

# Estructura de la cuenca de As Pontes (A Coruña)

## Structure of As Pontes basin (A Coruña, NW Spain)

FERRUS PIÑOL, B.

There are two NW-SE dextral strike-slip fault systems in NW Galicia (NW Spain). Syntectonic infills of the associated basins show that the fault activity was mainly alpine in age. The As Pontes basin is located within the northern strike-slip fault system, associated to a double restraining-bend geometry of NW-SE master dextral strike-slip fault. Results of paleostress analysis carried out near As Pontes basin, and their relationships with the structure which generate the basin are presented.

**Key Words:** Strike-slip fault, restraining bend, paleostress analysis, Tertiary basin, NW Spain.

## INTRODUCCION

Las inflexiones contractivas de falla (*restraining bends*, CROWELL, 1974; CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985) son una de las estructuras comunes en las zonas compresivas de la mayoría de sistemas de fallas direccionales. Se presentan en un amplio espectro de escalas, aunque sus mecanismos de generación no son muy bien comprendidos (AYDIN & SCHULTZ, 1990). Por lo que respecta a su geometría, se han descrito dos tipos de inflexiones contractivas en fallas direccionales intracontinentales (Fig. 1): a) zonas romboidales compresivas generadas en el área de relevo de varias fallas direccionales - *push-ups* o *sharp restraining bends* (CROWELL, 1974; BARKA & KANDINSKY-CADE, 1988), y b) inflexiones suaves o alabeadas en segmentos curvos de una sola falla direccional - *gentle restraining bends*, descritos en MANN et al. (1984) y MANN et al. (1991)-. La geometría tridimensional detallada de estas estructuras es compleja, y eso ha propiciado que se trate de un tema poco estudiado en el

contexto de las zonas de fallas direccionales.

En el NW de Galicia, integradas en dos sistemas de fallas direccionales NW-SE, se han descrito varias de estas estructuras. La más importante, por sus dimensiones, se encuentra asociada a la génesis de la cuenca de As Pontes, y es un excelente ejemplo de inflexión contractiva curva -*gentle restraining bend*-.

Esta es la cuenca terciaria mejor conocida del NW de la península Ibérica, gracias a la investigación geológica realizada por ENDESA para la explotación minera de lignito. La existencia de afloramientos debidos a la explotación minera y de un importante banco de datos geológicos nos ha permitido analizar esta estructura a un nivel de detalle mayor que con un simple análisis de la geología de superficie. Este análisis tiene interés por si mismo, ya que pocas cuencas han sido investigadas a este nivel de resolución, y por otra parte ha arrojado datos que han servido para entender mejor la evolución del NW de la península Ibérica durante el Terciario.

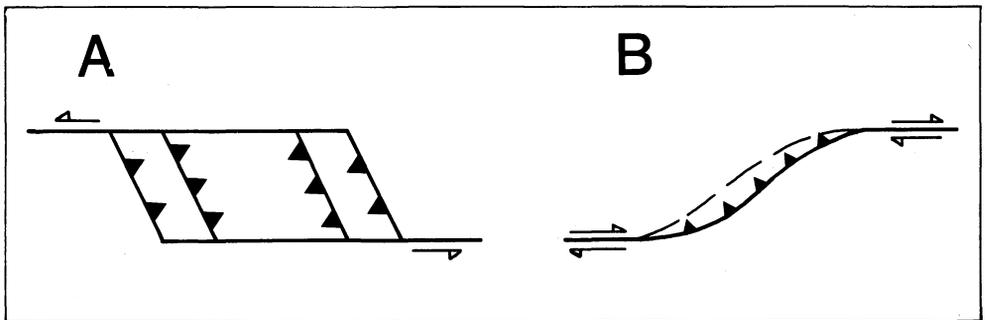


Fig. 1. Tipos de inflexiones contractivas: a) relevos compresivos (*push-ups* o *sharp restraining bends*, SHARP & CLARK, 1972; MANN et al., 1991); b) inflexiones contractivas sensu strictu (*gentle restraining bends*) (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985; MANN et al., 1991)

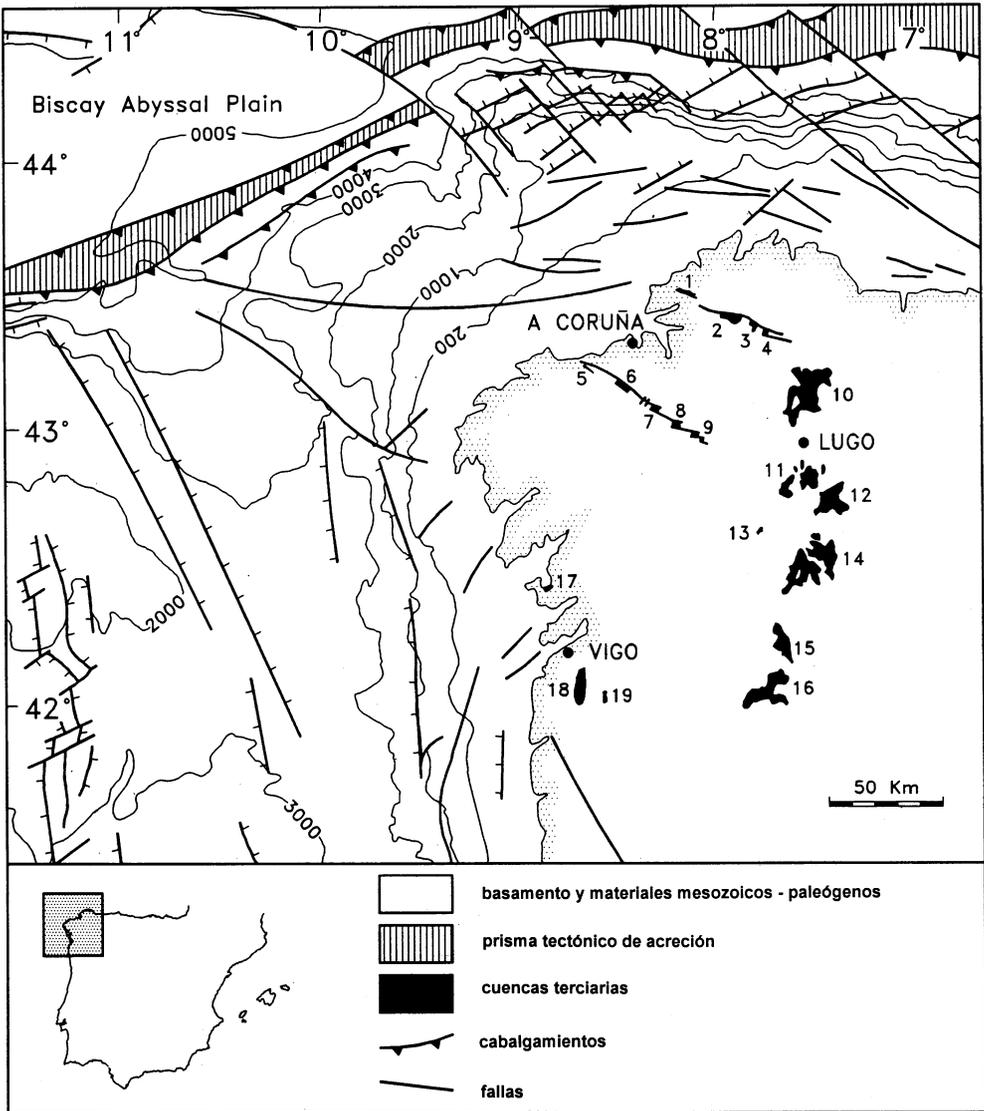


Fig. 2. Contexto geodinámico de las cuencas terciarias del NW de España (modificado de BOILLOT et al., 1988). La orientación de los sistemas de fallas direccionales del NW de Galicia es similar a la de las fallas reconocidas en la plataforma continental, alguna de las cuales desplazan al prisma tectónico de acreción, de edad paleógena.

Cuencas situadas en los corredores de fallas direccionales del NW de Galicia: 1) Pedroso, 2) As Pontes, 3) Roupar, 4) Moñonovo, 5) Lendo, 6) Meirama, 7) Visantña, 8) Xanceda, 9) Lanza-Orros-Boimil. Cuencas del Este de Galicia, generadas en un contexto tectónico extensional, y con una orientación general NNE-SSW: 10) Villalba, 11) Paramo, 12) Sarria, 13) Chantada, 14) Monforte, 15) Maceda, 16) Xinzo da Limia. Otras cuencas: 17) Dena, 18) Tui, 19) Monçao.

## CONTEXTO GEOLOGICO

Durante el intervalo Paleoceno-Eoceno, el margen norte de Iberia inició una dinámica de convergencia, como resultado de la aproximación entre las placas Euroasiática y Ibérica (DEWEY et al., 1989). En el segmento oriental del margen noribérico, este proceso dió lugar a una colisión continental y a la formación del orógeno pirenaico. En su segmento occidental, la convergencia llevó a una subducción limitada hacia el S de la placa oceánica europea bajo la ibérica (MAUFFRET et al., 1978; BOILLOT et al., 1979; BOILLOT, 1986; BOILLOT & MALOD, 1988). Este proceso se resolvió, durante el Eoceno, en el desarrollo de un surco marginal, el apilamiento de un prisma de acreción y la generación en el margen continental noribérico de zonas de pliegues, fallas inversas y direccionales. Posteriormente, bloqueada la subducción durante el Oligoceno, la deformación se trasladó al interior de la placa Ibérica, cerca de su margen N, con el desarrollo de un cabalgamiento intracrustal vergente al S. En superficie, un sistema de fallas inversas E-W y direccionales NW-SE; están asociados a la génesis de la Cordillera Cantábrica y a la cuenca del Duero, y también al conjunto de cuencas terciarias gallegas (Fig. 2), en general de reducidas dimensiones, (SANTANACH et al., 1988; SANTANACH, este volumen; ALONSO et al., en prensa).

En el NW de Galicia hay dos alineaciones de pequeñas cuencas, genéticamente relacionadas con dos corredores de fallas direccionales dexas, orientadas NW-SE. En estas alineaciones, las fallas principales tuvieron un movimiento fundamentalmente dextro, aunque en las zonas de relevo o

curvatura se originaron zonas extensivas o compresivas con desarrollo de fallas normales o inversas respectivamente. La mayoría de las fallas de estos sistemas, así como otras de orientación similar han sido consideradas clásicamente como fallas direccionales tardihercínicas (PARGA, 1969; ARTHAUD & MATTE, 1975). No obstante, los rellenos sintectónicos de las cuencas asociadas (GARCIA AGUILAR, 1987; MONGE, 1987; SANTANACH et al., 1988; BACELAR et al.; 1988 y 1992) indican también un importante movimiento alpino para las mismas (SANTANACH et al., 1988; CABRERA et al., en prensa).

## EL SISTEMA DE FALLAS DIRECCIONALES DE PEDROSO-AS PONTES-MOIÑONOVO

La zona de falla direccional de Pedroso-As Pontes-Moiñonovo (Fig. 3) se extiende sobre 55 km y es considerablemente más compleja que la zona de falla de Lendo-Meirama-Visantofña, situada más al S. Se compone de dos fallas direccionales principales, separadas por un alto topográfico relacionado con una zona de relevo compresivo (CABRERA et al., en prensa).

Las cuencas de Pedroso, San Saturnino y Moeche se localizan sobre la terminación SE de una falla direccional dextra NW-SE que se extiende desde la costa hasta dichas cuencas. Un conjunto de fallas direccionales menores NE-SW -algunas de las cuales muestran un cierto componente inverso-compartimentan una serie de bloques elevados y hundidos, y delimitan las áreas de deposición. Las cuencas presentan subsidencias importantes en extensiones areales reducidas -225 m de potencia en Pedroso, por ejemplo-

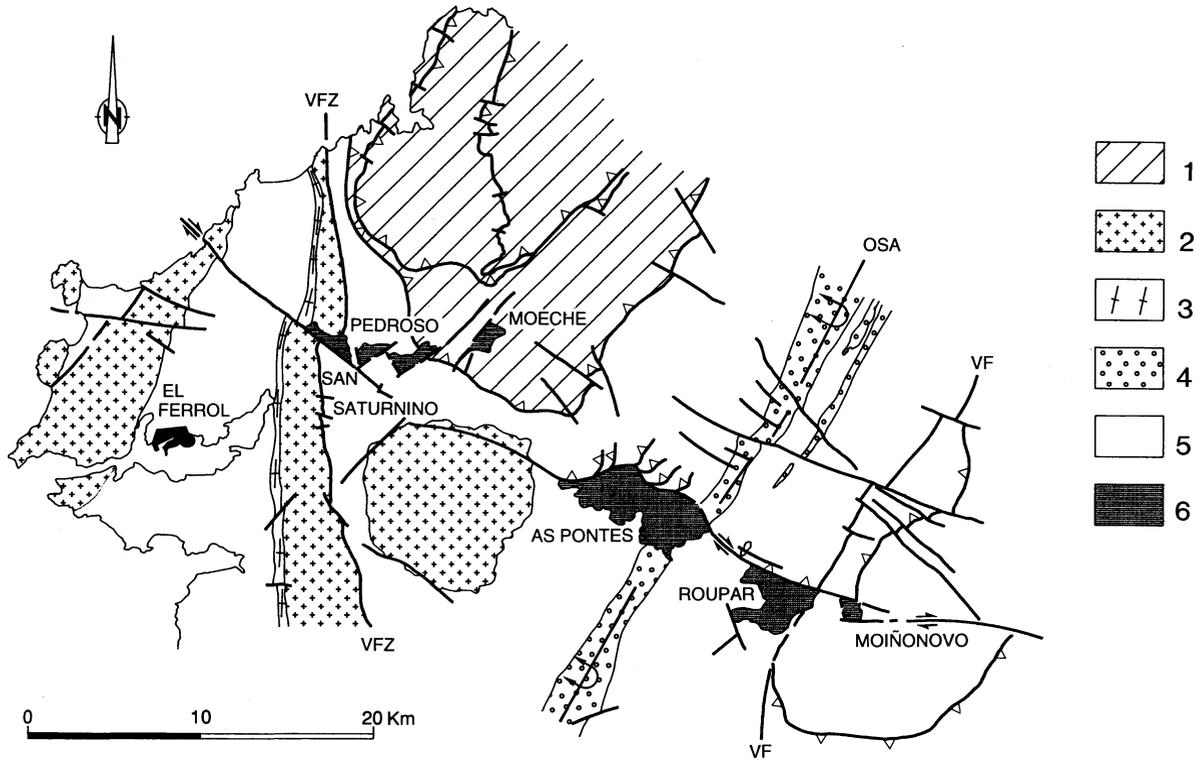


Fig. 3. Características estructurales del corredor de falla de Pedroso-As Pontes-Moiñonovo. Sus cuencas asociadas se relacionan con la existencia de terminaciones compresivas de falla *-restraining fault junctions-* (cuencas de Pedroso, Moeche, San Saturnino), inflexiones contractivas *-restraining bends-* (As Pontes y Roupar) y relevos extensivos *-releasing oversteps-* (Moiñonovo). El movimiento direccional dextro de las fallas principales se resolvió en desplazamientos de las estructuras hercínicas que afectaban el basamento Precámbrico - Paleozoico. Las relaciones entre las estructuras y los rellenos sintectónicos de las cuencas indican una edad cenozoica esencialmente (Oligoceno sup.), para estos desplazamientos. Leyenda: 1) Complejos ultrabásicos, 2) Granitos, 3) Gneises, 4) Precámbrico en facies «Ollo de Sapo», 5) Metasedimentos paleozoicos, y 6) Cuencas terciarias; VFZ: Zona de Falla de Valdoviño, OSA: Antiforme de Ollo de Sapo, VF: Falla de Viveiro.

Las cuencas de As Pontes y Roupar se han generado en relación con las inflexiones contractivas de una falla direccional dextra NW-SE. La cuenca de Moñonovo se encuentra al W de las anteriores y se situaría en una zona de *pull-apart* relacionada con el relevo entre la misma falla direccional ya citada y otra falla menor situada al SW.

## LA CUENCA DE AS PONTES

Es la cuenca de mayores dimensiones del corredor de Pedroso-As Pontes-Moñonovo. Es elongada según la dirección NW-SE, y presenta una longitud máxima de 7 km por una anchura variable entre 1,5 y 3 km.

El basamento de la cuenca lo integran metasedimentos precámbricos y paleozoicos intensamente deformados durante la orogenia hercínica (MANERA BASSA et al., 1979). La serie terciaria supera los 400 m de potencia en las cercanías de los márgenes septentrionales, y decrece hacia el margen S, donde los depósitos onlapan el basamento hercínico. El relleno de la cuenca está integrado por sucesiones terrígenas, depositadas en sistemas aluviales que experimentaron repetidas fases de expansión y retracción. En las zonas distales de estos sistemas se generaron ambientes lacustres y palustres que, dada su persistencia temporal, dieron lugar a importantes acumulaciones de lignito (BACELAR et al., 1992). Se ha dividido la serie estratigráfica en cuatro tramos, en función del desarrollo relativo de las facies terrígenas y carbonosas (Fig 4A).

Se dispone de dataciones de la serie terciaria de la cuenca, realizadas a partir del análisis de yacimientos de roedores situados en el tramo inferior de la serie -capa H- (Fig. 4A). Los resultados indican una edad Chattienense; en el mismo tramo, restos de un

antracotérido apoyan la hipótesis de una edad Oligocena (LOPEZ-MARTINEZ et al., en prensa).

## ESTRUCTURA DE LA CUENCA

Enmarcada dentro de una compleja zona de falla direccional dextra, la cuenca está limitada al N por una falla direccional dextra NW-SE -con un componente eminentemente compresivo-. La falla principal presenta dos inflexiones contractivas (*restraining bend*, sensu CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985), en las que se sitúan dos sistemas de cabalgamientos E-W, vergentes al S; a medida que la dirección de la falla cambia hacia NW-SE, las láminas se verticalizan y su movimiento pasa a ser fundamentalmente dextro. Lateralmente al E, las láminas adoptan una orientación casi paralela a la esquistosidad regional hercínica NE-SW (Fig. 4A).

El salto total de la falla es de aproximadamente 1 km, según se deduce del desplazamiento experimentado por el núcleo del antiformal hercínico de «Ollo de Sapo» (Fig. 5). Este salto es aproximadamente el mismo que el acortamiento resultado de la restitución del basamento hercínico en varios cortes estructurales realizados sobre los sistemas de cabalgamientos del margen N de la cuenca.

La interacción entre la estructura compresiva del margen septentrional y un sistema de fallas normales de dirección N-S han compartimentado la cuenca en dos cubetas asimétricas separadas por un umbral.

El relleno de la cuenca está deformado y afectado por el apilamiento de cabalgamientos en el margen N. La secuencia de emplazamiento de los cabalgamientos es de bloque superior -las escamas afectan pro-

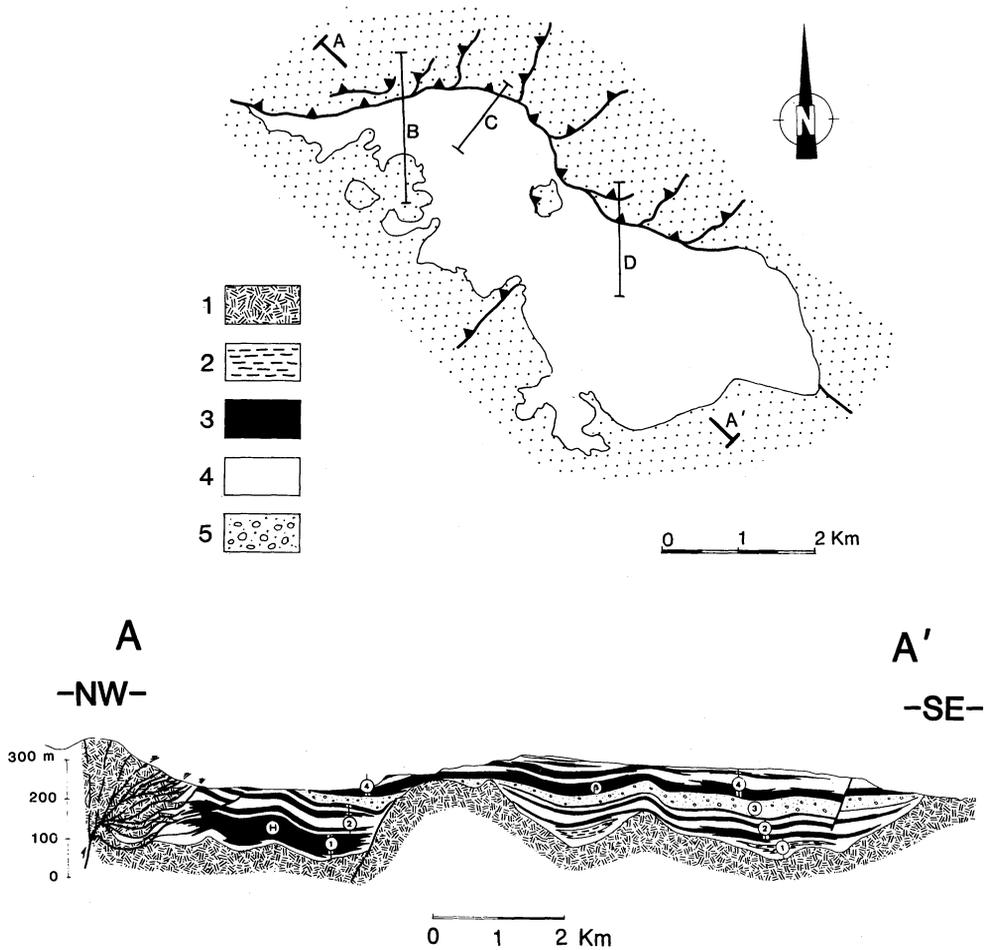


Fig. 4. Cortes geológicos de la cuenca de As Pontes. Leyenda: 1) Basamento precámbrico-paleozoico, -2) a 5) Terciario de la cuenca- 2) Facies lacustres, 3) Facies lacustres-palustres (lignitos predominantemente), 4) Facies aluviales finas (arcillas), 5) Facies aluviales gruesas (arenas-conglomerados).

A. Corte longitudinal. Los números 1 a 4 muestran una división de la cuenca en cuatro tramos, diferenciados a partir del desarrollo relativo de las facies detríticas (aluviales-lacustres) y las facies organógenas (lacustre-palustres). Los paquetes de lignito más potentes y significativos en la evolución de la cuenca están señalados como b y H. Se aprecia la estructuración de la cuenca en dos cubetas, separadas por un umbral. Los pliegues mayores que afectan al relleno de la cuenca son reflejo de la estructuración del basamento y han sido exagerados por efecto de la compactación diferencial.

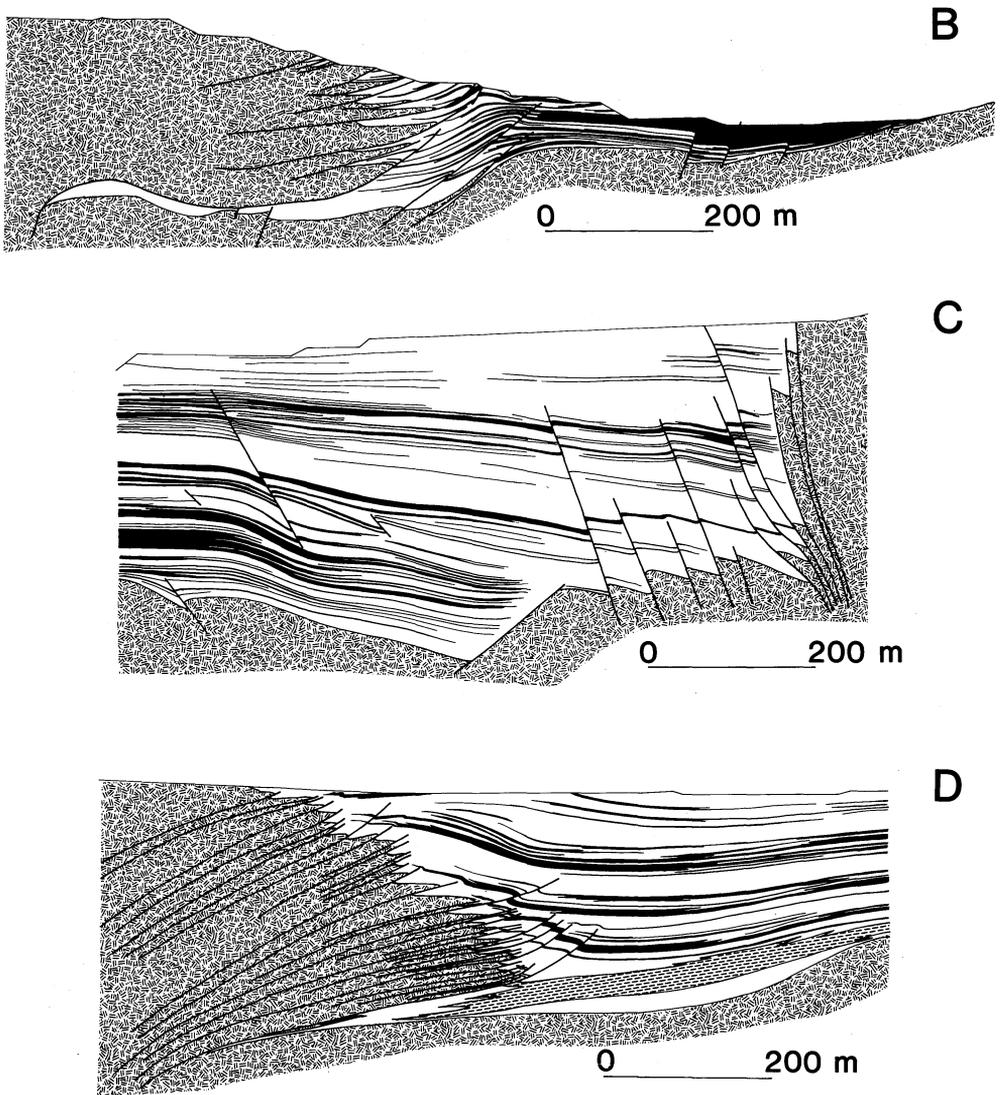


Fig. 4

B. Cortes parciales del margen N de la cuenca. Los cortes B y D muestran la estructura de los sistemas de cabalgamientos de los márgenes N de cada cubeta. Se aprecia que los cabalgamientos son fosilizados por sedimentos más modernos, de lo que se deduce una secuencia de propagación de bloque superior. El corte C muestra la relación entre el sistema de cabalgamientos, en este sector con una componente direccional dextra importante, y la falla normal que delimita el depocentro de la cubeta W.

gresivamente niveles estratigráficos superiores-. No obstante, hay cabalgamientos de pequeño salto emplazados en secuencia de bloque inferior, así como cabalgamientos que han sido reactivados (Fig. 4B). El resto de la cuenca se ve afectado por fallas normales N-S y fallas inversas E-W, frecuentemente asociadas a estructuras de basamento; las fallas normales pueden presentar saltos decamétricos. La serie terciaria se ve afectada por pliegues, relacionados con las fallas que afectan al basamento. La geometría de los pliegues ha sido acentuada por efecto de la compactación diferencial de los sedimentos, que afecta fundamentalmente a los sedimentos carbonosos (Fig. 4A). Una parte significativa de la subsidencia registrada probablemente tiene que ser atribuida a la compactación diferencial.

## ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

Se ha realizado un análisis de la fracturación, básicamente a partir de la toma de estrías en planos de falla. Se han estudiado cuatro estaciones, tres de ellas situadas en materiales paleozoicos del margen norte de la cuenca, y una en la parte superior de la serie terciaria, en función de los siguientes criterios: a) la homogeneidad estructural del afloramiento, b) la calidad y número de las fallas y estrías medidas -15 fallas como mínimo-, c) la máxima diversidad de orientaciones de los planos de falla, y d) se ha buscado situar las estaciones en contextos estructurales diferenciados.

Como aproximación general se ha aplicado el programa STRESS, basado en el método de los diedros rectos (ANGELIER & MECHLER, 1977), sobre la totalidad de fallas de cada estación. Este método es un procedimiento gráfico que proporciona la

orientación aproximada de los ejes de esfuerzo máximo y mínimo que explican el conjunto de las medidas. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la existencia de un acortamiento horizontal de N-S a NNW-SSE, junto con una extensión horizontal E-W a ESE-WNW en todas las estaciones, situadas en contextos estructurales diferenciados (Fig. 5). Estas direcciones de deformación pueden considerarse como equivalentes a las direcciones de los esfuerzos horizontales locales del campo de esfuerzos regional que habría actuado durante la formación de la cuenca.

El método de los diedros rectos no permite la separación de diferentes tensores de esfuerzos superpuestos en cada estación. Para realizar esta discriminación se ha aplicado el programa FAILLE, basado en el método de ETCHECOPAR et al. (1981) (Fig. 6).

Se han reconocido dos grupos de estaciones de características microestructurales distintas:

a) en las estaciones 1, 2 y 3, situadas en materiales paleozoicos, los planos de falla se orientan con preferencia NE-SW a NNE-SSW —encontramos otras familias, como la E-W en la estación 3—. Las fallas son predominantemente direccionales. El eje de esfuerzo máximo ( $s_1$ ) es subhorizontal y de dirección NW-SE a N-S.

En las estaciones 2 y 3 ha sido posible obtener varios tensores que probablemente reflejan un relevo temporal entre distintas estructuras de magnitud cartográfica. Como ejemplo, la estación 2 presenta tres tensores correspondientes a regímenes extensivo, direccional y compresivo, coherentes con la situación de la estación cerca de fallas normales, direccionales e inversas, respectivamente.

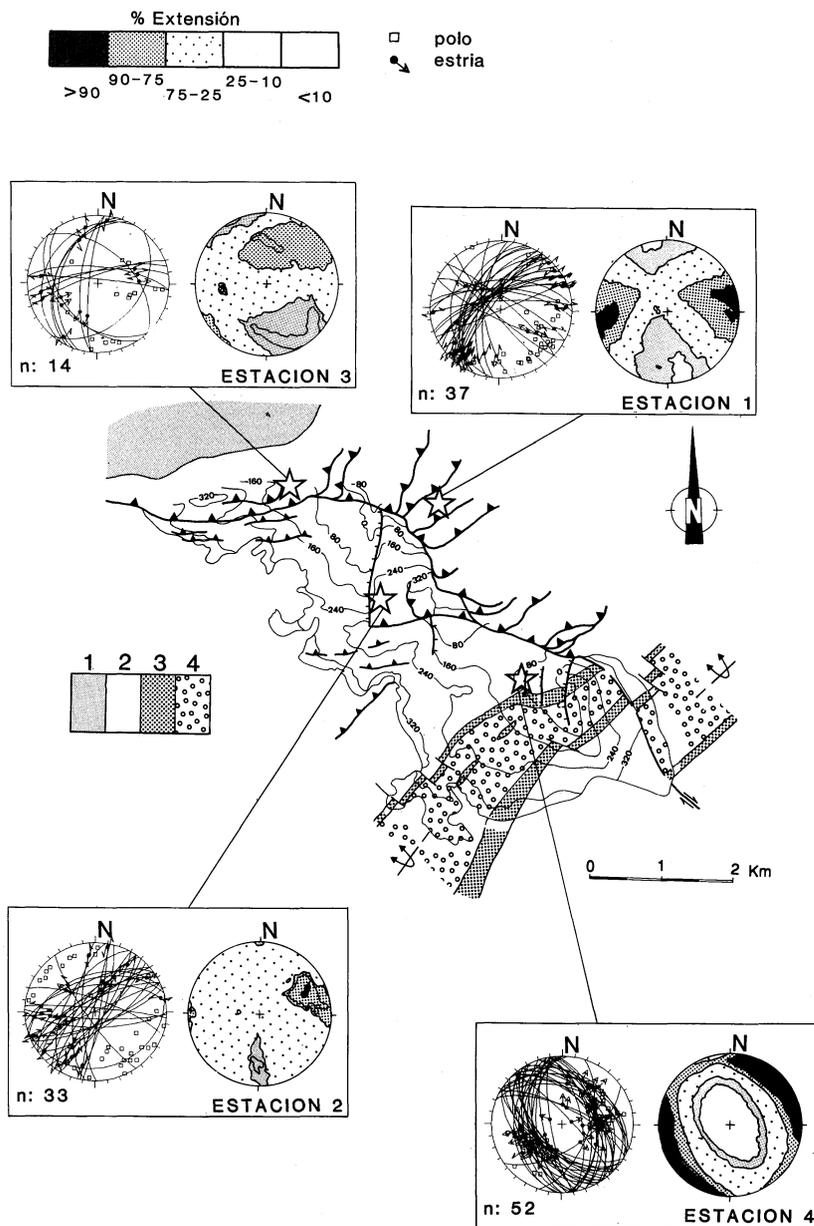


Fig. 5. Cuenca de As Pontes: esquema estructural y mapa de basamento. Se han representado sobre el área de la cuenca las isobatas del contacto Terciario - basamento (datum: nivel del mar), así como la estratigrafía de los materiales hercínicos: 1) Silúrico, 2) Cambro-Ordovícico, 3) Metagrauvascas de «Ollo de Sapo» (Precámbrico), 4) Esquistos y Gneises de «Ollo de Sapo». Análisis microestructural: se han situado las estaciones establecidas; para cada una de ellas se presenta el estereograma de las fallas y estrias medidas, así como las soluciones obtenidas a partir de la aplicación del método de los diedros rectos (ANGELIER & MECHLER, 1977).

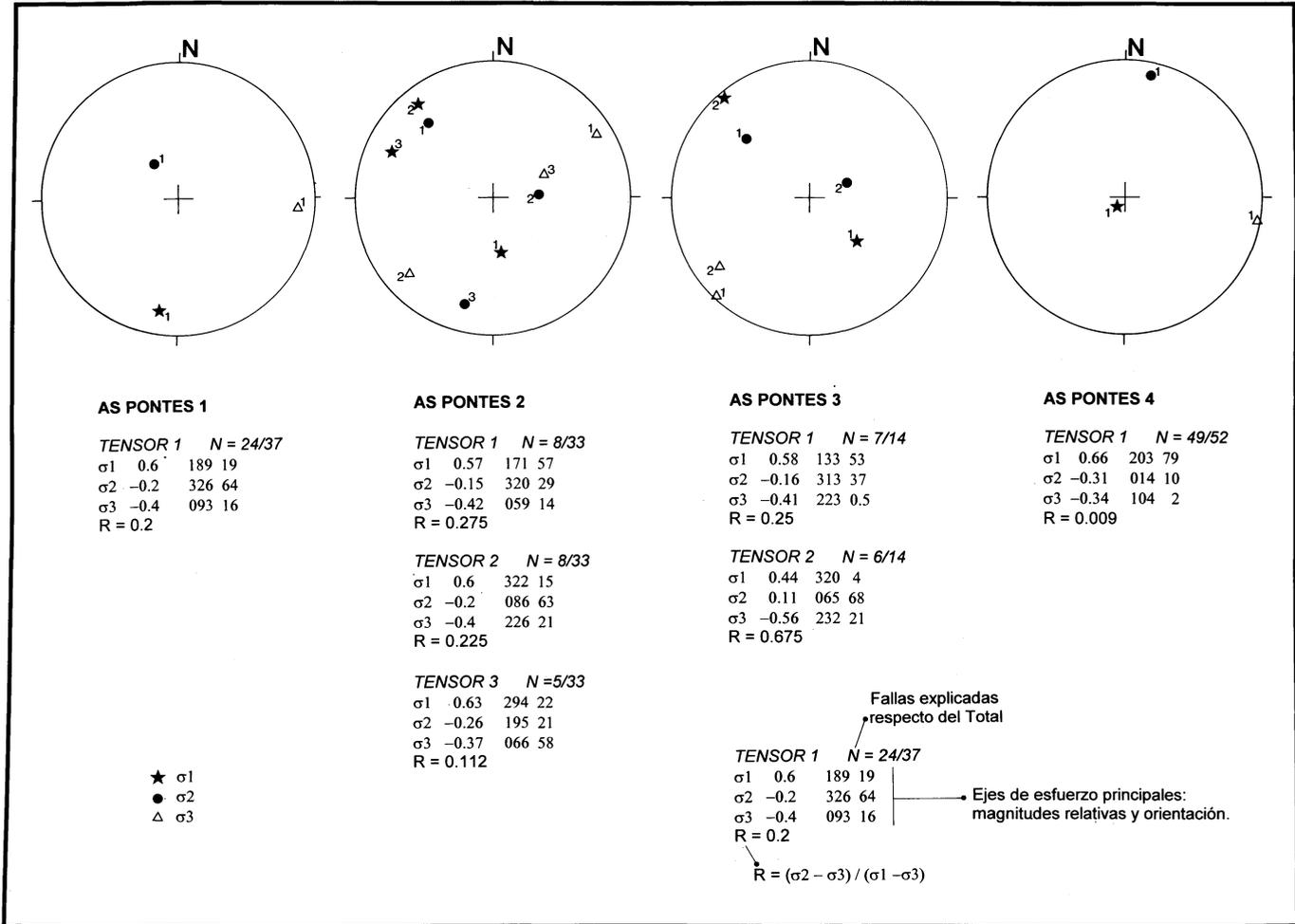


Fig. 6. Análisis microestructural: Tensores de esfuerzo solución, obtenidos a partir del método de ETCHECOPAR et al. (1981).

b) la estación 4, situada en depósitos subhorizontales de la parte superior de la serie terciaria, presenta un campo de esfuerzos claramente extensivo  $-s_1$  subvertical- y una relación R muy baja, lo que indica que  $s_2$  y  $s_3$  son de parecida magnitud. A pesar de ello, el eje de máxima compresión horizontal  $s_2$  se orienta NNW-SSE, coherentemente con las direcciones de compresión obtenidas en las estaciones 1, 2 y 3. Las fallas de la estación se orientan N-S a NW-SE y son todas normales.

## CINEMATICA DE LAS MACROESTRUCTURAS

Finalmente, se han calculado cuales serían los movimientos de las fallas de dimensiones cartográficas (cabalgamientos, fallas normales y direccionales), bajo diversos campos de esfuerzos, para averiguar si éstos eran compatibles con los movimientos observados o deducidos, y con los resultados derivados del análisis microestructural.

Se ha utilizado la fórmula propuesta por BOTT (1959):

$$\tan \vartheta = \frac{n}{lm} [m^2 - (1 - n^2) R_B] \quad \text{donde}$$

$$R_B = \frac{[\sigma_z - \sigma_x]}{[\sigma_y - \sigma_x]}$$

-suponiendo que  $s_y > s_x$ , y asumiendo que en la posición de  $s_y$  se encuentra  $s_1$  o  $s_2$

El análisis se ha realizado sobre un conjunto de fallas de dimensiones cartográficas; las inflexiones contractivas de la falla direccional principal se han segmentado en tramos de dirección y buzamiento constante, y se les ha asignado un sentido de movimiento —en base a la información extraída

del campo y de los cortes estructurales— (Fig. 7A).

A partir de la fórmula de BOTT se calcula la orientación de la estría resultado del movimiento sobre un plano de falla, en función del valor de  $R_B$  y de la orientación de Y -suponiendo a este eje como coincidente con la dirección de máximo esfuerzo horizontal-. Los resultados se han comparado con la cinemática observada o deducida para cada estructura considerada (Fig. 7B).

Se ha escogido un abanico de direcciones de Y, centrado en la dirección de compresión regional N-S, deducida del análisis microestructural anterior. El cálculo se ha realizado cada 10°, desde  $Y=150$  hasta  $Y=020$ . Los valores de  $R_B$  utilizados son representativos de los diversos campos de esfuerzos posibles.

Los movimientos observados o deducidos para las estructuras analizadas son:

a) la falla direccional principal NW-SE —todos los tramos en los que se ha segmentado—, presenta un movimiento fundamentalmente dextro, con un componente inverso variable, mayor cuando el plano de falla se orienta E-W.

b) los *splays* de la falla direccional, con orientaciones variables NE-SW, presentan movimientos fundamentalmente inversos, con una componente dextra o senestra en función de la orientación del plano de falla.

c) para los sistemas de fallas normales se ha admitido una componente dextra o senestra minoritaria, según la dirección de Y escogida.

d) para las fallas inversas que estructuran el basamento de la cuenca, situadas al S de la falla direccional principal, y con direcciones variables E-W a NW-SE, se ha admitido

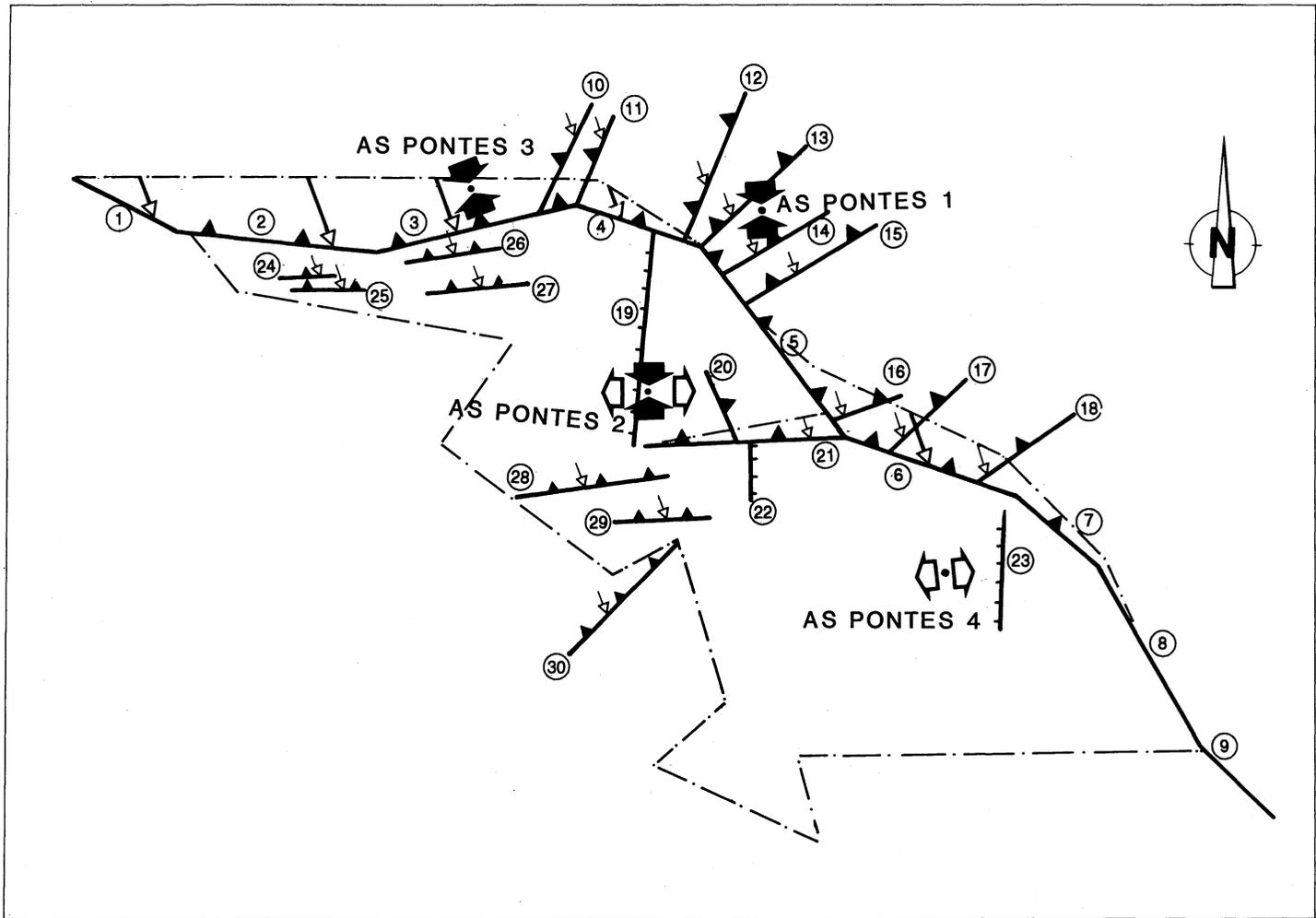


Fig. 7. Análisis de las macroestructuras de la cuenca a partir de la fórmula de BOTT (1959).

A. Mapa esquemático de las macroestructuras analizadas. Para las distintas estructuras se ha situado el sentido de movimiento resultado de escoger  $Y=160$  -dirección de compresión horizontal NNW-SSE-. A fin de comparar resultados, se han situado las estaciones estudiadas en el análisis microestructural, y el campo de esfuerzos determinado en cada una de ellas.

COMPRESION N-160																	
FALLA n°	ORIENTACION	MOVIMIENTO	PITCH	R=-10	R=-1	R=0	R=0,3	R=1	R=3	R=8							
1	115,40 NE	di	50-20	82	id	46	id	19	di	8	di	19	dn	60	nd	79	nd
2	095,25 NE	id	80-50	84	id	59	id	37	di	25	di	9	dn	63	nd	81	nd
3	075,35 NW	id	80-50	89	id	85	id	79	id	75	id	2	dn	85	nd	88	nd
4	110,60 NE	id	65-30	82	id	47	id	22	di	11	di	16	dn	58	nd	79	nd
5	145,70 NE	di	50-20	73	id	20	di	1	di	4	dn	17	dn	44	dn	69	nd
6	110,35 NE	id	80-50	83	id	49	id	23	di	12	di	17	dn	60	nd	80	nd
7	130,60 NE	id	65-30	79	id	32	di	7	di	1	dn	21	dn	54	nd	76	nd
8	150,70 NE	di	50-20	73	id	19	di	1	di	5	dn	18	dn	44	dn	69	nd
9	135,80 NE	di	50-20	62	id	13	di	2	di	1	dn	9	dn	28	dn	56	nd
10	020,50 NW	id	70-50	82	is	42	si	15	si	4	si	21	sn	59	ns	78	ns
11	020,60 NW	id	70-50	80	is	39	si	13	si	4	si	18	sn	56	ns	77	ns
12	025,65 NW	id	70-50	80	is	39	si	15	si	6	si	15	sn	54	ns	76	ns
13	045,65 NW	id	70-50	84	is	59	is	37	si	25	si	9	sn	63	ns	81	ns
14	060,65 NW	id	70-50	88	is	77	is	65	is	56	is	4	sn	77	ns	86	ns
15	060,60 NW	id	70-50	88	is	78	is	68	is	59	is	4	sn	79	ns	87	ns
16	070,60 NW	id	70-50	90	i	90	i	90	i	90	i	15	sn	90	n	90	n
17	060,55 NW	id	70-50	88	is	79	is	69	is	61	is	5	sn	80	ns	87	ns
18	055,55 NW	id	70-50	87	is	74	is	59	is	49	is	7	sn	75	ns	86	ns
19	005,70 W	n	45-90	75	is	23	si	4	si	2	sn	16	sn	45	ns	70	ns
20	155,50 NE	i	80-50	79	id	26	di	0	d	8	dn	26	dn	56	nd	76	nd
21	085,40 N	i	80-50	87	id	75	id	61	id	50	id	7	dn	76	nd	86	nd
22	000,70 E	n	45-90	74	id	21	di	2	di	4	dn	17	dn	45	nd	70	nd
23	005,70 W	n	45-90	75	is	23	si	4	si	2	sn	16	sn	45	ns	70	ns
24	090,60 N	i	90-50	86	id	67	id	48	id	36	di	8	dn	70	nd	84	nd
25	090,55 N	i	90-50	86	id	69	id	50	id	39	di	9	dn	71	nd	84	nd
26	080,60 N	i	90-50	88	id	78	id	68	id	59	id	4	dn	79	nd	87	nd
27	085,60 N	i	90-50	87	id	73	id	57	id	47	id	6	dn	74	nd	85	nd
28	080,50 N	i	90-50	88	id	80	id	70	id	62	id	5	dn	80	nd	87	nd
29	087, 50 N	i	90-50	87	id	73	id	57	id	46	id	8	dn	74	nd	85	nd
30	045,55 NW	i	90-50	85	id	64	id	42	di	30	di	11	dn	68	nd	83	nd

Fig. 7

B. Tabla de resultados para Y=160. El movimiento y pitch de cada falla analizada se ha comparado con los resultados proporcionados por la fórmula de BOTT (1959).

también un componente dextro o inverso según la dirección de  $Y$  escogida.

Las conclusiones que se desprenden de los resultados son las siguientes:

1) las orientaciones  $Y=000$  hasta  $Y=020$  implican un componente senestro para la mayoría de los segmentos de la falla direccional principal NW-SE. El análisis geométrico de esta estructura muestra que siempre presenta un componente dextro. En consecuencia, cabe descartar estas orientaciones.

2) las orientaciones  $Y=170$  y sobre todo  $Y=160$  (Fig. 7B) respetan la cinemática de la falla principal, y a la vez explican el movimiento de la mayoría de fallas inversas situadas al S de la anterior; todo ello asumiendo una  $R_B = -1$  -situación de compresión horizontal uniaxial- para todas las fallas analizadas.

3) la orientación  $Y=150$  da como resultado componentes inversos mucho mayores de los deducidos para todas las estructuras analizadas.

Así pues, la dirección de compresión horizontal que mejor explica la cinemática de las macroestructuras analizadas es  $Y=160$ , bajo una  $R_B = -1$  aproximadamente, es decir bajo una situación de compresión horizontal uniaxial. Sin embargo, el sistema de fallas normales N-S que estructura la cuenca no es explicado bajo estas condiciones (Fig. 7B); estas estructuras podrían explicarse mediante las perturbaciones locales en el campo de esfuerzos debidas al movimiento de la falla direccional principal en las zonas de las inflexiones contractivas.

## CONCLUSIONES

La cuenca de As Pontes se encuentra en

una zona compresiva enmarcada dentro de un sistema de fallas direccionales dexas en el NW de Galicia. La cuenca está asociada a dos inflexiones contractivas de una falla direccional dextra NW-SE. La actividad del sistema de falla que ha generado la cuenca ha sido alpina, dado que la parte inferior del relleno sintectónico ha sido datada como Oligoceno superior.

La comparación entre el campo de deformación definido por las estructuras de dimensiones cartográficas y los tensores de esfuerzos obtenidos a partir del análisis microestructural ponen de manifiesto la existencia de una acortamiento regional N-S a NNW-SSE, junto con una extensión E-W a ESE-WNW. Las variaciones registradas entre los diferentes tensores hallados en cada estación responden a las perturbaciones producidas por la cinemática de las estructuras locales, así como a su relevo temporal. El análisis  $Y-R_B$  realizado sobre las estructuras de dimensiones cartográficas demuestra que la cinemática de éstas concuerda con la existencia de una compresión horizontal NNW-SSE.

La estructura de la cuenca de As Pontes permite deducir la importancia de un acortamiento N-S durante el Terciario en el NW de Galicia, que se resolvió en la generación de dos sistemas de fallas direccionales dexas NW-SE. Esta deformación fue resultado de la compresión N-S que afectó al sector occidental del margen de placa convergente noribérico durante el intervalo Oligoceno-Mioceno.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se enmarca dentro del Proyecto CICYT AMB92-0311 del Ministerio de Educación y Ciencia. También ha recibi-

do apoyo financiero del Convenio ENDESA-U.B. gestionado por la Fundació Bosch i Gimpera (Proyecto 907). Ha sido muy valiosa la cooperación de la Sección de Geología de Mina Puentes para el desarrollo de la

investigación; nuestro agradecimiento en especial hacia los Sres. Javier Bacelar, Mario Alonso, Mariano Sánchez y Eduardo Ramos. Pere Santanach ha realizado una revisión crítica del manuscrito.

## BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L.; PULGAR, J. A.; GARCIA-RAMOS, J. C. & BARBA, P. (en prensa): Tertiary basins and alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En DABRIO, C. & FRIEND, P. (Eds.): Tertiary basins of Spain: Tectonics, Climate and Sea-Level change. *Cambridge University Press*.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 19: 1309-1318.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- AYDIN, A. & SCHULTZ, F. A. (1990): Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. *Journ. Struct. Geol.* (12), 1: 123-129.
- BACELAR, J.; ALONSO, M.; KAISER, C.; SANCHEZ, M.; CABRERA, LL.; SAEZ, A. & SANTANACH, P. (1988): La cuenca terciaria de As Pontes (Galicia): su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. *II Congr. Geol. España, Granada 1988, Simposios*: 113-121.
- BACELAR, J.; CABRERA, LL.; FERRÚS, B.; SAEZ, A. & SANTANACH, P. (1992): Control tectónico sobre la acumulación de lignitos de la cuenca terciaria de As Pontes (A Coruña, NW de España). *III Congr. Geol. España y VIII Congr. Latinoamericano de Geología, Salamanca 1992, Simposios* (2): 227-238.
- BARKA, A. A. & KANDINSKY-CADE, K. (1988): Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7: 663-684.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.-A. & MALOD, J. (1979): Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Marine Geology*, 32: 53-70.
- BOILLOT, G. (1986): Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*, 129: 243-255.
- BOILLOT, G. & MALOD, J. (1988): The north and north-west Spanish continental margin: a review. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 295-316.
- BOTT, M.P.H. (1959): The mechanics of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96 (2): 109-117.
- CABRERA, LL.; FERRÚS, B.; SAEZ, A.; SANTANACH, P. & BACELAR, J. (en prensa): Onshore cenozoic strike-slip basins in NW Spain. En DABRIO, C. & FRIEND, P. (Eds.): Tertiary basins of Spain: Tectonics, Climate and Sea-Level change. *Cambridge University Press*.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T. (1985): Deformation and basin formation along strike-slip faults. En BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.) *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* 37: 1-34.
- CROWELL, J. C. (1974): Origin of late Cenozoic basins in southern California. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 22: 190-204.
- DEWEY, J. F.; HELMAN, M.; TURCO, E.; HUTTON, D. H. W. & KNOT, S. D. (1989): Kinematics of the Western Mediterranean. En COWARD, M.P.; DIETRICH, D. & PARKS, R.G. (Eds.): Alpine Tectonics. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 45: 265-283.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. & DAIGNIERES, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journ. Struct. Geol.*, 3 (1): 51-65.
- GARCIA AGUILAR, J. M. (1987): Caracterización estratigráfica y tectosedimentaria de la cuenca lignitífera de Meirama (A Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 37-49.

- LOPEZ-MARTINEZ, N.; FERNADEZ MARRON, M.T.; PELAEZ-CAMPOMANES, P. & DE LA PEÑA ZARZUELO, A. (en prensa): Estudio paleontológico de las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*.
- MANERA BASSA, A. BARRERA MORATE, J. L.; CABAL GARCIA, J.M. & BACELAR, J. (1979): Aspectos geológicos de la cuenca terciaria de Puentes de García Rodríguez (provincia de La Coruña). *Bol. Geol. y Minero*, 95: 452-461.
- MANN, P.; BURKE, K. & MATUMOTO, T. (1984): Neotectonics of Hispaniola: Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth & Planetary Science Letters*, 70: 311-324.
- MANN, P.; TYBURSKI, S. A. & ROSENCRANTZ, E. (1991): Neogene development of the Swan Islands restraining-bend complex, Caribbean Sea. *Geology*, 19: 823-826.
- MAUFFRET, A.; BOILLOT, G.; AUXIETRE, J. & DUNAND, J. (1978): Évolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la peninsule Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (20-4): 375-388.
- MONGE, C. (1987): Estudio sedimentológico de la cuenca terciaria de Meirama. Un ejemplo de una cuenca sedimentaria sobre una falla de salto en dirección. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 51-67.
- PARGA, J. R. (1969): Sistemas de fracturas tardihercíncas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Laxe*, 37: 17 pp.
- SANTANACH, P.; BALTUILLE, J. M.; CABRERA, LL.; MONGE, C.; SAEZ, A. & VIDAL-ROMANI, J. R. (1988): Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. *II Congr. Geol. España, Granada 1988, Simposios*: 123-133.
- SANTANACH, P. este volumen
- SHARP, P. V. & CLARK, M. M. (1972): Geologic evidence of previous faulting near the 1968 rupture of the Coyote Creek Fault. *U. S. Geol. Survey Proff. Paper* 787: 131-140.

*Recibido: 29-IV-94*

*Aceptado: 10-VIII-94*