



Los metasedimentos de la región de Somosierra (Sistema Central Español)

Somosierra region metasediments (Spanish Central System)

GONZALEZ CASADO, J. M.

En la región de Somosierra Honrubia Buitrago, existen dos diferentes dominios litoestratigráficos separados entre ellos por la Zona de Cizalla de Berzosa, que hemos denominado Dominio Este y Oeste.

El primero se caracteriza por la existencia de un Ordovícico medio y superior con fauna y muy uniforme en toda la región, que se apoya discordantemente sobre un conjunto primordialmente gnáisico, de probable edad Cámbrica-Precámbrica, el cual muestra una clara zonación con respecto a un eje de dirección meridiana, que separa una zona central con gneises porfiroides «Ollo de Sapo», de otras dos con gneises porfiroides de grano fino, metasedimentos y ortogneises.

El dominio Oeste se caracteriza por una sucesión con; gneises glandulares en la base, sobre los que se superponen una serie de metasedimentos con rocas cuarcí-ticas, anfibólicas y carbonáticas que tienen niveles de ortogneises intercalados. La edad de estas series es probablemente Preordovícica, y se encuentran estructuralmente invertidas por la tectónica Hercínica.

Palabras clave: Estratigrafía, metasedimentos, Sistema Central

In Honrubia-Somosierra, are two different lithostratigraphic areas separated by the Berzosa Shear Zone: W area and E-area.

The first one is characterized by the existence of a median and upper ordovician with fauna and very uniform for all region, and overlies a gneisic serie (Cambrian-Precambrian age) showing a disconformable relationship with it. This East area show a clear zonation respect to an axe of meridian direction, that separate a central area with porphiroid gneis («Ollo de Sapo») of two lateral ones with fined grained porphiroid gneis, metasediments and ortogneis.

The West area is characterized by a succession with glandular gneis on the botton overlid by a metasedimentary serie with cuarzitic, anphibolic, and carbonatic rocks.

Key words: stratigraphy, metasediments, Central System

INTRODUCCION

El objeto de este trabajo es definir las principales características litoestratigráficas de las series que se encuentran en las proximidades de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia. Esta es un importante accidente tectónico que discurre con dirección N-S y divide el sector oriental del Sistema Central Español en dos dominios. Esta estructura es activa durante la F_2 Hercínica. (Ver CAPOTE et al. 1982, GONZALEZ CASADO, J. M. 1986).

La diferencia más importante que se puede establecer es la existencia de rocas de edad Ordovícica al Este de la banda de cizalla (Fig. 1), mientras que al Oeste de esta estructura no existen rocas datadas de esa edad. En las dos regiones hay rocas Preordovícicas, pero en el dominio Oriental están separadas de las Ordovícicas por medio de una discordancia, la edad de las series infra-discordancia es difícil de establecer debido a la ausencia de cualquier marcador cronoestratigráfico.

Por otro lado, la relación entre las formaciones rocosas que afloran a ambos lados es difícil de establecer, debido a las perturbaciones originadas por la Z. C. de Berzosa. Algunos autores han correlacionado las series en base a criterios litoestratigráficos (FERNANDEZ CASALS, M. J., 1976, FERNANDEZ CASALS, M. J. y GUTIERREZ MARCO, J. C., 1985).

FORMACIONES PREORDOVICICAS
DOMINIO OESTE

En la región situada al Oeste de la zona de cizalla de Berzosa, se pueden separar dos grandes tipos litológicos, Gneis Berzosa y Gneis Buitrago (Fig. 1), los cuales se encuentran actualmente invertidos por el efecto de las deformaciones hercínicas. Las principales características de estos tipos rocosos son:

Gneis Berzosa.—Estos gneises delimitan la Z.C. de Berzosa en su lado Occidental, formando la base de la sucesión estratigráfica del dominio Oeste (Fig. 1). Muestran una gran continuidad lateral, ya que afloran paralelos a la traza de la falla entre Berzosa y Honrubia, a lo largo de más de 100 Km.

Bajo la denominación de gneis Berzosa agrupamos varios tipos de gneises que recibieron distintos nombres en función del autor y sector en que se definieron. La nueva información cartográfica muestra qué tipos de gneises se pueden englobar bajo el nombre propuesto. Estos son de Sur a Norte:

Gneis de Berzosa (BISCHOFF L. et al. 1973, FERNANDEZ CASALS, M. J., 1974, CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J., 1975), Gneis de Nazaret (SCHAFER G. 1969, GARCIA CACHO L. 1973, NAVIDAD M. 1975), Gneis de Riaza (nos referimos a los afloramientos situados al S. W. de Riaza y no a los existentes en las inmediaciones de la misma) (GARCIA CACHO L. 1973, ARENAS R. 1979), Gneis de Berzosa (Tramo situado en Honrubia) (CAPOTE R. et al. 1982).

Pese a la gran extensión lateral de estas fácies los afloramientos son discontinuos, sobre todo en el tramo comprendido entre Montejo y Riaza.

Dentro de este grupo de gneises podemos distinguir tres tipos litológicos principales, que son:

A.—Gneises Glandulares. Las glándulas son de feldespato o plagioclasa, con tamaños que oscilan entre 6 ó 1 cm, en una matriz de Q,FK,Plag,Ms,Biot con Gr,Ap,Cr, Turm, Mon,Opacos como accesorios.

B.—Gneises pelíticos, esquistos y rocas de silicatos cálcicos. Estas litologías se encuentran siempre subordinadas a las anteriores, constituyendo intercalaciones en ellos. La composición de los términos más pelíticos es de Q,Ms,Biot,Plag,Gr,St,Ky, Sill. Las intercalaciones cálcicas, son en su mayor parte de anfibolitas compuestas por Q,Hn,Gr,Plag,Cpx, y en menor proporción

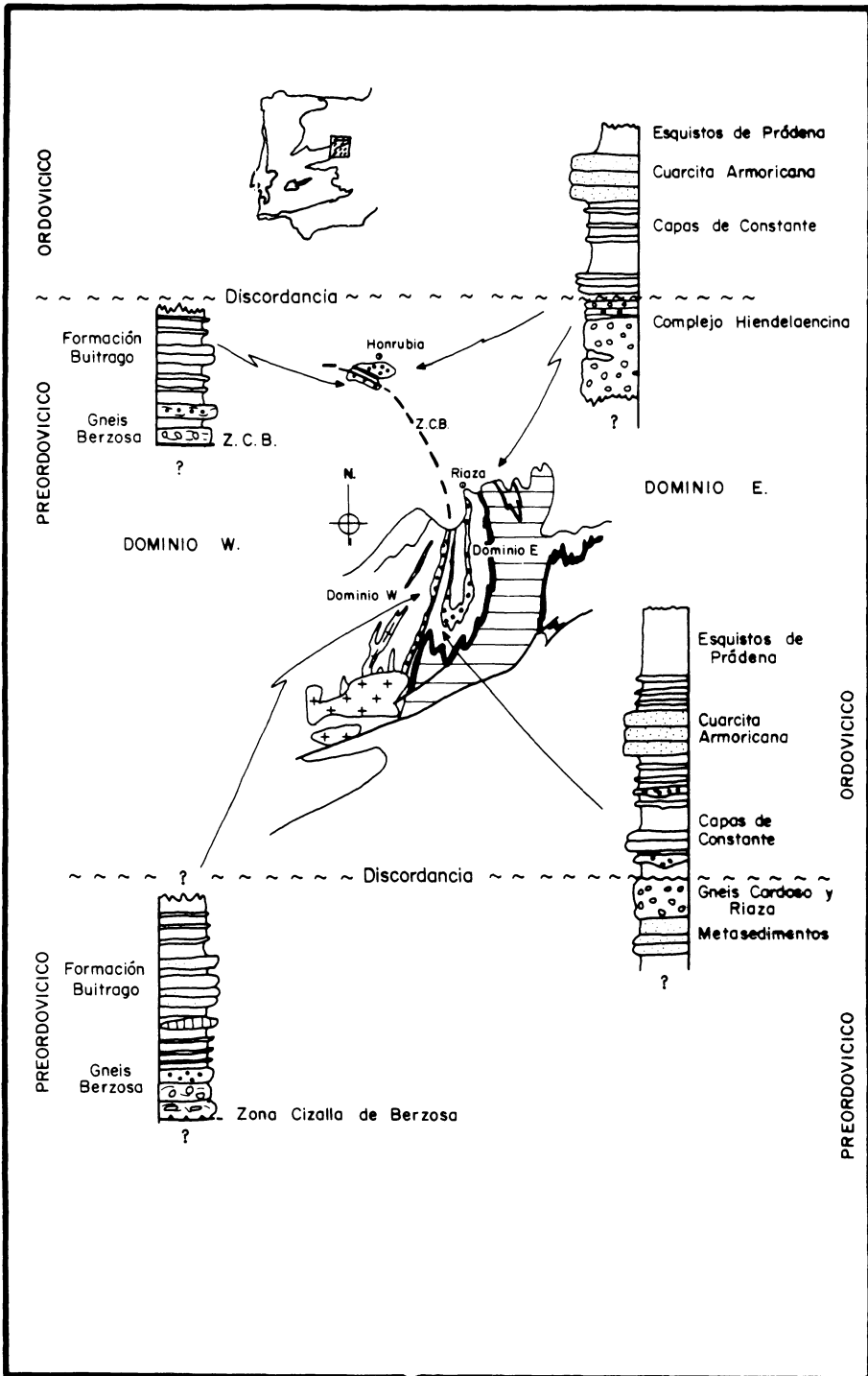


Fig. 1.

de cuarcitas granatíferas con Q,Hn,Gr,Esf, Cr. Estas rocas en términos generales son equiparables a las anfibolitas de tipo Paredes descritas por CASQUET C. y FERNANDEZ CASALS M. J. (1981).

C.—Leucogneises. Normalmente están formados por, Q,Plag,Fk,Ms,Biot,Gr, Turm. En ellos se pueden distinguir a veces zonas con glándulas proterógenas de feldspato, o de pequeños cuarzos (— de 1 cm). Estos gneises suelen presentar en ocasiones, un bandeado microscópico de tipo blastomilonítico. También existen afloramientos en los cuales los leucogneises engloban nidos de turmalina con formas elipsoidales.

Por regla general la relación que existe entre estos tipos litológicos es siempre la misma, y esta consiste en gneises glandulares (Tipo A) en la base y sobre estos se sitúa un potente nivel de Leucogneises (Tipo C). Los gneises pelíticos cuando existen, se disponen intercalados entre estos tipos. Hay que indicar que los leucogneises que contienen nidos de turmalina, no suelen cumplir la ordenación indicada.

Respecto al conjunto de Gneises Berzosa, se han dado diferentes interpretaciones:

1) Se suponen derivados de cuerpos volcánicos o volcanosedimentarios (BISCHOFF L. et Alters 1973, FERNANDEZ CASALS, M. J. 1974, CAPOTE, R. 1975, CAPOTE, R. et Alters, 1977, NAVIDAD, M. 1978). En esta hipótesis los leucogneises procederían de antiguas vulcanitas ácidas (SCHAFER, G. 1969).

2) El conjunto se interpreta como una alternancia detrítica (los leucogneises procederían de tramos arcósicos) (GARCÍA CACHO, L. 1973).

3) La tercera hipótesis propone una interpretación mixta sobre el origen de los gneises. Estos procederían de rocas volcánicas, volcanosedimentarias y plutónicas (ARENAS, R. 1979, ARENAS et alters 1983).

Esta hipótesis es la que nosotros apoyamos, pero precisando que los únicos tipos li-

tológicos procedentes de rocas plutónicas, son los leucogneises con nidos de turmalina. Estos están siempre en las proximidades de la Z. C. de Berzosa y por tanto pensamos que pueden estar relacionados con la misma.

La edad del Gneis Berzosa, es difícil de establecer debido a la ausencia hasta el momento de dataciones radiométricas. En este trabajo consideramos que son de edad Preordovícica, no obstante otros autores les han asignado diferentes edades, normalmente Cámbricas o Precámbricas, fundándose siempre en correlaciones litoestratigráficas.

Gneis Buitrago.—Bajo esta denominación englobamos a todos los metasedimentos que afloran al Oeste del Gneis Berzosa. Al igual que en el caso anterior esta serie presenta una gran continuidad lateral, pues aflora desde el macizo granítico de la Cabrera hasta Honrubia, continuándose hacia el Sur en el macizo de San Pedro el Vellon. En este trabajo sólo describimos las rocas de esta formación que se encuentran en las inmediaciones de la Z. C. de Berzosa.

Estratigráficamente se pueden separar tres unidades con características distintas, separadas entre sí por contactos muy netos, que permiten individualizar cada región en función de las asociaciones de tipos rocosos que presenta. Estos tramos son de muro a techo:

Tramo A.—Se sitúa sobre el conjunto del Gneis Berzosa, y cuando estos gneises no aparecen se apoya directamente sobre la zona de cizalla de Berzosa.

Está compuesto principalmente por esquistos, en los que se intercalan niveles decimétricos de metasamitas. La composición mineralógica de estas rocas es: Q,Ms,Biot, Plag,Fk,St,Ky,Sill,Gr,Turm. Hacia la base del tramo se localizan intercalaciones anfibólicas aisladas, formadas por rocas con: Cpx,Gr,Plag,Anf. Estas anfibolitas son análogas a las relacionadas con el Gneis Berzosa, por lo que fueron incluidas en el mismo conjunto (Anfibolitas de tipo Paredes,

CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981).

Hay que resaltar la presencia puntual de grandes intercalaciones de mármoles en cuerpos discontinuos de forma lenticular, pero que alcanzan más de 1000 m de longitud, con potencias decamétricas. La existencia de estas rocas parece una característica de la base de este tramo.

Tramo B.—Presenta una gran variabilidad lateral y poca potencia, debido a ello en muchos casos es difícil de separar del tramo A. En general consiste en un paquete de cuarcitas blanquecinas, que puede alcanzar varias decenas de metros de potencia, aunque este valor cambia mucho de unos puntos a otros de la región estudiada. Hacia el techo este conjunto de cuarcitas pasan progresivamente a una alternancia de metasomitas, metarcosas, y gneises micáceos. La composición habitual del tramo (Cuarcitas) es: Q, Ms, con Turm, Cr, Gr, Ilm. como accesorios. Hay que resaltar que el cuarzo en estas rocas presenta texturas acintadas.

Tramo C.—Se dispone en forma de un tránsito gradual sobre las cuarcitas inferiores. Está formado por alternancias de gneises y gneises semipelíticos, con cuarcitas y cuarcitas feldespáticas de tipo subarcósico subordinadas. En el sector estudiado este tramo tiene una marcada polaridad, pues en la base dominan las rocas cuarcíticas y en el techo las gneisicas. La composición de los gneises es Q, Ms, Bio, Sill, Plag, Fk, Gr, Ky y Tur, Cr, Apt, accesorios. Las cuarcitas feldespáticas están constituidas mayoritariamente por Q, Fk, con algo de Biot, y Ms. Como en casos anteriores estas rocas tienen numerosas intercalaciones de anfibolitas (Tipo Paredes (CASQUET C. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981).

Sobre el origen y edad de este conjunto de litologías se pueden hacer las siguientes precisiones:

Toda esta sucesión muestra una marcada polaridad, pues hacia el muro dominan los tipos samíticos y anfibólicos, que terminan en las cuarcitas del tramo C, a techo la serie

es más pelítica, pero también incluye niveles anfibólicos. Todo esto sugiere un conjunto detrítico con niveles margosos y calcáreos intercalados.

La edad es difícil de establecer. No obstante al encontrarse por encima de los Gneises Berzosa y por debajo del Ordovícico conocido les asignamos una edad Preordovícica. Otros autores en función de la existencia de rocas carbonáticas les han asignado edades Cámbricas (LOPEZ RUIZ, J. et Alters 1975), aunque más generalmente se les asigna una edad Precámbrica (CAPOTE R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1975), CAPOTE R. et Alters 1977, CAPOTE R. y SAN JOSE, M. A. 1983). Hay que indicar que estos tramos son equivalentes a los miembros B₁ y B₂ de la Formación Buitrago (CAPOTE R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1975).

DOMINIO ESTE

Formado en gran parte por un potente conjunto de gneises glandulares que están en contacto con el Ordovícico por medio de una discordancia. Estas rocas afloran siempre al Este de la Z. C. de Berzosa, en dos grandes antiformas, la del Cardoso y la de Honrubia (GONZALEZ CASADO, J. M. et Alters 1985).

En la antiforma del Cardoso, estas series están formadas por un conjunto de metasedimentos, el G. Cardoso y el G. Riaza. En la segunda estructura se encuentran G. glandulares del tipo «Ollo de Sapo» con algunos metasedimentos asociados.

A) A. de Honrubia Beceril

En el interior de esta estructura, afloran gneises glandulares equivalentes a los existentes en Hiendelaencina (APARICIO A. y GARCIA CACHO, L. 1970, NAVIDAD, M. 1978), y equiparables también al «Ollo de Sapo» del N. W. peninsular (PARGA PONDAL, I. et Alters 1964). En ellos se pueden separar dos tramos:

Tramo A.—Está situado en la base estructural del conjunto gneísico, no llegando a hallarse su muro en el afloramiento. Lo constituyen un potente conjunto de gneises porfiroides, macroglandulares, muy homogéneos. Las glándulas alcanzan de 3 a 15 cm de tamaño y están formadas por cristales proterógenos de FK, muy idiomorfo, normalmente albitizado. También hay glándulas más pequeñas de Q, y Plag. La matriz está formada por Q, Plag, FK, MS, Biot. Pese a su homogeneidad hay algunas intercalaciones de poco volumen de: anfibolitas porfiroides, mármoles, cuarcitas y metagrauwacas. Normalmente se encuentran como niveles aislados y con una cierta continuidad dentro de la gran masa gneísica.

Tramo B.—Comienza con un tránsito neto con el gneis porfiroide grueso, alcanzando un desarrollo variable según las zonas en que aparece.

Está formado por un conjunto de esquistos, cuarcitas, algún pequeño nivel de anfibolitas, y capas aisladas con abundante turmalina (turmalinitas).

Sobre el origen y edad de este tramo se pueden realizar las siguientes precisiones:

Las intercalaciones estratiformes del primer tramo, las alternancias con rocas meta-sedimentarias, unido a las características proterógenas de las glándulas (sombras de presión rodeándolas, golfos de corrosión en el cuarzo, etc.), apuntan a una distribución estratoide primaria.

Las litologías premetamórficas, serían rocas volcanosedimentarias para los porfiroides (procedentes de lavas y tobas probablemente de tipos riolíticos), mientras que en los gneises anfibólicos representan un episodio volcánico o subvolcánico básico. Los metasedimentos asociados, pueden interpretarse como primitivas intercalaciones de rocas detríticas depositadas en relación con los materiales volcánicos. Un origen similar es propuesto para el «Ollo de Sapo» por, SCHAFFER G. 1969, PARGA PONDAL, I. et Alters 1964, NAVIDAD, M 1975, MAR-

TINEZ GARCIA, E. 1973, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981).

Se le han asignado diversas edades desde Precámbrico (CAPOTE et Alters 1977, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981) a Cámbrico-Ordovícico (ARCHE A. et Alters 1977). En nuestra opinión al encontrarse por debajo de la discordancia de base del Ordovícico, y no existir dataciones radiométricas, parece clara su edad Preordovícica y probablemente Precámbrica por relación con el gneis del Cardoso.

B) A. del Cardoso

En el núcleo de esta antifirma existen varios tipos litológicos que son: Gneis glandular del Cardoso (SCHAFFER, G. 1969, GARCIA CACHO, L. 1973, NAVIDAD, M. 1978, ARENAS, R 1979) y Gneis de Riaza, s.s. (GARCIA CACHO, L. 1973, ARENAS R. 1979).

Directamente por debajo del Ordovícico y separados de esta por una discordancia se encuentran los gneises del Cardoso, que afloran en dos bandas de dirección meridiana que se unen por el Sur, dibujando una «U». Dejan en su interior un conjunto de metasedimentos que fueron interpretados como Preordovícicos (BISCHOFF L. et Alters 1973) o como Ordovícicos (ARENAS R. 1979, ARENAS R. et Alters 1982, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981), Los nuevos datos cartográficos y estratigráficos (GONZALEZ CASADO, J. M. y CAPOTE R. 1986), muestran una clara edad Preordovícica para esta serie.

En el flanco Este de la antifirma se sitúa el Gneis de Riaza, que se une lateralmente al Gneis del Cardoso, mediante una serie de gneises pelíticos, con niveles ricos en cuarzo y feldespato, que a su vez alternan con una serie esquistosa. Por tanto de muro a techo se observan los siguientes tramos:

Metasedimentos.—Forman el núcleo de la antifirma del Cardoso, no aflorando su muro. Los niveles más profundos están formados por una serie metasamítica en capas

decimétricas, que alcanzan varios cientos de metros de potencia. Sobre esta sucesión hay un potente paquete esquistoso, con alguna pasada de cuarcitas, que hacia techo pueden contener nivelillos con feldespato.

En los dos tramos existen niveles de anfibolitas, con una gran continuidad lateral, y que son más afines a las existentes en el Dominio Oeste intercaladas en los Gneises Buitrago, que a las cuarcitas anfibólicas del Ordovícico.

Su edad es por todo lo expuesto Preordovícico y probablemente Precámbrica al encontrarse por debajo del Gneis Cardoso (570 m.a. BISCHOFF L. 1986).

Gneis del Cardoso.—Se sitúa a techo de los metasedimentos del tramo anterior, flanqueándolos a lo largo de todo el antiforme, excepto en el extremo Norte, donde aparece el Gneis Riaza. Estos gneises han sido descritos por SCHAFFER G. (1969), GARCIA CACHO, L. (1973), NAVIDAD, M. (1978), ARENAS, R. (1979) y tienen como características más importantes:

Ser fácies glandulares de grano fino a medio, compuestas por plagioclasa o cuarzo (Q. con golfos de corrosión), en una matriz formada por Q, Plag, Biot, Ms, Gr, y Ap accesorio. También existe feldespato y epidota de origen hidrotermal tardío en venas. En los bordes hay una fácies rica en granates, de gran tamaño y que contienen inclusiones de cuarzo rotadas. Tiene también numerosas intercalaciones centimétricas o decimétricas de anfibolitas, compuestas por Q, Anf, Plag, Gr, con Epi, Esf, Ap, Cf, accesorios. Estos niveles se acumulan en algunos puntos dentro de la masa gneisica, y se localizan en mayor número en el techo de la formación. Lateralmente y hacia el Norte, pasa a una fácies de gneises pelíticos con niveles de cuarzo y feldespato, o glándulas de esta composición. Estas rocas lo unen con el Gneis de Riaza.

El origen propuesto para estas rocas, es bien volcánico (SCHAFFER G. 1969, GONZALEZ LODEIRO, F. 1981, ARENAS, R. 1979), o volcanosedimentario (NAVIDAD,

M. 1978, ARENAS, R. 1979), en nuestra opinión tendrían el último origen citado. Las anfibolitas pueden interpretarse como paraderivadas de rocas margosas (GARCIA CACHO, L. 1973, NAVIDAD, M. 1978, CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981, o bien ortoderivadas (ARENAS, R. et Alters 1980). Estos gneises serían relacionables en el «Ollo de Sapo» de Hiendelaencina, pero no exactamente con el gneis de grano fino del tramo superior de la Formación Hiendelaencina.

Su edad en base a las dataciones radiométricas recientes (BISCHOFF, L. 1986), es de 570 m a, es decir en el límite Cámbrico-Precámbrico.

Gneis de Riaza.—Descrito inicialmente por GARCIA CACHO, L. (1973), como un cuerpo gneisico, situado al S. E. de Riaza y rodeado por metasedimentos. En anteriores estudios se le relaciona con la alineación de gneises de Berzosa (ARENAS, R. et Alters 1980 y 1982), habiendo sido fijada recientemente su posición al Este de la Z. C. de Berzosa y su relación con el Gneis del Cardoso (GONZALEZ CASADO, J. M. y CAPOTE R. 1986).

Se encuentra formado por dos tipos litológicos distintos; gneises glandulares y leucogneises. Los primeros son mayoritarios, y están formados por Q, Fk, Plag, Biot, Ms, con grandes glándulas de Fk, principalmente, y en menor proporción de Q y Plag. Son cristales muy idiomorfos, rodeados por la foliación, con texturas «frasl» y con colas de presión. Se observan tránsitos a gneises microglandulares leucocráticos y lateralmente a gneises pelíticos. Los leucogneises, se encuentran intercalados en todo el afloramiento formando capas de 30 a 40 cm, o bien como lentejones aislados. Algunos tipos contienen nidos de turmalina y granate.

Todo este conjunto de gneises tiene un origen volcanosedimentario, al igual que los gneises Cardoso y los gneises Hiendelaencina de grano grueso, compartiendo con estos últimos unas fácies similares. Los leucogneises con nidos de turmalina, puede derivar

de cuerpos ortoderivados ácidos (ARENAS R. et Alters 1982). Su edad, como ocurre en los otros casos es Preordovícica y al relacionarse cartográficamente con el gneis del Cardoso, su edad podría estar próxima a la de este último.

FORMACIONES ORDOVICICAS DOMINIO ESTE

Las formaciones englobadas en este conjunto se sitúan por encima de una discordancia cartográfica, y solo sobre el conjunto gneisico del Dominio Este. De muro a techo se pueden distinguir las siguientes:

Formación Constante.—Está formada principalmente por alternancias de cuarcitas y pizarras, con intercalaciones de niveles de conglomerados y anfibolitas. Su potencia es muy variable, fenómeno debido en gran parte a las deformaciones Hercínicas y especialmente a la Z. C. B. Está formada por los siguientes tramos:

Tramo A. Formado por una alternancia de capas cuarcíticas de 50 a 80 cm de potencia, separadas por finos niveles de metapelitas. En ella se encuentran algunas estructuras sedimentarias (laminaciones) y algunos niveles esquistosos y conglomeráticos intercalados. Tiene una gran continuidad lateral, pues se localiza en toda la región.

Tramo B.—Situado sobre el anterior está formado por una monótona sucesión de esquistos negros grafitosos, sin casi intercalaciones. Su composición es Q, Ms, Bio, St, Gr, Plag, And, Sill, y Turm, Ap, Gra, accesorios.

Tramo C.—Constituido por una alternancia de niveles cuarcíticos decimétricos, con esquistos o pizarras. Hacia su base se encuentran numerosos lentejones y niveles de conglomerados. También hay numerosas intercalaciones de cuarcitas anfibólicas (tipo 1 de CASQUET C, y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1981). La potencia total del tramo alcanza varias centenas de metros, aun-

que por efecto de la deformación puede formar grandes afloramientos.

Cuando se encuentra en zonas metamórficas de bajo grado, es habitual observar variadas estructuras de carácter sedimentario y orgánico. Entre las primeras hay que citar la presencia de laminaciones cruzadas, laminaciones cruzadas de surco, «ripples», «flutes», estratificaciones lenticulares y flaser, etc., y pequeños canales rellenos de microconglomerados. Entre las estructuras orgánicas destacan las bioturbaciones, y algunas pistas (crucianas) situadas hacia el techo.

Esta formación es equivalente a las capas de Constante de SCHAFFER G. 1969, BISCHOFF, L. et alters 1973, GONZALEZ LODI, F. 1981, también es correlacionable con el miembro B₅ de la F. Buitrago (CAPOTE R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. 1975) o con el miembro B₂ y quizá parte del B₁ de la F. Bornova de SOERS E. (1972). Su edad según las últimas investigaciones está comprendida entre el Arening y el Tremadoc para la base de la Formación (FERNANDEZ CASALS, M. J. y GUTIERREZ MARCO, J. C. 1986).

Formación Alto Rey.—La forman una serie de cuarcitas y ortocuarzitas blancas. En ella se pueden independizar dos niveles cuarcíticos separados por una capa pizarrosa. Son frecuentes las laminaciones cruzadas, y las pistas (crucianas) hacia la base. A techo las cuarcitas disminuyen de potencia hasta constituir una alternancia con las pizarras en niveles centimétricos, que indican el comienzo de la siguiente formación. En el muro de esta formación el contacto es bastante neto con la F. Constante.

La edad normalmente aceptada es Skidaviense.

Formación Rodada.—Se pueden distinguir en ella hasta siete miembros diferentes (SCHAFFER G. 1969), debido a que en su mayor parte afloran fuera del corredor estudiado, solo describimos los términos más bajos en la sucesión.

Tramo A.—Formado por una alternan-

cia de pizarras y cuarcitas, que alcanzan potencias próximas al centenar de metros. Contienen numerosas estructuras sedimentarias.

Tramo B.—Es un potente y monótono conjunto de pizarras grafitosas o esquistos, de color gris o negro. Contiene abundantes restos fósiles de trilobites y braquiopodos (GUTIERREZ MARCO, J. C. et Alters 1984).

Los últimos datos paleontológicos indican una edad Arenig-Llanvirn para el tramo inferior, mientras que el superior sería Llan-deilo.

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

La reconstrucción paleogeográfica, anterior a la deformación hercínica, permite reconocer cuatro grandes zonas en función de las relaciones entre el Ordovícico y su sustrato gneisico, que son (Fig. 2):

Zona 1.—Se sitúa al Oeste de la Z. C. de Berzosa, y está formado por un potente conjunto de metasedimentos detríticos (Gneis Buitrago) que reposan sobre una serie de gneises glandulares (Gneis Berzosa). La edad de estos materiales sería Preordovícica.

Zona 2.—Corresponde con el área ocupada por la antiforma del Cardoso, al E. de la Z. C. de Berzosa. En esta zona por debajo de la discordancia de base del Ordovícico, se sitúan unos gneises glandulares con fácies fina y esquistosa (G. CARDOSO), que podrían relacionarse por su posición con los gneises de la parte superior del «Ollo de Sapo». Estos gneises enlazan lateralmente, por medio de esquistos y gneises pelíticos, con una serie de gneises glandulares gruesos (G. de Riaza). Estos pueden representar bien un cambio lateral de facies, o un cuerpo ortoderivado, o ambas cosas.

Los gneises se apoyan sobre un conjunto

de metasedimentos (M. del Cardoso). No es posible establecer si existen por debajo de ellos gneises gruesos. Si así fuese, los metasedimentos serían una importante intercalación sedimentaria entre las facies de techo de los G. «Ollo de Sapo». En caso contrario esta zona representaría un cambio lateral de facies, que marcaría el límite Oeste de los G. «Ollo de Sapo».

Zona 3.—Comprende la zona central, que se corresponde con la antiforma de Honrubia Becerril y su presumible continuación bajo el sinclinorio de Majaerayo. En esta zona y por debajo de la discordancia Ordovícica, se encuentran los G. «Ollo de Sapo» con predominio de la facies gruesa, de megacrístales, encontrándose también algunos metasedimentos pelíticos probablemente superiores a los gneises glandulares y conservados unicamente de forma parcial.

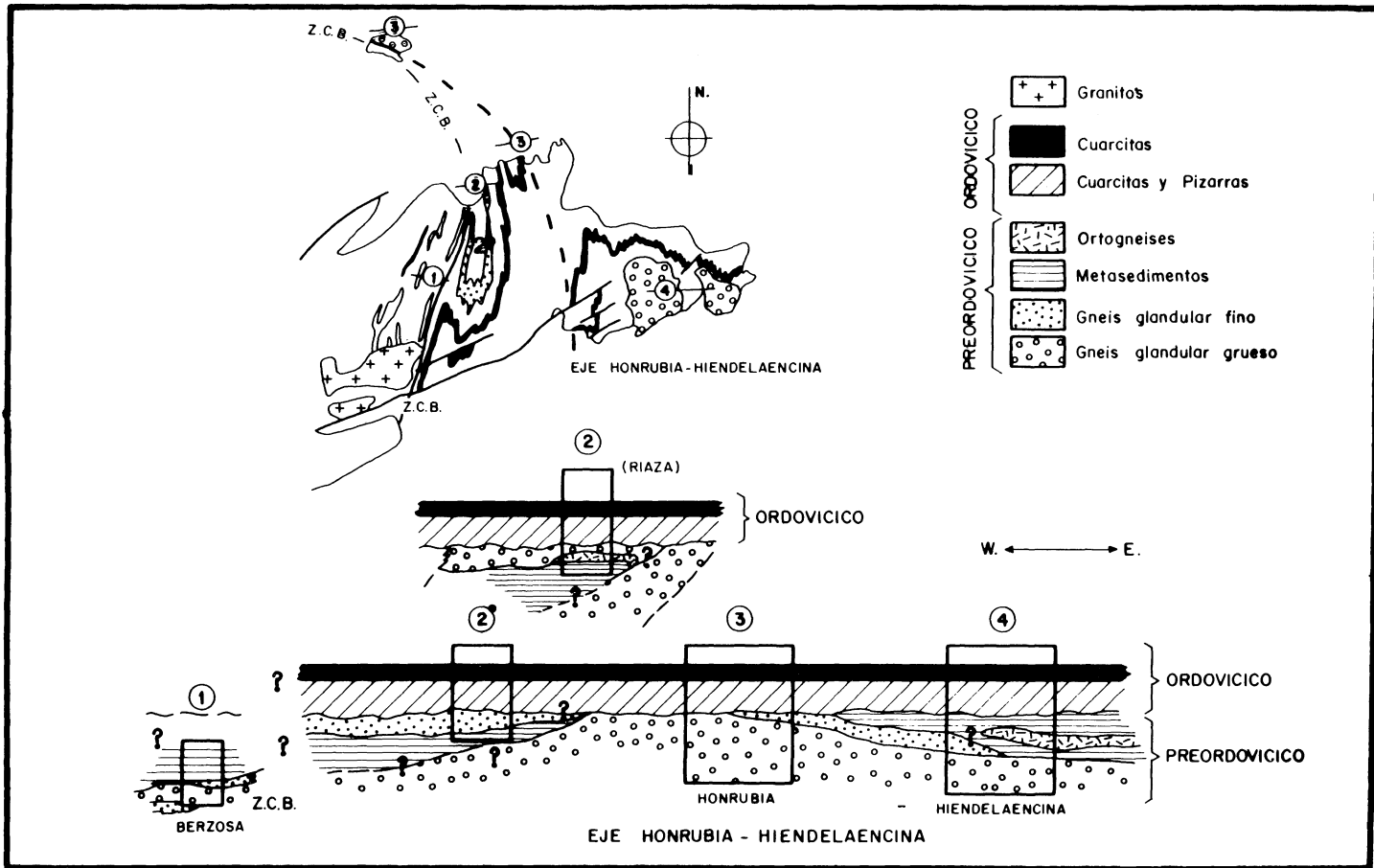
Zona 4.—Corresponde a la región de Hiendalaencina, y en ella se repite un esquema parecido al de la zona 2, que ya fue descrito por GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).

Por tanto se puede concluir, indicando que existe por debajo del Ordovícico, un eje de dirección NW.-SE. en Honrubia que pasa a N.-S. en Somosierra, a lo largo del cual los G. «Ollo de Sapo» se sitúan directamente por debajo del Ordovícico. A ambos lados de este eje, existe un conjunto de metasedimentos, gneises glandulares finos y algún ortogneis (Fig. 2). Estas rocas pueden interpretarse como un cambio lateral de fácies a los flancos de este eje, o bien como intercalaciones de sedimentos entre los distintos tipos de gneises. Las series Ordovícicas, situadas por encima, están formadas por una serie detrítica muy uniforme en toda la región estudiada, y que sólo muestra variaciones en su base.

Recibido: 5-XII-86

Aceptado: 2-IV-87

Fig. 2



BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. GARCIA CACHO, L. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia. *Est. Geol.*, 26, 267-315.
- ARCHI, A., CAMARA, P., DURANTEZ, D. (1977). Consideraciones sobre las series Ordovícicas y ante-Ordovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey-Sierra de la Bodera (S. C. E.). *Bol. Geol. Mine.*, XC-I, 49-59.
- ARENAS, R. (1979). Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza. Tesis L., U. C. M.
- ARENAS, R., CASQUET, C., PEINADO, M. (1980). El metamorfismo del Sector de Riaza (Somosierra, S. C. E.). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 117-146.
- ARENAS, R., GONZALEZ LODEIRO, F., PEINADO, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre al configuración de las zonas metamórficas. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 123-161.
- BISCHOFF, L., SCHAFER, G., SCHMIDT, K., WALTER, R. (1973). Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama. *Munst. Fors., Geol. Pal.*, 28, 27-30.
- BISCHOFF, L., WILDBERG, H., BAUMANN, A. (1986). Uranium-Lead ages of zircons from gneisses of Sistema Central, Spain. *Inter. Conf. on Iber. Terra*. Abstract.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. Minn.*, 86-6, 581-596.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J., MORENO, F., NAVIDAD, M., PEINADO, M., VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the central part of the Iberian Massif. *Est. Geol.* 33-4, 343-355.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). La tectónica Hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* 7, 455-469.
- CAPOTE, R., SAN JOSE, M. A., (1983). Las formaciones metasedimentarias de Zamora, Salamanca, y el Sistema Central. *Li. Jub. J. M. Ríos*, 1, 100.
- CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). Las anfífolias de la región de Buitrago del Lozoya (S. C. E.). *Cuad. Geol. Iber.* 7, 121-134.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1974). Significado geotectónico de la formación Gneises de la Morcuera. *Stud. Geol.* 7, 87-106.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1976). Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico metamórfico de Somosierra (S. C. E.). Tesis U. C. M. 305 pg.
- FERNANDEZ CASALS, M. J., GUTIERREZ MARCO, J. C. (1986). Aspectos estratigráficos de la cadena Hercínica en el Sistema Central. *Rev. Real Acad. Ci. Exac. Fis. Nat* (en prensa).
- GARCIA CACHO, L. (1973). Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del S. C. E. Tesis U. C. M. 319 pg.
- GONZALEZ CASADO, J. M., CAPOTE, R., CASQUET, C. (1985). La terminación de las estructuras tectónicas del dominio Oriental del S. C. E., *Rev. Mat. Proc. Geol.* 3, 227-234.
- GONZALEZ CASADO, J. M., CAPOTE, R. (1986). La estructura y las series preordovícicas de Riaza S. C. E., *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 4.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa Honrubia S. C. E. Tesis UC.M. 295 pg.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). Posición de las series infraordovícicas en el extremo Oriental del S. C. y su correlación. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe-2*, 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). La estructura del anticlinorio del «Ollo de Sapo» en la región de Hiendelaencina (Extremo Oriental del S. C. E.). *Cuad. Geol. Iber.* 7, 535-545.
- GUTIERREZ MARCO, J. C., RABANO, I., PRIETO NOGUEIRA, M. (1984). Nuevos hallazgos de fósiles en las pizarras Ordovícicas de la vertiente meridional de Somosierra S. C. E. *I Con. Esp. Geol.*, 3, 127-137.
- LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A., GARCIA CACHO, L. (1975). El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, S. C. E. *Mem. I. G. M. E.*, 86, 127 pg.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973). Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Stud. Geol.* 5, 7-106.
- NAVIDAD, M. (1975). Caracterización de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama Oriental). *Est. Geol.* 31, 343-350.
- NAVIDAD, M. (1978). Las series glandulares Ollo de Sapo en los sectores Nord-Occidental y Centro-Oriental del Macizo Ibérico. *Est. Geol.* 34, 511-528.
- PARGA PONDAL, I., MATTE, P., CAPDEVILA, R. (1964). Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroide ante silurienne du Nord de l'Espagne. *Not. Com. del I. G. M. E.*, 76, 119-154.
- SCHAFER, G. (1969). Geologie und petrographie in Ostlichem kastilischem hauptschersdegebirge (Sierra de Guadarrama Spanien). *Munst. Fors. Geol. Pal.* 10, 1-207.
- SOERS, E. (1972). Stratigraphie et geologie structurale de la parte orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Stud. Geol.* 4, 7-94.