

# CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRÁFICAS Y ESTRUCTURALES DEL MARGEN NOROCCIDENTAL DEL SINCLINORIO DE TRUCHAS: GEOLOGÍA APLICADA A LA PROSPECCIÓN Y EXPLOTACIÓN DE PIZARRAS PARA TECHAR.

F.J. Fernández

*Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.*

**Resumen:** Se ha realizado una nueva cartografía geológica de la región de Molinaferrera y Silván situada en la terminación del borde N del Sinclinorio de Truchas (Macizo Hespérico, Zona Asturoccidental-Leonesa, NO de España). La interpretación cartográfica, junto con la información aportada por más de 5.000 m de sondeos en la zona, ha permitido el levantamiento de dos columnas estratigráficas de las Pizarras de Luarca y la Formación Agüeira en los sectores orientales y occidentales de la zona estudiada y la identificación de los niveles que resultan más adecuados para su explotación como pizarras para techar. La explotabilidad de la pizarra está fuertemente condicionada por la estructura de la zona, que forma parte del flanco normal del Sinclinorio de Truchas. Este flanco se verticaliza hacia el borde N del Sinclinorio, e incluso se llega a invertir, produciéndose el desarrollo sistemático de kink bands horizontales, que dificultan enormemente el aprovechamiento de la pizarra. Otras estructuras tardías que disminuyen el rendimiento de los bancos de pizarra susceptibles de ser explotados son: a) kink bands subverticales de desarrollo local y sobreimpuestos a los de trazado subhorizontal; b) una fracturación o diaclasado subvertical de orientación dominante N15E y espaciado variable; c) procesos de reptación de ladera que llegan a afectar a rocas situadas a más de 200 m de profundidad y que se relacionan con paleorrelieves de posible edad Terciaria.

**Palabras clave:** Macizo Hespérico, Zona Asturoccidental-Leonesa, Sinclinorio de Truchas, pizarras de techar, Pizarras de Luarca, Formación Agüeira, kink bands.

**Abstract:** A new geological map of the Molinaferrera and Silván areas has been built up. The area is located on the northern boundary of the Truchas Synclinorium (Hesperian Massif, West Asturian-Leonese Zone, NW Spain). The mapping interpretation, together with the information from more than 5,000 m of wireline logs has allowed the characterization of Luarca Slates and Agüeira Fm. in the E and W sector of the study area, as well as the definition of the more suitable horizons for the roofing slate. The potential exploitation of these horizons is also conditioned by their structural setting in the normal limb of the Truchas Synclinorium. This limb is more vertical toward the northern boundary, where it is overturned. The consequent formation of horizontal kink-bands severely limit the commercial utility of the slate. Other structures that limit the utility of the potentially exploitable slate are: a) sub-vertical kink bands locally developed and superposed on the horizontal kink bands; b) a sub-vertical joint set that presents a strike N15E and variable separation; c) creep slope processes affecting depths in excess of 200 m, possibly related to paleo-relief of Tertiary age.

**Key words:** Hesperian Massif, West Asturian-Leonese Zone, Sinclinorio de Truchas, roofing slate, Luarca Slate, Agüeira Formation, kink bands.

Fernández, F. J. (2001): Características estratigráficas y estructurales del margen noroccidental del Sinclinorio de Truchas: Geología aplicada a la prospección y explotación de pizarras para techar. *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (3-4): 161-173.

La región estudiada se sitúa en el suroeste de la provincia de León, dentro del Sinclinorio de Truchas (Fig. 1). Esta estructura se localiza en la parte meridional del Dominio de Truchas (Marcos 1973, Pérez-Estaún, 1978), perteneciente a la rama Sur de la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL) (Lotze, 1958; Julivert *et al.*, 1972) del Macizo Hespérico, dentro del Orogéno Varisco en el noroeste peninsular. Desde un punto de vista regional, el Sinclinorio de Truchas limita al norte con la Falla de Villavieja (Fernández *et al.*, 1999, Fernández, 2000), situada al sur del Cabalgamiento de Valdue-

za (Pérez-Estaún, 1978) y que hacia el NO se correlaciona con el Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo (Marcos, 1971; Pérez-Estaún, 1978; Martínez Catalán, 1985). Hacia el Sur limita con el Antiforme del Olló de Sapo, donde tradicionalmente se sitúa el límite entre la ZAOL y la Zona Centro-Ibérica (ZCI) (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972).

Desde el punto de vista estratigráfico, los materiales que afloran en el Sinclinorio de Truchas se agrupan en varias secuencias pelítico-arenosas de edades ordovícica y silúrica. La sucesión es predominantemente psam-

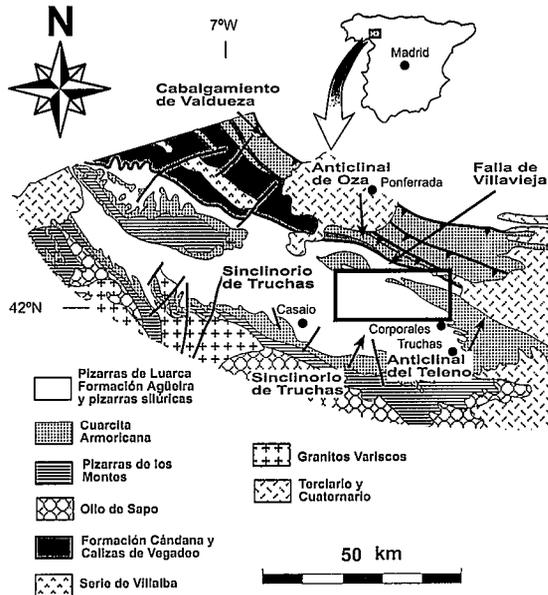


Figura 1.- Esquema geológico del Sinclino de Truchas y situación del área de estudio (en recuadro negro) con la denominación de las principales estructuras y localidades.

mítica en la base, representada por la "Serie de los Cabos" (Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1974; Baldwin, 1975) y las "Capas de Transición" (Riemer, 1963; Nollau, 1966), y más pelítica hacia techo, donde se sitúan las Pizarras de Luarca (Barrois, 1882) y la Formación Agüeira (Marcos, 1970). Sobre las formaciones anteriores se disponen de forma discordante ampelitas y pizarras negras de edad silúrica (Pérez-Estaún, 1978).

La estructura general del Sinclino de Truchas es la de un sinformal fuertemente asimétrico y vergente hacia el noreste, cuya traza axial NNO-SSE es paralela al trazado del Arco Astúrico. El Sinclino presenta un clivaje generalizado que se dispone paralelo al plano axial de pliegues aplastados, desarrollado bajo condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. El clivaje se interpreta como generado durante la primera fase de deformación varisca (D<sub>1</sub>). El sinclino y especialmente su flanco normal está posteriormente afectado por pliegues atribuidos a la tercera fase regional, que fundamentalmente producen la verticalización de las estructuras previas, un clivaje de crenulación (S<sub>3</sub>) y unos pliegues de tipo kink-band (Matte, 1968; Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978). La geometría final del sinclino de Truchas es debida al plegamiento del flanco normal del Sinclino durante la tercera fase de deformación (Pérez-Estaún, 1978; Martínez Catalán *et al.*, 1992); el flanco inverso del Sinclino aflora hacia el sur de la localidad de La Baña.

Además del interés geológico regional, el Sinclino de Truchas tiene un gran interés económico al ser en la actualidad la primera zona mundial en la producción de pizarra para techar (García-Guinea *et al.*, 1997). Así, la producción de pizarra en España desde 1991 a 1995 prácticamente se duplicó alcanzando las

2.326.000 toneladas, con un valor consolidado de la producción del orden de 22.000 millones de pesetas anuales (MINER, 1997), de la que aproximadamente el 90 % se extrae de las pizarras ordovícicas del Sinclino de Truchas.

El presente trabajo tiene dos objetivos fundamentales que son: i) aportar precisiones de carácter estratigráfico a las sucesiones del Ordovícico Medio y Superior, por su trascendencia económica y ii) caracterizar las estructuras que condicionan la explotabilidad de los bancos de pizarra. Además se ha interpretado un modelo evolutivo tectono-sedimentario para el borde norte del Sinclino de Truchas, de acuerdo con sus características estratigráficas y estructurales. Para la consecución de los objetivos se han considerado tanto las aportaciones estratigráficas de otros autores sobre el Sinclino de Truchas y dominios contiguos (Pérez-Estaún, 1978, Barros Lorenzo, 1989), como recientes trabajos (Martínez Catalán *et al.*, 1992, Fernández *et al.*, 1999 y Fernández, 2000) que ponen de manifiesto una tectónica extensional durante el Ordovícico Superior que condicionó la evolución de esta cuenca.

Para llevar a cabo este trabajo se ha realizado la cartografía geológica 1:25.000 de las hojas de Silván (191-IV) y de Molinaferrera (192-III) y un levantamiento estratigráfico de la sucesión del Ordovícico Medio y Superior. Además se ha incorporado la información de 5.000 m de sondeos con recuperación de testigo continuo realizados en la zona y el levantamiento de detalle de las secciones longitudinales de las cámaras de explotación subterráneas de Pizarras EXPISZ S.A., situadas en las inmediaciones de Odollo (Fig. 2), así como otras observaciones en las numerosas canteras de la zona. La nueva cartografía se apoya en las cartografías previas existentes (Pérez-Estaún, 1978; Velando *et al.*, 1981; Abril-Hurtado *et al.*, 1982), de las cuales se han tomado puntualmente algunos datos.

### La estratigrafía del Ordovícico Medio y Superior

En la región estudiada, el Ordovícico Medio y Superior está representado por las Pizarras de Luarca y la Formación Agüeira. En el Dominio de Truchas ambas formaciones se sitúan inmediatamente por encima de las "Capas de Transición" (Riemer, 1963; Nollau, 1966), constituidas por areniscas que a veces presentan participación volcánica y niveles ferruginosos.

#### Pizarras de Luarca

En el presente trabajo se han estudiado las secciones levantadas al norte de Corporales (borde S del corte III-III' de la Fig. 3) y Arroyo de la Sierra (Fig. 2), que han sido representadas en las columnas c y e de la Fig. 4. Además se describen las estudiadas por otros autores en el borde Sur del Sinclino de Truchas y cuya localización se detalla en el trabajo de Barros Lorenzo (1989) (Fig. 4a) y las levantadas en Casaio y Truchas (Pérez-Estaún, 1978) (Figs. 4b, d), que se sitúan en su

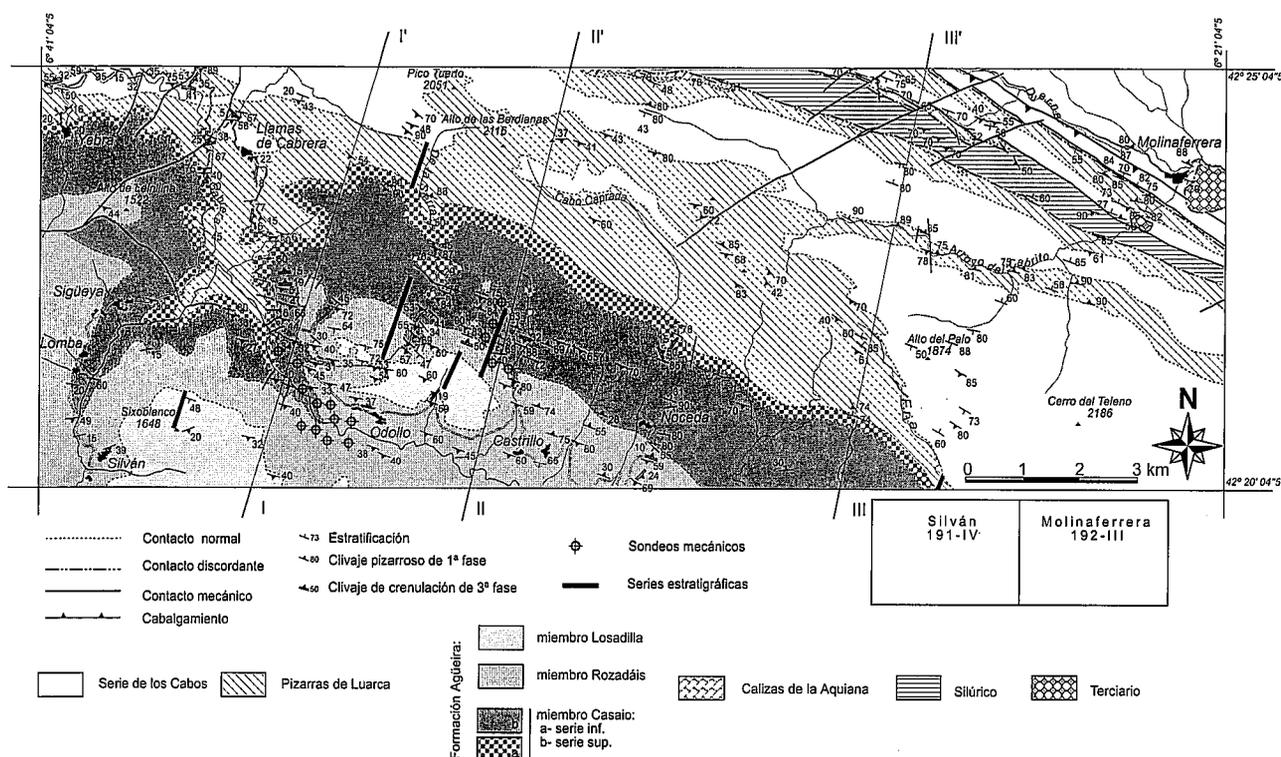


Figura 2.- Cartografía geológica del borde norte del Sinclinorio de Truchas correspondiente a las hojas del mapa topográfico de España 1:25.000 de Silván (191-IV) y Molinaferrera (192-III).

borde norte. En las descripciones de las sucesiones se utilizan los términos de grano medio, fino o grueso referido a las pizarras. Este término está acuñado del argot utilizado en las explotaciones de pizarra y permite diferenciar variaciones texturales de las pizarras referidas a la granulometría de la porción detrítica de éstas, que influye de forma determinante en su fisibilidad. Las pizarras de grano fino presentan componentes detríticos < 20 µm y las pizarras de grano grueso incluyen componentes detríticos de tamaños > 0,3 mm.

En el borde SE del área cartografiada (Figura 2), siguiendo la carretera que va desde Corporales a Ponferrada (corte III-III' de la figura 3 y columna e de la figura 4) se reconoce una sucesión completa de las Pizarras de Luarca con un espesor de 135 m. En ella destacan: a) un nivel ferruginoso de 10 m, cerca de la base; b) dos niveles métricos de cuarcitas separados entre sí por 5 m de pizarras negras de grano medio; c) un nivel masivo de pizarras negras, de grano fino y más de 50 metros de potencia; d) 25 m de pizarras negras de grano medio con abundantes cubos centimétricos de pirita y e) un nivel formado por cantos de pizarras y areniscas ferruginosas aglutinados en una matriz pelítica y una costra ferruginosa, con una cierta disposición estratificada. Este último nivel se ha interpretado como un paleosuelo (*hard ground*). Presenta una gran variedad textural que se puede observar en detalle sobre la sillería de las dos Iglesias de Corporales, en las que ha sido utilizada.

Otra columna estratificada de las Pizarras de Luarca ha sido levantada en el sector occidental del área estudiada (Fig. 2), siguiendo el Arroyo de la Sierra (corte I-I' Fig.

3 y columna c Fig. 4). La sucesión tiene una potencia de 300 m y en ella destaca un nivel intermedio formado por intercalaciones arenosas que permite diferenciar dos miembros de aproximadamente 120 m de potencia. Estos miembros son similares y se componen de pizarras negras masivas de grano fino con abundancia de pirita, que se concentra hacia muro y techo de la formación. La pirita puede aparecer formando cubos idiomorfos de hasta más de 1 cm de longitud de arista, aunque más frecuentemente se presenta como pequeños cristales milimétricos que forman láminas intercaladas entre otras de composición detrítica y espesor centimétrico, o apareciendo como pequeños cristales diseminados de forma homogénea por la matriz. La formación culmina con un nivel vulcano-sedimentario predominantemente detrítico.

De forma general en todas las secciones de las Pizarras de Luarca se puede reconocer como característica común una sucesión monótona de pizarras negras de grano fino. En la base presenta unos niveles oolíticos ferruginosos y el tamaño de grano se hace ligeramente más grueso. Destaca también un nivel intermedio de toda la sucesión en donde las pizarras negras alternan rítmicamente con laminaciones arenosas. Los miembros superior e inferior se componen de pizarras negras de grano fino y buena fisibilidad, en las que con frecuencia aparecen niveles con pirita.

La potencia de esta formación es muy variable, aumentando en el borde occidental de la zona cartografiada, hasta sobrepasar los 300 m en el corte I-I' (Fig. 3) y disminuyendo lateralmente hacia el borde oriental, donde apenas alcanza 100 m (Figs. 2 y 4).

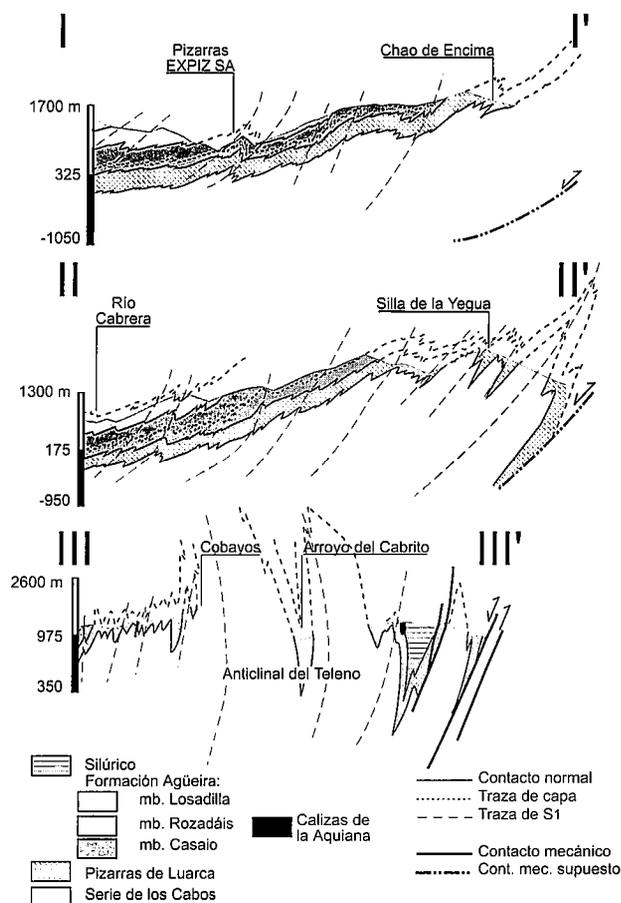


Figura 3.- Cortes geológicos transversales a las principales estructuras. Ver situación en la Figura 2.

La sección de Casaio, en el borde norte del Sinclinorio, situada hacia el oeste de la zona estudiada, y descrita por Pérez-Estaún (1978), es la que presenta mayor potencia (columna b Fig. 4). Si se excluyen los 130 m superiores, la sucesión alcanza una potencia de 400 m, y es comparable a la descrita en el Arroyo de la Sierra (columna c Fig. 4 y corte I-I' Fig. 3). Sin embargo la columna que este autor describió en la localidad de Truchas, hacia el este de la zona estudiada, presenta una potencia de aproximadamente 600 m, lo que no está de acuerdo con la tendencia general. No obstante, si se establece el techo de la sucesión en el nivel vulcano-sedimentario localizado a 100 m de la base (Fig. 4, columna d) y el resto se incluye dentro de la Formación Agüeira, la columna descrita por este autor es perfectamente correlacionable con la levantada en la carretera que va desde Corporales al Alto del Morredero (Fig. 4, columna e).

La edad de la parte baja de las Pizarras de Luarca en el Dominio del Manto de Mondoñedo ha sido revisada por Gutiérrez Marco (1999) y definida como Oretaniense (Ordovícico medio) y es similar a la edad obtenida para el Dominio de Truchas por este mismo autor (*Op. cit.*).

Las Pizarras de Luarca en el Sinclinorio de Truchas presentan características texturales adecuadas para su aprovechamiento como pizarras para techar, si se exceptúa su nivel intermedio. La abundancia de pirita y algunas características estructurales específicas de cada

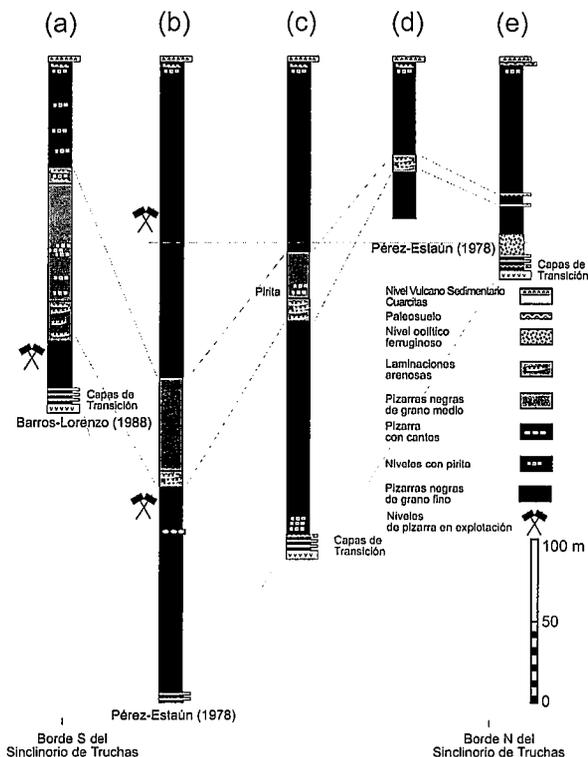


Figura 4.- Columnas estratigráficas de las Pizarras de Luarca: (a) borde sur del Sinclinorio de Truchas (Barros Lorenzo, 1989); (b) y (d) sector occidental y oriental del Sinclinorio de Truchas (Pérez Estaún, 1978); (c) y (e) sector occidental y oriental de la zona estudiada.

afloramiento son los factores que condicionan su explotación y no sus variaciones petrográficas en composición y textura. No obstante, la mayor presencia de filosilicatos además de una menor proporción de cuarzo en su composición, hace que la calidad de las Pizarras de Luarca sea generalmente inferior a las de las canteras que explotan las pizarras de la Formación Agüeira.

La Formación Agüeira

La Formación Agüeira fue definida por Marcos (1970, 1973) en el Dominio de Navia y Alto Sil, donde constituye una sucesión predominantemente detrítica que se dispone sobre las Pizarras de Luarca. Está formada esencialmente por una alternancia de areniscas y pizarras con un espesor total de más de 3.000 m. Desde el punto de vista sedimentológico la Formación Agüeira ha sido considerada como una turbidita (Marcos, 1970, 1973; Crimes *et al.*, 1974; Pérez-Estaún y Marcos, 1981). Los afloramientos de la Formación Agüeira fueron posteriormente extendidos al Dominio de Truchas (Pérez-Estaún, 1978; Pérez-Estaún *et al.*, 1980; Pérez-Estaún y Marcos, 1981).

Pérez-Estaún *et al.* (1980) describen la Formación Agüeira en el área de Silván, del Dominio de Truchas, donde diferencian tres miembros (Fig. 5, columna b): El miembro inferior es psammítico (c. 450 m) y en él se diferencia un nivel de unos 50 m de potencia de pizarra oscura (capa de Armadilla), a unos 300 m de la base. El miembro intermedio (400 m) está constituido por pizarras grises con intercalaciones arenosas que en ocasiones contienen

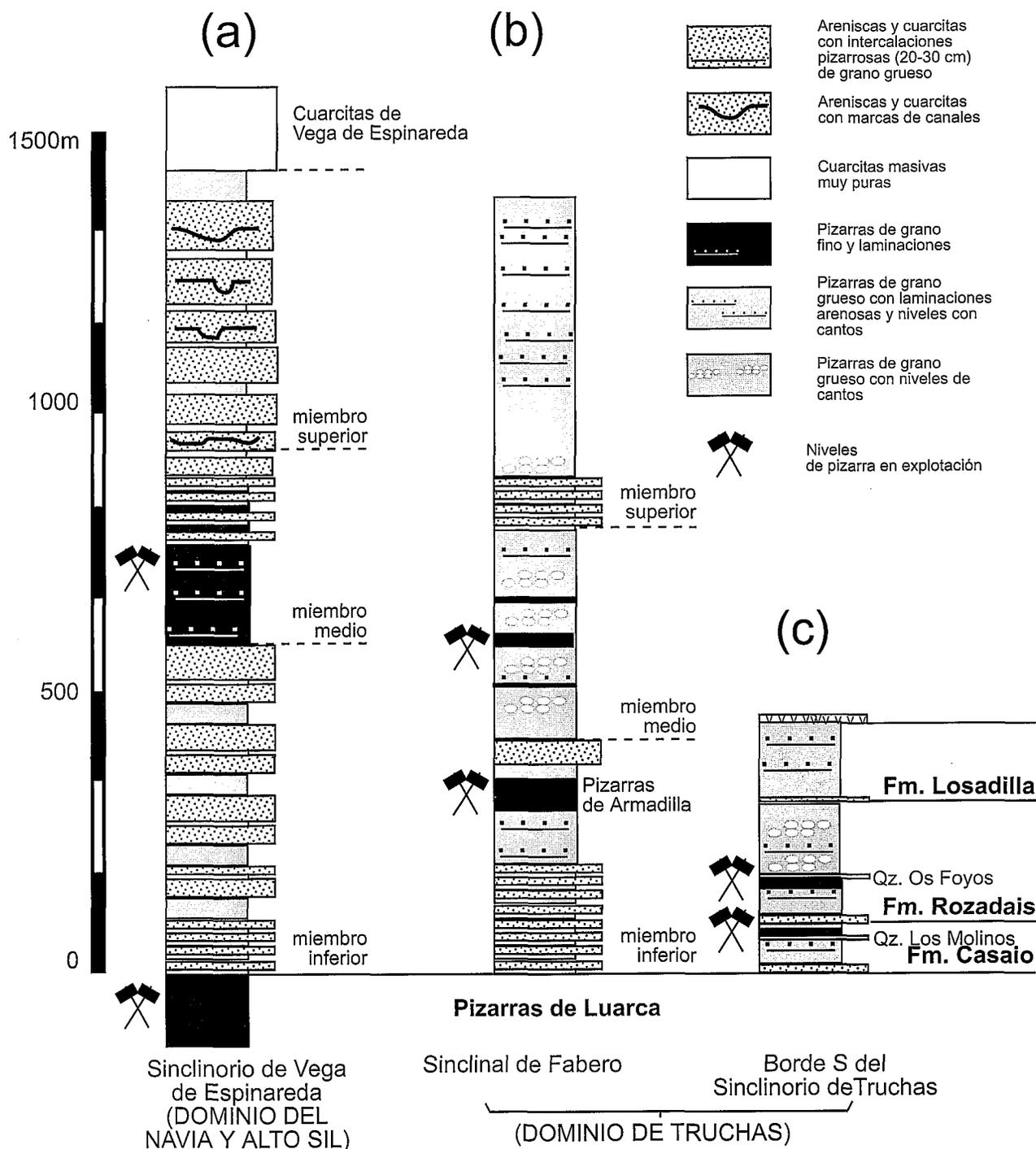
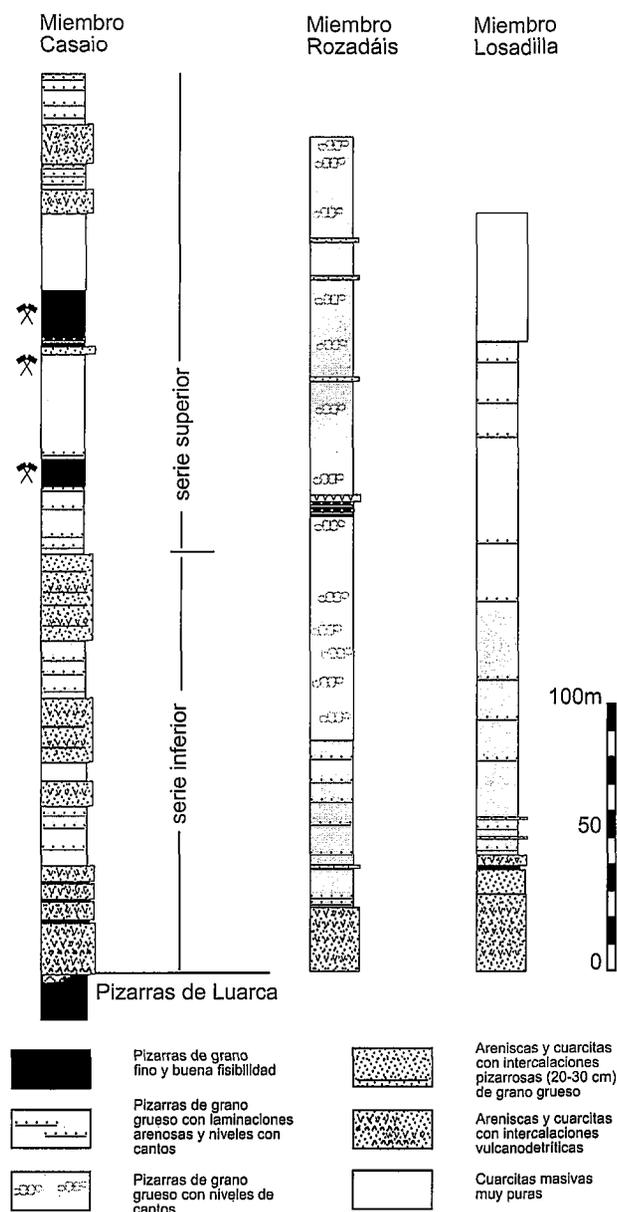


Figura 5.- Columnas estratigráficas de la Formación Agüeira y equivalentes: (a) Sinclinal de Vega de Espinareda (Dominio de Navia y alto Sil) (Pérez Estaún y Marcos, 1981) (b) Sinclinal de Fabero (Dominio de Truchas) (Pérez Estaún et al., 1980); (c) borde sur del Sinclinal de Truchas (Barros Lorenzo, 1989).

niveles métricos de areniscas; las características más destacables de este miembro son: i) la presencia de niveles con cantos de caliza y de areniscas dispersos en las pizarras. ii) la presencia de tres niveles de pizarras finas y masivas de 10, 30 y 5 m de potencia a 70, 160 y 220 m de la base respectivamente. El miembro superior presenta en su base un horizonte de 100 m de potencia formado por intercalaciones de areniscas cuarcitas y pizarras, sobre el que se disponen pizarras con laminaciones arenosas y en cuya base se localiza un nivel de pizarras con cantos. El espesor

total de la Formación Agüeira en este sector, de acuerdo con Pérez-Estaún et al. (1980), se aproxima a 1.500 m.

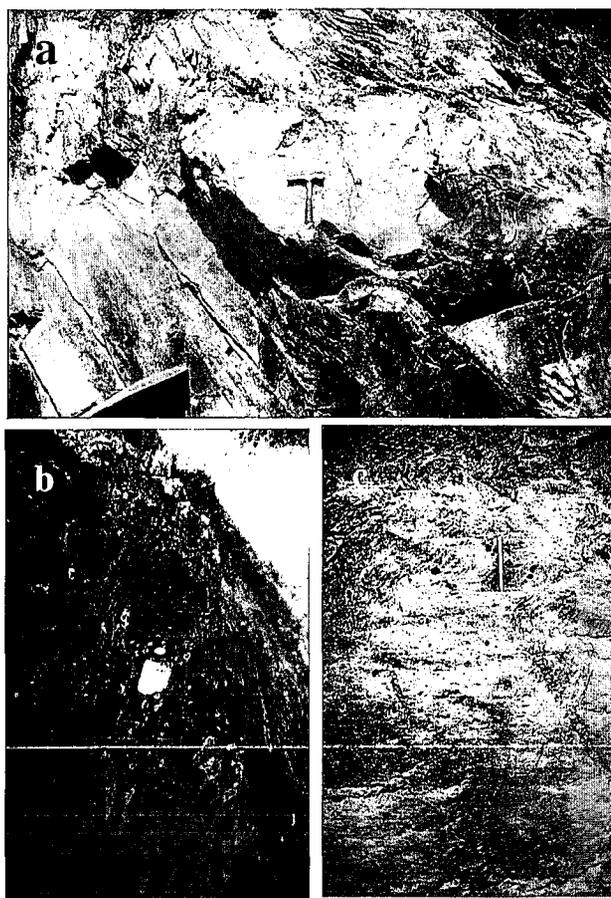
Barros Lorenzo (1989) propone dividir la Formación Agüeira en el borde sur del Sinclinal de Truchas (Fig.1) en tres formaciones, debido a que existen diferencias litológicas importantes respecto a otras zonas donde se describe esta formación. De muro a techo son las formaciones Casaio, Rozadáis y Losadilla (Fig. 5, columna c). La Formación Casaio (100 m) comienza por 10 m de alternancias centimétricas de areniscas y pizarras sobre las que



**Figura 6.-** Columna estratigráfica de los miembros Casaio, Rozadáis y Losadilla de la Formación Agüeira levantada según varias secciones del borde norte del Sinclinorio de Truchas. Con el símbolo minero se señalan los niveles de los que actualmente se extraen pizarra de techo.

se sitúan 60 m de pizarras, intercalándose en su tercio superior una capa de cuarcita, la Cuarcita de los Molinos, y concluye con otra alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras. Los niveles de pizarra explotable se sitúan justo por encima de la Cuarcita de los Molinos.

La Formación Rozadáis tiene una potencia de 200 m y se caracteriza por presentar pizarras de grano medio con laminaciones y cantos calcáreos diseminados. A 60 m de la base de esta formación aparece una capa de cuarcitas (Cuarcita de Os Foyos), por debajo de la cual se localizan los principales niveles productivos. La Formación Losadilla (150 m) consiste en una secuencia homogénea de pizarras con laminaciones arenosas centimétricas que tanto hacia techo como hacia muro se hacen más potentes, llegando a constituir niveles de



**Figura 7.-** Fotografías mostrando aspectos parciales de la Formación Rozadáis en el borde norte del Sinclinorio de Truchas: (a) bloque de areniscas incluidas en pizarra localizado a 1,5 km del comienzo de la pista que va desde Castrillo de Cabrera hacia la cabecera del arroyo de Bárcena, en el que se observa su estructura de slump; (b) cantos calcáreos centimétricos en una matriz pizarrosa (diamictita) en la carretera de Odollo a la altura del arroyo de la Sierra, la moneda de que sirve de escala mide 2,4 cm y está justo en cima del canto situado en el centro de la fotografía; (c) nivel de cantos en una matriz pelítica en el que los cantos están disueltos y muestran una disminución de tamaño hacia muro, localizados sobre la misma carretera entre Odollo y Castrillo; la estratificación es subhorizontal y el clivaje  $S_1$  se inclina ligeramente hacia el borde izquierdo de la fotografía.

varios metros de alternancia de areniscas y cuarcitas. Esta formación es prácticamente improductiva.

La sucesión de la Formación Agüeira en el flanco norte del Sinclinal de Truchas descrita por Pérez-Estaún *et al.* (1980) muestra un drástico aumento de espesor con respecto a la situada en el borde sur del Sinclinorio, que se acaba de describir (comparar columnas a y b en la Fig. 5). A pesar de ello, resulta posible correlacionar el miembro inferior de la Formación Agüeira con la Formación Casaio, así como el miembro medio y la base del miembro superior con la Formación Rozadáis debido a la presencia de pizarras con cantos (diamictitas).

*La Formación Agüeira en el flanco norte del Sinclinorio de Truchas*

Se ha descrito una columna de detalle de la Formación Agüeira para toda el área cartografiada (Fig. 6). Dado que se han podido diferenciar cartográficamente los tres

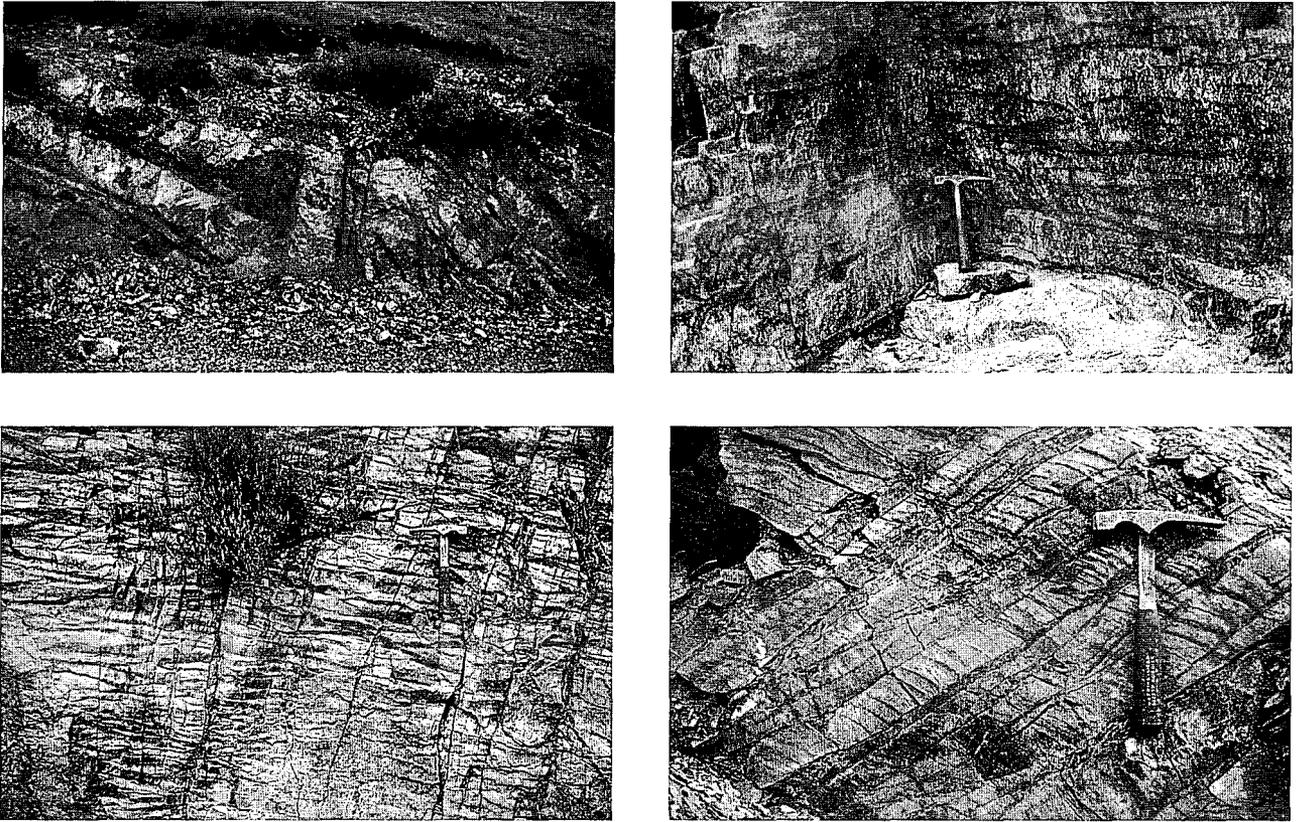


Figura 8.- Fotografías de: (a) Pliegue tipo “chevron”, con vergencia hacia el sur. El pliegue está desarrollado en capas de areniscas correspondientes a la parte inferior del miembro Casaio de la Formación Agüeira (sur a la izquierda) (pista de Noceda a la presa del río Caprada). (b) *Kink bands* sub-horizontales, afectando a niveles pizarrosos del miembro Rozadáis, cerca del cruce de la carretera de Odollo a Noceda. (c) Interferencia de pliegues *kink* horizontales y verticales en las Pizarras de Luarca, cerca de Llamas. (d) Clivaje de crenulación subhorizontal, próximo a la anterior localidad, sobre el que se desarrollan *kink bands*.

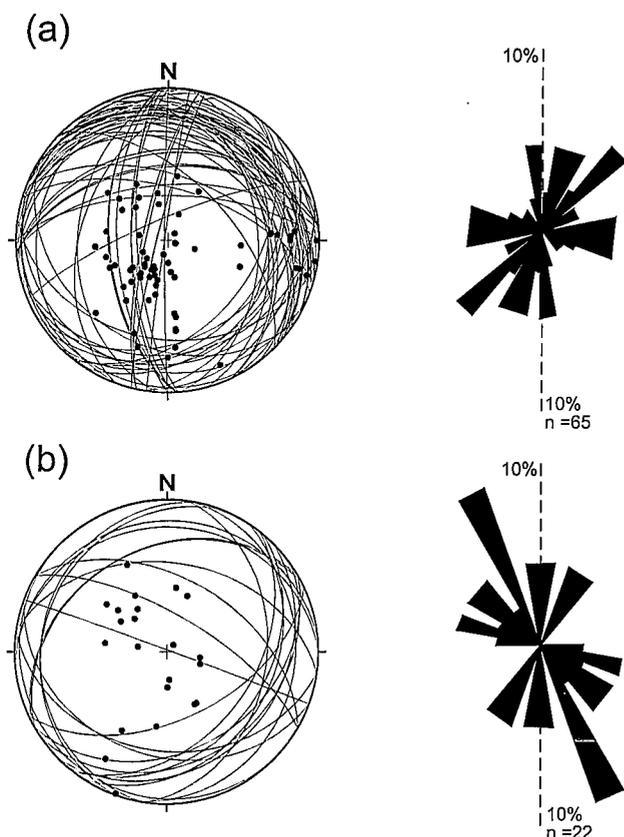
miembros definidos para esta formación por Pérez-Estaún (1978) y que es posible correlacionarlos con las formaciones Casaio, Rozadáis y Losadilla definidas por Barros Lorenzo (1989), en el presente trabajo se propone incluir a estas tres formaciones como miembros de la Formación Agüeira para el Dominio de Truchas.

Cortes completos de los miembros Casaio y Rozadáis pueden observarse a lo largo del arroyo de la Sierra, cerca de Odollo y en otro corte paralelo realizado a lo largo del arroyo de Bárcena, en las proximidades de Castrillo (Fig. 2). El miembro superior o Losadilla se reconoce tanto al norte de Odollo, como en una transversal norte-sur del Pico Sixoblanco, cercano a la localidad de Silván. Además, las columnas fueron completadas con información recogida de la testificación de más de 5.000 m de testigos de sondeos realizados en la concesión de explotación Sta. Lucia y en el permiso de investigación Cabrera II. La sucesión estratigráfica general resultante de la integración de las observaciones realizadas en estas localidades se detalla a continuación:

El miembro inferior o Casaio presenta 350 m de potencia, y en él se diferencian cartográficamente dos series litoestratigráficas (Fig. 2). La unidad inferior es predominantemente detrítica, de procedencia vulcano-se-

dimentaria y de 163 m de potencia. Las areniscas presentan características turbidíticas, con secuencias parciales de Bouma, reconocibles en la pista que va desde Noceda hasta la presa del arroyo Caprada. En este afloramiento se pueden observar también estructuras tipo *slumps* y *mass-flow* junto con turbiditas bien interstratificadas. La unidad superior es más pelítica y de 137 m de potencia, y en ella se localizan dos niveles de pizarra oscura de grano muy fino a 190 y 244 m de la base, de 10 y 22 m de potencia respectivamente, resultando ambos de alta calidad comercial. Esta unidad puede interpretarse dentro del contexto de corrientes de turbidez como corrientes de fango de baja densidad.

El miembro Rozadáis o intermedio presenta una potencia de 325 m y se caracteriza por ser predominantemente pelítico y presentar pizarras con cantos (diamictitas); estos cantos son calcáreos y más excepcionalmente de areniscas, con tamaños que van desde centimétricos a decimétricos. Los cantos se distribuyen de modo rítmico en pasadas laminares sin que se evidencien marcas erosivas en la base de los cantos. Excepcionalmente existen varios bloques de areniscas mayores de 1 m<sup>3</sup> (Fig. 7a), con texturas internas de tipo *slump*, sugiriendo su incorporación a la matriz pelítica aun sin consoli-



**Figura 9.-** (a) Proyección estereográfica equiareal de los planos de los *kink band* y de sus polos, y diagrama en rosa correspondiente a las direcciones de buzamiento. (b) Proyección estereográfica equiareal de los planos del clivaje de crenulación  $S_3$  y de sus polos, así como el diagrama en rosa correspondiente a las direcciones de buzamiento.

dar. Este miembro ha sido datado por Sarmiento *et al.* (1999) como Ashgill a partir de las asociaciones de conodontos encontradas en los cantos calcáreos de una muestra recogida en la parte media, que aparece en el corte II-II' de la figura 3, debiendo ser interpretada esta edad como una edad máxima.

La génesis de estos depósitos ha sido objeto de controversia. Así Pérez-Estaún y Marcos (1981) consideran que se trata de depósitos del tipo *pebbly mudstone* originados en relación con movimientos en masa y favorecidos por la existencia de fuertes pendientes originadas por fracturas relacionadas con la etapa distensiva que tiene lugar en esta época. Por su parte Robardet y Doré (1988) y Sarmiento *et al.* (1999) defienden para estas rocas un origen glaciomarinero (depósitos de tipo *dropstone*). Sin embargo algunas de sus características, tales como: i) el que los cantos procedan de las Calizas de la Aquiana situadas a lo largo del borde norte de la cuenca y de niveles de areniscas del propio miembro; ii) la presencia de cantos subredondeados y de fragmentos de arenisca con estructuras tipo *slump* incorporados a la matriz pelítica (Figs. 7a y b); sugieren su procedencia a partir de un talud inestable, tratándose por tanto de depósitos de tipo *debris flow*. En cualquier caso, dado que los datos correspondientes a la interpretación del origen de estos depósitos no son concluyentes es preferible seguir denominando a estos niveles diamictitas, puesto que este término no tiene connotaciones genéticas.

El miembro superior o Losadilla tiene 295 m de potencia (Fig. 6). Comienza con un banco de areniscas y cuarcitas con capas de hasta 1,5 m, alternando con areniscas, al que le sigue un nivel de pizarras de grano grueso con laminaciones arenosas que culmina con un nivel de 50 m de areniscas y cuarcitas masivas. Este nivel podría ser el equivalente a las Cuarcitas de Vega de Espinareda del Dominio de Navia y Alto Sil (Pérez-Estaún, 1978). Sobre estas cuarcitas se disponen discordantes las ampelitas silúricas.

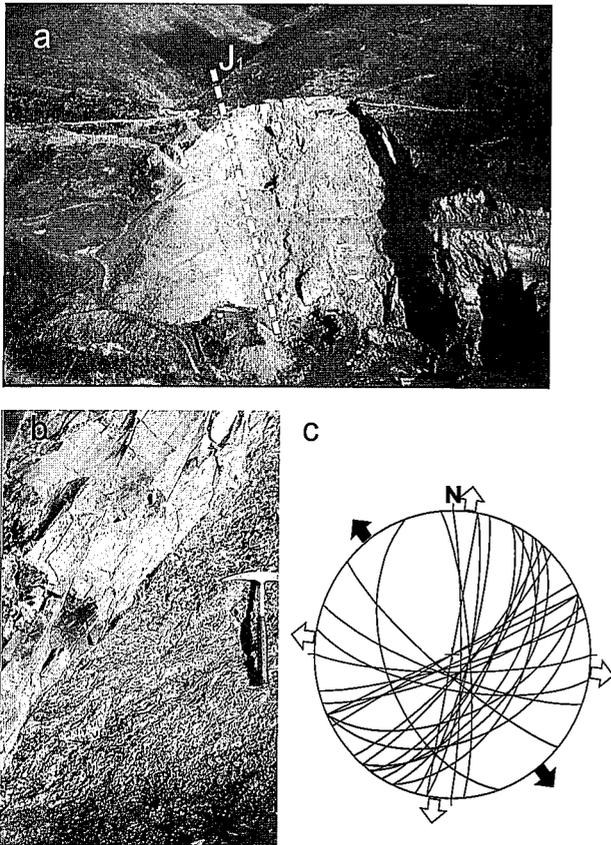
#### *Las Calizas de la Aquiana*

En la región situada al norte del Anticlinal del Teleño, sobre las Pizarras de Luarca se apoyan directamente las Calizas de la Aquiana (Pérez Estaún, 1978) en lugar de la Fm. Agüeira. Las Calizas de la Aquiana se disponen en un afloramiento longitudinal sobre los dos flancos del sinclinal de Peñalba y de forma discontinua. Su potencia disminuye hasta desaparecer hacia el este mientras que hacia el oeste aumenta progresivamente hasta superar los 300 m en torno a el embalse de Peñarrubia, fuera del área de estudio, en donde su base se sitúa a techo de la Fm. Agüeira. La transición de facies carbonatadas a pelítico-arenosas se observa con claridad en el talud de la carretera que une las localidades de Borrenes y Orellán, hacia el noroeste del área estudiada. En esta sección se observa la Caliza de la Aquiana sobre las Pizarras de Luarca, pasando de calizas masivas a calizas interdigitadas con las pizarras de la Formación Agüeira, hecho que también puede ser deducido de la cartografía (Fernández *et al.*, 1999).

Dentro del área de estudio, en la carretera que va desde Ponferrada a Corporales, cerca del Alto del Morredero, se puede recorrer una buena sección de esta Formación. Sobre las Pizarras de Luarca se pasa de forma neta a las Calizas de la Aquiana, que presentan una base erosiva con presencia de conglomerados calcáreos rellenando surcos que hacia techo pasan a biomictitas y bioesparitas laminares, sugiriendo un medio deposicional de alta energía. Este nivel, de unos 25 m, culmina con otro de pizarras de unos 10 m de potencia que hacia techo vuelven a pasar un nuevo nivel de calizas similar al anteriormente descrito, de unos 30 m de potencia. Aunque se aprecia dolomitización en el nivel próximo a la intercalación pizarrosa, no se ven indicios de repetición mecánica de la serie. Como se puede apreciar en la cartografía, lateralmente hacia el este, estos dos niveles desaparecen, aflorando un único nivel y de forma discontinua. La edad Ashgill de estas calizas ha sido establecida por Sarmiento *et al.* (1999).

#### **La estructura del borde norte del Sinclinorio de Truchas**

El mapa geológico de la Fig. 2 muestra la inclinación general de las capas hacia el sur y la existencia de abundantes pliegues decamétricos y hectométricos, apareciendo los materiales más antiguos hacia el norte y los más



**Figura 10.-** Estructuras tardías: (a) Fotografía del diaclasado (J), que marca los escarpes de roca perpendiculares a la ladera en la cantera EXPIZ situada próxima a la localidad de Odollo de Cabrera. (b) Fotografía de fallas con movimiento aparente normal y de trazado N-S en un afloramiento de las Pizarras de Luarca en la carretera del Puente de Domingo Florez a Odollo de Cabrera. (c) Proyección estereográfica equiareal de los planos de falla. Las flechas negras indican la dirección de buzamiento media, mientras que las blancas señalan las dos familias de fallas dominantes.

modernos hacia el sur del área cartografiada. La traza axial de los pliegues mayores y menores tiene una orientación constante N115°E y sus ejes son sub-horizontales, presentando un cabeceo máximo de 8 a 12°, tanto hacia el este como hacia el oeste. Estas zonas con ejes ligeramente inclinados se distribuyen en bandas transversales a las estructuras, presentan anchuras hectométricas y una orientación NNE-SSO. Así, entre el Arroyo de Silván y el borde oeste del mapa los ejes se inclinan ligeramente hacia el oeste, mientras que entre el citado arroyo y el Arroyo de la Sierra los ejes se inclinan hacia el este. El cambio de cabeceo del eje de los pliegues permite deducir pliegues mucho más suaves con trazas axiales perpendiculares al trazado cartográfico de las estructuras mayores.

A escala de afloramiento se pueden observar generalmente dos superficies: la de estratificación ( $S_0$ ), cuando las pasadas de laminaciones arenosas o las capas de areniscas permite reconocerla en las series pizarrosas, y una foliación tectónica ( $S_1$ ) que está definida como un clivaje pizarroso para las pizarras y una clivaje grosero para las capas arenosas más competentes (Pérez-Estaún *et al.*, 1980). La transición gradual entre ambas litologías da lugar a una refracción progresiva del clivaje, de forma que las variaciones granulométricas en las pizarras sólo se re-

conocen a simple vista por ligeras refacciones en el clivaje. El clivaje  $S_1$  se desarrolla en relación con pliegues bajo condiciones de metamorfismo regional, que en el área estudiada alcanza la facies de los esquistos verdes y presenta paragénesis de cuarzo-clorita-mica blanca y cuarzo-clorita-mica blanca-albita. Esta foliación se dispone paralela a la traza axial de los pliegues menores y con frecuencia produce una lineación de intersección  $S_0$ - $S_1$  dispuesta de forma general N115°E denominada "hebra" en el argot de los productores de pizarra.

La foliación presenta una inclinación media de 30-45° hacia el sur en los flancos normales que ocupan la mayor parte del área. Conforme se avanza hacia el borde norte del Sinclinorio de Truchas la foliación se verticaliza e incluso llega a invertirse buzando hacia el norte, debido a la tercera fase de deformación varisca que afecta especialmente a este sector (corte I-I' de la Fig. 3). Dicho flanco define un anticlinal que a escala regional se conoce como Anticlinal del Teleno (Pérez-Estaún, 1978). No sólo está verticalizado el flanco norte del Anticlinal del Teleno, sino que todos los flancos norte de los pliegues menores más amplificadas que acompañan al gran flanco normal del Sinformal de Truchas presentan esta característica (Figs. 3 y 8a). El ángulo entre flancos en este sector disminuye, aproximándose a pliegues isoclinales, mientras que en las zonas no afectadas por la deformación de tercera fase el ángulo medio entre flancos es de 60°, lo que sugiere un reapretamiento de los pliegues de primera fase.

También se puede comprobar como estos pliegues menores presentan un engrosamiento en la zona de charnela de las capas más incompetentes del orden del 50%, que aumenta en los sectores basculados. Así la capa de pizarra explotada en las canteras de EXPIZ SA (Corte I-I' de la Fig. 3) presenta una potencia de 12 m cuando la capa se encuentra en posición de flanco normal, mientras que en la zona de charnela sobrepasa los 20 m y hacia el norte, en la zona de Castrillo, donde toda la serie está verticalizada, las zonas de charnela muestran potencias próximas a los 50 m. Todo ello sugiere que los mecanismos de plegamiento fueron predominantemente la deformación longitudinal tangencial, a la que se le sobrepone el aplastamiento en las zonas basculadas.

De forma general se puede comprobar que cuando la foliación  $S_1$  sobrepasa los 50° de inclinación se desarrollan posteriormente pliegues de tipo *kink-bands* decimétricos de plano axial sub-horizontales (Figs. 8b y 9a) y generalmente de sentido inverso, lo que sugiere un acortamiento sub-vertical que puede interpretarse como debido a la carga litostática, cuando la foliación, como plano de debilidad, presenta una orientación conveniente respecto a una dirección de acortamiento vertical. Esta disposición del esfuerzo máximo compresivo también se deduce de la orientación de los ángulos obtusos cuando se forman sistemas conjugados de *kink-bands*. La formación superficial de estos pliegues se evidencia por el carácter frágil de muchos de los planos de *kink*. A pesar de que su orientación este-oeste es sub-paralela a una de las disposiciones que presenta el cli-

vaje de crenulación, que en esta zona se atribuye a la tercera fase de deformación varisca ( $S_3$ ) (Pérez-Estaún, 1978) y que está siempre presente en estas zonas basculadas de forma local (Fig. 9b), no se puede afirmar que los *kink-bands* se formen durante esta fase de deformación; en efecto, el hecho de que el clivaje de crenulación esté casi siempre plegado por las bandas de *kink* sugiere que se trata de estructuras posteriores. Además, este clivaje de crenulación ( $S_3$ ) presenta localmente otra disposición que es perpendicular a las estructuras, y que aproximadamente coincide con la disposición de las trazas axiales de pliegues suaves y verticales de disposición radial (Pérez Estaún, 1978) que provocan el cambio de cabeceo de los pliegues menores y que se han denominado pliegues transversales.

En el borde NE del mapa y a lo largo del corte que se puede realizar siguiendo el Arroyo del Cabrito, hacia el oeste de Molinaferrera (Figs. 2 y 3), se puede comprobar como el flanco norte del Anticlinal del Teleno se encuentra retrovergado y muestra estructuras menores similares a las descritas anteriormente, mientras que el Sinclinal de Peñalba y el Anticlinal de Oza, que se sitúa hacia el norte, tienen los dos vergencia normal NE (corte III-III' Fig. 3).

El flanco norte del Anticlinal de Oza está cortado por una falla que pone en contacto calizas silúricas con la Serie de los Cabos y se reconoce como la prolongación de la Falla de Villavieja (Fernández *et al.*, 1999), cuyo trazado cartográfico discurre por el norte del área objeto de estudio, al igual que el Cabalgamiento de Valdeza (Pérez Estaún, 1978) situado más hacia el norte (Figs 2 y 3).

#### *La Falla de Villavieja*

Es una estructura recientemente reconocida, que constituye el límite septentrional de la zona estudiada (Fig. 2). A escala regional su trazado se sigue desde el SO de Sarria, donde es cortada por la Falla de Vivero, hasta que desaparece por el E cobijada bajo el Terciario, en las proximidades de Molinaferrera (Fig.1). Su traza es ligeramente oblicua a la dirección de los pliegues mayores. La inclinación de esta estructura es variable pero siempre subparalela a los contactos litológicos, de manera que en la región de los pliegues acostados del Caurel (Matte, 1968), la falla se subhorizontaliza, mientras que en la región estudiada la posición es próxima a la vertical. El análisis cinemático de esta estructura en la zona estudiada muestra una historia compleja de movimientos inversos y directos, sin que se aprecien desplazamientos significativos en dirección. Fernández (2000) reconoce estructuras dúctiles con desarrollo de fábricas de orientación cristalográfica preferente en las litologías menos competentes como son las calizas, junto con estructuras rotacionales sobre conglomerados que indicarían desplazamiento de techo hacia el norte, indicando un movimiento de falla inversa, seguido de una masiva brechificación con movimiento del techo hacia el sur, es decir de falla normal.

#### *Las estructuras tardías*

Las estructuras tardías desarrolladas en la zona condicionan en gran medida la explotabilidad de los bancos de pizarra, aunque desde un punto de vista regional sean estructuras de escasa relevancia. Con posterioridad a la formación de un clivaje de crenulación de tercera fase de deformación varisca, se desarrollaron los *kink bands* horizontales ( $k_h$ ) y sobrepuestos a estos se pueden encontrar otra población de *kink bands* cuyos ejes presentan una orientación subvertical ( $k_v$ ), un diaclasado subvertical ( $J_1$ ) y dos familias de fallas aparentemente conjugadas de orientación NNE-SSO y ONO-ESE (Fig. 10).

De todas estas estructuras, las más importantes son los  $k_v$ . Aparecen en dos situaciones estructurales: i) asociados a las zonas retrovergentes donde se superpone a los  $k_h$  (Fig. 8c); y ii) asociados localmente a algunas fallas, lo que se interpreta en relación con una componente de movimiento de desgarre para las mismas. Las fallas de orientación NNE-SSO son más abundantes que las de orientación ONO-ESE, aunque generalmente éstas últimas presentan un mayor desplazamiento. Las de trazado NNE-SSO se inclinan generalmente hacia el este mientras que las de trazado ONO-ESE lo hacen hacia el SO, y ambas generalmente presentan componente de movimiento normal y en dirección.

Por otra parte, el diaclasado  $J_1$  tiene una orientación subparalela a las fallas NNE-SSO, es bastante generalizado en toda la zona, presenta un espaciado irregular y en ocasiones aparece mineralizado con diques de barita o de cuarzo con asociación de blenda-galenapirita y calcopirita, lo que evidencia una actividad hidrotermal relacionada.

Además de estas estructuras interpretadas como tardías en relación con la deformación varisca, en la zona estudiada existen evidencias de deformación más reciente, asociada a la formación de paleorreliques y a la dinámica de laderas asociada con estos mantos de alteración. Su incidencia en la prospección y explotación de pizarras para techar es importante y nunca ha sido anteriormente considerada. Los mantos de alteración situados en las partes altas de las laderas y sobre suaves pendientes contrastan con el actual encajamiento de la red fluvial, que produce laderas de gran pendiente, y sugieren la existencia de paleollanuras en estas zonas elevadas. Las características generales de estas estructuras se sintetizan en los dos ejemplos siguientes: i) en la cabecera del arroyo de Bárcena al oeste de Castrillo de Cabrera (Fig. 2 y corte II-II' Fig. 3) se observa que la foliación  $S_1$  llega a estar inclinada hacia el norte  $30^\circ$  con el techo hacia abajo, lo que supone una inversión de la  $S_1$   $>60^\circ$ , que afecta a más de 200 m de potencia. En esta zona las pizarras en superficie están fuertemente alteradas y valle arriba, donde disminuye la pendiente media de la ladera, el manto de alteración tiene mayor potencia y una tonalidad rojiza o asalmonada que evidencia unas condiciones climáticas de alteración-oxidación diferentes de las actuales; ii) en la ladera este del arroyo Silván, y sobre la localidad de Sigüeya, la disminución de pendiente coincide con el desarrollo de un po-

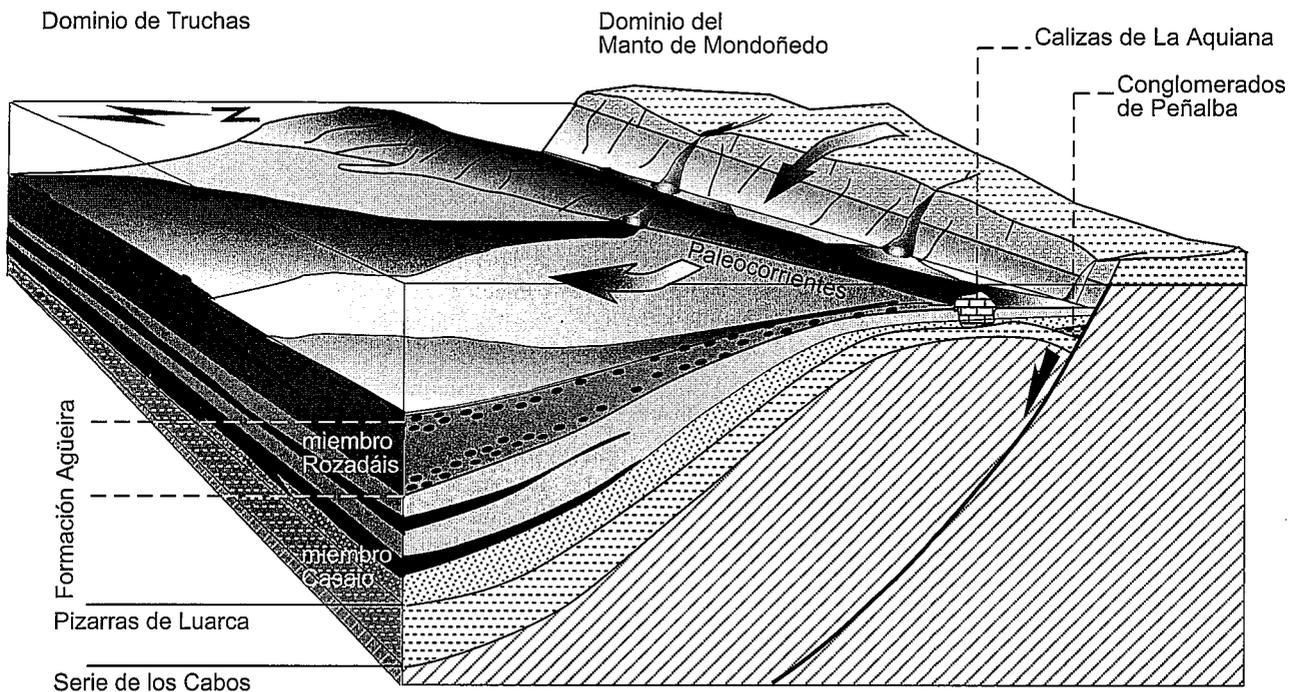


Figura 11.- Reconstrucción idealizada durante el Hirnantense (Finales del Ashgill) del borde norte de la cuenca que en la actualidad define el borde norte del Sinclinorio de Truchas (Modificada de Pérez-Estaún y Marcos, 1981 y Martínez Catalán *et al.*, 1992).

tente manto de alteración superficial y de color rojizo. Este tipo de depósito superficial a veces da lugar a movimientos en masa como los que se aprecian por debajo de Sigüeya, Llamas de Cabrera y en las inmediaciones de Pizarras EXPÍZ SA. La posible edad terciaria en estos paleorrelieves lo sugiere su aspecto semejante al de los depósitos terciarios presentes en la zona. El *creep* de ladera que dió lugar a un *toppling* de la  $S_1$ , que en algunos casos afectó a más de 200 m de potencia, pudo originarse cuando la ladera soportaba un manto de alteración de gran potencia que posteriormente fue erosionado y retrabajado por el encajamiento de la actual red de drenaje. Aunque tampoco es descartable que en algunos casos se trate de verdaderos depósitos terciarios, y no de mantos de alteración, y que actualmente estén erosionados.

La baja inclinación del clivaje  $S_1$ , por debajo de los mantos de alteración, hace posible la confusión de estas zonas como favorables para su explotación debido a que la baja inclinación del clivaje  $S_1$  favorece el que no se desarrollen bandas de kink horizontales y facilita la extracción de la pizarra.

## Discusión

Marcos (1973) y Pérez-Estaún (1978) establecieron dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa tres dominios sobre la base de la estratigrafía del Paleozoico inferior (Dominio del Navia y Alto Sil, Dominio del Manto de Mondoñedo y Dominio de Truchas). Posteriormente se realizó la reconstrucción paleogeográfica de alguno de estos dominios, interpretándolos como asociados a la evo-

lución de sistemas de fallas normales (Pérez-Estaún y Marcos, 1981; Martínez Catalán *et al.*, 1992).

De acuerdo con los datos regionales y los aportados en este trabajo podemos interpretar que el borde norte del Sinclinorio de Truchas durante el Ordovícico Superior, estaba representado por el margen de una cuenca en forma de surco cuyo depocentro se situaba hacia el OSO del área estudiada. Así, hacia el este el surco era progresivamente menos profundo hasta quedar en condiciones subaéreas la parte superior de las pelitas que dieron lugar a las Pizarras de Luarca. Esta característica quedó patente con la formación de *hard grounds* antes del final de su sedimentación en el resto de la cuenca (Fig. 11). La profundidad del surco también debió de ser menor hacia el sur, como lo sugiere el hecho de que la Formación Agüeira en el borde sur del Sinclinorio sólo presente 450 m de potencia, mientras que en el área estudiada llega hasta los 1000 m.

La diferencia de potencias entre el norte y el sur del Dominio de Truchas también pudo estar condicionada por el hecho de que por el norte, la cuenca pudo estar limitada por una falla extensional, si se acepta esta interpretación para la Falla de Villavieja (Fernández *et al.*, 1999). Así, la estratigrafía del Ordovícico Superior a uno y otro lado de la falla difiere en espesor y en la presencia de algunas formaciones locales como son los Conglomerados de Peñalba (Pérez-Estaún, 1978), cuyo trazado cartográfico sigue perfectamente el borde de surco que produciría el hundimiento del bloque sur de la falla.

En la zona de estudio, hacia el sur de la Falla de Villavieja, se interpreta el desarrollo de un talud inestable con

la formación de *slumps* y la incorporación de abanicos de cantos probablemente del tipo *pebbly mudstone* (Fig. 11). La composición predominantemente arenosa de la secuencia inferior del Miembro Casaio y la de su secuencia superior más pelítica, sugieren una variación de energía en el medio que puede ser interpretado en relación con la formación de depósitos de tipo turbidítico, siendo esta interpretación más difícil de probar en los miembros Rozadáis y Losadilla.

Durante la deformación varisca se produjo el desarrollo del Sinclinorio de Truchas ( $D_1$ ), al tiempo que se pudo producir la inversión de la Falla de Villavieja. La formación de estructuras  $D_3$  en la zona pudo estar condicionada por la modificación de la geometría del borde norte de la cuenca durante el comienzo de la deformación varisca.

Esta reconstrucción de la historia geológica del Sinclinorio de Truchas durante el Ordovícico Superior y la posterior deformación varisca es válida para explicar las características tectonoestratigráficas del sector estudiado, pero no es la única posible. Así hay que tener en cuenta que no está probado el carácter sinsedimentario de la Falla de Villavieja, como tampoco se puede descartar la existencia de un glaciarrismo ordovícico que explique la incorporación de los cantos calcáreos en el miembro Rozadáis, como depósitos de tipo *dropstone*.

Desde un punto de vista minero, el interés de una reconstrucción paleogeográfica se restringe a explicar dónde se localizan los niveles de pizarra explotables, que como se ha visto depende de su fisibilidad, controlada por el tamaño de grano de la fracción arenosa de las pizarras ordovícicas y el grado metamórfico durante el desarrollo del clivaje  $S_1$ . Otros factores posteriores a la sedimentación Ordovícica de los materiales pelíticos y a su deformación durante la orogénia varisca son determinantes a la hora de definir los niveles de pizarra aprovechables, como son: la formación de *kink bands* y la presencia de diaclasas (bregadas y cortes en el argot pizarrero) que condicionan el rendimiento de la pizarra en banco. Ambas estructuras son posteriores a la tercera fase de deformación varisca y se desarrollan con mayor intensidad hacia el borde norte del Sinclinorio. Por ello, este sector es menos interesante, desde un punto de vista minero, que las áreas localizadas hacia el sur, donde la  $S_1$  presenta buzamientos bajos y se inclina hacia el norte, de acuerdo con su posición dentro del flanco norte del Sinclinorio de Truchas.

## Conclusiones

Los miembros Casaio, Rozadáis y Losadilla han sido cartografiados en el borde Norte del Sinclinorio de Truchas como tres unidades dentro de la Formación Agüeira y se ha establecido su estratigrafía en detalle. Como la posibilidad de cartografiar estos miembros por el momento se restringe al Sinclinorio de Truchas y no a todo el ámbito de la Fm. Agüeira se ha estimado más conveniente definir a las anteriores formaciones como miembros y mantener a la Formación Agüeira con el rango de formación.

Los niveles de pizarra para techar aprovechables en la zona cartografiada han sido localizados dentro de la

secuencia estratigráfica general en la base de la serie superior del Miembro Casaio y a algunos niveles del Miembro Inferior de las Pizarras de Luarca.

La estructura de la zona corresponde al flanco normal del Sinclinorio de Truchas desarrollado durante la primera fase de deformación varisca y se ha observado que la actual verticalización del flanco normal del Sinclinorio de Truchas es debida a un basculamiento posterior, que se intensifica progresivamente hacia el este y que se ha interpretado en relación con la tercera fase de deformación varisca. Se ha interpretado que los *kink bands* horizontales se desarrollan posteriormente, y que localmente se pueden sobreimponer otros *kink bands* subverticales, y una fracturación o diaclasado vertical de orientación dominante  $N15^\circ E$ , que condicionan de forma determinante la explotabilidad de los niveles de pizarra.

Se ha interpretado que durante el Ordovícico medio y superior se desarrolló en el actual Sinclinorio de Truchas un surco cuyo eje se inclinaba ligeramente hacia el oeste y que fue parcialmente relleno por la sedimentación turbidítica de series detríticas sobre las Pizarras de Luarca, las cuales estuvieron temporalmente en condiciones subaéreas en el borde Este del surco.

## Agradecimientos

Las discusiones con A. Pérez-Estaún, D. Arias, P. Farias y V. Páiz en el campo han contribuido a la realización de este trabajo. V. Páiz y D. Arias proporcionaron datos inéditos de campo que han favorecido la realización de la nueva cartografía. A. Pérez-Estaún y A. Marcos han contribuido a mejorar la redacción y especialmente el contenido de este trabajo. Agradecemos a Pizarras EXPIZ, S.A su autorización para utilizar su información geológica. Finalmente agradecemos al Editor de la RSGE, así como a los revisores G. Gutiérrez y M. A. San José sus observaciones y correcciones. Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto 1FD97-0959-C03.

## Referencias

- Abril-Hurtado, J., Pliego Dones, D. y Rubio Navas, J. (1982): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 191 (Silván)*. ITGE. Madrid.
- Baldwin, C.T. (1975): The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain. *Brevioria Geologica Asturica*, 19: 4-9.
- Barrois, Ch. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires Société Géologique du Nord*, II, 1: 630 p.
- Barros Lorenzo, J.C. (1989): Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el flanco sur del Sinclinorio de Truchas (Ourense-León, NW de España). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 14: 93-116.
- Crimes, T.P., Marcos, A. y Pérez Estaún, A. (1974): Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 15:169-184.
- Fernández, F.J., Arias, D. y Menéndez Duarte, R. (1999): Inversion of a synsedimentary extensional fault during the

- Variscan orogenesis (NW Spain). *Journal of Conference Abstracts* 4: 100-100.
- Fernández, F.J. (2000): Meso and microstructural analysis of the Villavieja Fault and their kinematic interpretation. En: *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. Basement Tectonics 15*, A Coruña, Spain. Program and Abstracts, 221-225.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Aramburu, C., Arbizu, M., Bernárdez, E., Hacar Rodríguez, M.P., Méndez-Bedia, I., Montesinos López, R., Rábano, I., Truyols, J. y Villa, E. (1999): Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centrobérica septentrional). *Acta Geológica Hispánica*, 34: 4, 3-87.
- García-Guinea J., Lombardero, M., Roberts, B. y Taboada, J. (1997): Spanish roofing slate deposits. *Transactions Institutions Mineralogical and Metallurgical (Sect.B: Applied earth science)* 106: 205-B215.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares 1:1.000.000*. IGME, Madrid.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektoniken Forschungen*, 6: 78-92.
- Lotze, F. (1958): Zur stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie* 7: 727-750.
- Marcos, A. (1970): Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el occidente de Asturias (NW de España). *Brevioria Geologica Asturica*, 14, 2: 13-28.
- Marcos, A. (1971): Cabalgamientos y estructuras menores asociadas, originadas en el transcurso de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España). *Brevioria Geologica Asturica*, 15: 59-64.
- Marcos, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias. *Brevioria Geologica Asturica* 14: 13-28.
- Martínez Catalán, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo. *Fundación Pedro Barrié de la Maza, Conde de FENOSA*. La Coruña. 291p.
- Martínez Catalán, J. R., Hacar Rodríguez, M. P., Villar Alonso, P., Pérez Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian zones of the Variscan fold-belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81: 545-560.
- Matte, Ph. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Géologique Alpine*, 44: 1-128.
- MINER (1997): Estadística Minera de España 1995. *Centro de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía*, Madrid, 301p.
- Nollau, G. (1966): El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el Oeste de la provincia de León (España). *Notas y Comunicaciones del IGME* 88: 31-48.
- Pérez-Estaún, A. (1974): Algunas precisiones sobre la sucesión Ordovícica y Silúrica de la región de Truchas. *Brevioria Geologica Asturica*, 18: 23-25.
- Pérez-Estaún, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama sur de la zona Asturoccidental-leonesa. *Memorias del IGME* 92: 1-150.
- Pérez-Estaún, A. Marquínez, J. y Ortega, E. (1980): La sucesión Ordovícica y la estructura de la región de Silván (La Cabrera, León). *Brevioria Geologica Asturica*, 24: 17-24.
- Pérez-Estaún, A. y Marcos A., (1981): La Formación Agüeira en el Sinclinorio de Vega de Espinareda: Aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la Zona Asturoccidental-Leonesa (NW de España). *Trabajos de Geología*, 11: 135-145.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez-Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Marcos A. y Pulgar, J.A. (1981): Stratigraphy. En: *Premesozoic Geology of Iberia*. (Dallmeyer, R. & Martínez García, E. Eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 92-102.
- Riemer, W. (1963): Eutwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo. *Neues Jurbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 117: 273-285.
- Robardet, M. Y Doré, F. (1988): The late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66: 19-31
- Sarmiento, G.N., Gutierrez Marco, J.C. y Robardet, M. (1999): Conodontos Ordovícicos del Noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental Leonesa y Centrobérica durante el Ordovícico Superior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12: 477-500.
- Velando, F., Ortíz, F., Matas, J. y Pérez-Estaún, A. (1981): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja nº 192 (Lucillo)*. IGME. Madrid.

Manuscrito recibido el 29 de enero de 2001  
Aceptado el manuscrito revisado el 4 de junio de 2001