta 11 terremotos que produjeron ruptura superficial documentada en zonas continentales estables de Australia, Norteamérica y África desde el año 1819 (Crone y Machette, 2001). Muchos de estos terremotos demuestran que fallas que pueden considerarse asísmicas durante el período histórico de observación, son capaces de generar terremotos de magnitudes superiores a 6,0, cuyos daños, al producirse en zonas sin preparación suficiente, pueden superar los de eventos de magnitudes mayores. El corto período de registro histórico e instrumental existente en la actualidad, combinados con los elevados tiempos de recurrencia propios de las fallas "lentas" de las zonas continentales estables, pueden llevar a este tipo de terremotos inesperados. El período sísmico de Tennant Creek (Australia) de 1988 se inició con un evento de magnitud ML 5,4 en 1987, que un año más tarde dio lugar a tres eventos de magnitud superior a 6,0 (Crone *et al.*, 1992), en una serie que muestra un claro paralelismo con el período sísmico de Lugo. La existencia de terremotos intraplaca en zonas estables de todo el mundo parece significar que gran parte de la litosfera continental puede encontrarse en un estado de esfuerzos próximo a la ruptura (Scholz, 1990), de ahí que un evento de poca magnitud puede producir, mediante el mecanismo de *triggering*, la reactivación de eventos importantes en su entorno. En este sentido las series sísmicas de Lugo constituyen un aviso de que este tipo de mecanismos de reactivación de fallas en zonas consideradas estables deben estudiarse con detenimiento en zonas de la Península Ibérica hasta ahora consideradas asísmicas o de baja sismicidad.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con el apoyo de los Proyectos Complutense PR78/02-11013 y el proyecto europeo SISMOS-SAT. Así mismo, agradecemos a R. Robinson del Institute of

Geological and Nuclear Sciences de Nueva Zelanda por la cesión del software de modelización GNStress. También agradecemos al Dr Juan Rueda (Instituto Geográfico Nacional) por la amable cesión de los datos sísmológicos necesarios y al Dr Jorge Giner Robles y a un revisor anónimo por sus valiosas aportaciones para mejorar el manuscrito.

Referencias

- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 7: 1309-1318.
- Apalategui, O., Corretge, G. y Martínez García, E. (1976): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 98 (Baralla)*. IGME, Madrid.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. (1989): Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research*, 94: 5585-5602.
- Bufo, E. y Sanz de Galdeano, C. (2001): Focal Mechanism of Mula (Murcia, Spain) earthquake of february 2, (1999). *Journal of Seismology*, 5: 277-280.
- Capote, R.; De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. *Geocaceta*, 7: 20-22.
- Capote, R., Martínez-Díaz, J.J., Villamor, P. y Tsige M (1999): El marco tectónico de la sismicidad en el area de Sarria-Triacastela-Becerrea (provincia de Lugo). I Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, IX *asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*. Volumen: CDROM ISBN: 84-95172-10-0
- Crone, A., Machette, M. N. y Bowman, R. (1992): Geologic investigations of the 1988 Tennant creek, Australia, earthquakes-Implications for paleoseismicity in stable continental regions. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 3032: 1-51.
- Crone, A y Machette, M. N (2001): Earthquakes and fault behaviour in stable continental regions- Seismic hazards in unexpected places. En: *El Riesgo Sísmico. Prevención y Seguro*. (R. Capote y J. J. Martínez-Díaz, Eds.) Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid, 93-103.
- De Vicente, G.; González Casado, J. M.; Calvo, J.P.; Muñoz-Martín, A.; Giner, J. y Rodríguez Pascua, M. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cuadernos del Laboratorio Geológico de Laxe*, 19: 175-190.
- Dewey, J. F., Pitman III, W. C., Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3137-3180.
- Dziewonsky, A.M. y Woodhouse, J.H. (1983): An experiment in the systematic study of global seismicity: centroid moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *Journal of Geophysical Research*, 88: 3247-3271.
- Giner, J.L. (1996): *Análisis sismotectónico y neotectónico del sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense: 268p.
- Giner Robles, J., González-Casado, J.M., Muñoz-Martín, A. y De Vicente, G. (1999): Recent tectonics in the northwest region of the Iberian Peninsula, an intraplate deformation. En: *11th Meeting of the Association of European Geological*

- Societies. Proceedings*, p.: 17. Alicante, Spain.
- González Casado, J.M. y Giner Robles, J. (2000): Relaciones entre fallas y sismicidad en el noroeste peninsular. *Geogaceta*, 28: 71-75.
- Harris, R.A., Simpson, R.W. y Reasenber, P.A. (1995): Influence of static stress changes on earthquake locations in southern California. *Nature*, 375: 221-224.
- Harris, R.A. (1998): Introduction to special session: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *Journal of Geophysical Research*, 103: 24.347-24.358.
- Hernández Urroz, J., Martínez Catalán, J.R., González Lodeiro, F. y Corral, J.L. (1980): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 124 (Nogales)*. IGME, Madrid
- Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A., Ramírez, M. y Lucini, M. (1998): Proyecto Sigma. Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica. Colección Otros Documentos, 10. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 240 p.
- Herráiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J.L., Somón, J.L., González-Casado, J. M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, AL, Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19-4: 762-786.
- King, G. C. P., Stein, R. S. y Lin, J (1994): Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 935-953.
- Marcos, A., Pérez Estaun, A., Pulgar, J. A., Bastida, F. y Vargas, I. (1980): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 99 (Becerreá)*. IGME, Madrid
- Martín-Serrano, A., Mediavilla, R. y Santiesteban, J.I. (1996): North-western Cenozoic record: present knowledge and the correlation problem. En: *The Tertiary basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 237-246.
- Martínez Catalán, J. R. De Pablo, J. G., Pérez, P. (1980): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 124 (Sarria)*. IGME, Madrid
- Martínez-Díaz, J. J. (2000): Análisis sismotectónico de la serie sísmica de Adra: Mecanismo de terremotos compuestos como respuesta a la interacción entre fallas activas en el suroeste de la Cordillera Bética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 31-44.
- Martínez-Díaz, J.J. (2002): Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic cordillera, Spain, *Tectonophysics*, 356: 291-305.
- Okada, Y. (1992): Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82: 1.018-1.040.
- Rebaí, S., Philip, H. Y Taboada, A. (1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variations in stress directions at different scales. *Geophysical Journal International*, 110: 106-140.
- Rivera, L. A. y Cisternas, A. (1990): Stress tensor and fault plane solutions for a population of arthquanes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80: 600-614.
- Rueda, J. y Mezcuca, J. (2001): Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia. Instituto Geográfico Nacional. Publicación Técnica nº: 35. Madrid.
- Santanach, P. (1994): Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuaderno Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 57-71.
- Scholz, C. H. (1990): *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press. Cambridge, 439 p.
- Stein, R. S. (1999): The role of stress transfer in earthquake recurrence. *Nature*, 402: 605-609.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K. (1994): New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 974-1002.

Manuscrito recibido el 18 de marzo de 2002

Aceptado el manuscrito revisado el 15 de noviembre de 2002