

Sobre el origen de la falla de Viveiro y su evolución respecto al macizo hercínico (Prov. De Lugo)

J. Fernández García

Depto. Geología, Unitat de Geotectónica. Facultat Ciències. U.A.B. 08193 Bellaterra (Barcelona)

ABSTRACT

The Viveiro fault is a ductile normal fault of Hercynian age which separates two distinct lithological units metamorphic evolution and tectonic styles. The foot wall in the east forms the Lugo dome, made with different Cambrian and pre-Cambrian metasediments with dominant flat-lying foliation and E-W trending stretching lineation. The hanging-wall in the west consist of a domain of tight upright folds with associated west dipping dominant foliation. An upright synform with a core of Silurian rocks is pinched between the Viveiro fault and the westerly located complex Ollo de Sapo antiform.

Key words: Viveiro fault, synform, pinched

Geogaceta, 20 (4) (1996), 782-785
ISSN: 0213683X

Introducción

La falla de Viveiro es una estructura geológica que esta en el límite entre la zona Asturoccidental Leonesa y la Zona Centroibérica. Describe el arco hercínico con una longitud de 142 Km. desde la Costa Cantábrica hasta la Sierra del Caurel (Orense); donde aparece como el Sinclinal del Caurel. Conocida desde los años sesenta, e interpretada como falla normal (Matte, 1968) y relacionada con los pliegues curvos subhorizontales del lado occidental. Algunos autores la consideran como un cabalgamiento (Marcos, 1973; Martínez Catalan *et al.*, 1977; Pérez Estaun, 1978 y Bard, 1978) debido a las grandes diferencias litoestratigráficas entre uno y otro bloque. Es a partir del trabajo de Martínez Catalán (1981) que se la considera como una falla normal con un componente de desgarre.

Su geometría recuerda en gran medida a los cabalgamientos de la Zona Cantábrica, que se transforman lateralmente en pliegues tumbados superpuestos, de charnelas curvas; descritos por Juliverty Arboleya (1986).

Marco tectónico

El Macizo Hercínico, es el resultado de una colisión continental; por lo tanto su morfología es la de una cordillera de plegamiento en la que se distinguen claramente las características tectónicas y metamórficas. Podemos por tanto diferenciar una zona externa (zona Cantábrica y Asturoccidental-leonesa) con un metamorfismo de bajo grado y una zona interna o axial (zona Centroibérica y Galicia-tras-

os montes) donde encontramos un metamorfismo de mayor grado. Sucesos posteriores, levantamiento de domos (fase 3 principalmente) y la intrusión de cuerpos ígneos, dan lugar a la aparición de zonas de más alto grado (domos) con respecto a las zonas deprimidas o cubetas (Martínez *et al.*, 1988). La falla de Viveiro separa dos dominios tectonoestratigráficos diferentes (Matte 1968; Capdevila 1969; Bastida *et al.*, 1984 y Martínez Catalán 1981) y al mismo tiempo separa dos zonas de alto grado de metamorfismo, el domo de Lugo al Este del antiforme del Barquero al Oeste. El primero implica materiales Precámbrico y Cámbrico y el granito de San Ciprián y es durante su formación cuando se origina la ventana tectónica del Xistral; mientras que el segundo afecta a los gneises "Ollo de Sapo" (ordovícico), a Ordovícico y Silúrico, apareciendo como una serie de pliegues superpuestos; interferencia tipo 3 de Ramsay (Fig. 1)

Entre ambos domos, tenemos un sinclinal pinzado, vergente al Este de material Silúrico, sobre cuyo flanco oriental se genera la falla de Viveiro. Tanto el aplastamiento de este pliegue como la vergencia de los demás pliegues del dominio del "Ollo de Sapo" disminuye hacia el sur, verticalizándose el Plano axial de los pliegues D1 como D3 (Matte 1968) indicándonos una disminución de los esfuerzos de deformación.

Dominio ollo de sapo

Son materiales pre-ordovícicos (Fción. Ollo de Sapo), ordovícicos y silúricos; los cuales están dispuestos en una serie de plie-

gues, isoclinales, vergentes al este de fase 1 y replegados por la tercera fase dando una interferencia tipo 3 de Ramsay, o replegando la foliación anterior y produciendo entonces una crenulación que define el plano axial de unos pliegues tipo «kink band»; esta S3 de crenulación presenta un fuerte buzamiento cerca de la falla por la disposición de la esquistosidad preexistente; mientras que al alejarnos se va horizontalizando.

En contacto con la falla, el Silúrico está metamorfizado, presenta gran cantidad de pirita y fuertemente alterado, con aspecto herrumbroso. Se observan muy claramente unos pliegues menores con amplitud y longitud de onda centimétrica a decimétrica, con plano axial subhorizontal y buzamiento suave hacia el Oeste, con los ejes subparalelos a la falla y un gran ángulo entre flancos; esta asimetría es coherente con el movimiento de la falla, ya que el flanco largo buza hacia el Oeste y el corto (subhorizontal) lo hace hacia el Este o SE. Para Martínez *et al.*, (1996) estos pliegues isoclinales de ejes curvos y planos axiales subhorizontales, donde S3 es más importante, llegando incluso a formar un bandeo tectónico y trasponiendo a S1+2, se encuentran en zonas de mayor deformación siempre cerca de la falla. Mientras que en zonas de menor deformación encontraremos los «kinks» y «chevrons», con una S3 débil; como observamos en los materiales ordovícicos de la sierra de Penadomeo- Montalen-Veiga.

En la zona Norte, encontramos una serie de pequeñas bandas de cizalla, algunas de las cuales se interceptan entre sí (Martínez *et al.*, 1996); mientras que hacia el sur estas bandas

de mayor deformación solo las encontramos muy cerca de la falla. Es importante la existencia de una falla inversa en la playa de Abrela que corta una figura de interferencia (BASTIDA *et al.*, 1993), con lo que podemos deducir una mayor compresión en la zona Norte del dominio en que nos encontramos. La falla de Viveiro está compuesta por una serie de bandas de cizalla normales senestras, anastomadas y buzantes al Oeste. Los diferentes cuerpos de material delimitados por las bandas, presentan formas de huso, con movimientos senestros normales y en algunos casos encontramos «kink bands» dentro de estos. Al mismo tiempo la falla está fosilizada por un granito de dos micas, se trata de intrusiones subparalelas a la foliación milonítica en las bandas de cizalla, o rodeando charnelas de pliegues de la segunda fase cuando estas han quedado preservadas o como pliegues tigmáticos según sea su posición respecto a la foliación. Dichas intrusiones, son más abundantes en el bloque inferior como rocas cuarzo-feldespáticas, apareciendo entre zonas de cizallas normales o entre las cizallas inversas antitéticas del conjunto. Es una intrusión sincinemática con el movimiento de la Falla de Viveiro, encontramos unas relaciones similares a las descritas por ARANGUREN y TUBIA (1992) en el granito de Hombreiro.

Dominio Manto de Mondoñedo

Representa el bloque levantado y está formado por materiales cámbricos y precámbricos y el granito de San Ciprián que ocupa la mayor parte de la zona estudiada de este dominio. En las zonas próximas a la falla se observa una fuerte foliación buzante al Oeste e incluso encontramos microcizallas con estructuras S-C y lineaciones minerales que nos indican un movimiento en ese sentido. Las rocas metamórficas aparecen como filonitas con foliación milonítica (S3); originada por crenulación de S1 y de microcizallas con estructuras S-C. caracterizada por la presencia de una lineación mineral, sombras de presión y cuarzo fibroso en grietas de tensión.

A escala microscópica, se observa una disminución del tamaño del grano en las proximidades de la falla. Existe cierta asimetría entre las sombras de presión, o en la geometría de porfiroblastos micáceos que evidencian un sentido de cizallamiento hacia el Este (ARANGUREN *et al.*, 1992.); este movimiento concuerda con el del Manto de Mondoñedo (MARTINEZ CATALÁN, 1981). Al acercarnos a la falla se observan estructuras que indican un movimiento al Oeste, con lineaciones minerales hacia el NO. El mecanismo de deformación es el de disolución por presión en gran parte de la roca.

En la ventana del Xistral, la esquistosidad regional se horizontaliza, llegando incluso a

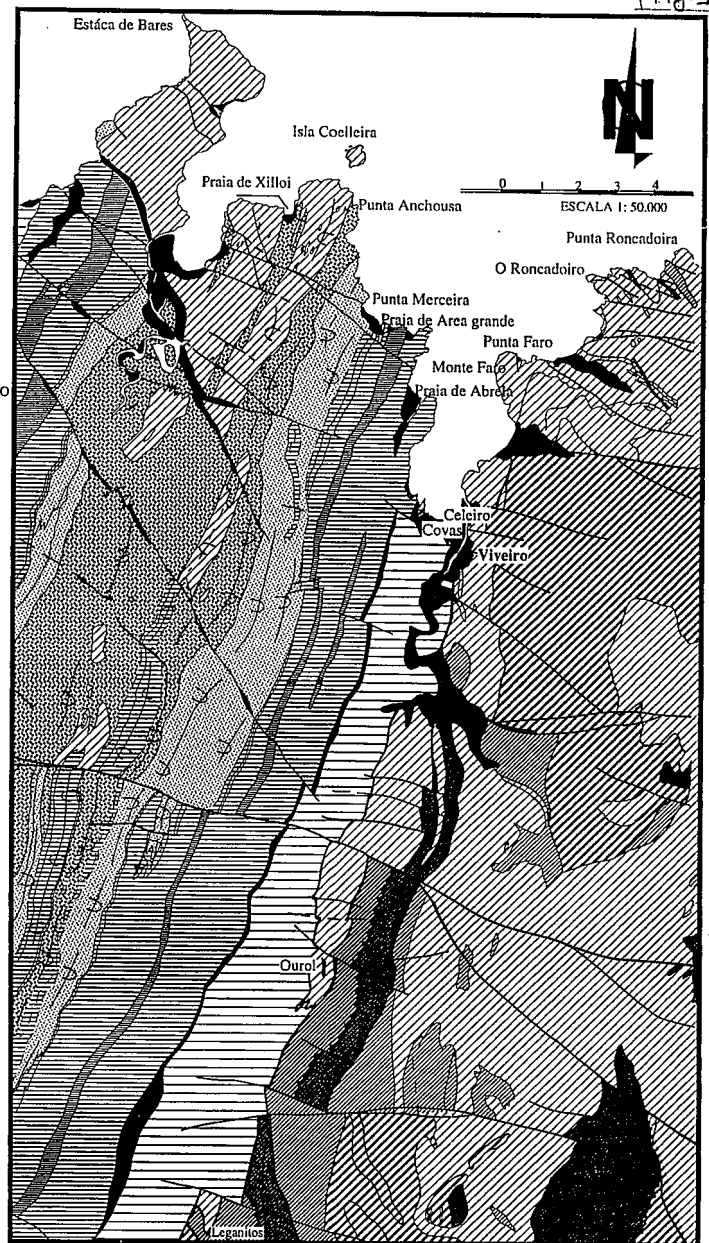
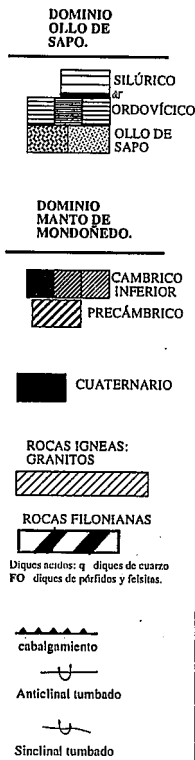


Fig. 1.- Mapa geológico.

Fig. 1.- Geological map

buzar hacia el Este pasado el rio de Campo de Seijo; en la Sierra do Xistral propiamente dicha, encontramos unos pliegues tumbados vergentes al Este, sobre material autoctono. El cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo por el lado oriental de la ventana, está representado por una cataclasis de cuarzos centimétricos que nos aparece formando una cresta y un rellano topográfico en la vertiente Este de la sierra del Xistral (Fig. 1).

Metamorfismo en la Falla de Viveiro

Las diferentes facies metamórficas que observamos, nos indican una variación de las condiciones de presión y temperatura según nos desplazamos hacia la falla. Primero y en la zona más alejada tenemos una transición polimórfica, aumento de P a T estable; luego tene-

mos transiciones de mayor temperatura a P baja y finalmente cerca de la falla aparecen asociaciones de T alta y P bajas. Existe también un retrometamorfismo con los últimos movimientos de la falla, tenemos un descenso de la temperatura pero con una presión más o menos constante. (Martinez *et al.*, 1996)

En el dominio del Manto de Mondoñedo, las condiciones de metamorfismo se mantienen más estables durante toda la tectónica, a excepción de la zona próxima a la falla. La presencia de cianita en las pizarras silúricas, indican una descompresión; Esta interpretación está apoyada por la aparición de láminas de material silúrico de forma discontinua a lo largo de la falla y en contacto directo con los materiales del domo. Es material que se encontraba a una profundidad determinada y ha sido agregado al bloque ascendente, al mismo

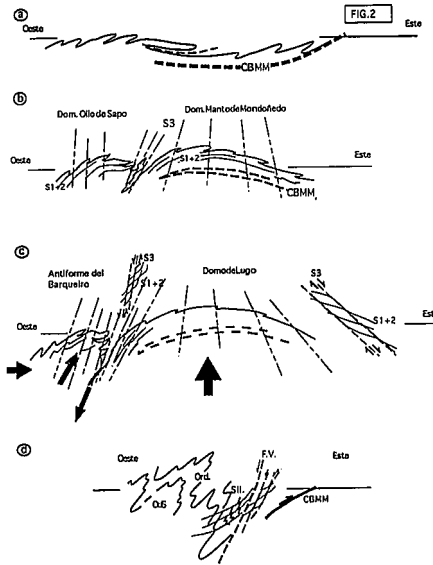


Fig. 2.- Esquema de la evolución de la falla y formación de las estructuras asociadas. a.- durante F1 y F2, se forman pliegues y cabalgamientos vergentes al Este; con una S1 o S1+2 asociada. b.- Con F3, comienza el levantamiento del domo de Lugo y del antiforame del Barqueiro, pinzando entre ambos es sinforme de material Silúrico c.- Se forman estructuras asociadas a la deformación, zonas de cizalla oblicuas a la esquistosidad preexistente. d.- detalle de la zona del sinforme. Las flechas indican el movimiento de láminas de material.

Fig. 2.- Sketch of the fault evolution and associated structures formation.

tiempo se produce una migración del plano de falla hacia el Oeste. Este proceso, también nos explicaría la variación de la foliación en el Dominio del Manto de Mondoñedo que destaca Martínez Catalán (1981).

Relaciones entre la falla de Viveiro y el manto de mondoñedo

A ambos lados de la falla observamos dos antiforames:

- El domo de Lugo: al Este, de material psamopelítico.
- El antiforame de El Barqueiro: de gneises (Ollode Sapo) al Oeste.

El desarrollo de una S3 subhorizontal, viene facilitado por la existencia de una S1+2 subvertical previa y el aumento de la deformación en la falla. Al Este de la falla tenemos la granodiorita de Viveiro y el cabalgamiento de Mondoñedo (Bastida y Pulgar, 1978; Martínez Catalán, 1981) y zonas milonitizadas interpretadas por estos autores como el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo (CBMM) (Bastida *et al.*, 1986; Aranguren y Tubia, 1992; y Aller y Bastida, 1993). En la playa de San Román y de Abrela, Bastida *et al*

(1993) describen fábricas en el Ordovícico similares a las descritas en el CBMM entre Burela y Foz por Bastida y Aller (1992); además de mencionar la existencia de una falla inversa en Abrela.

Relaciones entre la Falla de Viveiro y el Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo:

1.- Ambas estructuras tienen diferentes orígenes. Mientras que el CBMM se produce durante el desplazamiento al Este del Manto de Mondoñedo implicando una compresión Oeste-Este (F2), la FV es un accidente normal que corta al anterior, producido por un colapso entre F2-F3 hacia el Oeste (Barrera *et al*, 1989 y Aranguren *et al.*, 1992).

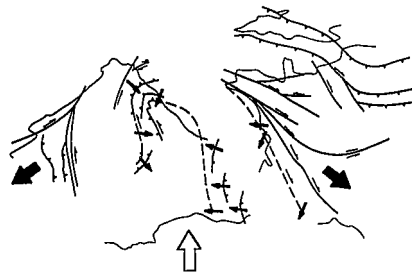


Fig. 3.- El arco Ibero-Armoricano y los cabalgamiento con las fallas de desgarre en un régimen convergente.

Fig. 3.- The Ibero-Armorican arc and the thrust with strike-slip faults in the convergent regime

2.- Atendiendo a las condiciones de metamorfismo en ambas zonas y a la presencia de fábricas miloníticas, les suponemos un desarrollo muy similar. La foliación milonítica rodea a la andalucita (± granate) que a su vez incluye a la estaurólita (y sillimanita en el CBMM). La andalucita se degrada a sercita en ambas estructuras aunque en menor cantidad en el caso del CBMM, el granate se reabsorbe en biotita-clorita y la biotita-moscovita aparecen estables en filonitas y milonitas. También encontramos en las dos estructuras, clorita y moscovita con pequeñas superficies ECC producidas por los movimientos finales.

Estas relaciones entre los minerales nos indican que tanto para la FV como para el CBMM, tenemos primero un metamorfismo de baja presión y alta temperatura para después producir una retrogradación que dará las asociaciones 4, 5 y 6. En el CBMM la andalucita e incluso la estaurólita, adquiere una orientación preferente N110QE (Bastida *et al.*; 1986) reemplazandola por sercita. La lineación milonítica de ambas estructuras, es similar aunque con buzamientos opuestos; permitiendonos interpretarlo como dos zonas miloníticas diferentes desarrolladas bajo las

mismas condiciones de P-T.

Formación de la falla

Durante la segunda fase de deformación, se producen cabalgamientos hacia el Este; también existe una superposición tectónica del dominio del Ollode Sapo sobre el del Manto de Mondoñedo, este pequeño cabalgamiento iría disminuyendo de importancia al desplazarnos hacia el Sur llegando a aparecer como un sinclinal. Al tratarse de mantos a partir de pliegues tumbados, sobre sus flancos se producirán estructuras de estiramiento tipo «boundines», que delimitaran unas zonas de debilidad.

Con la F3 comienza el levantamiento del domo de Lugo, pero aún existe compresión lateral Oeste-Este; al mismo tiempo se produce el antiforame del Barqueiro, quedando entre ambas estructuras un sinforme pinzado de material Silúrico vergente al Este, que es comprimido lateralmente. Estos esfuerzos producen un aplastamiento de dicha estructura estirando los flancos y hundiendo subsecuentemente la charnela del sinforme. Formandose sobre el flanco normal la falla, que utiliza estructuras anteriores. (fig. 2) Se produce una variación en el sentido de esfuerzos sobre los flancos del pliegue que forma el cabalgamiento, al producirse el ascenso del domo y del antiforame, el sinclinal de material silúrico pinzado entre ambos se hundía de manera que el esfuerzo de estiramiento sobre su flanco normal era oblicuo al mismo y produjo la formación de nuevas zonas de cizalla que utilizaban las superficies debilitadas durante la F2. Dando lugar a estructuras tipo pez y a la migración de la zona de máxima deformación hacia el plano axial del sinforme, es decir hacia el Oeste.

La estructura observable, llevó en un principio a muchos autores a pensar que se trataba de un cabalgamiento (Martínez Catalán *et al.*, 1977; Bard, 1978 y Pérez Estaún, 1978). A partir del estudio realizado por Martínez Catalán (1981), se la considera como una falla normal; en que el labio hundido es el occidental con un salto de 10 a 13 Km. Esta falla estaría representada sobre todo por una zona de cizalla con cierto movimiento dextrogiro.

Algunos autores (Gonzalez Lodeiro *et al* . 1983) no descartan la posibilidad que la falla esté ocultando un cabalgamiento del Dominio del «Ollode Sapo» sobre el del Domo de Lugo; el cual habría producido gran parte de la deformación que observamos. Para Pérez Estaún *et al* (1991) este se origina por apilamiento de cabalgamientos, principalmente de fase 1 y 2, recordando la estructura del antiforame del Narcea. Todo ello en un régimen compresivo, originándose en la zona posterior del antiforame la falla de Viveiro por colapso de la estructura. Otros autores, Aranguren

et al. (1992), identifican en el granito de Hombreiro (más al Sur de la zona de Estudio) una zona de cizalla por encima del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo; dicha cizalla la podríamos interpretar como un pequeño cabalgamiento del Dominio del «Olo de Sapo» sobre el de

Mondoñedo, produciéndose una intrusión granítica sincinemática (granito de Hombreiro), la cual daría una inestabilidad cortical propicia para la nucleación por colapso gravitacional, representado por una zona de cizalla con características de falla normal buzando al Oeste; fácilmente identificable con la Falla de Viveiro.

A escala regional, Macizo Hercínico, existe una relación con la falla de Valdoviño, que se encuentra al Oeste de la falla de Viveiro, es contemporánea con el último plegamiento y presenta un componente de cizalla senestro (Iglesias Ponce de León y Choukroune, 1980). El movimiento de esta falla produce una extensión de las pelitas que se acomodan bajando por el flanco de la F.V., observándose entonces pequeñas zonas de cizalla normales y subverticales en los materiales silúricos cercanos a la falla de Viveiro. Tendría que observarse una rotación de todo el dominio del Olo de Sapo, pero esto no se ve; en cambio si observamos que los pliegues en este dominio pasan de estar verticales a irse tumbando hacia el Este, indicándonos una deformación continuada por compresión lateral. Si observamos las estructuras del Macizo Hercínico europeo en su lado occidental, distinguimos una dirección de máxima compresión, flecha blanca en Fig. 3, y la formación de estructuras de escape lateral de bloques, flechas negras.

Esta misma estructura la podemos trasladar a una escala más pequeña, Fig. 4, en la que el dominio del Olo de Sapo, se desplaza al NNE limitado por las fallas de Viveiro y Valdoviño, que presentan movimientos de desplazamiento horizontal, dextro y senestro respectivamente; Este movimiento está favorecido a su vez por la elevación del domo de Lugo, que produce un espacio en su parte norte que es ocupado por el bloque del antiforme del Barqueiro.

Conclusiones

Así podríamos concluir que la Falla de Viveiro, es una estructura de historia compleja que en un principio aparece como una pequeña superposición tectónica del dominio del Olo de Sapo sobre el del Manto de Mondoñedo, y es durante la ascensión del domo de

Lugo y la formación del Antiforme del Barqueiro en que el sinclinal que originó dicha superposición queda pinzado entre ambas estructuras. Al continuar existiendo una compresión Oeste-Este, dicho sinclinal es aplastado sobre el flanco occidental del domo que lo va arrastrando en su ascenso. Al mismo tiempo se produce un escape lateral de bloque, hacia el NNE, favorecido por la propia falla de Viveiro y por la de Valdoviño que actúan como fallas de desgarre.

Referencias

- Aranguren, A., (1990); Cuad. Lab. Xeol. de Laxe v. pp 41-46. Sada (La Coruña)
- Aranguren, A., y Tubía, J.M. (1992); Jour. Struc. Geol. v., pp. 1229-1237.
- Aranguren, A., Tubía, J.M. y Vignerese, J.L. (1992). En: J. R. Martínez Catalán y J. Carreras (eds): Z~iLomo 2 de Simpósios. pp. 336-343 III congreso de Geología de España y Vlll Congreso Latinoamericano de geología. Salamanca. España.
- Bard, (1978) Cuad. Sem. Est. Cerámica de Sargadelos 27; pp.73-92. Sada (La Coruña).
- Barrera, J.L., Farias, P., González Lodeiro, F., Marquín, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., del Olmo, A. y de Pablo Maciá, J.G. (1989): Mapa Geológico de España y Memoria. E.1 :200.000, hoja nQ17/27 OURENSE/VERIN. Inst. Geol. Min. de España. Madrid.
- Bastida, F. y Pulgar, J.A. (1978); Trab. Geol. nQ.10 pp.75-160. Bastida, F. (1980); Tesis doctoral. Univ. de Oviedo. 276 pp. Bastida, F., Marcos, A., Marquín, J., Martínez Catalán, J.R., Perez Estaún A. y Pulgar, J.A. (1984): Mapa Geológico de España y Memoria. E.1 :200.000, hoja nQ11S CORUÑA. Inst. Geol. Min. de España. Madrid.
- Bastida, F., Martínez Catalán, J.R. y Pulgar, J.A. (1986); Jour. Struc. Geol. v.8, pp 415-430.
- Bastida, F., y Aller, J (1992); En: J. R. Martínez Catalán y J. Carreras (eds): Ln Was de Cizalla. tomo 2 de Simpósios. pp. 344-355. Iil Congreso de Geología de España y Vlll Congreso Latinoamericano de geología. Salamanca. España.
- Bastida, F., Aller, J. y Fernández Viejo, G. (1993); Rev. Soc. Geol. España. 6 (3-4) pp.93-103.
- Capdevila, R. (1969); Tesis. Montpellier. 430 pp.

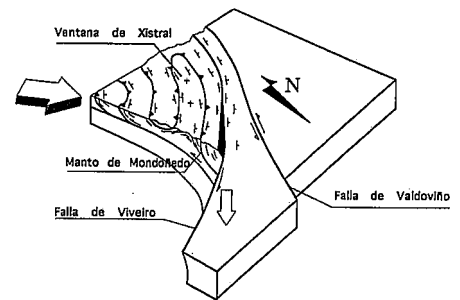


Fig. 4.- Bloque diagrama que muestra las relaciones entre el dominio del Manto de Mondoñedo y el de Olo de Sapo y su relación con las fallas de desgarre.

Fig. 4.- Block Diagram showing the relationships inter Mondoñedo nappe domain and the Olo de Sapo domain and her relation with strike-slip faults.

- Gonzalez Lodeiro, F., Hernández Hurroz, J., Klein, E., Martínez Catalán, J.R. y de Pablo Maciá, J.G. (1983) Mapa Geológico de España y Memoria. E.1:200.000, hoja nQ8 LUGO. Inst. Geol. Min. de España. Madrid.
- Iglesias Ponce de León, I. y Choukroune. (1980); Jour. Struc. Geol. v.2, pp.63-68.
- Julivert, M. y Arboleya, M.L. (1986); Jour. Struct. Geol. v.8, nQ 3/4: pp. 407-414.
- Marcos, A. (1973): « Las Series del Paleozoico inferior y la estructura herciana del Occidente de Asturias (NO de España)». Trab. Geol. 6,113 pp.
- Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastián, A., Arboleya, M.L. y Gil Ibarra, I. (1988); Am. Jour. Sc. vol. 288, Dec.1988. pp. 969-996
- Martínez, F.J., Carreras, J., Dietsch, C. y Arboleya, M.L. (1996) Jour. Struc. Geol. vol.18 pp. 61-73
- Martínez Catalán, J.R. (1981); Tesis doctoral. Univ. de Salamanca. 317pp
- Martínez Catalán, J.R., Gonzalez Lodeiro, F., Iglesias Ponce de León, I. y Díez Balda, M~A. (1977); Studia Geologica XII. pp. 109-122. Univ. de Salamanca
- Matte, Ph. (1968); extrait des Trav. Lab. de Geologie de la Faculté des Sciences de Grenoble. tome : pp.1-127
- Matte, Ph. (1991); Tectonophysics v.196 pp 309-337
- Perez Estaún, A.. (1978); Mem.Inst. Geol. Min. de España, nQ 92. pp 1-151.
- Perez Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991); Tectonophysics v.191 pp 243-253