



Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco Sur del Sinclinorio de Truchas (Ourense-León, NW de España)

New geological and cartographic data about the South limb of Truchas Synclinorium (Ourense-León, NW Spain)

BARROS LORENZO, J. C.

En el presente trabajo se recoge el estado actual de los conocimientos sobre el flanco Sur del Sinclinorio de Truchas, confirmándose la continuidad a grandes rasgos de las distintas unidades litoestratigráficas definidas por BARROS *et al.*, (1985).

Se propone así mismo, una definición formal de las unidades del Ordovícico Medio-Superior que afloran extensamente en la zona.

Por último se atribuye la forma actual de la macroestructura a la interferencia de pliegues de las fases D1 + D3 hercínicas. Tales pliegues varían notablemente en amplitud y longitud de onda desde las potentes formaciones cuarcíticas inferiores hacia arriba, amortiguándose en las formaciones pizarrosas suprayacentes.

Palabras clave: Estratigrafía, Ordovícico, Silúrico, Estructura, Orogenia Hercínica.

This paper deals with the state of art on the south limb of the Truchas synclinorium, and confirms in general the lateral continuity of the litostratigraphic units defined by BARROS *et al.*, (1985).

A formal definition of the medium and upper Ordovician unities —extensively outcropping in the zone— is proposed.

The shape of the macrostructure is due to the interference pattern of the D1 + D3 hercynian folds. These folds dump upwards, changing in wave amplitude and length from the thick lower quarcitic to the upper slaty formations.

Key words: Stratigraphy, Ordovician, Silurian, Structure, Hercynian Orogenic.

INTRODUCCION

El objetivo principal consiste en aportar una serie de datos geológicos y cartográficos, en gran medida inéditos, del flanco sur del Sinclinorio de Truchas, a la vez que se propone una división formal de las distintas unidades litoestratigráficas, actualmente sin definir, situadas sobre las «Capas de Transición» definidas por NOLLAU, (1966).

Las principales fuentes de información utilizadas, fueron varios estudios geológico-mineros de prospección de «pizarras para cubiertas» realizados o en curso para el ITGE, para otros organismos de la Administración y empresas privadas del Sector; trabajos de ámbito regional, entre los cuales merece resaltarse el de PEREZ ESTAUN, (1978) y las hojas escala 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional (MAGNA).

Los trabajos se han centrado fundamentalmente en el estudio litológico-estructural de las formaciones del Ordovícico Medio-Superior, procediéndose a la distinción de formaciones y miembros y a su descripción detallada por encima de las denominadas «Capas de Transición». Con menor detalle se describen el resto de la columna litoestratigráfica y otros aspectos (sedimentológicos, petrológicos, etc.).

La zona objeto de estudio se sitúa en las provincias de Ourense y León, abarcando parte de las hojas del M. T. N., escala 1:50.000, números 190 (O Barco de Valdeorras), 191 (Silván), 228 (Viana do Bolo) y extensiones mayores de las hojas 229 (La Baña) y 230 (Castrocontrigo), (Fig. 1). El límite septentrional corresponde al paralelo 42°20'04''5 desviándose ligeramente al ONO en la hoja de Silván. El meridional se sitúa aproximadamente en el nivel de cumbres de la Serra do Eixe (Ourense) y su prolongación hacia el Este en la Sierra de la Cabrera Baja (León-Zamora), el occidental en el río Riодolas (Ourense) y el oriental en el meridiano 6°18'.

El relieve es muy montañoso, correspondiendo los principales accidentes a las sierras

de la Cabrera, del Teleno y Do Eixe, con evidencias de morfología glaciar, retocada por la acción fluvial actual. Los cursos de agua más importantes son los ríos Casaio y Cabrera, de la cuenca del Sil, y el Eria, de la cuenca del Duero. Hay indicios de que uno de los afluentes del Cabrera (arroyo Caprada o Riocabo) es una captura reciente de la cabecera del Eria, situándose el codo de captura al SO de Corporales (León).

El área se sitúa en la Zona IV (Galicia Media - Tras os Montes) de MATTE, (1968) dentro de la Asturoccidental-Leonesa establecida por JULIVERT *et al.*, (1972) basada en la división de LOTZE, (1945) y concretamente al Dominio de Truchas (MARCOS, 1973 y PEREZ ESTAUN, 1978). Posteriormente MARTINEZ CATALAN, (1981) sitúa dicho Dominio en la Zona Centro-Ibérica, basándose en criterios estratigráficos. LOMBARDEO *et al.*, (1986) y LOMBARDEO & TOYOS (1987) correlacionan el dominio de Truchas y el extremo oriental del Sistema Central, dada la gran similitud litoestratigráfica de los materiales ordovícicos, e incluyen ambos dominios en la Zona Centro-Ibérica, opinión que comparto.

Estructuralmente se enclava en la macroestructura denominada Sinclinorio de Truchas, y cuyos límites son: por el Sur, el Anticlinorio del «Ollo de Sapo» (MATTE, 1968) (Sierras do Eixe y de la Cabrera baja); el cierre oriental del sinclinorio se sitúa cerca de Castrocontrigo, estando cubiertas las formaciones más antiguas por el Terciario de la Cuenca del Duero; el borde septentrional lo constituye el Anticlinorio del Teleno (Sierra de Teleno), mientras que el límite occidental, poco definido aún, se situaría en las proximidades de A Rua-Petín en la comarca de Valdeorras (Ourense).

De los estudios anteriores que incluyen total o parcialmente el sinclinorio de Truchas, destacan los de LLOPIS & FONBOTE, (1959), las tesis doctorales de MATTE (1968), CAPDEVILA (1969) y PEREZ-ESTAUN (1978), así como los trabajos más recientes de PEREZ-ESTAUN *et al.*, (1980),

PEREZ-ESTAUN & MARCOS (1981) y las publicaciones del ITGE en cartografía geológica infraestructural (plan MAGNA) (VELLANDO *et al.*, 1981a, 1981b, APALATEGUI *et al.*, 1981, ABRIL HURTADO *et al.*, 1982, GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1982, IGLESIAS PONCE DE LEON *et al.*, 1982) y en investigación geológico-minera, también del ITGE (BARROS *et al.*, 1985, inédito), o de la Dirección General de Minas (1987, inédito), la citada «Investigación de pizarras en el Sinclinal de Truchas. Orense-León», del ITGE actualmente en realización, y otros informes de investigaciones geológico-minera hechos para las empresas pizarreras.

ESTRATIGRAFIA

La investigación se ha centrado en las series pizarrosas del Ordovícico Medio-Superior, las cuales son intensamente explotadas no sólo en esta zona sino en otras del Macizo Hercínico (Portugal y Francia).

La subdivisión y nomenclatura de las unidades geológicas situadas por encima de las ortocuarzitas blancas del Arenigiense, en facies Cuarcita Armoricana, es actualmente algo confusa, ya que por una parte, se les ha aplicado, por similitud, nombres de unidades definidas incluso en otras zonas del Macizo Ibérico (como las Pizarras de Luarca), y por otra, algunos otros nombres que se han utilizado corresponden a unidades de litología lo suficientemente diferente a las que se describen en este trabajo, aunque situadas en posición estratigráfica similar, como para considerar incorrectos tales nombres (caso de la Formación Agüeira, definida originalmente en Asturias por MARCOS en 1973). Por tanto se propone una nueva definición formal (marcadas con *) en la descripción que sigue), respetando los nombres más antiguos o los ya establecidos por uso, que no lleven a error. Las coordenadas a las que se hace referencia a lo largo de la comunicación corresponden a la cuadrícula Lambert.

La sucesión litoestratigráfica

La sucesión estratigráfica de muro a techo es la siguiente:

— Porfiroide «Ollo de Sapo» (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1922) in COMBA, 1983).

— Pizarras de los Montes (RIEMER, 1963 in COMBA, 1983).

— Cuarcita Armoricana (ROUAULT, 1851 in COMBA, 1983).

— Capas de Transición (RIEMER, 1963 in COMBA, 1983).

— Formación Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882 in COMBA, 1983).

— Formación Casaio (*).

— Formación Rozadais (*).

— Formación Losadilla (*).

— Ampelitas y pizarras de Llagarinos.

— Depósitos Terciarios.

— Depósitos Cuaternarios.

Porfiroide «Ollo de Sapo»

Esta formación porfiroide aflora en una estructura anticlinal que se continua desde la costa lucense hasta la región de Sana-bria (Zamora), donde desaparece bajo los depósitos terciarios de la Meseta, aflorando de nuevo en el extremo oriental del Sistema Central, al NE de Madrid. En la zona, ocupa el borde meridional, constituyendo el muro de la sucesión litoestratigráfica.

Las primeras descripciones de la misma datan del siglo pasado, aunque los trabajos con cierto detalle corresponden a PARGA PONDAL, (1964) y CAPDEVILA, (1969). Atendiendo al tamaño de grano pueden distinguirse dos tramos: el inferior, u «Ollo de Sapo» de grano grueso (neis cuarzo-feldespático glandular) y otro superior, «Ollo de Sapo» de grano fino (neises microgranulares, diferenciables de los anteriores por la ausencia de megacristales).

Sobre el origen del «Ollo de Sapo» se

han dado distintas interpretaciones. En cuanto a su edad se trata de materiales anteordovícicos sin más precisiones.

Pizarras de los Montes (011)

Definida por RIEMER, (1963) como «Montes Schichten» esta unidad está compuesta por pizarras negras y grises, algunos niveles ampelíticos de poco espesor y por intercalaciones arenosas. En la base con frecuencia se encuentra un nivel cuarcítico o microconglomerático.

Sobre el carácter discordante de esta unidad, la mayoría de los autores se inclinan por la existencia de una discontinuidad más o menos clara, que obedece a la fase Sárdica. Para otros en cambio el paso de la unidad de las Pizarras de los Montes a la Formación del «Olló de Sapo» se produce sin ninguna discontinuidad apreciable.

Suele asignársele una edad Tremado-ciense por correlación con litologías similares en las que se han encontrado *Cruciana* (MATTE, 1968, PEREZ ESTAUN, 1978).

Cuarcita Armoricana (012)

Esta unidad litoestratigráfica, correlacionada por MATTE, (1968), con las cuarcitas del mismo nombre del Macizo Armoricano francés, está formada por cuarcitas blancas masivas y algunos niveles pizarrosos de poco espesor. Dado que presenta unas características muy homogéneas a lo largo de todo el Sinclinorio, se ha utilizado frecuentemente como «nivel guía» para el levantamiento cartográfico de la zona. Así mismo debido a la competencia de los materiales que la forman suele dar los relieves más importantes en las Sierras Do Eixe, Cabrera y Teleno.

Abundan en ella los icnofósiles, por lo cual algunos autores la han datado como Arenigiense.

Capas de Transición (013)

Constituye esta unidad (RIEMER, 1963, NOLLAU, 1966), el tránsito entre la Cuarcita Armoricana y las pizarras de Ordovícico Medio. Los límites son imprecisos, estableciéndose el inferior en el techo del último banco de cuarcita masiva de la formación intrayacente (Cuarcita Armoricana); hacia muro la serie es más detrítica aumentando proporcionalmente las cuarcitas y areniscas en relación a las pizarras. Hacia el techo de la unidad, estos términos se invierten y suelen presentarse niveles ferruginosos intercalados, cuarcitas verdosas por alteración y ocasionalmente niveles vulcanosedimentarios (Alto das Chas, x:344 y :861, La Baña, 229) y carbonatados («El Reñidero», x:383 y :852 Castrocontrigo, 230). El límite superior se sitúa en el techo del último paquete de cuarcita de espesor métrico, el cual constituye el techo de la unidad descrita.

Al igual que la Cuarcita Armoricana, esta unidad suele ser rica en icnofósiles. PEREZ ESTAUN, (1975) cita la presencia de graptolitos que indican al menos una edad Arenigiense, siendo su techo probablemente del Llanvirniense inferior GUTIERREZ MARCO *et al.*, (1988).

Formación Pizarras de Luarca

Símbolo: 02.

Nombre y justificación: Se ha respetado el nombre dado por BARROIS (1882) a esta formación, por la tradición que dicha denominación tiene en el Macizo Ibérico.

Sinónimo: Cabrera-Schichten PLOGMANN, (1973).

Sección tipo: En la pista que desde la localidad de Casaio conduce a las canteras de pizarra denominadas «Morreau», situadas al Oeste.

Coordenadas (hoja 191, Silván). Muro (x:341.600 y:864.800), techo (x:341.400 y:864.500). El levantamiento de la columna tipo se ha realizado en la sección tipo (Fig. 2,B) y, parcialmente, en aquellos lu-

gares próximos que reúnen condiciones de afloramiento excepcionales: canteras del «Castañeiro» (x:340.800 y:867.300) (Fig. 2,A), canteras de «Pena» (x:343.500 y:863.500)



Foto 1. Vista parcial del «Castañeiro» (Ourense), en donde se explota la parte media-baja de la Formación Pizarras de Luarca. En frente el Norte.

Límites: El inferior se sitúa en el techo de las últimas cuarcitas de las Capas de Transición y el superior en el muro de una serie alternante, formada por capas de espesor decimétrico de areniscas y pizarras incluidas en la formación suprayacente (F. Casaió).

Litología: La formación está constituida por una monótona sucesión de pizarras negras y grises con esporádicas laminaciones arenosas centimétricas o decimétricas, más abundantes en su parte media y baja (siendo estos niveles los únicos en los que puede distinguirse a simple vista la estratificación), con tamaño de grano medio a fino y fre-

cuentes sulfuros metálicos (pirita, pirrotina) de formas y tamaños muy variados. Frecuentemente hacia techo y ocasionalmente a muro (Fig. 2, C) se encuentran niveles vulcano-sedimentarios de potencia variable (algunos metros), que constituyen un buen nivel guía local.

La columna tipo, de muro a techo, es la siguiente: La parte baja de la formación está constituido por pizarras muy arenosas y algunas areniscas en capas muy delgadas, lo cual parece indicar un tránsito gradual a las infrayacentes Capas de Transición. A continuación, 20-30 m de pizarras gris oscuro de grano muy fino (Nivel explotado en la cantera «Ardemouro», x:340.800 y 866.400).

Le siguen unos 20-25 m de pizarras con abundantes laminaciones arenosas centimétricas, que suelen dar resalte en la topografía debido a su composición detrítica más gruesa, lo cual facilita su seguimiento cartográfico. Encima, yace un conjunto de capas alternantes de pizarras grises u oscuras con escasas laminaciones arenosas milimétricas o centimétricas y pizarras muy oscuras con abundantes sulfuros metálicos (estas capas constituyen los niveles inferiores del «Castañeiro»), con un espesor total de unos 75 m. Sobre ellas se sitúa un nivel (de menos de 10 m de potencia) de pizarras grises muy silíceas con cubos de pirita (nivel superior de «Lombeiro» en las canteras del «Castañeiro», considerado como nivel guía dentro de la formación pizarrosa, el cual permite, localmente, establecer una subdivisión de la formación en dos miembros como se comentará más adelante. Encima del citado nivel, se encuentran unos 70 m de pizarras muy oscuras, con abundantes sulfuros metálicos. Hacia techo estas pizarras alternan con pizarras grises, pizarras con laminaciones arenosas, niveles delgados de areniscas ferruginosas y niveles vulcano-sedimentarios (NVS). Estos últimos son conglomerados polimícticos, compuestos por glándulas de cuarzo (frecuentemente azulados) y fragmentos de roca, englobados en una matriz microgranuda o filitosa, cuyos componentes principales son cuarzo, clorita y moscovita. Los NVS son utilizados como nivel guía en el sector occidental de la región estudiada, ya que separan formaciones muy distintas litológicamente.

En los lugares en los que el plegamiento no enmascara la potencia real, esta se estimó en torno a los 200 m.

Por último, conviene resaltar que las diferenciaciones entre los miembros pizarrosos descritos más arriba son, casi siempre, muy sutiles, basándose en criterios tales como el tamaño de grano de la pizarra, su color, contenido en sulfuros metálicos y otros, que si bien inciden en la explotabilidad de la roca, son a veces difíciles de discernir.

Subdivisiones: Se propone la división de la Formación Pizarras de Luarca en dos Miembros, restringida en principio, a la zona más occidental de la región (Fig. 2, A, B y C).

* Miembro Inferior: Su muro coincide con el de la formación mientras que el límite superior se sitúa en el techo del nivel de pizarras silíceas grises (nivel superior de Lombeiro).

* Miembro Superior: El límite inferior es el techo del nivel de Lombeiro y el límite superior es el techo de la Formación Pizarras de Luarca.

Aspectos regionales: La característica regional más sobresaliente de la formación Pizarras de Luarca es su homogeneidad litológica: En general, la formación puede describirse como pizarras con esporádicas intercalaciones arenosas milimétricas o centimétricas, siendo estas las únicas en las que puede apreciarse la estratificación. Las variaciones litológicas laterales son muy sutiles, predominando los aspectos comunes. Estos son:

* Suelen presentar a techo delgadas capas ferruginosas, utilizándose estos como criterio de separación con la formación superior, en aquellos casos donde las litologías no están contrastadas (tránsito gradual) (p.e. «El Sierro», (x: 377.500 y:864.700, hoja de Castrocontrigo, 229; Fig. 2,H).

* Generalmente suele existir hacia su parte media un tramo detrítico más grueso compuesto por pizarras con laminaciones y alguna arenisca muy delgada, lo cual sugiere que la subdivisión de la unidad en dos miembros se extiende, regionalmente, más allá del sector occidental donde inicialmente se ha definido.

* El tránsito hacia la unidad inferior, aunque gradual, es rápido efectuándose frecuentemente por unos pocos metros de pizarras arenosas y algunos lentejones delgados de areniscas.

* Esporadicamente se han encontrado

lentejones de calizas negras muy delgados (espesor decimétrico). (Cantera de «Liarellos», carretera de Casaio a Sobradelo x:342.400 y:866.888, hoja 191, Silván).

* Los niveles vulcano-sedimentarios intercalados en la formación están ampliamente representados en el flanco meridional del Sinclinorio de Truchas.

— Ocupan una posición muy determinada (a techo de la formación) en los sectores occidental y central, generalmente en capas de poco espesor (Fig. 2, A, B y C).

— En los sectores central y oriental, en

el área comprendida entre la localidad de Santa Eulalia de Cabrera (x:363 y 854, La Baña, 229) (Fig. 2, F) y las cercanías el monte («El Cabezo» (x:380.500 y:863.700, Castrocontrigo, 230) (Fig. 2, G) los NVS son más potentes, dando grandes afloramientos frecuentemente plegados (Alto «Cabezo» x:366 y:852, La Baña, 229), área de Truchillas-Valdavidio-Cunas y el citado monte «El Cabezo») (Fig. 2, H) acuñándose progresivamente dichos niveles hacia el flanco norte del Sinclinorio. La posición estratigráfica de los NVS es muy similar a la de la zona occidental o ligeramente inferior.

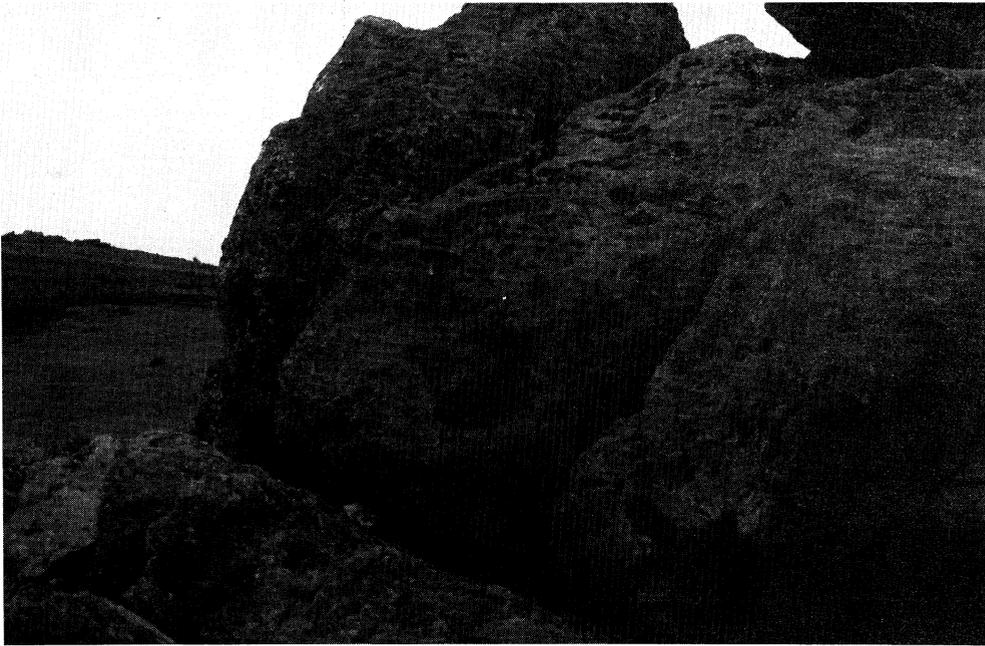


Foto 2. Metavulcanitas pertenecientes a la Formación Pizarras de Luarca, al NE de Quintanilla de Yuso (León).

* Ocasionalmente hacia la base se han encontrado NVS (x:343.500 y:861.200, La Baña, 229) (Fig. 2, C), (x:378.300 y:859.300), Castrocontrigo, 230), aunque esta circunstancia no puede extrapolarse rigurosamente al resto de la zona.

* En el sector centrorientales e íntimamente asociados a los niveles volcánicos se encuentran niveles detríticos formados por

pizarras arenosas grises y areniscas delgadas, que debido a su mayor competencia, dan resalte topográfico (Fig. 2, H). Dichos niveles tienen en este sector el rango de miembro (Miembro Superior), diferenciándose claramente del Miembro Inferior constituido por pizarras silíceas oscuras. En las proximidades de los arroyos Prados y Pequeño (x:378 y:856, Castrocontrigo, 230) el Miem-

bro Superior está constituido por pizarras arenosas con nódulos también arenosos y algunas areniscas en capas delgadas, no habiéndose encontrado los NVS. Los niveles detríticos, tienen abundante fauna, habiendo sido determinada por GUTIERREZ MARCO *et al.*, (1988).

* El contenido en sulfuros metálicos suele ser alto en toda la formación, aunque presenta variaciones laterales y verticales importantes. Hacia la base suele ser frecuente la presencia de pirita en cubos bien cristalizados de arista centimétrica, salvo en el sector que va desde el alto de «Cabezo» (x:366 y:852) hacia el Este, hasta Villar del Monte (x: 282 y:851) donde no se presentan. Al Norte de esta última localidad aparecen de nuevo, persistiendo a lo largo de todo el borde nororiental (Fig. 2,C, D y H) (ambas referencias geográficas pertenecen a la hoja de Castrocontrigo, 230).

Fósiles: La bibliografía cita numerosos hallazgos de fauna (graptolitos, bivalvos, branquiópodos, restos de trilobites, etc.) GUTIERREZ MARCO *et al.*, (1988) indican una edad Llanvirniense para esta formación.

Es frecuente la presencia de fauna a techo de la formación (cantera de «Santa Ana» x:341 y:868, las ya citadas canteras del área de «Pena» ambas situadas en la hoja de Silván, 191), (x:339.900 y:863.600) (x:364 y:855.500) hoja de La Baña (229), etc. En las canteras de «Castañeiro» donde existen buenos afloramientos, se reconocen yacimientos fosilíferos en distintas partes de la formación (Fig. 2,A). También merece destacarse los yacimientos localizados en el nivel más detrítico (pizarras arenosas), situados en la pista que desde Cunas conduce a una cantera de pizarra (x:378.500 y:856, Castrocontrigo, 230) al Norte de dicha localidad (Fig. 2,H).

Correlación Biostratigráfica: Esta formación puede correlacionarse con las formacio-

nes «Cabrera-Schichten + Vulcanite und Oolithisches Eisenerz» de PLOGMANN, (1973) y con el Miembro inferior de las Pizarras de Prádena (s. str.) del borde oriental del Sistema Central (FERNANDEZ CASALS *et al.*, 1985).

Formación Casaio

Símbolo: 031.

Nombre y justificación: Denominación procedente de la población de Casaio, núcleo de importantes explotaciones de pizarra (x:343.500 y:864.200, hoja de Silván, 191), y cercana a la sección tipo.

Sinónimos: Miembro Inferior de la Formación Agüeira (PEREZ-ESTAUN, 1978, PEREZ-ESTAUN & MARCOS, 1981 y BARRROS *et al.*, 1985).

Sección tipo: Pueden designarse varias, aunque la mayor parte de ellas incompletas limitándose, al tramo bajo. En otros casos, aún presentándose completa, se encuentra en lugares poco accesibles o bien está muy replegada. Por todo ello se ha elegido como sección la situada en la denominada localmente «Pista de los Alemanes», al sur de la población de Lardeira, entre el arroyo Liarellos, que se dirige de N a S, hasta el cerro Da Vexiga; aunque es conveniente señalar que los mejores afloramientos se encuentran en los frentes de las canteras, próximas a la citada pista.

Coordenadas y situación de la hoja: La sección se ha levantado desde el arroyo Liarellos (muro) (x:342.700 y:867.300) al cerro Da Vexiga (x:342.500 y:866.500) (techo) correspondientes a la hoja de Silván, 191).

Límites: El inferior es el techo de las interfrayacentes Pizarras de Luarca, el superior, es el techo de los bancos de cuarcitas masivas que forman el tramo alto de la formación.

Litología: Esta formación se caracteriza por sus litologías detríticas gruesas, mucho más abundantes que en las formaciones infra y suprayacentes, estando formada por una serie arenoso-cuarcítica con niveles pizarrosos intercalados (Fig. 2,A). Comienza con unos 20 m de una alternancia decimétrica de areniscas y pizarras que hacia techo se convierte en un paquete cuarcítico más masivo. Encima yace un tramo pizarroso compuesto por unos 15 m de pizarras grises de grano medio y unos 20 m de pizarras con laminaciones arenosas centimétricas o decimétricas. Sobre ellas, un paquete de cuarcita de unos 7 m («Cuarcita de Los Molinos»), encima unos 20 m de pizarras grises, limolitas y limolitas muy arenosas, y por último un tramo de los 15-20 m compuesto por areniscas, cuarcitas, pizarras con laminaciones y algún nivel pizarroso delgado. El espesor total de la Formación Casaio está por tanto en torno a los 100 m. Como estructuras sedimentarias más destacadas se observan «slumps», granoclasificación, laminación paralela y cruzada, etc.

Aspectos regionales:

* En el sector occidental, en los valles de los ríos Riодolas y Valborrás, las series locales levantadas se ajustan bastante bien a las descritas, existiendo algún problema puntual en el momento de establecer el límite con la formación suprayacente, debido a la similitud litológica de ambas; tal es el caso del límite entre 031 y 032, al Norte de Casaio, en la pista de Los Alemanes (x:344 y:885, hoja de Silván, 191). En otros sin embargo, el límite superior queda bien definido, por el contraste litológico entre ambas formaciones (el techo de 031 lo forman un paquete de cuarcitas masivas mientras que la base de 032 son unas pizarras oscuras con laminaciones arenosas, proximidades de la ermita nueva de San Gil (x:345.500 y:863.300, La Baña, 229) (Fig. 2,D, F, G y H).

* Hacia techo de la formación se en-

cuentran ocasionalmente lentejones calcáreos de poco espesor: carretera de Sobradelo a Casaio en las proximidades del Trigal (x:340.400 y:868.800, Silván, 191), en las cercanías de la ermita nueva de San Gil (x:345.300 y:863, La Baña, 229) (Fig. 2,A), en los que se encuentra fauna. GUTIERREZ MARCO *et al.*, (1988), citan la presencia de cistideos y conodontos de edad probablemente Ashgiliense sin otra precisión.

* La diferenciación de la formación en tres tramos, que en la zona occidental pueden tener el rango de miembros, no se conserva hacia el Este (sectores central y oriental), dado que puede faltar alguno de ellos o presentar facies distintas. La potencia de la formación, en dichos sectores, queda reducida a unos 50-60 m (Fig. 2,D, F, G y H).

Fósiles: Como se viene a indicar, los únicos restos fósiles corresponden a los suministrados por los lentejones calcáreos situados hacia techo de la formación.

Correlación bioestratigráfica: Los cistideos y crinoides encontrados en los bancos calcáreos, son comparables a los de las calizas del Ashgill (Cautleyense-Rawteyense) de otras áreas del Macizo Ibérico (GUTIERREZ-MARCO *et al.*, 1988).

Formación Rozadais

Símbolo: 032.

Nombre y justificación: Denominación que proviene del parage de Rozadais, en donde se encuentran dos conocidas canteras de pizarra (x:346 y:862.500, La Baña, 229) las cuales explotan la parte baja de la formación.

Sinónimo: Miembro Medio + parte baja del Miembro Superior de la Formación Agüeira de PEREZ ESTAUN *et al.*, (1980), BARROS *et al.*, (1985).

Secciones tipo, coordenadas y hoja topográfica: Debido al intenso replegamiento, no se han encontrado secciones en los que la estructura general permita, con fiabilidad, el levantamiento de la columna litoestratigráfica continua, confeccionándose esta mediante pequeñas columnas locales. La sección elegida está situada en las pistas de acceso a las canteras más occidentales de «La Baña» (León); el muro (x:347.300 y:859.700) muy próximo al arroyo Rabiceira y continuando hacia el S hasta (x:347.600 y:858.500) para desde allí dirigirse hacia el NNE («El Sextil») hasta (x:349.200 y:861) en la carretera que comunica Casaio con La Baña, en el cual se sitúa el techo (Fig. 2,D). Todas las coordenadas pertenecen a la hoja de La Baña, 229.

Límites: El inferior se sitúa en el techo del último paquete cuarcítico de 031; el superior en la base de las pizarras con laminaciones, o bien en la base del banco de arenisca inferior perteneciente a la formación suprayacente.

Litología de las secciones tipo: Debuta la formación con unos 15-20 m de pizarras gris oscuro con abundantes laminaciones arenosas de espesor milimétrico a centimétrico y sulfuros metálicos (piritas de algunos milímetros de arista); este tramo constituye el tránsito con la formación inferior, mucho más cuarcítica. Encima se disponen unos 40 m de pizarras negras y gris oscuro, de grano fino, con algunas laminaciones arenosas milimétricas, más abundantes hacia techo y escasos sulfuros metálicos (Canteras de «Os Foyos», x:347.00 y:860.400, y de «La Baña», x:348 y:857.500, x:348.700 y:856.600). A continuación un paquete de 5-8 m de potencia, de cuarcitas grises o blancas en bancos de espesor decimétrico a métrico («Cuarcita de Os Foyos»). Encima un tramo de unos 5 m de pizarras con laminaciones arenosas centimétricas abundantes. Sobre el, yacen 20 m de pizarras limolíticas con algunos cantos de caliza o de are-

nisca y abundantes sulfuros metálicos (pirita de hasta 1 cm de arista). A continuación 25-30 m de pizarras grises, de grano medio a grueso, con lentejones arenosos de espesor centimétrico (más abundantes en su parte media-baja) y algunos sulfuros metálicos (pirita de 2-4 mm de arista); ocasionalmente presenta lentejones calcáreos de varios metros de longitud. Estas pizarras suelen dar resalte topográfico, en contraste con las litologías adyacentes, que producen zonas deprimidas.

Sobre ellas se sitúa un tramo de diamec-titas, formado por pizarras limolíticas grises o azuladas, con frecuentes cantos calcáreos, más abundantes hacia la base de varios centímetros de diámetro, y sulfuros metálicos (piritas bien cristalizadas). En roca alterada el color se torna pardo o amarillento, y las pizarras son blandas y deleznales presentando abundantes oquedades. A continuación pizarras grises de grano medio a grueso, con algunos lentejones arenosos de espesor centimétrico, muy similares a las descritas con anterioridad. Sobre estas, de nuevo pizarras limolíticas con abundantes cantos calcáreos, desapareciendo progresivamente hacia techo. El límite superior de la formación se sitúa en la base de las pizarras con laminaciones de la formación suprayacente. El espesor total calculado del tramo diamec-títico es de unos 70-80 m aproximadamente. La potencia total de la formación se estima en, aproximadamente, unos 200 m, teniendo en cuenta que se trata de una formación esencialmente pizarrosa en la que resulta difícil apreciar la estratificación y que además se encuentra muy plegada.

Aspectos regionales: De las formaciones descritas hasta ahora, es la que presenta variaciones más acusadas de unos lugares a otros en ocasiones muy bruscas. Como ejemplo de ello a continuación se describen una serie de observaciones puntuales que lo corroboran:

— Hacia la base se sitúa un nivel relativamente potente (varias decenas de metros)



Foto 3. Aspecto de las diamectitas pertenecientes a la Formación Rozadais, al NO de «Os Foyos» (Ourense). Las oquedades que se observan obedecen a la disolución de los cantos calcáreos.

de pizarras oscuras de grano fino, con lineación de intersección y pirritas en cubos de algunos mm de arista, (canteras de Rozadais x:862.500 y:346, La Baña, 229); hacia el NO por encima de la pista de los Alemanes desde (x:864.500 y:345) hacia (x:866.500 y:342.500), sin embargo no se localiza tal nivel, encontrándose hacia la base pizarras de grano medio con nódulos cuarcíticos de dimensiones métricas).

— En el paraje denominado Rabiceira (x:859.500 y:347.500, La Baña, 229) se localizan unos lentejones calcáreos grises muy delgados, con una continuidad lateral de algunos metros, hecho que también ocurre en el punto (x:364.500 y:855.300, La Baña, 229) próximo al Refugio del Rey, en una posición litostratigráfica similar o ligeramente más baja. Sin embargo tal litología no se ha encontrado en ningún otro punto de la zona estudiada.

— La Cuarcita de Os Foyos, citada ante-

riormente, tiene una notable continuidad lateral hacia la parte oriental del sinclinorio. Sin embargo hacia el Oeste (x:347.800 y:861.200, La Baña, 229) se acuña en unas decenas de metros.

— El hecho más relevante que confirma el carácter variable de esta formación se observa en el Camino Real de Silván, (Fig. 2,E), donde las pizarras con delgados lentejones arenosos de unos 20-25 m de espesor intercaladas entre diamectitas y limolitas con cubos de pirita bien cristalizados, pasan bruscamente hacia el N a cuarcitas en bancos métricos, de espesor similar, conservándose sin embargo las diamectitas y limolitas. Y ello sin que se observen estructuras tectónicas que pudiesen explicar el brusco contraste litológico, estructuras que de existir quedarían reflejadas en la formación suprayacente 033, cosa que no ocurre.

— Hacia el Norte, fuera ya de la zona de estudio, el potente tramo diamectítico,

ubicuo en la rama sur del sinclinorio, parece desaparecer paulatinamente por disminución del tamaño de los cantos y del número de ellos. El límite septentrional de este tramo es aproximadamente la línea que va al Norte de las canteras de «Pisco» y «Domedelo» (x:334.300 y:869), la localidad de Vilaquinta (x:337 y:869.800) (ambas referencias pertenecientes a la hoja del Barco, n.º 190), «Campo das Arcas» (x:346 y:868.300), SO de Sotillo de Cabrera (x:350 y:869.600), NE de Odollo (x:361.700 y:865.500) (situadas todas ellas en la hoja de Silván, 191), NE de Noceda-Alto Caprada (x:368 y:865, Lucillo, 192).

Fósiles: La única fauna encontrada hasta el momento corresponde a restos muy recristalizados de crinoideos incluidos en los cantos calcáreos de las diamectitas, en la zona de Campo Romo-Vianzola (x:349.200 y:862, La Baña, 229) entre otras.

Formación Losadilla

Símbolo: 033

Nombre y justificación: Denominación que procede de la localidad del mismo nombre, situada al Norte del cauce del río Cabrera (x:358 y:855, La Baña, 229). Se trata de una unidad litoestratigráfica muy homogénea, claramente diferenciable, y con unos límites netos. Esta formación suele dar resalte en la topografía, por lo que se ha usado como nivel guía.

Sinónimos: La Formación Losadilla es correlacionable con la parte media y alta del Miembro Superior de la Formación Agüeira (PEREZ-ESTAUN *et al.*, 1980, BARROS *et al.*, 1985), en ambos casos por encima de la última capa de diamectitas.

Sección Tipo: Existen varias, aunque la más accesible es la del Camino Real, al NO de La Baña (Fig. 2,E). Se pueden levantar

columnas detalladas parciales en algunos frentes de cantera (x:357.400 y:860; x:352.700 y:859.500, La Baña, 229).

Coordenadas y hoja topográfica 1:50.000: (muro x:353.300 y:856, techo x:353.400 y 856.200, La Baña, 229).

Límites: El inferior, lo constituye el techo de las diamectitas de 032, y el superior, la base de las pizarras ampelíticas con laminaciones arenosas milimétricas del Llagarinos, que se describen más adelante.

Litología: La formación Losadilla está constituida por un conjunto muy monótono de pizarras con laminaciones arenosas de espesor centimétrico o a lo sumo decimétrico, muy características. Su potencia es de uno 150 m.

Aspectos regionales: Como se citó anteriormente es una unidad litoestratigráfica muy homogénea, en la zona estudiada, pudiendo presentar ocasionalmente niveles areníticos de orden métrico en la base (x:350.400 y:861.200) y areníticos o cuarcíticos hacia el techo (x:361.600 y:860.600), (x:361.500 y:856), todos ellos en la hoja de La Baña (229). Sin embargo al NO, fuera ya de la zona investigada, esta formación tiene un carácter detrítico más grueso, abundando los bancos de areniscas y cuarcitas de espesor decimétrico a métrico, como puede observarse en la carretera de Sobradelo (x:334.600 y:872.600) a Santa María de Robledo (x:335.300 y:870), en la hoja del Barco de Valdeorras, 190.

Fósiles: No se han hallado.

Ampelitas y pizarras de Llagarinos

Símbolo: S.

Nombre y justificación: Deriva del Monte de Llagarinos lugar en el que PEREZ

ESTAUN (1978) describe por primera vez, materiales silúricos en el centro del Sinclinorio de Truchas. En el transcurso de la investigación que está realizando el ITGE, el autor descubrió al NO de La Baña, un nuevo yacimiento fosilífero con fauna de graptolitos en litologías muy similares (pizarras ampelíticas) a las descritas allí, por lo cual se ha adoptado ese nombre.

Sinónimos: Silúrico s.str (PEREZ ESTAUN, 1978), «Castrohinojo Schichten + Llagarino Schichten» (PLOGMANN, 1973).

Sección tipo: La más accesible es la del Camino Real de La Baña a Silván (Fig. 2.E). También puede mencionarse el corte de la pista que partiendo de la población de Losadilla (x:358 y:855) y dirigiéndose hacia el norte, conduce a la cantera de pizarra de Forná (x:356.600 y:860). Todas las coordenadas están referidas a la hoja de La Baña, 229.

Coordenadas y hoja escala 1:50.000: (x:353.400 y:856.200 a x:354 y:859, en el Camino Real de Silván, La Baña (229).

Límites: El inferior es el muro de las pizarras ampelíticas fosilíferas típicas de esta formación, o en su defecto el de unas pizarras oscuras con porfiroblastos. El límite superior queda indeterminado al estar erosionado (por lo cual no se ha propuesto su definición formal como formación), constituyendo los materiales paleozoicos más recientes de los aflorantes en el sinclinorio.

Litología: La parte baja está formada por menos de 15 m de pizarras ampelíticas silíceas con laminaciones arenosas milimétricas, sobre ellas yacen limolitas arenosas grises, monótonas, algunos lentejones arenosos poco potentes y niveles de pizarras oscuras de grano fino, de algunos metros de espesor. La potencia visible es de al menos 100 m.

Aspectos regionales: No siempre se han encontrado a muro las ampelitas, pudiendo aparecer en su lugar pizarras oscuras con porfiroblastos de tamaño inferior a 1 mm y aspecto microgranudo, y con nódulos de cuarcita oscura centimétricos, muy aplastados (x:358 y:856; x:354.200 y:856, La Baña, 229). Aparentemente, las ampelitas y pizarras del Llagarino se muestran concordantes con la formación inferior, aunque regionalmente se admite la existencia de una discordancia cartográfica, más importante hacia el N en el dominio del Caurel (Sinclinal de Peñalba) (MARTINEZ CATALAN, 1981).

Fósiles: El nuevo yacimiento encontrado ha proporcionado fauna, de *Cystograptus vesiculosus*, entre otros, (GUTIERREZ MARCO, J. C., comunicación personal que permiten asignar una edad Llandoveriense inferior a la base de la formación.

Correlación Biostratigráfica: Las capas ampelíticas situadas a muro solo son correlacionables con las de la localidad de Jagoaza, al norte del Barco de Valdeorras (RIEMER, 1966), PEREZ ESTAUN, 1978, etc.) asignan a los materiales silúricos edades más modernas, en zonas próximas a la estudiada.

Depósitos Terciarios

Son depósitos conglomeráticos, compuestos por cantos subredondeados de cuarcitas, areniscas y pizarras englobados en una matriz arcillo-arenosa de un llamativo color rojizo. Fosilizan relieves anteriores, siendo más abundantes cuando más al Este. Allí constituyen las facies de borde de la cuenca del Duero, quedando restos aislados debido a la acción erosiva de los ríos. La edad de estos sedimentos resulta problemática al no haberse encontrado fósiles, asignándoles una edad Neógeno sin otra precisión (MATAS, 1982).

Depósitos Cuaternarios

Existe gran variedad, correspondiendo tanto a depósitos glaciares o periglaciares como fluviales, de poco espesor pero muy extensos, que dificultan en gran medida la observación directa del sustrato.

ESTRUCTURAS

Se citan movimientos tectónicos anteriores a la Orogenia Hercínica (principal responsable de la mayoría de las estructuras observables). La Fase Sárdica habría producido una discordancia entre el porfirioide del «Ollo de Sapo» y los materiales del Ordovícico Inferior (Pizarras de los Montes), aceptada por la mayoría de los autores para la Zona Centro-Ibérica (LOTZE, 1956 a, PARGA PONDAL *et al.*, 1964, CAPDEVILLA, 1965, SOERS, 1972, JULIVERT *et al.*, 1974, GONZALEZ LODEIRO, 1980). Existe gran polémica sobre la importancia de otras fases anteriores a la Hercínica, aunque estas podrían explicar el vulcanismo ordovícico, muy importante en la zona de Truchas, los acusados cambios laterales de facies en los materiales del Ordovícico Medio y Superior, así como la presencia de un Silúrico discordante cartográficamente a escala regional.

La deformación Hercínica es una etapa comprensiva polifásica acompañada de metamorfismo regional y granitizaciones. Fue descrita por (MATTE, 1968) y posteriormente modificada por (MARCOS, 1971, 1973) el cual define tres fases principales de deformación.

* Primera Fase (D1): es la que más desarrollo alcanza en la zona estudiada, produciendo estructuras observables a todas las escalas. Las macroestructuras más importantes son: los anticlinorios del «Ollo de Sapo» y del Teleno y el Sinclinorio de Truchas, aunque todas ellas parecen ser el resultado de la interferencia de D1 + D2 (Fig. 3, V-V'). Genera asimismo la mayoría de los

pliegues observados en campo, acompañados por una foliación de plano axial (Sp), muy penetrativa en las series pelíticas (Slaty-cleavage) y mal desarrollada en litologías arenoso-cuarcíticas (rough-cleavage), produciéndose en estas, fenómenos de refracción y formación de abanicos en las zonas de charnela en capas de cierto espesor. La (Sp) presenta una dirección muy constante SE-NO, con buzamientos entre 20-40° al SO en el sector más meridional, verticalizándose progresivamente hacia el Norte y NE (rama norte del Sinclinorio de Truchas).

* Segunda Fase (D2): Origina cabalgamientos como estructuras mayores y una serie de estructuras menores acompañantes (foliación espaciada de crenulación, micropliegues, pliegues en «vaina» de ejes curvos, etc.). No se han reconocido estructuras en el área asignables a esta fase.

* Tercera Fase (D3) (Fase II de MATTE): Macroestructuralmente genera pliegues de gran radio de curvatura, detectables por las variaciones que presenta la esquistosidad principal. Como estructuras menores asociadas a D3 se forman pliegues que van de cilíndricos a los de tipo kind-band y chevron y la generación de una foliación espaciada de crenulación (Sc). Ambas estructuras se presentan retrovergentes con respecto a la Sp.

En el borde SO de la zona estudiada, en la unidad de Pizarras de los Montes, se manifiesta claramente una foliación de crenulación muy intensa (en ocasiones es la foliación principal de campo) subvertical, o buzando al S, homoaxial con la primera fase y que genera pliegues tipo kind-band, chevron y fenómenos de transposición (Fig. 3, II-II') IGLESIAS PONCE DE LEON *et al.*, (1982) en la hoja de Viana do Bolo (229) asocian estas estructuras con la D3.

En bastante lugares se ha observado una crenulación, o foliación de crenulación cuyas pautas no coinciden con las descritas. Su dirección es aproximadamente NE-SO, y buza al NO de 30 a 50°. Esta orientación no



Foto n.º 4. Pliegues de D1 en cuarcitas y pizarras de la parte media-baja de la Formación Rozadais. Canteras de «La Baña» (León). Norte a la izquierda.



Foto n.º 5. Refracción de la esquistosidad, dispuesta en abanico, debido al contraste litológico entre cuarcita y pizarra. Cantera de Robledo de Losada (León). Norte a la izq.



Foto n.º 6. Foliación espaciada de crenulación atribuida a D3, inclinada hacia el Norte (a la derecha), en diaclasas de la Formación Rozadais al Sur de Odollo (León).

coincide con las estructuras de D3; es más, en algunos puntos se observa que esta foliación junto con la atribuida a D3, sin apreciarse claramente en campo la relación temporal entre ambas.

Además de las tres fases de deformación anteriormente citadas MARCOS, (1973) describe unos pliegues transversales a la dirección general de las estructuras y sistemas de fallas y fracturación normales o de desgarre asociados a deformaciones tardías.

La estructura general de la zona, visible en el cierre periclinal del Sinclinorio de Truchas, parece indicar que la macroestructura es el resultado de la interferencia de D1 + D3 (Fig. 3); así la envolvente de los pliegues de D1 en el borde meridional está inclinado al NNE unos 10-15°, incurvándose progresivamente al SSO hacia el Norte (Anticlinorio del Teleno). Parece deducirse de la cartografía realizada, un ángulo muy abierto hacia el techo de la serie descrita (Formación Losa-

dilla), lo que contrasta con los pliegues de tipo concéntrico o similar, más cerrados, de las formaciones inferiores (Fig. 3, II-II' y III-III'). Un fenómeno similar a este fue descrito por GONZALEZ-LODEIRO, (1981) en el extremo oriental del Sistema Central español, en litologías y formaciones correlacionables con la del Sinclinorio de Truchas. Este fenómeno de amortiguamiento de los pliegues se da también en mesoescala, estando las capas cuarcíticas plegadas habitualmente con una longitud de onda menor y amplitud mayor, que los pliegues que se desarrollaron en las formaciones pizarrosa adyacentes. Este comportamiento mecánico diferencial de las distintas litologías en relación al plegamiento se observa claramente en el límite entre 013-02, prácticamente horizontal (nuevo acceso a la localidad de Rioldolas, (x:340.300 y:866) en relación a las cuarcitas masivas pertenecientes a 012, más replegadas (anticlinal de Rioldolas,

x:340.500 y:865.700); o también el replegamiento de la denominada Cuarcita de Los Molinos en contraste con los niveles pizarrosos de 031 (frente de la cantera de «Los Molinos», x:343 y:866.700) (ambas referencias pertenecen a la hoja de Silván, 191).

Las medidas efectuadas en las lineaciones producidas durante la D1 (fundamentalmente lineación de intersección So/Sp y en menor cuantía en nódulos aplastados, boudins, etc.) subparalelos a los ejes de los pliegues, indican una dirección muy constante SE-NO en toda la zona, con un ángulo de inmersión de uno 10-15° hacia el SE en la mitad occidental, produciéndose un cambio en sentido contrario y en igual cuantía (10-15° al NO) en la mitad oriental. Esta circunstancia posibilita el cierre periclinal del sinclinorio hacia el Este (Fig. 1 y 2).

Respecto al sistema de fracturas posterior, se han encontrado tres familias principales de fallas y uno de diaclasas.

* Familia de dirección aproximada N-S y planos subverticales, con un componente importante de desgarre (p. e. Falla de Santa Eulalia (x:361.800 y:851.500), falla de La Baña (x:354 y:856) ambas en la hoja de La Baña (229).

* Familia de dirección NO-SE y planos inclinados al SO unos 40-50°, con funcionamiento de falla normal. Como ejemplo merece resaltarse la falla situada al NO de Riodolas (x:340 y:866) Silván (191), con un salto estimado de unos 250-300 m y que pone en contacto las formaciones 02 y 032, a la vez que limita la continuidad del yacimiento de algunas explotaciones de pizarra en el área de «Mormeau» (x:340.500 y:864.700) Silván (191).

* Familia de dirección ENE-OSO y planos inclinados al SE 50-60°, también con salto, en general, de falla normal. Se incluyen en este sistema, entre otras, la fractura situada en las proximidades de Ambasaguas (x:363.700 y:856) La Baña (229) (Fig. 3, IV-IV' y Fig. 1) y la ubicada al S de Riodo-

las, en el frente de cantera (x:338.800 y:864), hoja de O Barco de Valdeorras, 190, aunque ambas presenten, actualmente, un salto de falla inversa.

Asociados a las fallas suelen encontrarse milonitas, segregaciones de cuarzo, etc. así como otras estructuras menores (crenulaciones, kink-bands) en las estructuras de mayor rango.

Las fracturas pudieron haber rejugado durante la Orogenia Alpina por que el salto actual podría no corresponderse con los movimientos tardihercénicos.

* En todo el área se manifiesta de forma más o menos intensa, un sistema de diaclasado subvertical de dirección aproximada N-S.

METAMORFISMO Y ROCAS IGNEAS

En el área, el metamorfismo regional es de bajo grado (facies de los esquistos verdes) PEREZ ESTAUN (1978). El clímax metamórfico se produce entre la D1 y D2 (NORONHA *et al.*, 1979) originando la neoformación de minerales y su orientación paralela a la foliación principal. La práctica totalidad del área se encuentra incluida en la zona de la clorita, pudiendo alcanzar localmente la de la biotita.

En el borde SO afloran varias apófisis graníticas de contactos muy netos con el encajante, pertenecientes a la granodiorita tardía Da Veiga. El de mayor extensión se sitúa en el arroyo Meladas (x:341 y:855.800), otros dos afloramientos, de dimensiones reducidas se encuentran en el cauce del río San Gil (x:344 y:858) pertenecientes todos ellos a la hoja de La Baña, 229). La roca es un granito de dos micas de textura hipidiomórfica heterogranular (VELANDO *et al.*, 1981). En relación con la granodiorita Da Veiga se produce un metamorfismo de contacto bien visible en las Pizarras de los Montes; así como filones de cuarzo ocasional-

mente mineralizados (Wolframio), relacionados con los citados apuntamientos graníticos, y que han sido objeto de explotación en el pasado: mina de Villanueva (x:338 y:855.600, Viana do Bolo, 228), río San Gil (x:344 y:858), «Tres Amigos» (x:345.400 y:857.500) y mina de «Los Alemanes» (x:346.200 y:859), estos últimos en la hoja de La Baña, 229).

También se han detectado diabasas, asociadas probablemente a la fracturación tardihercínica de dirección preferente N-S.

CONCLUSIONES

* La rama Sur de Sinclinoiro de Truchas se incluye en la Zona Centro-Ibérica por razones de índole estratigráfico. Puede correlacionarse por semejanza litológica con el Ordovícico del borde oriental del Sistema Central.

* Se confirma la continuidad a grandes rasgos de la división litoestratigráfica definida en el proyecto del ITGE «Estudio geológico-minero de los niveles de pizarras para cubiertas en el sinclinal de Truchas (Orense-León)» (1985).

— F. Pizarras de Luarca \approx Cabre-ra-Schichten.

Formación constituida por una serie monótona de pizarras hacia techo presenta niveles vulcano-sedimentarios, bien desarrollados en la zona de Truchas.

— F. Casaio = Miembro Inferior de la F. Agüeira.

Formación detrítica compuesta por pizarras, areniscas y cuarcitas.

— F. Rozadais \approx Miembro Medio de la F. Agüeira + parte inferior del Miembro Superior.

Esencialmente pizarrosa y caracterizada por presentar hacia techo diamectitas.

— F. Losadilla \approx Parte media-alta del Miembro Superior de la F. Agüeira.

Formado exclusivamente por pizarras con laminaciones y alguna arenisca.

— Pizarras y ampelitas del Llagarinos = Silúrico s. str., Formación Castrohinojo Schichten + Llagarino-Schichten.

Ampelitas en la base y pizarras muy arenosas grises.

* Las variaciones laterales, a escala regional, de las distintas formaciones se efectúan, preferentemente, en dirección ESE-ONO, más acentuadas en la Formación Rozadais en contraste con la gran homogeneidad litológica de la Formación Losadilla. La Formación Casaio tiene una potencia menor en la zona centroriental.

* Se amplía considerablemente la extensión ocupada por los afloramientos de ampelitas y pizarras del Llagarinos, silúricas, datándose su base como Llandoveriense Inferior gracias a un nuevo yacimiento fosilífero.

* La presencia de diamectitas (pizarras con cantos de caliza) en el Sinclinoiro ya había sido citada. Esta facies se correlaciona con las ubíquas «pelitas con fragmentos» del Sistema Central, Cordillera Ibérica y del Macizo Armoricano francés, de origen graciomarino (ROBARDET, 1981, FERNANDEZ CASALS, *et al.*, 1985, FORTUIN, 1984, DORE *et al.*, 1985).

* La estructura general parece obedecer a la interferencia de D1 y D3.

* Aumento del radio de curvatura y flancos muy abiertos de los pliegues, en la F. Losadilla, que puede explicarse por una respuesta diferencial al plegamiento frente a las litologías más competentes (Cuarcita Armoricana, Capas de Transición). Este hecho también se manifiesta a mesoescala en las capas cuarcíticas intercaladas en paquetes pizarrosos.

* La D1 es la principal responsable de las estructuras observadas y originó una foliación de plano axial.

* La D3 produciría el arqueamiento de la envolvente de los pliegues de D1, así como estructuras menores asociadas (crenulaciones, kink-bands, etc. Se presenta retro-

vergente siendo prácticamente homoaxial con la D1. Además se observó una segunda foliación espaciada, no citada anteriormente transversal a las estructuras de D1 + D3.

* El cambio en el sentido de la lineación de intersección podría obedecer a que los ejes de los pliegues de D1 son regionalmente curvos.

* La fracturación tardía puede agruparse en tres familias principales:

— N-S planos subverticales, con componente de desgarre.

— NO-SE y planos inclinados al SO.

— ENE-OSO y planos inclinados al SE.

El salto hoy visible en las fracturas principales es de falla normal, excepto en algunos casos.

Se desconoce el efecto ejercido por la Orogenia Alpina en el rejuego de las fallas tardihercínicas.

* Se manifiesta claramente en toda la zona una familia principal de diaclasado de dirección N-S y plano subvertical.

* Las precisiones cronoestratigráficas que pueden hoy hacerse de las formaciones (GUTIERREZ MARCO, *et al.*, 1988) son:

— La Formación de Pizarras de Luarca es esencialmente Llanvirniense.

— La Formación Casaio equivale a la Caliza de la Aquiana (Ashgillense).

— La base de las ampelitas y pizarras del Llagarinos es Llandoveriense Inferior.

Restan por resolver aún importantes aspectos relacionados con la estratigrafía, sedimentología, petrología, paleontología, etc. y que no han sido tratados o lo han sido superficialmente.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar, su agradecimiento, al Instituto Tecnológico Geomínero de España (I. T. G. E.) por las facilidades otorgadas para la utilización de datos y reproducción de cartografía inédita, y que proceden en gran medida y entre otros del Proyecto «Investigación de Pizarras en el Sinclinal de Truchas» Orense-León, actualmente en curso. También, a Manuel Lombardero Barceló por las sugerencias y observaciones aportadas en esta comunicación.

Recibido, 3-IV-89
Aceptado, 18-VI-89

BIBLIOGRAFIA

- ABRIL HURTADO, J., PLIEGO DONES, D. y RUBIO NAVAS, J. (1982). Memoria y Mapa geológico n.º 191 (Silván). *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000 ITGE. Madrid.
- APALASTEGUI ISASA, O. y ABRIL HURTADO, J., (1981). Memoria y Mapa geológico n.º 190 (Barco de Valdeorras). *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000. ITGE. Madrid.
- BARROS LORENZO, J. C., HACAR RODRIGUEZ, M. P., LOMBARDELO BARCELO, M. y RUBIO UBEDA, V. (1984). Estudio geológico-minero de los niveles de pizarras para cubiertas en Sinclinal de Truchas (Orense-León). Memoria y mapas geológicos. *Fondo Documental del ITGE*. Madrid.
- BARROS LORENZO, J. C., CASTAÑO MENENDEZ, M., HACAR RODRIGUEZ, M. P., LOMBARDELO BARCELO, M. y OLMO SANZ, A. (1985). Metodología de investigación de los yacimientos de pizarras para cubiertas. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, Vol. 10, pp. 429-444. La Coruña.
- BODEGA BARAHONA, F. (1983). Resultados de la investigación en el Grupo «Tres Amigos», Casayo (Orense). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 6. La Coruña.
- CAPDEVILLA, R. (1969). Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Norde-Oriental (NW de L'Espagne). *These Univ. Montpellier*.
- COMBA, J. A. (editor) (1983). Geología de España (*Libro Jubilar de J. M. Ríos*). Comisión Nacional de Geología. T. 1. ITGE. Madrid.
- DORE, F., DUPRET, L. y LE GALL, J. (1985). Tillites et tillitoides du Massif Armoricaín. T. 51, pp. 85-96. *Elsevier Science Publishers* B. V. Amsterdam.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. y GUTIERREZ MARCO, J. C. (1985). Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Físic. y Nat. Madrid*. Tomo 79. cuadr. 4.º. pp. 486-509.
- FORTUIN, A. R. (1984). Late Ordovician glaciomarine deposits (ore shale) in the Sierra de Albarracín (Spain). *Paleogeogr. paleoclimat. paleoecol.* 48, pp. 245-261.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980). Estudio Geológico Estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central español. *Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca*.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R. y PABLO MACIA, J. G. (1982). Memoria y *Mapa geológico de España*. E. 1:200.000 (Lugo). ITGE. Madrid.
- GUTIERREZ MARCO, J. C., RABANO, I., GOMEZ MORENO, G. y HACAR RODRIGUEZ, M. P. (1988). Revisión bioestratigráfica de la sucesión ordovícico-silúrica del sector meridional de la zona asturoccidental-leonesa (prov. de Orense y León, NO de España). *Resumen de la X Reunión de Xeoloxía e Minería do NO peninsular*. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. A Coruña.
- IGLESIAS PONCE DE LEON, M. y VAREA NIETO, R. (1982). Memoria y Mapa geológico n.º 228 (Vianna do Bolo). *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000. ITGE. Madrid.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. ITGE, Madrid.
- LOMBARDELO BARCELO, M., MARTIN PARRA, L. M., MUÑOZ DE NAVA, P., PABLO MARCIA, J., G., RUBIO UBEDA, V. y VILLASANTE PINTO, R. (1986). Exploración y caracterización de pizarras ornamentales en el Sistema Central (Provincias de Madrid, Guadalajara y Segovia) 1.ª Fase. Memoria y mapas geológicos. *Fondo Documental del ITGE*. Madrid.
- LOMBARDELO BARCELO, M. (1987). Investigación de pizarras ornamentales en Guadalajara. 2.ª Fase. Memoria y Mapas Geológicos. *Fondo documental del ITGE*. Madrid.
- LLOPIS, N. y FONBOTE, J. M. (1959). Estudio geológico de la Cabrera Alta (León). Dpto. Geogr. Aplicada Inst. Elcano CSIC. Zaragoza. 134 págs.
- MARCOS, A. (1973). Las series del Paleozoico inferior y la estructura Herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. de Geol.* Univ. Oviedo, 6, pp. 3-113.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981). Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo. *Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca*.
- MATA GONZALEZ, J., PEREZ ESTAUN, A., ORVIZ CASTRO, F. y VELANDO, F. (1981). Memoria y Mapa geológico n.º 192 (Lucillo). *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000 ITGE. Madrid.
- MATAS, J. (1982). Memoria y Mapa geológico n.º 230 (Castrocontrigo). *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000. ITGE. Madrid.
- MATTE, Ph. (1982). Le structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Extract des travaux du Laboratoire de Geol. de la Faculté de Grenoble*. T: 44, pp. 1-127.
- NOLLAU, G. (1966). El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España). *Notas y Comunicaciones del IGME*. N.º 88 pp. 31-48. ITGE. Madrid.
- NOLLAU, G. (1968). Stratigraphic, Magmatismus und Tektonik der Montes de Leon Zwischen Astorga und Ponferrada in Nordwest Spanien. *Geotekn. Forsch.*, Vol. 27, pp. 71-146. Stuttgart.
- NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., REBELO, J. A., RIBEIRO, A. y RIBEIRO, M.ª L. (1979). Essai de corrélation des phase de déformation hercynienne

- dans le Nord-Ouest péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. V. 21, N. 2-3.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, Ph. y CAPDEVILLA, R. (1964). Introduction a la geologie de «Ollo de Sapo» formation porphyroide antesilurienne du Nord ouest de L'Espagne. *Not. y Com. IGME. Madrid*, 76, pp. 119-154.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978). Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Memorias IGME. Tomo 92. Madrid*.
- PEREZ ESTAUN, A., MARQUINEZ, J. y ORTEGA, E. (1980). *La sucesión ordovícica y la estructura de la región de Silván (La Cabrera, León)*. *Brev. Geol. Ast.* T. XXIV, N. 3-4, pp. 17-24.
- PEREZ ESTAUN, A. y MARCOS, A. (1981). La Formación Agüeira en el Sinclinal de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la Zona Asturoccidental-Leonesa (NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, II, 135-145.
- PLOGMAN, H. (1973). Zur Geologie und Petrographie der Regionen Sanabria (Prov. Zamora) und Cabrera Baja (Prov. León) in Nordwest-Spanien. Mapa geológico.
- PLOGMAN, H. (1973). Zur Geologie und Petrographie der Reigionen Sanabria (Prov. Zamora) und Cabrera Baja (Prov. León) in Nordwest-Spanien. Tesis Univ. Münster, 168 págs. (inéd.).
- RIEMER, W. (1966). Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunic.* n.º 81. Madrid.
- ROBARDET, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula (1981). *Ed. Hambrey and Harland*, pp. 585-589. Cambridge University.
- RUBIO NAVAS, J. y PLIEGO DONES, D. (1981). Memoria y Mapa geológico n.º 189 (Puebla de Trives). *Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000. ITGE. Madrid.
- VELANDO, F., NAVARRO, D. y LAZARO, J., (1981). Memoria y Mapa geológico n.º 229 (La Baña). *Mapa Geológico de España* E. 1:50.000. ITGE. Madrid.
- ZEITZ, U. y NOLLAU, G. (1984). Ordoviviz und Silur im Sil-Synklinorium südlich Ponferrada (Provinz León) NW-Spanien. *Z. dt. geol. Ges.*, pp. 211-222, 6 Abb. Hannover.

MAPA GEOLOGICO DE LA RAMA SUR DEL SINCLINORIO DE TRUCHAS (ORENSE - LEON)

Por Jose Carlos Barros Lorenzo (1.988)

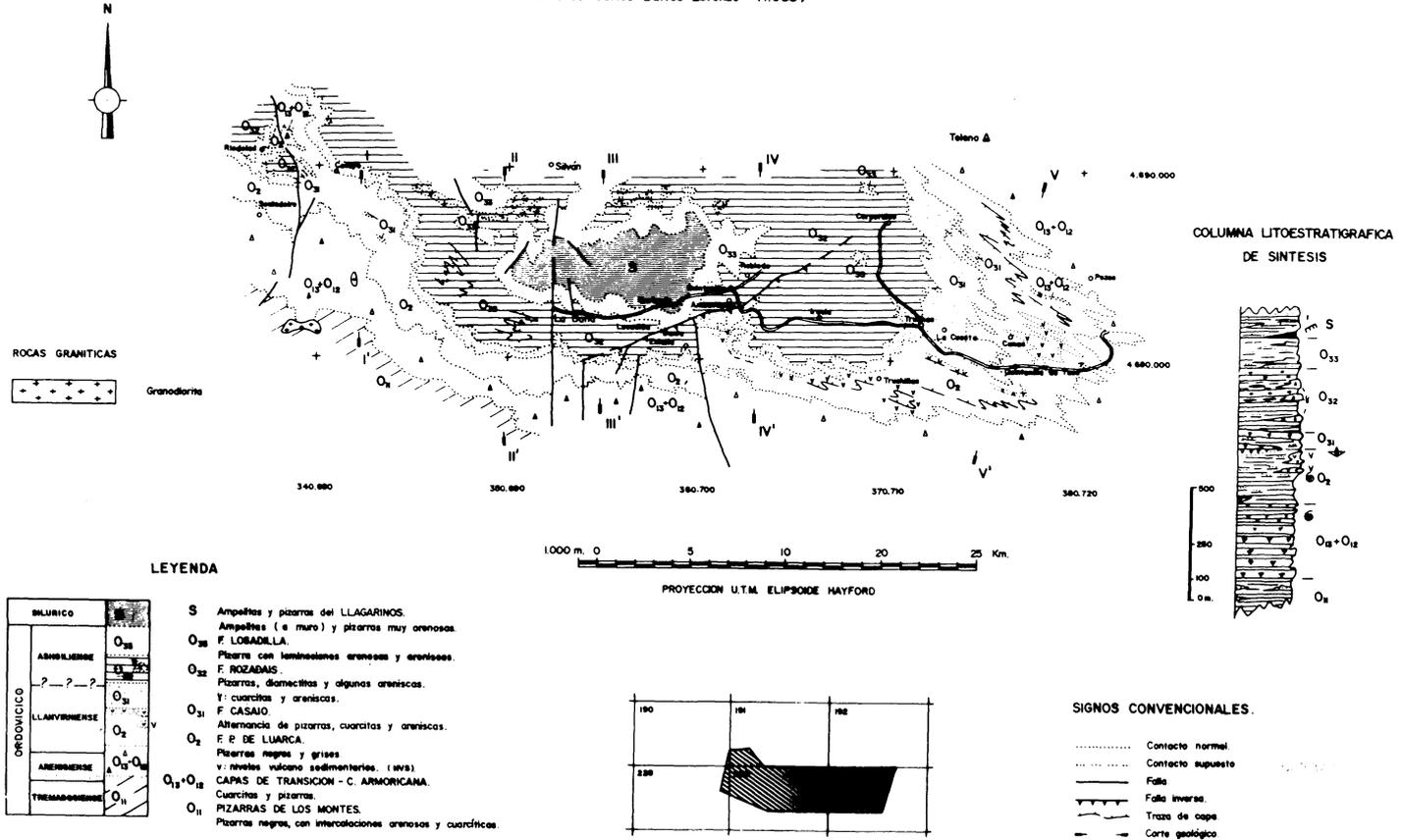


Figura 1

MAPA DE SINTESIS (Datos geológicos, cortes tipo y areas de levantamiento de columnas locales)

Por José Carlos Barros Lorenzo (1988)

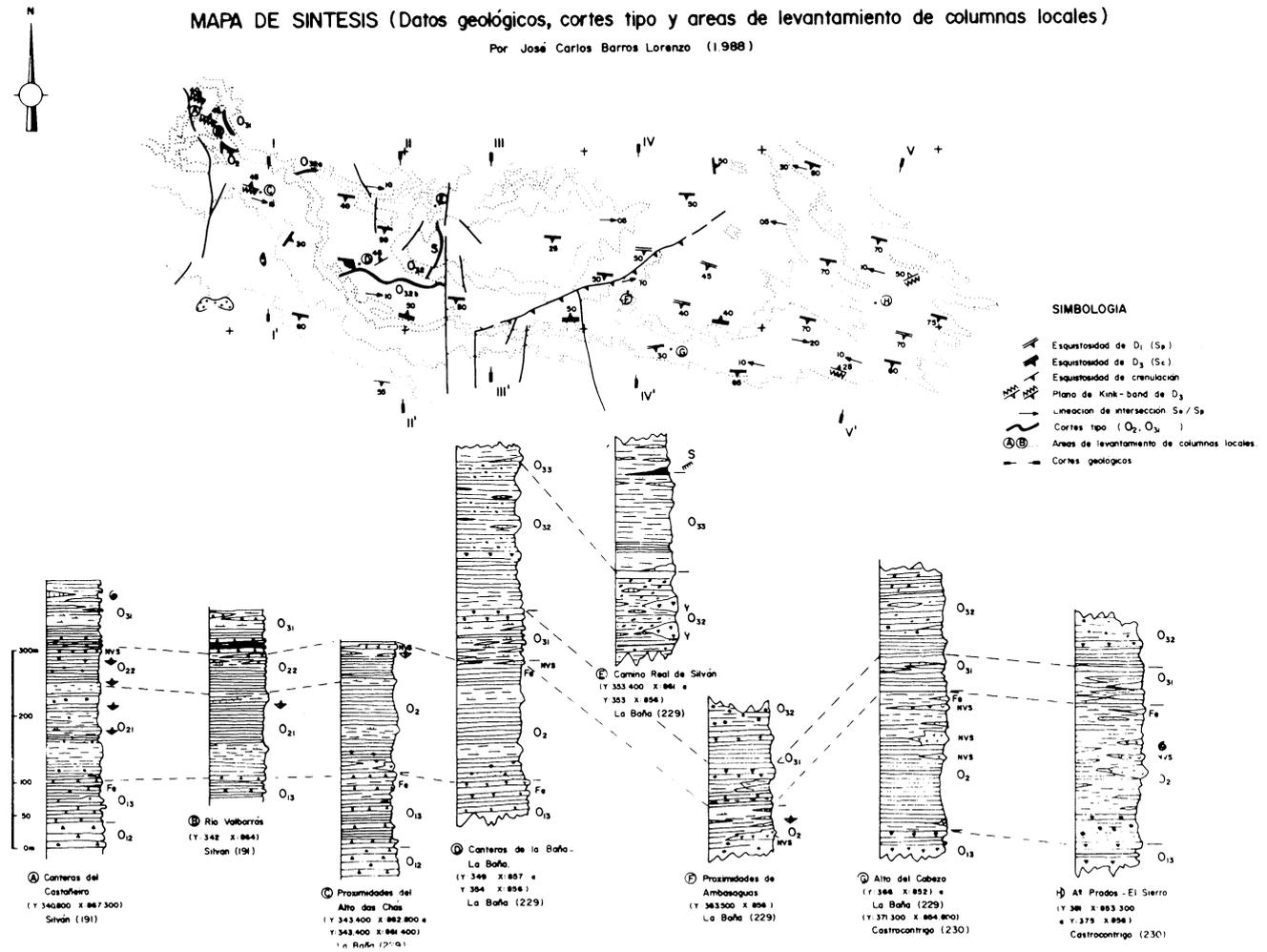


Figura 2

CORTES GEOLOGICOS

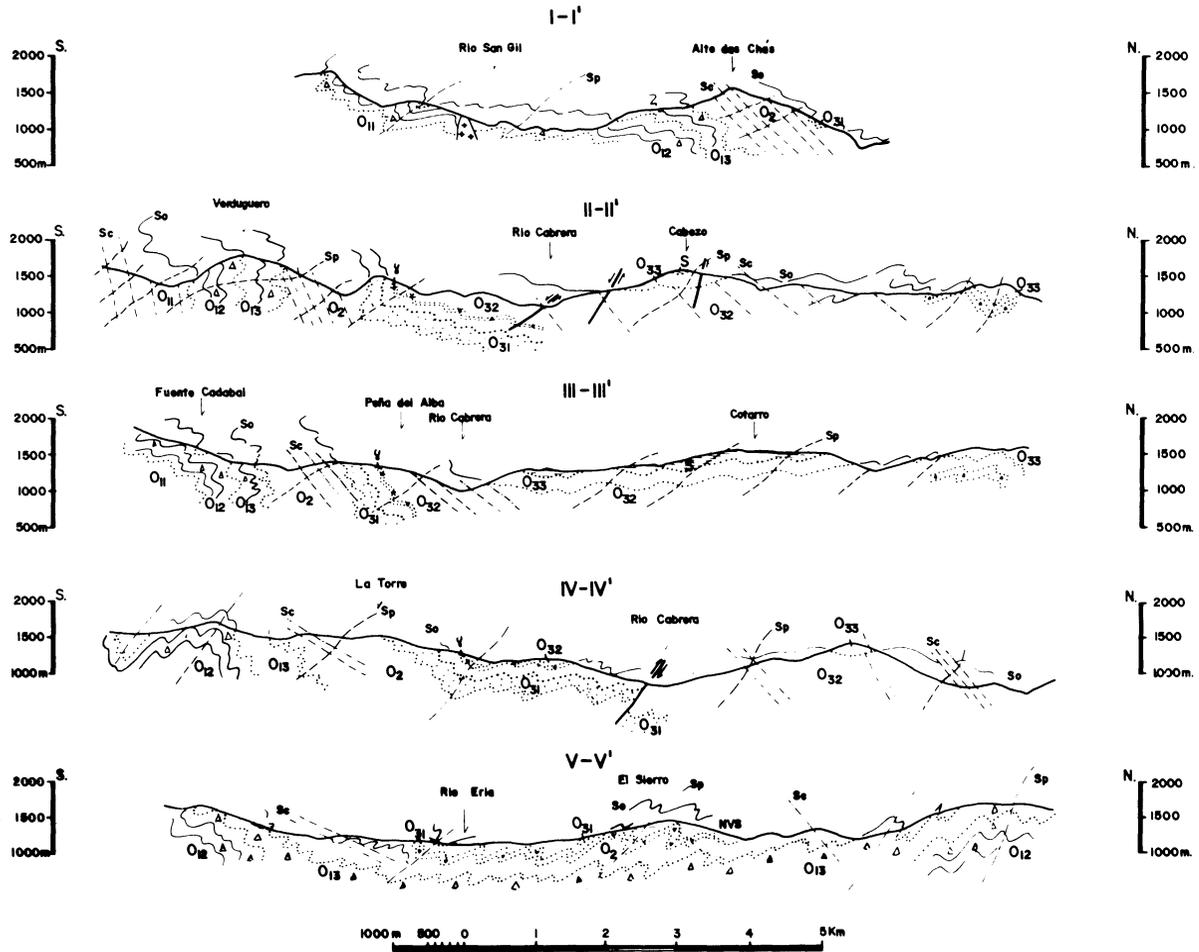


Figura 3