

LA ESTRUCTURA DE LA REGIÓN DE SANABRIA. NOROESTE DE ESPAÑA

F. Díaz García

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

Resumen: En la zona de Sanabria se han distinguido tres unidades cuyas relaciones nos permiten proponer una evolución geológica nueva para esta zona del autóctono de la cordillera Varisca. Las unidades gneíscica (UG) y metasedimentaria (UM) se encuentran separadas por un despegue extensional que lleva asociada una intensa deformación dúctil, que ocasiona en la UG una deformación generalizada en condiciones retrógradas, mientras que en la UM la deformación se concentró en la base, acompañada de la formación de biotita, con un gradiente geotérmico muy alto. La tercera unidad está constituida por rocas graníticas porfíroides (UGIS), intruidas a lo largo de fallas en niveles superficiales de la corteza con posterioridad al desarrollo del despegue. Presentan una sola foliación vertical, desarrollada en condiciones de bajo grado (zona de la clorita), que se corresponde con la de plano axial de los pliegues variscos, erguidos, relacionados con la estructura mayor del antiformal de Sanabria. La formación del despegue extensional, posteriormente intruido por las rocas de la UGIS, se corresponde con los movimientos extensionales que tuvieron lugar en el margen de Gondwana durante el Ordovícico y que permitieron la formación de profundas cuencas sedimentarias y la adición de importantes volúmenes de magmas graníticos a la corteza.

Palabras clave: Noroeste de España, Antiforme de Sanabria, Olló de Sapo, Despegue extensional, Ordovícico Superior

Abstract: The Sanabria area (autochthonous domain of the Variscan belt) is characterized by an extensive outcrop of orthogneisses and porphyroids that record U/Pb ages from 500 to 465 Ma and that appear below the Ordovician metasediments at the core of the Sanabria antiform. Three main units have been distinguished, two of them being the lower gneissic unit and the upper metasedimentary unit, which are brought together by a top-to-East extensional detachment that controls the metamorphic evolution of both units. The detachment related-deformation in the gneissic unit developed under retrograde conditions from HT-LP metamorphism and partial melting in the lower parts to strong chloritization of the mylonitic rocks that appear distributed throughout the footwall unit, but particularly concentrated at the top. The metasedimentary unit constitutes the hanging wall to the detachment showing a highly evolved subhorizontal crenulation cleavage in the basal level. The metamorphism of this unit is prograde and reaches the biotite zone in the basal part, which suggests a high geothermal gradient. The third unit consists of porphyroid granitic rocks which intruded in two units after the ductile development of the detachment, along normal faults that affect it, which probably channelled the ascent of the granitic magma. In contrast to the rocks of the gneissic and metasedimentary units, which are affected with different intensity by the subhorizontal shearing, porphyroid rock show only a low temperature vertical foliation, that may be coeval with the vertical foliation developed in the other two units, where it usually appears as a crenulation cleavage related to the upright variscan folding event. Therefore, the Upper Ordovician tectonic evolution of the Sanabria area seems to be related to the extensional tectonics developed in the continental margin of Gondwana that allows the formation of deep basins and the addition of huge volumes of granitic magma to the crust.

Key words: Northwest Spain, Sanabria antiform, Olló de Sapo, Extensional Detachment, Upper Ordovician.

Díaz García, F. (2002): La estructura de la región de Sanabria. Noroeste de España. *Rev. Soc. Geol. España*. Vol 15 (1-2): 67-79

La región de Sanabria (Fig. 1) se sitúa en la provincia de Zamora, en el NO de la península Ibérica, y presenta un gran afloramiento de gneises y porfíroides correspondientes a la formación Olló de Sapo (Parga *et al.*, 1964). Estos gneises ocupan el núcleo de la deno-

minada antiforma de Sanabria, y se sitúan bajo las series metasedimentarias siliciclásticas del Ordovícico y Silúrico, que aparecen representadas en los sinclinales de Truchas, al norte, y Alcañices al sur. El conjunto pertenece al dominio autóctono de la cordillera Varisca

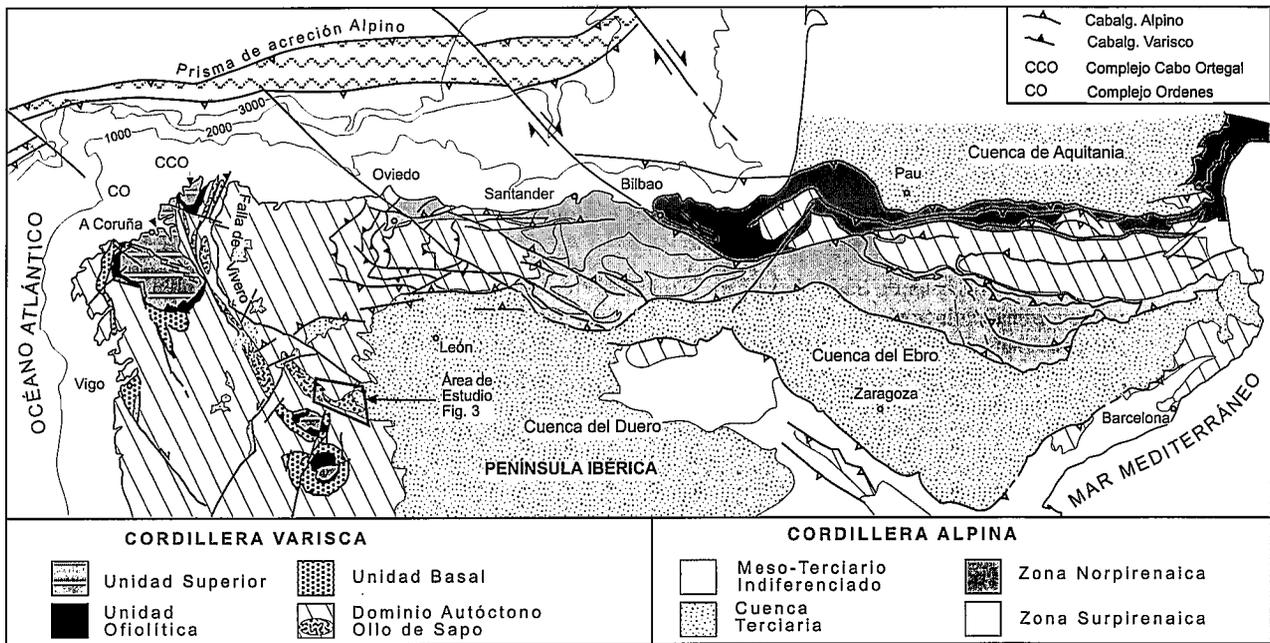


Figura 1.- Esquema geológico del norte de la Península Ibérica en el que se muestra el área de estudio.

sobre el que se encuentran emplazados los complejos alóctonos (e.g. Martínez Catalán *et al.*, 1997).

La sucesión estratigráfica del área de Sanabria y adyacentes ha sido descrita en detalle por varios autores (e.g. Martínez García, 1973; Quiroga, 1981; Martínez Catalán *et al.*, 1992; González Clavijo, 1997; Fernandez, 2001) y se ha representado de una manera esquemática en la figura 2. En la base aparecen los paragneises y esquistos de la serie de Porto (Martínez García, 1973). Sobre estos se sitúan los gneises Olla de Sapo de megacristales que hacia la parte superior pasan gradualmente a metavulcanitas o porfiroides ácidos (e.g. Capdevila, 1969; Martínez García, 1973; Navidad, 1978). Los gneises Olla de Sapo han sido datados en varias localidades del NO y centro de la península y han aportado edades U/Pb en zircones, que abarcan un lapso de tiempo entre 500 y 465 Ma (Gebauer *et al.*, 1993; Valverde y Dunning, 2000). La serie metasedimentaria situada por encima, que consiste en pizarras negras con varios niveles de cuarcitas, fue denominada Formación Puebla, de edad Ordovícico Inferior, por Martínez García (1973). A techo se encuentra la cuarcita Armoricana, de edad Arenig, que da paso a las pizarras de Luarca de edad Llanvirn (Gutiérrez Marco *et al.*, 1999), y a la formación Agüeira de carácter turbidítico y edad Caradoc superior-Ashgill inferior (Pérez Estaún *et al.*, 1990). La sucesión del Ordovícico Superior presenta diferentes espesores al norte y sur del anticlinal de Sanabria. Así, en el sinclinal de Alcañices alcanza un espesor de entre 150 y 450 m. (González Clavijo, 1997), mientras que en el flanco sur del sinclinal de Truchas presenta 1.500 m de espesor (Martínez Catalán *et al.*, 1992). La sucesión culmina con la presencia de pizarras, en ocasiones carbonosas, de edad Llandovery medio a Ludlow (Quiroga, 1981; González Clavijo, 1997).

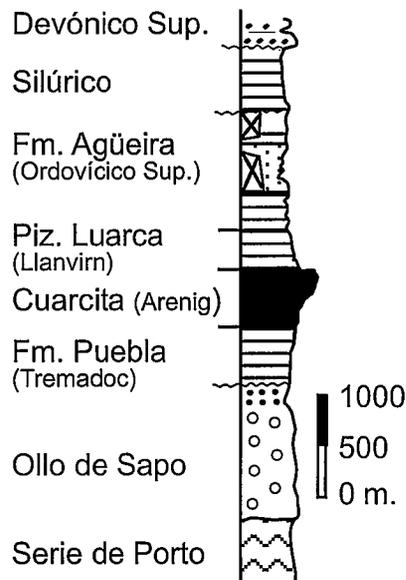


Figura 2.- Columna estratigráfica sintética de la zona teniendo en cuenta las sucesiones en la antifirma de Sanabria y sinclinales de Alcañices y Truchas. Observese la diferencia en los espesores de los materiales del Ordovícico Superior. Basada en Martínez García (1973); Martínez Catalán *et al.*, (1992); y González Clavijo (1997).

Por último, existen depósitos discontinuos, de carácter local, interpretados como sinorogénicos y que han aportado edades Devónico Superior (González Clavijo, 1997; Pereira *et al.*, 1999).

En términos generales se admite que estas series se depositaron en el margen continental de Gondwana, el cual sufrió una subsidencia diferencial durante el Paleozoico inferior (Martínez Catalán *et al.*, 1992) y posteriormente fue sometido a una deformación intracontinental progradante desde el oeste, donde sucedería al cierre del Océano Reico (Martínez Catalán *et al.*, 1996;



Figura 3.- Mapa y corte geológico de la región de Sanabria, NO España.

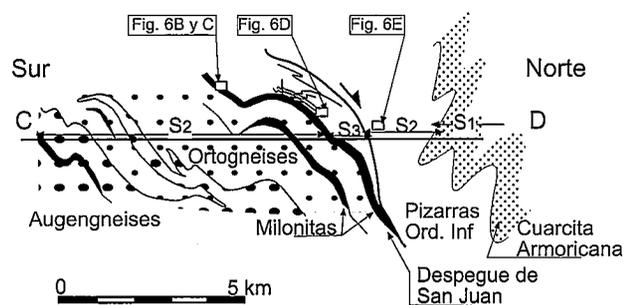


Figura 4.- Corte geológico del flanco norte de la antiforma de Sanabria con representación de los diferentes tipos texturales que presenta la primera foliación Varisca, alguno de los cuales se encuentran también en la figura 6. Esta foliación aparece como una S_1 , S_2 o S_3 debido a la existencia previa de niveles sin foliación, con una, o con dos foliaciones respectivamente. Situación en la figura 3.

Díaz García *et al.*, 1999), hacia el este en donde se desarrollaron cabalgamientos y depósitos sinorogénicos Carboníferos (Pérez Estaún *et al.*, 1991). Una historia evolutiva más compleja fue descrita por Martínez García (1973), quien señala la existencia de una tectónica en el Silúrico inferior consistente en cabalgamientos hacia el este, seguida durante el Devónico y Carbonífero de dos generaciones de pliegues vergentes hacia el nordeste.

Las principales estructuras de la zona de estudio son un par anticlinal-sinclinal, denominados de Sanabria y Truchas respectivamente y de varias fallas de dirección ONO-ESE. En este trabajo se presenta un nuevo mapa y corte geológico (Figs. 3 y 4) que nos permitirá discutir la estructura de este sector. Para este fin se han agrupado los materiales en tres unidades cuyas relaciones se han esquematizado en la figura 5A. Estas unidades son: la unidad gneísica (UG), la unidad metasedimentaria (UM), y la unidad de granitos de intrusión somera (UGIS). En adelante, se realizará una descripción de las unidades atendiendo fundamentalmente a sus aspectos estructurales, dado que los aspectos petrológicos han sido tratados extensamente por varios autores (Parga *et al.*, 1964; Capdevila, 1969; Martínez García y Corretge, 1970; Martínez García, 1973; Navidad, 1978, Navidad *et al.*, 1992, Reche *et al.*, 1998).

La unidad gneísica (UG)

Esta unidad, con un espesor mínimo de unos 4 km, ocupa el núcleo de la antiforma de Sanabria. En su parte basal aparecen pequeños afloramientos de paragneises correlacionados con la serie de Porto (Martínez García, 1973) que se intercalan con bandas de augengneises. Ambos materiales presentan señales de migmatización y asociaciones con cuarzo, biotita, sillimanita, feldespato potásico y granate, con abundantes señales de deformación, y andalucita posttectónica respecto a la foliación regional.

Los tipos litológicos más abundantes en la UG son ortogneises biotíticos (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita) que presentan variaciones importantes en el tamaño de grano de los porfiroclastos de

feldespato. Muestran texturas típicas de augengneises macro y microglandulares (Navidad, 1978). En ambas litologías se han reconocido zonas de cizalla marcadas por una intensa reducción del tamaño de grano y la abundancia de microestructuras asimétricas, y se han cartografiado las de mayor potencia y continuidad. Entre ellas, cabe destacar el nivel situado en la parte superior de la unidad (milonita de San Juan), constituido por cuarzoquistos miloníticos o filoníticos.

Todas las rocas de la UG muestran una foliación bien desarrollada que se encuentra intensamente afectada por pliegues menores relacionados con el antiforme de Sanabria (Fig 5B). La primera foliación en los distintos tipos de gneises no presenta características texturales distintas, salvo las referentes al distinto tamaño de grano inicial de las rocas, y está marcada por la elongación y recrystalización parcial de los megacrystalos de cuarzo y feldespato, la orientación de biotita, el crecimiento de ésta en las colas de presión de los feldespatos, y el desarrollo incipiente de cintas de cuarzo y otras cuarzo-feldespáticas y micáceas resultado de la recrystalización de fenocristales de cuarzo y feldespato. Se pueden reconocer estructuras de tipo S-C.

En las bandas de milonitas se puede reconocer una deformación más acusada que afecta a todos los constituyentes minerales produciendo recrystalización y fracturación que afecta de una manera significativa a los fenocristales de feldespato. En estos minerales se produce una intensa alteración a micas que contribuye a su desaparición y al aumento de matriz micácea en la roca. La foliación está marcada por un bandeado milimétrico, continuo, definido por cintas de composición alternante de cuarzo dominante y de feldespatos y moscovitas/sericitas dominante. Las milonitas presentan por tanto una textura más esquistosa o filonítica con mayor proporción de moscovita y clorita, generadas a expensas de los feldespatos, y en la que se conservan porfiroclastos de cuarzo y más raramente feldespato (Figs. 6B y C).

La deformación en la UG se efectuó en condiciones de temperatura alta, en la base, y media en el resto de la unidad con abundantes señales de recrystalización en los componentes minerales y biotita estable. Sin embargo, en las bandas de milonitas la deformación se desarrolló en condiciones retrogradadas, al menos en sus estadios finales, lo cual viene evidenciado por la intensa fracturación y sericitización de los feldespatos y la transformación de biotita a clorita.

Las estructuras asimétricas (foliación de tipo S-C, colas de presión con forma de sigmas y foliaciones oblicuas en bandas de cuarzo) encontradas en las rocas de la UG, junto con la posición de la lineación de estimamiento (Fig 5B), nos permiten deducir que la unidad estuvo afectada por una deformación por cizalla, esencialmente simple, con criterios cinemáticos de techo hacia N100-120 E.

La UG se encuentra afectada por pliegues de tamaño cartográfico marcados por el trazado de los contactos entre los tipos de gneises, por las bandas de milonitas e interrumpidos en la parte sur por varias fallas. Estos pliegues y los menores asociados son abiertos,

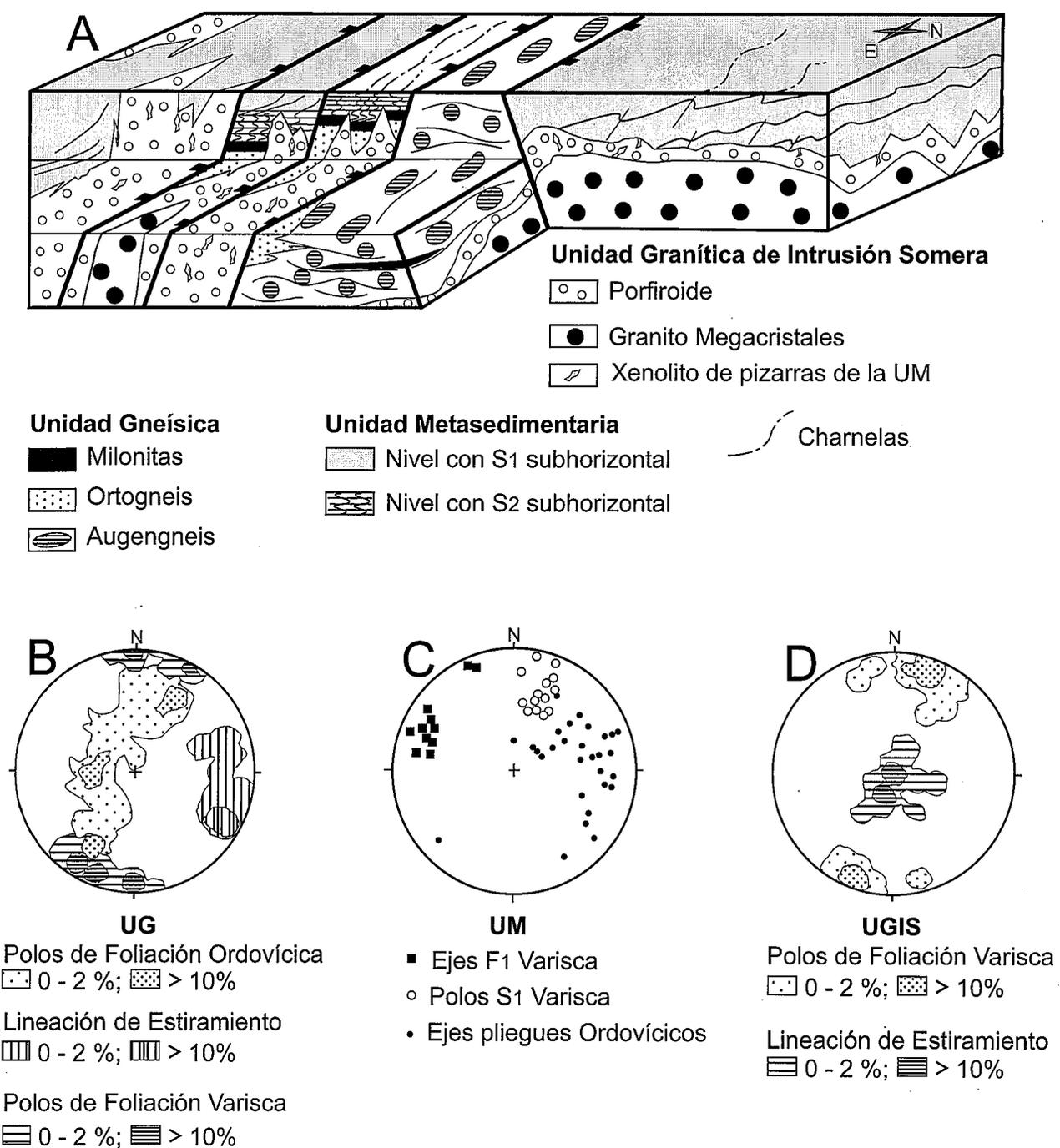


Figura 5.- A: Esquema simplificado de las relaciones deducidas para las tres unidades con anterioridad al desarrollo de la deformación Varisca. El despegue de San Juan acerca la UG, con deformación dúctil generalizada y especialmente concentrada en zonas de cizalla, a la UM que presenta deformación dúctil solo en la base. El conjunto se encuentra afectado por fallas normales de alto ángulo que canalizaron la intrusión de la UGIS. B, C y D: Proyecciones estereográficas, falsilla de Schmidt, hemisferio inferior, de los elementos estructurales de las tres unidades.

erguidos, y con ejes inclinados entre 10°-30° hacia los N100-120E. Llevan asociada una foliación de plano axial penetrativa y subvertical (Fig. 5B) que produce una fuerte transposición de la foliación anterior originándose en muchas ocasiones una marcada textura plano-linear a linear en los diferentes tipos de rocas.

La unidad metasedimentaria (UM)

Esta unidad está constituida por los materiales metapelíticos y cuarcíticos que se sitúan bajo la cuarcita

Armoricana. Presenta un bajo grado metamórfico con desarrollo en todo el sector de la zona de la clorita con excepción del nivel basal en el que aparece la zona de la biotita. En la UM se pueden reconocer distintas estructuras que reflejan una intensidad creciente de la deformación hacia la base, lo que puede observarse solamente en el flanco norte y zona de charnela de la antifirma, dado que en el flanco sur la ordenación inicial de las estructuras aparece afectada por varias fallas. Los pliegues que se reconocen a escala cartográfica tienen asimetrías que están de acuerdo con la estructura mayor

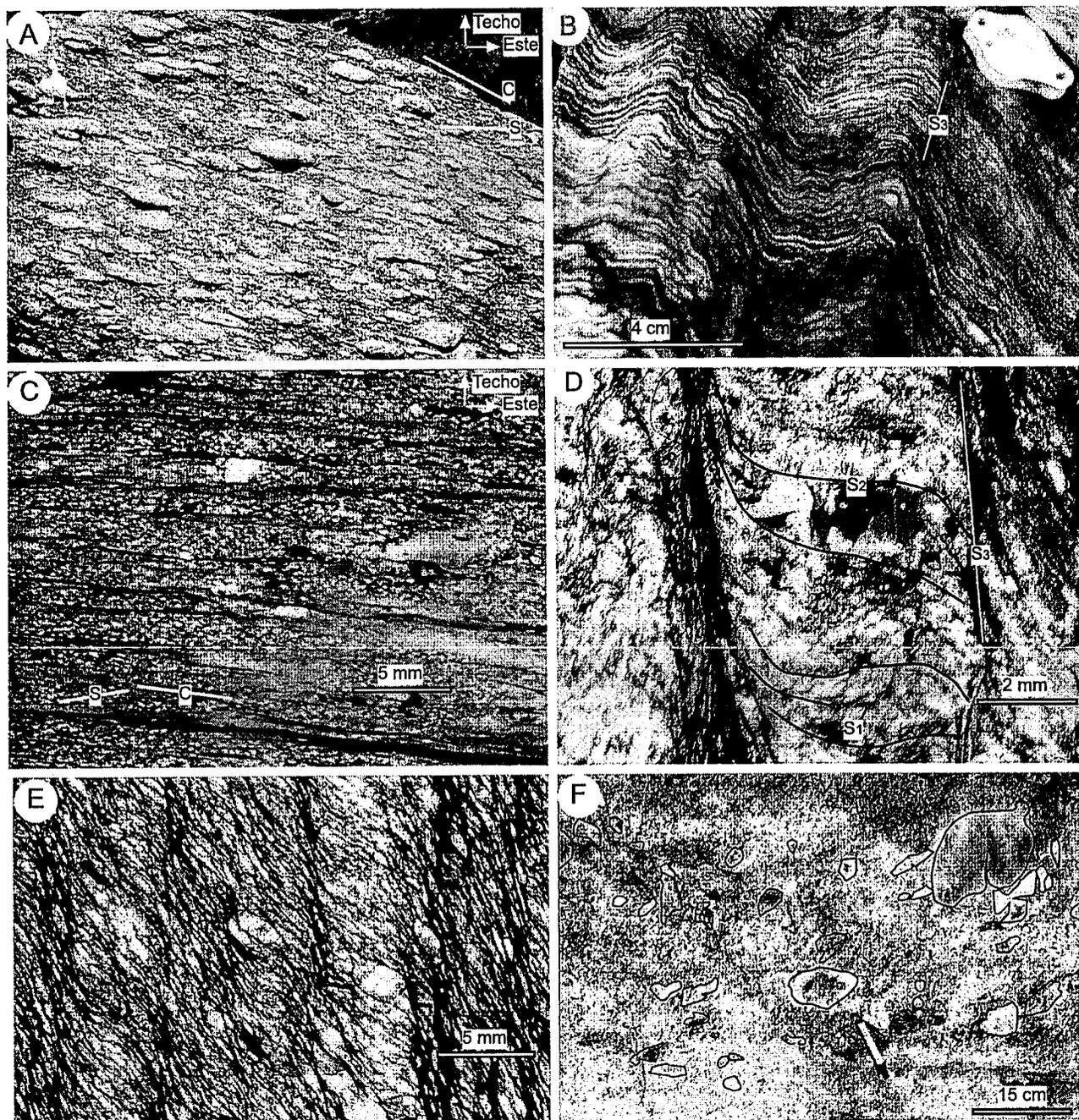


Figura 6.- A: Augengneises en una sección perpendicular a la foliación y paralela a la lineación de estiramiento mineral marcada por la elongación de los megacristales de feldespato en los que se pueden observar estructuras asimétricas que indican movimiento de techo hacia el este. B: cuarzoesquistos miloníticos de la zona de cizalla de San Juan caracterizados por el desarrollo de una laminación tectónica muy continua y afectados por pliegues relacionados con la antiforma de Sanabria. C: milonita de San Juan con tendencia filonítica y desarrollo de bandeado o laminación tectónica que incluye microestructuras asimétricas indicadoras de movimiento de techo hacia el este. D: foliación S₃ de plano axial de los pliegues cartográficos erguidos que afecta a una foliación de crenulación anterior que se encuentra exclusivamente desarrollada en la parte inferior de la UM y relacionada con el despegue de San Juan. E: cleavage de crenulación vertical típico de las pizarras de la UM en los niveles intermedios. Este cleavage afecta a una foliación desarrollada con anterioridad al crecimiento de blastos de biotita, posteriormente transformados a clorita, y que están afectados por la foliación vertical. F: brecha magmática muy frecuente en el contacto de los porfiroides con la UM. Está formada por gran cantidad de xenolitos, con distinto grado de fragmentación, de pizarras y alguna arenisca englobados en una matriz de porfiroide.

marcada por el par anticlinal/sinclinal de Sanabria/Truchas. La foliación de plano axial asociada a estos pliegues es subvertical (Fig. 5C), y tiene diferentes expresiones texturales. Así, ésta foliación subvertical, es la primera o la tercera foliación visible en la roca dependiendo del nivel de observación considerado en la UM (Fig. 4).

En efecto, en los niveles inferiores de la unidad, próximos al contacto con la UG se puede observar un

mayor grado metamórfico en la roca (zona de la biotita) y una foliación de crenulación subhorizontal intensamente replegada por los pliegues cartográficos, y transectada por la foliación subvertical relacionada con estos, que en este caso es una S₃ (Fig. 6D).

En los niveles medios de la UM los pliegues cartográficos tienen una foliación subvertical S₂ puesto que afectan sólo a un *slaty cleavage* anterior, cuya posición es incierta aunque podría ser subhorizontal ligeramente

inclinada hacia el oeste. En efecto, en varias localidades se han observado pliegues menores asociados a este *slaty cleavage* que presentan charnelas ligeramente curvadas y que proyectados en conjunto muestran una dispersión fuerte de sus ejes (Fig. 5C). En una localidad al norte de Carbajalinos se han reconocido pliegues anteriores a los pliegues cartográficos, y relacionados con el *slaty cleavage* que presentan asimetría dextrorsa y ejes subverticales y que, una vez deshechos los efectos del replegamiento, nos indicarían una deformación por cizalla simple con emplazamiento de la parte superior hacia el este.

En los niveles superiores de la unidad y en la cuarcita Armoricana los pliegues cartográficos tienen una foliación de plano axial subvertical (S_1) que es la única apreciable en la roca.

En la parte sur del mapa aparece una gran extensión de pizarras pertenecientes a la UM. En ellas se puede observar la presencia de una foliación dominante, vertical, que es de crenulación dado que afecta intensamente a otra anterior paralela a los escasos niveles de areniscas. En este sector la zonación de las estructuras observadas en el flanco norte está incompleta dado que aparece afectado por fallas normales que ocultan el nivel inferior de la unidad de metasedimentos. Sin embargo, en el sector central, al oeste del pueblo de Asturianos, se puede observar que la foliación vertical, que es plano axial de los pliegues cartográficos dibujados por los materiales de la UG, es una S_3 dado que afecta a una foliación de crenulación muy evolucionada. Hacia el este, en las proximidades del contacto con los porfiroides, ésta misma foliación vertical se nos presenta como una S_2 , puesto que sólo afecta a un *slaty cleavage* anterior (Fig. 6E).

Debemos de concluir que en la UM existe una banda de deformación más intensa en la base, en contacto directo con la banda de milonitas de la UG, y que en conjunto denominaremos zona de cizalla de San Juan. Esta zona de cizalla se dispone ligeramente oblicua a la foliación en ambas unidades. En efecto, a escala cartográfica, se puede apreciar que hacia el este va cortando a niveles inferiores de la UG y también de la UM, dado que en la parte más oriental se conservan cuatro niveles de cuarcitas por debajo de la cuarcita Armoricana, mientras que en la occidental sólo aparece el nivel de cuarcitas superior.

Dentro de esta unidad aparece un nivel discontinuo de porfiroides próximo al nivel de cuarcitas superiores. Presenta una foliación bien desarrollada e intensamente plegada por los pliegues de plano axial vertical y por tanto se puede considerar que su edad es similar a las rocas de la UG.

La unidad de granitos de intrusión somera (UGIS)

Las rocas pertenecientes a esta unidad aparecen ampliamente expuestas en afloramientos masivos y monótonos de la parte este y sur del mapa (Fig. 3). Son rocas con textura porfídica y una foliación incipiente desa-

rollada en una matriz verdosa, de grano fino, con escasas evidencias de recristalización, formada por cuarzo, sericita y carbonatos. Los porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, presentan evidencias de una leve deformación dúctil y abundantes fracturas.

Cartográficamente (Fig. 3) se ha diferenciado una facies central de metagranitos de megacrístales, que gradualmente pasa a una facies externa, porfiroide, de composición riolítica a riodacítica, con más pequeño tamaño de los fenocrístales y mayor cantidad de matriz.

En la UGIS es muy frecuente la presencia de xenolitos de pizarras, con formas angulares, similares a las pizarras del Ordovícico Inferior. Estos constituyen brechas magmáticas en el contacto con la UM, en donde los xenolitos, de tamaño métrico, se encuentran englobados, e inyectados según fracturas, por una matriz de porfiroide. En las facies externa y central, son muy frecuentes, y se encuentran en distinto grado de adaptación a condiciones de mayor temperatura. En efecto, los fragmentos de pizarras de la facies externa desarrollan un crecimiento de biotitas, minerales opacos y turmalinas hasta formar un agregado con textura decusada típico de la facies central.

En las dos facies de la UGIS los efectos de metamorfismo hidrotermal producido con anterioridad y durante la deformación son muy acusados y originan un aumento de la fracción micácea de la roca mediante cloritización de biotitas y sericitización de feldespatos. Las plagioclasas sufren descalcificación con exolución de calcita que cristaliza en fracturas. La deformación está asumida prácticamente por la matriz sericitica y clorítica mientras que los fenocrístales presentan escasas evidencias de deformación plástica y en ningún caso llegan a desarrollar elongación o el bandeado típicos de los augengneises. Por el contrario, muestran abundantes fracturas rellenas de cuarzo o calcita.

La deformación en estas rocas se realizó en condiciones de baja temperatura (zona de la clorita) tal como viene evidenciado por la escasez de microestructuras indicadoras de deformación plástica en los fenocrístales; el tamaño de grano fino y la escasa recristalización de la matriz, la sericitización de los feldespatos, y la retrogradación de los agregados biotíticos.

La única foliación que presentan las rocas es vertical y frecuentemente viene acompañada de una lineación mineral, de posición también vertical (Fig. 5D), que está definida por la alineación de cuarzo y clorita en los flecos de deformación en torno a los fenocrístales de cuarzo y feldespato.

Las observaciones de campo sugieren que la foliación subvertical desarrollada en los metasedimentos, que es de plano axial de los pliegues cartográficos, penetra en los porfiroides donde alcanza progresivamente una posición vertical. Por otra parte, la cinemática deducida para la foliación en las distintas unidades aconseja relacionar la foliación vertical de la UGIS con la foliación de plano axial subvertical asociada a los pliegues cartográficos. Ambas podrían haberse originado simultáneamente durante un episodio de acortamiento en dirección NE-SO, sin una

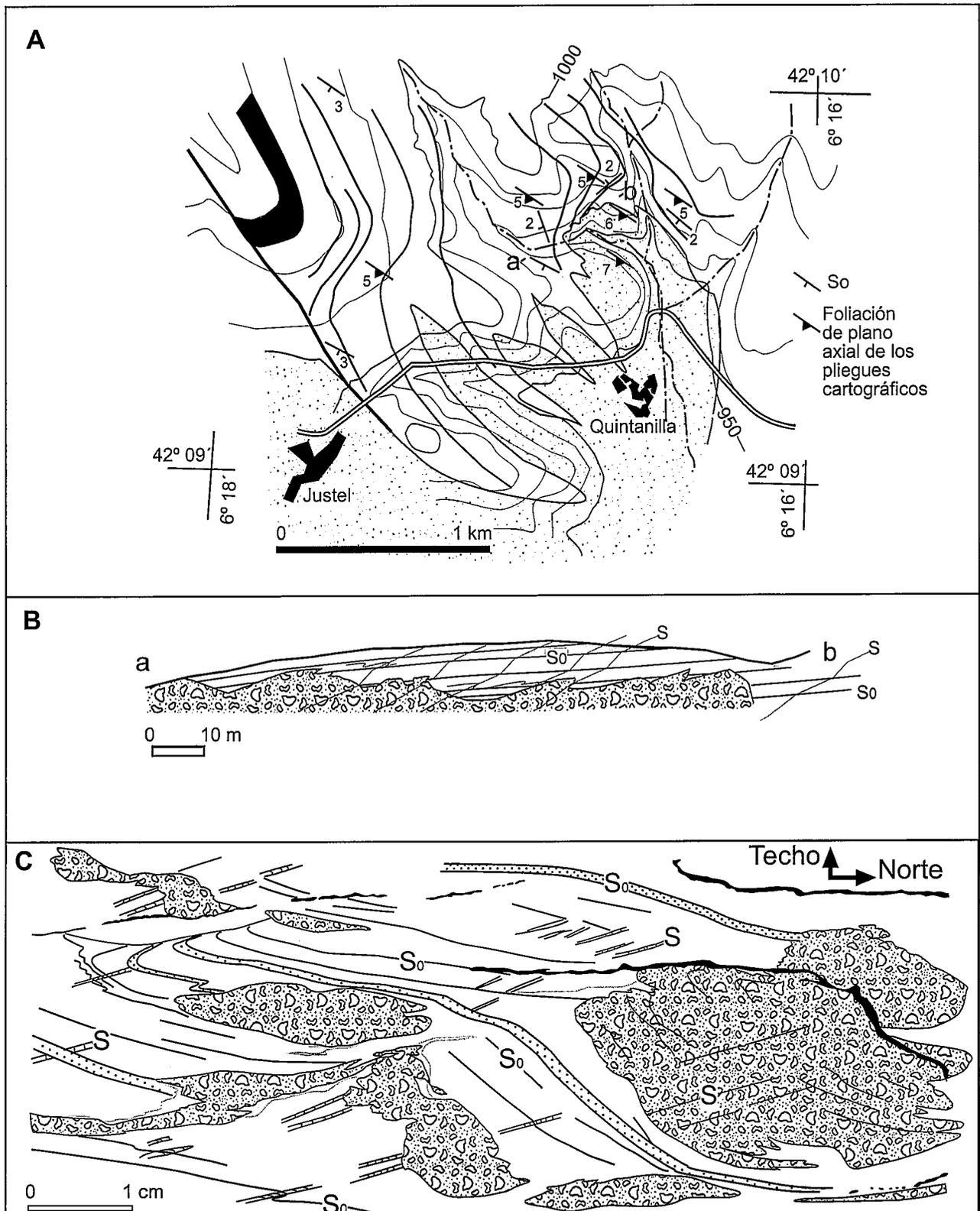


Figura 7.- Relaciones entre los porfiroideos de la UGIS y los metasedimentos del Ordovícico Inferior. A. Cartografía del sector de Quintanilla-Justel en el que se observa la existencia de apófisis intruidas en distintos niveles de la serie metasedimentaria que siempre mantiene las mismas relaciones de flanco normal con la foliación Varisca. B. Detalle del anterior. C. Esquema realizado a partir de una lámina delgada en el que se observan venas de porfiroide plegadas y disruptadas que cortan y distorsionan a los niveles de estratificación. Las metapelitas presentan dos foliaciones de las cuales sólo la última, la relacionada con los pliegues cartográficos, penetra en el porfiroide.

componente importante de deformación por cizalla simple, tal como puede deducirse de la escasa asimetría de los pliegues y de la ausencia de microestructuras asimétricas en las rocas de la UGIS.

Discusión acerca del carácter intrusivo de la UGIS.

Las características texturales que presentan las rocas de la UGIS, unidas a la existencia de intercalaciones

de pizarras, y al paralelismo que suelen mostrar con los niveles sedimentarios, dio lugar a que su origen se interpretara como volcánico o volcanoclástico. Sin embargo, es bien conocido que no existe una línea de separación clara entre rocas volcánicas y rocas plutónicas intruidas en niveles superficiales de la corteza. Sobre todo, en lo que se refiere a los aspectos petrográficos y texturales, como la textura porfídica y la presencia de cuarzo con golfos de corrosión, que son típicos de los dos ambientes. Esta distinción entre rocas extrusivas e intrusivas someras se hace especialmente más difícil en rocas antiguas y deformadas, en donde, como sucede en este caso, la proporción de matriz micácea ha aumentado como consecuencia del metamorfismo hidrotermal y de la deformación.

La discusión acerca del carácter intrusivo o extrusivo de las rocas de la UGIS debe centrarse en las relaciones geométricas que mantienen con las rocas meta-sedimentarias próximas.

Las rocas de esta unidad presentan formas cartográficas alargadas y lenticulares a menudo dispuestas siguiendo fallas. Frecuentemente, los contactos de la UGIS con la UM y la UG muestran formas curvadas o en cuña que no hemos podido relacionar con pliegues y por tanto interpretamos como apófisis del cuerpo principal que intruye tanto en la UM como en la UG.

El cuerpo situado en el noreste presenta una gran anchura cartográfica y su contacto con la UM muestra un cierto paralelismo con los niveles de cuarcitas que aparecen por debajo de la cuarcita Armoricana. Estos niveles desaparecen hacia el oeste contra los porfiroides, los cuales de una manera irregular alcanzan, hacia el oeste, niveles superiores de la serie (Fig. 7A). La interpretación de este contacto, como un cambio lateral de facies, implicaría la presencia de componentes minerales del porfiroide en los metasedimentos del Ordovícico Inferior, hecho que no se ha observado.

A escala de afloramiento, este contacto presenta una falta de paralelismo ocasionada por la presencia de pequeñas apófisis. Al igual que a escala cartográfica estas formas curvadas del contacto no se pueden relacionar con pliegues dado que las relaciones entre la estratificación y la foliación por encima y por debajo de las apófisis de porfiroide es la misma (Figs. 7B y C).

A escala microscópica se pueden observar relaciones entre venas de porfiroide y las pizarras del Ordovícico Inferior, en las proximidades del contacto, en las que los niveles sedimentarios están truncados o se adaptan a las venas irregulares de porfiroides (Fig. 7D). La foliación principal de las pizarras, paralela al plano axial de los pliegues cartográficos desarrollados en las capas cuarcíticas es, en estos niveles basales de la UM, una foliación de crenulación que afecta a un *slaty cleavage* anterior. Este primer *cleavage* se observa exclusivamente en los metasedimentos y no penetra en la vena de porfiroide que está solo afectada por la foliación principal.

La facies externa de la UGIS presenta abundantes xenolitos de pizarras negras, similares a las pizarras del Ordovícico Inferior que constituye el encajante. En va-

rias ocasiones, se pudo apreciar que algunos de estos xenolitos de pizarra presentan una foliación interna que está crenulada (ver también Navidad 1978, pg 42, y figuras 20 y 21). La foliación de crenulación es exclusiva de los xenolitos y paralela a la única foliación del porfiroide, lo que indica que el encajante próximo presentaba, con anterioridad a la intrusión del porfiroide, un *slaty cleavage*.

En definitiva, las relaciones microscópicas anteriormente expuestas, entre el encajante constituido por pizarras del Ordovícico Inferior y la UGIS sugieren un carácter intrusivo de ésta en las pizarras y areniscas del Ordovícico Inferior que ya poseían una foliación de bajo grado metamórfico en los niveles basales.

Las fallas

Se han distinguido unas veinte fallas, con una dirección predominante de N120E, en las que se pueden deducir movimientos de edad reciente hasta posiblemente ordovícica. Los movimientos recientes se reflejan en alineamientos topográficos muy claros, en ocasiones con depósitos cuaternarios asociados como es el caso de la falla del Puente y la de Villardeciervos. Estas fallas también afectan a la distribución de los materiales terciarios, en los que causan pequeños desplazamientos verticales, y presentan un paralelismo con los apuntamientos de la granodiorita del Lago.

En los porfiroides próximos a la falla de Villardeciervos se puede apreciar localmente la existencia de dos lineaciones minerales. Una de posición vertical que es la que se observa en toda la unidad, y otra sobrepuesta de posición subhorizontal en la que se puede deducir un movimiento dextrorso. En el p.k. 361 de la N-525 (desviación a Valdemerilla, Fig. 3), se puede observar una zona de cizalla de espesor centimétrico con desarrollo de superficies S-C que posee una banda central, oscura, de ultracataclitas. La lineación tiene una posición 130/5 y las superficies S-C y los escalones permiten deducir un movimiento dextrorso. La actuación de estas fallas es posiblemente simultánea al emplazamiento de los granitoides situados al oeste en un régimen de desgarre dextrorso tal como proponen Vegas et al., (2001).

Algunas de las fallas parecen anteriores al emplazamiento de los granitos Carboníferos y guardan una cierta relación con los porfiroides. Este es el caso del sistema de fallas de Puebla de Sanabria y el Puente, cuyo trazado está marcado por cuerpos alargados de porfiroides. Por otra parte, el desarrollo de fallas es muy intenso en la UG y UM; mientras que en la UGIS se siguen con mayor dificultad y no se han encontrado estructuras asociadas. Además, las fallas del Puente y Carbajalinos (Fig. 3) producen desplazamientos aparentes de 1 a 4 km. en los niveles de UG y UM, mientras que en el contacto superior de la UGIS el desplazamiento aparente se pierde y en algunos casos coincide con contactos en forma de cuña entre la facies externa y central. Por otra parte, el sistema de fallas de San Juan afectan

al contacto UM-UG, y hacia el NO estos desplazamientos no se han observado de lo que podría deducirse que estas fallas están plegadas.

Las relaciones anteriormente expuestas, no contradicen un funcionamiento de las fallas como canalizadoras de la intrusión de los porfiroides a niveles corticales someros.

El metamorfismo

Los niveles basales de la UG presentan desarrollo de sillimanita y formación de movilizados anatéticos, mientras que en el resto de la unidad se aprecia que la foliación se desarrolló a una temperatura que favoreció la deformación plástica de los feldespatos y la estabilidad de la biotita, lo cual permite suponer temperaturas superiores a los 550°C (Vidal *et al.*, 1980; Marshall y MacLaren, 1977). Los estadios más avanzados de la milonitización se produjeron en condiciones retrógradas que originaron la desestabilización de la biotita y una cloritización intensa de la roca.

En la UM se puede definir un metamorfismo progrado que alcanza su máximo, con desarrollo de la zona de la biotita, en los niveles basales. Este máximo es simultáneo al desarrollo de la foliación de crenulación subhorizontal, y que en sus estadios más evolucionados lleva asociada la desestabilización de biotita por clorita.

La foliación vertical en la UM lleva asociada una recristalización escasa con generación de clorita y reemplazamiento de grandes blastos de biotita a clorita. El desarrollo de biotita está relacionado con los momentos iniciales del movimiento de la zona de cizalla y, dado que no se han reconocido estructuras que hayan originado un engrosamiento cortical, debemos deducir que la biotita se originó a escasa profundidad (3 km.), lo cual supone un gradiente geotérmico muy alto para la zona.

En este contexto se puede suponer que durante el funcionamiento en sus primeros estadios de la zona de cizalla de San Juan se produjo un calentamiento de la UM por transferencia de calor desde la unidad inferior UG.

La evolución metamórfica que se puede deducir de la UGIS es más sencilla y consta de un episodio muy efectivo de metamorfismo hidrotermal, anterior a la formación de la foliación vertical. Este metamorfismo hidrotermal ocasionó procesos muy similares a los desarrollados durante la generación de la foliación ya que todos ellos tuvieron lugar en condiciones de bajo grado en la zona de la clorita.

La presencia de metamorfismo de contacto relacionado con el porfiroide no puede ser probada. Sin embargo, se conoce la existencia local de andalucita en la proximidad del porfiroide en el sector costero de la Playa de San Roman (Capdevila 1969; Reche, *et al.*, 1998). En esta localidad, la andalucita engloba a un *slaty cleavage* previo a la foliación Varisca y ha sido interpretada como debida a metamorfismo de contacto inducido por

el porfiroide sobre las pizarras del Ordovícico Inferior (Díaz García, 2000).

Propuesta de evolución tectónica

La existencia de una zona de cizalla entre los meta-sedimentos ordovícicos y gneises tipo Ollo de Sapo o similares ha sido puesta de manifiesto en varias localidades e interpretada de diversas formas (e.g. González Lodeiro, 1980; Capote 1981; González Casado, 1987; González Casado y Casquet, 1988; Doblas *et al.*, 1988; Martínez García y Quiroga 1993; Escuder 1998; Díaz García 1997 y 2000). En la zona de Sanabria la formación Ollo de Sapo presenta un extenso afloramiento en el que se han podido separar cartográficamente, por primera vez, dos unidades (UG y UGIS) con distinta evolución estructural y metamórfica, convirtiéndose la UGIS en un marcador tectónico que permite la identificación de la actividad tectónica pre-Varisca.

Las relaciones entre la UG y la UM están determinadas por la presencia de una zona de cizalla (despegue de San Juan) con movimiento de techo hacia el este, que lleva asociada una foliación subhorizontal en la UG y en los niveles basales de la UM, y que puso en contacto estas dos unidades con temperaturas bien diferentes. El metamorfismo progrado asociado a este despegue normal y desarrollado en la UM tiene un gradiente geotérmico alto, tal como puede estimarse a partir de el crecimiento de biotita a profundidades próximas a 3 km, y en sus estadios finales es de carácter retrógrado a condiciones de la zona de la clorita. Este metamorfismo, en ausencia de estructuras que produzcan engrosamiento de la corteza puede interpretarse como originado por transferencia de calor desde el bloque inferior. En efecto, en los niveles más profundos de la UG se puede deducir una evolución metamórfica de baja presión y alta temperatura en la que se origina andalucita con posterioridad al desarrollo de fusión parcial y sillimanita.

En este trabajo se propone por primera vez la intrusión de las rocas de la UGIS en las dos unidades anteriores previamente estructuradas. Este emplazamiento tuvo lugar en condiciones superficiales y en un ambiente frágil tal como atestiguan la relación con fallas, la existencia de numerosos xenolitos y bloques de pizarras desprendidos del techo, y la presencia de brechas magmáticas en el contacto. Además, las relaciones estructurales permiten sugerir que su intrusión es posterior al despegue de San Juan y solo está afectada por la foliación vertical que se manifiesta con diferentes expresiones texturales en todas las unidades.

Las edades radiométricas obtenidas en diferentes afloramientos de los gneises Ollo de Sapo parecen indicar una actividad magmática continuada entre los 500 y los 460 Ma (Lancelot *et al.*, 1985; Wildberg, *et al.*, 1989; Gebauer *et al.*, 1993; Valverde Vaquero y Dunning, 2000). En el área de Sanabria las edades más antiguas se encontraron en la unidad gneísica 488 Ma (Gebauer *et al.*, 1993), mientras que la edad de el Ortogneis de Viana de Bolo (situado fuera del área de estudio) aportó una edad de 465 Ma (Lancelot *et al.*, 1985) y puede servir como referencia para la UGIS.

Por otra parte, existen niveles de rocas volcánicas y subvolcánicas en las pizarras de Luarca y en niveles situados por encima, tanto en el sector costero (Arenas 1988; Díaz García, 2000) como en el Ordovícico Superior del Sinclinal de Truchas. Estos niveles de composición riolítica a riodacítica, presentan cuarzos azules, textura porfídica, y son indistinguibles, en muestra de mano, de la facies externa de la UGIS, lo que permite sugerir que la UGIS tendría un equivalente extrusivo de edad Ordovícico Superior.

En cualquier caso las relaciones estructurales entre las tres unidades sugieren que el proceso extensional que originó el despegue de San Juan y continuó con el desarrollo de fallas normales, y la intrusión de la UGIS, ocurrió durante el Ordovícico Superior simultáneamente al desarrollo de cuencas extensionales con importantes cambios de espesores (Martínez Catalán *et al.*, 1992).

Posteriormente, durante la orogenia Varisca tuvo lugar el desarrollo de pliegues abiertos, erguidos, que afectan al conjunto desarrollándose el par anticlinal/sinclinal de Sanabria/Truchas y siendo su foliación de plano axial la única que afecta a las rocas de la UGIS.

Implicaciones en la tectónica Sárdica y Varisca

La evolución tectónica propuesta anteriormente nos permite caracterizar los movimientos tectónicos que clásicamente vienen identificados como Sárdicos en el autóctono (Díez Balda 1986; Romao y Ribeiro, 1992). Estos movimientos tectónicos vienen delimitados por la edad de las rocas afectadas, y pueden situarse dentro de un lapso de tiempo entre 490 y 460 Ma. El despegue de San Juan puede ser una expresión de ésta tectónica caracterizada por la extensión paralela al actual trazado de la cadena en este sector, y puede representar el despegue basal hacia el que convergían algunas de las fallas normales que controlaron la formación de surcos en los que se depositaron potentes series en el Ordovícico (Martínez Catalán *et al.*, 1992) a la vez que se producía una importante adición de magma granítico a la corteza.

La existencia de domos térmicos con un metamorfismo de alta temperatura, puestos en contacto mediante despegues extensionales con las series metasedimentarias de bajo grado del Ordovícico, ha sido puesta de manifiesto en situaciones geológicas similares, como el Domo del Tormes, atribuyéndoles una edad Varisca (Escuder, 1998). Sin embargo, la existencia de un metamorfismo de alta temperatura y baja presión en los estadios iniciales de desarrollo de un orógeno, y el desarrollo de despegues extensionales en sectores de la corteza que, puesto que sólo están afectadas por el desarrollo de pliegues abiertos y erguidos, no debieron sufrir un engrosamiento tectónico previo considerable, nos lleva a situaciones difíciles de entender cuando estas se producen en los momentos iniciales del desarrollo de un orógeno de colisión.

En este trabajo se propone una evolución geológica en la que, tanto el metamorfismo como la deformación asociada al despegue de San Juan son de edad Ordovícico y

tienen lugar en un ambiente extensional desarrollado durante el *rifting* del margen continental de Gondwana.

En la zona de Sanabria la existencia de un basamento previamente estructurado con distinta intensidad hace que la foliación asociada a la fase de plegamiento Varisca, consistente en pliegues erguidos, se manifieste como una S_1 , S_2 o una S_3 dependiendo del nivel en que se realiza la observación.

Una situación similar ha sido descrita por Aller y Bastida (1996) en el autóctono de Cabo Ortegal, en donde los niveles situados por encima de la cuarcita Armórica muestran un *slaty cleavage* primario paralelo al plano axial de pliegues erguidos, mientras que en los niveles inferiores, próximos al Olló de Sapo, esta foliación es de crenulación. Este tipo de relaciones dio lugar a que la estructura de los gneises Olló de Sapo se interpretara como formada por un gran pliegue tumbado, cuyo flanco inverso nunca se ha identificado, replegado por pliegues apretados pertenecientes a una segunda fase de deformación (Matte, 1968). Sin embargo, estos pliegues cerrados de segunda generación contrastan con los pliegues de la misma generación desarrollados en áreas vecinas, en donde aparecen como pliegues suaves y erguidos o retrovergentes.

En este trabajo se propone un esquema diferente en el que, en ésta sección de la corteza, antes del desarrollo de los pliegues erguidos regionales existían niveles con estructuras bien distintas. Los niveles inferiores estarían estructurados durante el Ordovícico con formación de una o dos foliaciones relacionadas con zonas de cizalla subhorizontales. Los niveles medios presentarían una deformación nula, o estarían sólo afectados localmente por cabalgamientos de pequeño desplazamiento, que afectaban a los materiales del Silúrico y con depósitos sinorogénicos de edad Devónico Superior (González Clavijo, 1997). Los niveles superiores, formados por los complejos alóctonos, se habrían estructurado previamente en los inicios de la orogenia Varisca (Martínez Catalán *et al.*, 1997). Como consecuencia de esto, el aspecto de la foliación asociada a los pliegues erguidos Variscos, que afectan al conjunto, tiene expresiones muy diferentes en cada nivel, y por tanto la secuencia de fases de deformación generalmente aceptada para la zona Asturoccidental Leonesa no se puede trasladar directamente a la zona del Antiforme del Olló de Sapo.

Conclusiones

El establecimiento de una nueva cartografía y el análisis estructural realizado en la zona de Sanabria ha permitido identificar la existencia de dos unidades separadas por un despegue extensional. La unidad gneísica que constituye el bloque inferior está compuesta por paragneises y ortogneises biotíticos que siguieron una evolución metamórfica retrógrada desde condiciones de alta temperatura, con desarrollo de sillimanita-feldespato potásico y fusión parcial en la base, y que alcanzó la facies de los esquistos verdes en la banda superior de milonitas. La unidad meta-

sedimentaria se sitúa por encima del despegue y desarrolló una foliación de crenulación subhorizontal muy intensa hacia la base en donde se alcanzó la zona de la biotita. El despegue de San Juan que separa ambas unidades corta a niveles inferiores hacia el este y muestra criterios cinemáticos de bloque superior hacia el este.

Una tercera unidad diferenciada está constituida por rocas graníticas porfiroides, intruida en niveles superficiales de la corteza. Estas rocas presentan evidencias de un metamorfismo hidrotermal y tienen una sóla foliación vertical desarrollada en condiciones de bajo grado (zona de la clorita). Las relaciones con el resto de las unidades a escala cartográfica, de afloramiento, y microscópicas nos indican que estas rocas intruyeron en niveles superficiales de la corteza, principalmente en las rocas metasedimentarias del Ordovícico Inferior, pero también en las rocas de la unidad gneílica, a favor de fallas, y con posterioridad al desarrollo del despegue de San Juan.

La única foliación que presentan las rocas de esta tercera unidad, constituida por rocas graníticas porfiroides intruidas en niveles superficiales de la corteza (UGIS), se corresponde con la asociada a los pliegues variscos, erguidos, que configuran la estructura mayor del antiformal de Sanabria.

Las edades absolutas y relativas disponibles permiten situar el funcionamiento del despegue de San Juan durante el Ordovícico Superior y ligeramente anterior a la intrusión de las rocas graníticas porfiroides.

Esta actividad tectónica puede relacionarse, de un modo más amplio, con los movimientos extensionales que tuvieron lugar en el margen de Gondwana durante el Ordovícico y que permitieron la formación de grandes cuencas sedimentarias y la adición de importantes volúmenes de magmas graníticos a la corteza.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó dentro del proyecto 1FD97-0959-C03-02 "Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros y de materias primas en las comarcas del Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valdeorras". El autor agradece las revisiones y sugerencias efectuadas por el editor de la revista y por los Drs. Francisco González Lodeiro y Carlos Fernández Rodríguez que han mejorado considerablemente la versión definitiva de este trabajo.

Referencias

- Aller, J. y Bastida, F. (1996): Geology of the Ollo de Sapo antiform unit to the south of the Cabo Ortegal complex (NW Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9: 183-196.
- Arenas, R. (1988): Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal Unidad de Moeche y del Silúrico paraautoctono, Cadena Hercínica Ibérica NW de España, *Corpus Geologicum Gallaeciae* 4:543 p
- Capdevila, R. (1969): *Le metamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien du NW de l'Espagne*. Tesis Univ. Montpellier: 430 pp.
- Capote, R., Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7:455-469.
- Díaz García, F. (1997): La estructura de los gneises Ollo de Sapo en el sector costero del Barquero-Vivero, Cordillera Varisca, NW de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 47-61.
- Díaz García, F. (2000): The Barquero Igneous Complex (Ollo de Sapo); a Record of Upper Ordovician to Lower Silurian Plutonism, Vulcanism, Metamorphism and Extension in the Gondwana Margin. Variscan Belt, NW Spain. In: *Variscan-Appalachian Dynamics: the Building of the Upper Paleozoic Basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, 8, 215-218.
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J. y Dunning, G.R. (1999): Tectonic Evolution of The Careón Ophiolite (NW Spain): A Remnant of Oceanic Lithosphere In The Variscan Belt. *Journal of Geology* 107: 587-605.
- Díez Balda, A. (1986): *El complejo Esquisto-Grauwáquico, las series paleozoicas y la estructura Hercínica al sur de Salamanca*. Tesis Doctoral Universidad de Salamanca, 52: 162pp.
- Doblas, M., Oyarzun, R., Lunar, R., Mayor, N. y Martínez, J. (1988): Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base-metal mineralization in the Spanish Central System. *Geology*, 16:800-803.
- Escuder, J. (1998): Relationships between structural units in the Tormes gneiss dome (NW Iberian Massif, Spain): geometry, structure and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation. *Geologische Rundschau* 87:165-179.
- Fernández, F.J. (2001): Características estratigráficas y estructurales del margen noroccidental del sinclinatorio de Truchas: geología aplicada a la prospección y explotación de pizarras para techar. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 14 (3-4) 161-173.
- Gebauer, D., Martínez García, E. y Hepburn, J.C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo Augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). En: *Annual meeting GSA, Boston, Abstracts with Program*. A-342.
- González Casado, J.M. (1987): Estudio Geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia. *Colección de Publicaciones de Tesis Universidad Complutense de Madrid*. 87-2, 295p
- González Casado, J.M. y Casquet, C. (1988): Significado de las estructuras "S-C", de la región de Berzosa-Honrubia (Sistema Central Español). *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*. Coruña. 12:243-250.
- González Clavijo, E.J. (1997): *La geología del sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 330 p.
- González Lodeiro, F. (1980): *Estudio Geológico Estructural de la Terminación Oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Universidad de Salamanca, 334p
- 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 Villas, E. (1999): Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental Leonesa y Centro-Ibérica septentrional): *Acta Geológica Hispánica* 34: 3-87.
- Lancelot, J.R., Allegret, A. y Iglesias Ponce de León, M. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating

- of zircons. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 325-337.
- Marshall, D.B. y Mac Laren, A.C. (1977): The direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. *Journal of Materials Science*, 12: 893-903.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati J. (1997): The Variscan accretionary complex of NW Iberia: involved terranes and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25: 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio, F.J., Abati, J. y Marquínez, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex (Galicia, NW Spain). *Tectonics*, 15: 106-121.
- Martínez Catalán, J.R., Hacar Rodríguez, M.P., Villar Alonso, P., Pérez Estaún, A. y González Lodeiro, F. (1992): Lower palaeozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan fold-belt in NW Spain. *Geologische Rundschau* 8(1-2): 545-560.
- Martínez García, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria: *Studia Geologica Salmanticensia*, 5:7-106.
- Martínez García, E. y Corretge, L. G. (1970): Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Zamora-Orense). *Studia Geologica Univ. Salamanca*, 1: 47-58.
- Martínez García, E. y Quiroga, J. L. (1993): Estructura de la antiforma del Olló de Sapo en el sector de Sanabria-Alcañices (Zamora, Orense, NO de España). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18: 27-35
- Matte, Ph. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Travaux du Laboratoire Geologie Faculte Ciencias Grenoble. Revue de Géologie Alpine*, 44: 1-128.
- Navidad, M. (1978): Las series glandulares "Olló de Sapo" en los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos* 34: 511-528.
- Navidad, M., Peinado, M. y Casillas, R. (1992): El magmatismo pre-Hercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español). En: Gutiérrez Marco J.C., Saavedra J., Rabano I. Eds. *Paleozoico Inferior de Ibero-América. Universidad de Extremadura* 485-494.
- Parga Pondal, I., Matte, Ph. y Capdevila, R. (1964): Introduction a la geologie del "Olló de Sapo", formation porphyroide antesilurienne du Nord Ouest de L' Espagne. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España* 76: 119-153.
- Pereira, Z. Meireles, C. y Pereira, E. (1999): Upper Devonian Palynomorphs of the NE sector of Trás-os-Montes (Central Iberian Zone). En: *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular, International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, Spain* 201-206.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez-Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1990): Westasturian-Leonese Zone: Stratigraphy. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, (Dallmeyer, R.D. and Martínez García Eds.), Springer-Verlag, Alemania, 92-102
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J.R. y Bastida, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Hercynian belt of NW Spain. *Tectonophysics*, 191:243-253.
- Quiroga, J.L. (1981): *Estudio Geológico del Paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste)*. Tesis Doctoral Universidad de Oviedo 210 p.
- Reche J., Martínez F.J. y Arboleya M.L. (1998): Low-to medium-pressure Variscan metamorphism in Galicia (NW Spain): Evolution of a kyanite-bearing synform and associated bounding antiformal domains. En: *What Drives Metamorphism and Metamorphic reactions ?* (P.J. Treolar, and P.J. O'Brien Eds.) Geological Society, London, Special Publications 138: 61-79.
- Romao J. y Ribeiro A. (1992): Thrust tectonics of Sardinian age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comunicações Serviço Geológico Portugal*, 78: 87-95
- Valverde Vaquero P. y Dunning, G.R. (2000): New U-Pb evidences for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society of London* 157: 15-26.
- Vegas, N., Aranguren, A., Cuevas, J. y Tubía, J.M. (2001): Variaciones en los mecanismos de emplazamiento de los granitos del eje Sanabria-Viana do bolo (Macizo Ibérico, España). *Boletín Geológico y Minero*, 112(3):79-88
- Vidal, J.L., Kubin, L., Debat, P. y Soula, J.C. (1980): Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montaigne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13: 247-255.
- Wildberg, H.G.H., Bischoff, L. y Baumann, A. (1989): U-Pb ages of zircons from metaigneous and metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103:253-262

Manuscrito recibido el 5 de diciembre de 2001
Aceptado el manuscrito revisado el 16 de abril de 2002