

B R E V I O R A

GEOLOGICA ASTURICA

AÑO XXIV (1980)

OVIEDO

Núms. 3 - 4

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS, UNIVERSIDAD.
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS

A. Pérez-Estaún, J. Marquínez y E. Ortega (*).—LA SUCESION ORDOVICICA Y LA ESTRUCTURA DE LA REGION DE SILVAN (LA CABRERA, LEON)

El presente trabajo comprende el estudio de una zona próxima a Silván (La Cabrera), en el extremo NW de la Provincia de León, situada desde el punto de vista geológico en la Zona Asturoccidental-leonesa y más concretamente dentro del Dominio de Truchas (PÉREZ-ESTAUN 1978). Esta área se caracteriza por poseer una espesa secuencia de materiales ordovícicos, mal conocida hasta el momento, afectada principalmente por una etapa de plegamiento acompañado de esquistosidad. En este trabajo se pretende establecer la sucesión estratigráfica y la estructura de esta zona, de gran interés dado que se trata de la región en la que se encuentran el mayor número de explotaciones de pizarras de techar de la Península Ibérica.

Uno de los problemas que se presentan al estudiar los materiales en esta zona es la ausencia de fósiles, por lo que, para establecer la edad de los mismos, es preciso tomar como referencia las columnas estratigráficas y edades de otros sectores mejor conocidos de la Zona Asturoccidental-leonesa. Así, en la sucesión obtenida en la región de Silván, se pueden reconocer fácilmente materiales pertenecientes a la parte alta de la Serie de Los Cabos (Ordovícico inferior), así como a las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio). Por encima de esta última formación existe una sucesión muy potente, con litologías variables, que por sus características litológicas y de facies se ha asimilado a la Formación Agüeira, de edad Ordovícico medio-superior (MARCOS 1973; PÉREZ-ESTAUN 1978). En todo el sector comprendido en el mapa de la fig. 1 no se han reconocido rocas típicamente silúricas, tales como ampelitas, que de hecho se encuentran en áreas

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

próximas por encima de los materiales aquí estudiados. En una localidad cercana, en el Monte Llagarinos al W del Pico Fabero I, se han citado ampelitas con Graptolites que permiten atribuir a estas rocas al Silúrico y concretamente al Llandovery medio-superior (PLOGMANN 1973, PÉREZ-ESTAUN 1974, 1978). La posibilidad de que los niveles más altos de la sucesión estudiada puedan ser silúricos no puede ser descartada aunque, como se verá más adelante, estos niveles presentan la misma facies que los niveles subyacentes y sus contactos son graduales. Por el contrario, como es conocido en la Zona Asturoccidental-leonesa, los materiales silúricos comienzan siempre por un contacto neto y con un cambio litológico y de facies muy fuerte, lo que nos lleva a considerar a toda la sucesión aquí establecida como Ordovícica.

ESTRATIGRAFIA

Los materiales que aparecen en la zona estudiada forman parte de un gran sinclinal (Sinclinal de Fabero) de eje E-W y cuya charnela se sitúa en la parte sur. Por tanto, de N a S y a través de los ríos Benuza y Silván, puede obtenerse una sucesión estratigráfica completa de muro a techo en la que se han reconocido las siguientes formaciones: Serie de Los Cabos, Pizarras de Luarca y Formación Agüeira. La Serie de Los Cabos y las Pizarras de Luarca aparecen exclusivamente en el extremo NE del mapa. De la Serie de Los Cabos únicamente son visibles los metros superiores, formados principalmente por cuarcitas. Las Pizarras de Luarca, con tonalidades negras, presentan un espesor de unos 150 m. y muestran un contacto gradual con la Serie de Los Cabos, existiendo en su parte baja algunos niveles de areniscas y cuarcitas.

Por encima de las Pizarras de Luarca se sitúa una espesa secuencia de pizarras, areniscas y algunas cuarcitas, cuyo espesor supera los 1.500 m. Todos estos materiales han sido equiparados a la Formación Agüeira, dentro de la cual se han distinguido en la cartografía tres miembros y varios de sus niveles litológicos (Figs. 1 y 2). Así, tanto en el mapa como en las columnas estratigráficas, se han distinguido en negro varias capas de pizarras, en las que se sitúan algunas de las canteras de pizarras de techar de la región.

El miembro inferior está constituido por una alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas (Fig. 2) que alcanza un espesor de más de 450 m. Las pizarras contienen abundante pirita y su color varía de gris a negro. Hacia la parte alta de este miembro se ha localizado un nivel relativamente continuo de pizarras negras sin apenas intercalaciones arenosas (Pizarras de Armadilla). Las areniscas y cuarcitas se presentan a veces en bancos gruesos, de más de 1 m. de espesor, y en otras ocasiones en alternancias con pizarras en capas de poca potencia. En algunos bancos gruesos de areniscas se han observado slumps y en general, las capas de areniscas suelen presentar estructuras sedimentarias internas tales como granoclasificación, laminación paralela y entrecruzada y, en el muro de las capas, marcas del tipo flute y groove casts. Existen también abundantes cambios

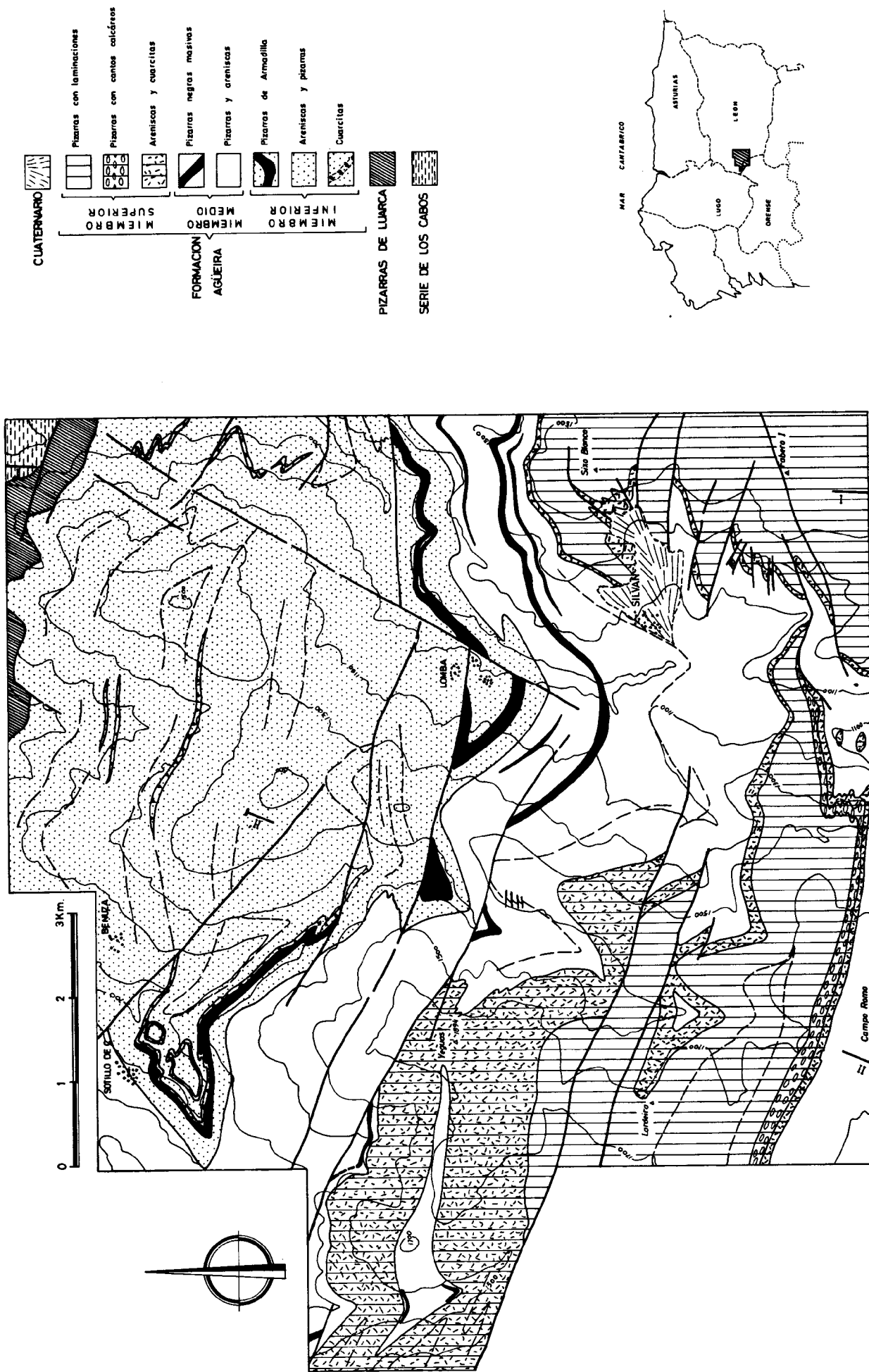


Fig. 1.—Mapa geológico de la región de Silván y esquema de situación.

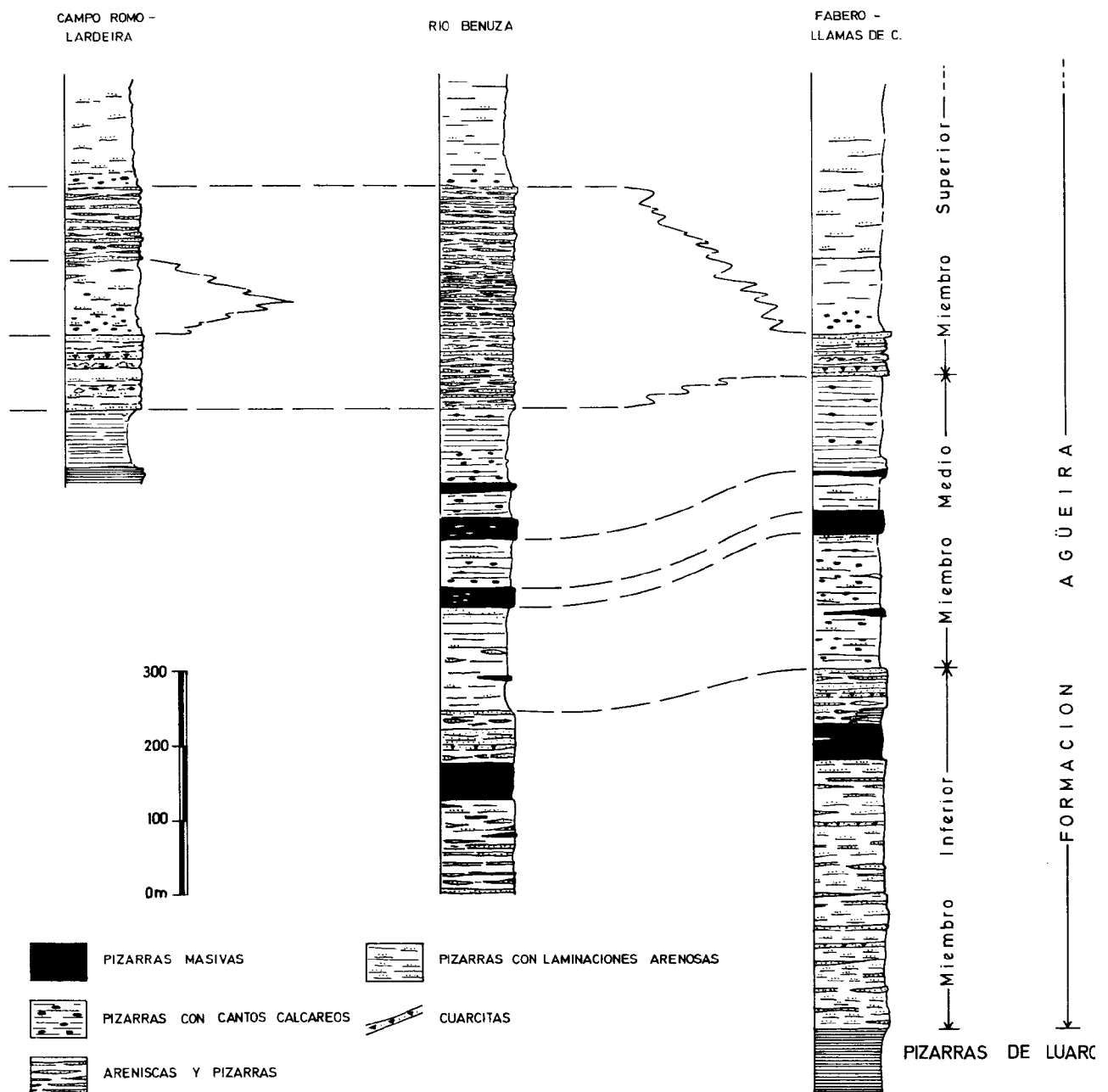


Fig. 2.-Columnas estratigráficas de la Formación Agüeira en la región de Silván.

laterales de facies. Las características de las rocas de este miembro permiten considerar a una gran parte de las mismas como turbiditas.

El contacto entre el miembro inferior y el medio es gradual, siendo en muchas ocasiones difícil de precisar. El miembro medio tiene un espesor de más de 400 m. y está constituido fundamentalmente por pizarras aunque existen también escasos niveles de areniscas y numerosas laminaciones arenosas. Una característica importante de este miembro es la presencia de cantos dispersos en las pizarras. Estos cantos son principalmente calcáreos, aunque también se han localizado algunos de cuarzo, cuarcita y arenisca. El tamaño de los mismos oscila entre unos pocos milímetros y algunos centímetros. La distribución de los cantos dentro del miembro medio y de la zona estudiada es irregular y, desde luego, no

son muy abundantes; en general, son más frecuentes en la parte baja de la sucesión y en la parte oriental del sector estudiado. Las columnas estratigráficas de la fig. 2 muestran la distribución de litologías dentro de este miembro, así como la irregular distribución de los cantos.

La base del miembro superior de la Formación Agüeira está constituida por una serie de areniscas y cuarcitas en bancos gruesos que se han diferenciado en la cartografía (Fig. 1). Este nivel, que hacia el S y hacia el E del sector estudiado tiene unos 50 a 100 m. de espesor, se hace más potente y menos cuarcítico hacia el NW, llegando a alcanzar los 300 m. (Fig. 2). Las areniscas y cuarcitas presentan abundantes marcas de corrientes en el muro de las capas (sobre todo de tipo groove), además de grandes slumps y estructuras sedimentarias internas del tipo de las que se presentan en sedimentos con facies turbidíticas. Por encima de este nivel cuarcítico de base existe una sucesión de pizarras, con laminaciones arenosas, que constituyen los últimos materiales visibles. La parte baja de las pizarras con laminaciones suele presentar gran abundancia de cantos de naturaleza principalmente calcárea. Al SW del área estudiada se ha cartografiado un nivel particularmente rico en cantos (Figs. 1 y 2).

La existencia de pizarras con cantos dispersos, como las descritas en los miembros medio y superior de la Formación Agüeira, es conocida en el Ordovícico de la Zona Asturoccidental-leonesa y de otras partes de la Península Ibérica (RIEMER 1966, MATTE 1968, PLOGMANN 1973, TAMAIN 1978). El origen de este tipo de cantos ha sido interpretado, en el Ordovícico superior de Normandía, como glaciomarino (DANGEARD y DORE 1971). Otra posible interpretación es que estas rocas sean pebbly mudstones originados en relación con movimientos en masa de barro y cantos. La existencia de fracturas distensivas durante el Ordovícico, podría haber dado lugar a fuertes pendientes que favorecerían el proceso citado. El lugar de procedencia de los cantos se situaría al N del área estudiada, en el Dominio de Peñalba, donde durante este tiempo se estaría depositando la Caliza de la Aquiana (PÉREZ-ESTAUN 1978, PÉREZ-ESTAUN y MARCOS, en preparación).

ESTRUCTURA

Como ya se ha expresado con anterioridad, toda la región estudiada forma parte del sinclinal de Fabero, cuya estructura puede observarse en los cortes de la fig. 3. En relación con este sinclinal se desarrollan pliegues parásitos, con una morfología que depende de la litología y de la situación con respecto a la estructura mayor. Los pliegues, en las cuarcitas del miembro superior y en las cuarcitas y areniscas del miembro inferior, son apretados y frecuentes mientras que, en los niveles pizarrosos, estos mismos pliegues tienden a atenuarse. En general son asimétricos y vergentes al N, con sus planos axiales inclinados entre 30° y 60°. Los ejes son subhorizontales y su dirección es aproximadamente 115° (Fig. 3a). El ángulo entre flancos es variable dependiendo del tipo de materiales aunque, en general, suele aproximarse a los 60°.

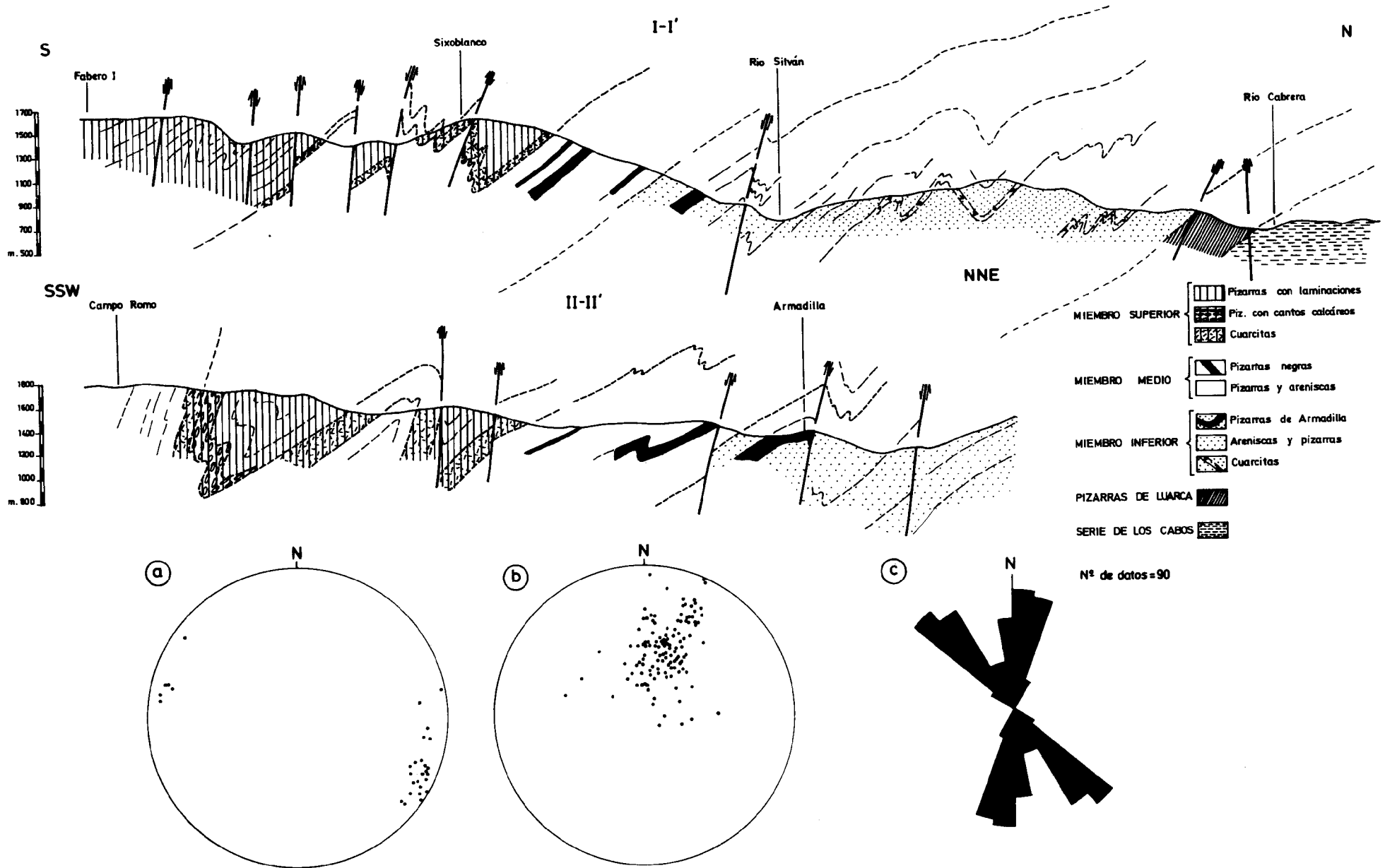


Fig. 2.- Cortes geológicos de la región estudiada. 2a: proyección estereográfica de los ejes de los pliegues. 2b: proyección estereográfica de la

En relación con esta generación de pliegues (sinclinal de Fabero y pliegues menores) se forma una esquistosidad de plano axial, generalizada por toda la zona. El grado de desarrollo de la esquistosidad varía dependiendo del tipo de material, pudiendo definirse como un «slaty cleavage» en las pizarras y como una «esquistosidad grosera» en las cuarcitas. La disposición de la esquistosidad (S_1) en la región se ha representado en la fig. 3b.

Las condiciones de presión y temperatura, imperantes durante el proceso de deformación que da lugar a los pliegues y esquistosidad descritos, son de bajo grado, correspondiendo a la facies de los esquistos verdes. Las paragénesis más frecuentes en las Pizarras de Luarca y en la Formación Agüeira están formadas por cuarzo-clorita-moscovita y cuarzo-clorita-moscovita-albita.

Las estructuras descritas han sido modificadas por episodios de deformación menos importantes y generalizados. Con posterioridad a los pliegues citados, existe otra fase de plegamiento que da lugar, en la zona que nos ocupa, a leves ondulaciones de la esquistosidad de primera fase, así como al desarrollo local de una esquistosidad de crenulación. El cambio de inclinación de la esquistosidad que puede observarse en la fig. 3b, es debido al efecto de este episodio de deformación. La esquistosidad de crenulación que se genera durante esta fase presenta unos planos con una inclinación muy baja (entre 20 y 40°). En ocasiones, en lugar de crenulaciones, se originan kink-bands con la misma disposición espacial.

Con posterioridad a las estructuras citadas, se originan dos sistemas de fallas y dos direcciones preferentes de diaclasación. Uno de los sistemas de fracturas, el más frecuente, presenta direcciones ESE-WNW y sus planos son subverticales o ligeramente inclinados al SSW y da lugar a desplazamientos verticales principalmente. El segundo sistema de fracturación, también con planos subverticales, tiene dirección NNE-SSW y el desplazamiento a que da lugar tiene una componente horizontal. En relación con estas fallas existen kink-bands y diaclasas de desarrollo local.

Existen dos grupos de diaclasas que forman entre sí un ángulo de unos 40° a 50°, tal como puede verse en el diagrama en rosa de la fig. 3c. Estos dos grupos están uniformemente distribuidos por toda la región y se manifiestan claramente en los niveles pizarrosos.

BIBLIOGRAFIA

- DANGEARD, L. & DORE, F. (1971).—Facies glaciares de l'ordovicien superieur en Normandie. In: Colloque ordovicien-silurien. *Mem. B.R.G.M.*, **73**, 119-127.
- MARCOS, A. (1973).—Las series del Paleozóico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. de Geol. Univ. de Oviedo*, **6**, 3-113.
- MATTE, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, **44**, 1-127.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1974).—Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas. *Brev. Geol. Astur.*, XVIII, **2**, 23-25.
- (1978).—Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, **92**, 149 pp.

- y MARCOS, A. (in litt.).—La Formación Agüeira en el Sinclinorio de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la Zona Asturoccidental-leonesa. *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*.
- PLOGMANN, H. (1973).—Zur Geologie und Petrographie der Regionen Sanabria (Prov. Zamora) und Cabrera Baja (Prov. León) in Nordwest-Spanien. Tesis Doctoral. Universidad de Munster. 168 pp.
- RIEMER, W. (1966).—Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunicaciones Inst. Geol. Min. España*, **81**, 7-20.
- TAMAIN, G. (1978).—L'évolution Calédono-varisque des Hespérides. In: «Caledonian-Appalachian Orogen of the North-Atlantic region». *Geol. Survey Canada*, paper 78-13. 183-212.

C. Brime (*).—INFLUENCIA DEL MODO DE PREPARACION DE LAS MUESTRAS EN LA RELACION I(002)/I(001) DE LAS ILITAS

Desde la introducción de la difracción de rayos X en los estudios mineralógicos, sus aplicaciones para la identificación de los filosilicatos se han hecho cada vez más extensas y variadas.

Es sabido que dadas las características especiales de las estructuras cristalinas de los filosilicatos su identificación se ve facilitada mediante la utilización de agregados orientados.

En la presente nota se presta atención a los problemas que se originan cuando los diagramas de rayos X, obtenidos a partir de dichos agregados orientados, se utilizan no sólo para la identificación y cuantificación de las distintas fases minerales que componen la muestra, sino también para la determinación de aquellos otros parámetros que nos han de permitir detectar las variaciones estructurales y de composición de los minerales.

La relación entre las intensidades de los picos de difracción y la estructura de las micas ya fue puesta en evidencia por NAGELSCHMIDT (1937), quien observó que la intensidad de la reflexión (002) a 5 Å era mucho más intensa para la moscovita, mica dioctaédrica, que para las micas trioctaédricas del tipo biotita-flogopita. Un trabajo más detallado de BROWN (1955) permite distinguir, con base a la intensidad del pico presente a 5 Å, entre una composición más rica en aluminio o en hierro.

KLINGEBIEL, LATOUCHE y TASTES (1968) realizaron una recopilación de los principales parámetros utilizados para la caracterización de la estructura de las micas mediante difracción de rayos X, con especial atención a la relación entre las intensidades correspondientes a los picos (001)/(002), mostrando que dicha relación es función de la geoquímica del medio (KLINGEBIEL y LATOUCHE 1962) y del tamaño de grano de la muestra.

No obstante, este tipo de índices no alcanzó gran difusión en los estudios geológicos hasta el trabajo de ESQUEVIN (1969). Según este autor la relación entre las intensidades de los picos (002)/(001) permite distinguir las ilitas ricas en

(*) E.T.S.I.M., Universidad de Oviedo, España.