

El domo gneísico del Freser (Pirineo Oriental): ¿zócalo precámbrico, intrusión ordovícica o granito hercyniano?

The Freser gneissic dome (Eastern Pyrenees): Precambrian basement, Ordovician intrusion Hercynian granite?

P. Enrique

Dep. Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Fac. Geologia. Universitat de Barcelona. c/. Martí i Franquès s/n. 08028. Barcelona.

ABSTRACT

The Freser gneissic dome (Núria massif) has been considered either an outcrop of the Precambrian basement or a pre-Hercynian laccolith of Ordovician age. New field observations strongly suggest that the lower Núria «gneisses» are intrusive into the enclosing schists formed during the Hercynian Orogeny. This fact indicates an Hercynian age for these rocks and the convenience to rename them as «Núria granites». No similar relationships between the Queralbs gneisses and the schists have been found. Its well-developed foliation also seems to confirm a pre-Hercynian age for its protolith.

Key words: gneiss, granite, Ordovician, Hercynian, Pyrenees, Canigou massif.

Geogaceta, 36 (2004), 35-38
ISSN:0213683X

Introducción

En el curso alto del Río Freser (Pirineo Oriental) aflora un complejo de rocas cuarzo-feldespáticas cuyo significado geológico ha sido motivo de controversia desde los años 70. Se trata de una estructura peculiar formada por un núcleo de rocas graníticas deformadas sobre el que se disponen, de manera continua y bastante paralela a los contactos visibles, un nivel esquistoso delgado y un nivel gneísico de entre 100 y 200 m de espesor. Sobre este nivel de gneises se sitúa concordantemente la serie de Canaveilles («Serie de Canaveilles», Cavet, 1957) de naturaleza principalmente esquistosa (Guitard, 1970, Santanach, 1972).

Por su situación estructural estas rocas se consideran un pequeño afloramiento, aislado por fallas, del extenso macizo gneísico del Canigó (Guitard, 1970, Santanach, 1972; Cirés *et al.*, 1994; Barbey *et al.*, 2001) (Fig.1).

La nomenclatura referente a las unidades de este complejo es algo confusa pues ha variado en los distintos trabajos realizados. Fontboté (1949) denomina conjuntamente a las dos unidades cuarzo-feldespáticas «gneises del Freser». Posteriormente, Santanach (1972) distingue claramente los gneises inferiores que denomina «gneises del Río Freser» de los que forman la orla superior a los que denomina «gneises de la Formación Carança».

Sebastián *et al.* (1982) reúnen de nuevo los dos niveles de gneises bajo el mismo nombre y los denominan «gneises de Queralbs-Núria» distinguiendo los «gneises centrales (tipo RN)» de los «gneises circundantes (tipo RE)».

Cirés *et al.* (1994), en la hoja 1:50.000 del Mapa geológico de España, cambian de nuevo la terminología denominando «gneises de Núria y Carança» al núcleo de gneises inferiores y «gneises de Queralbs» al nivel superior.

En el trabajo de Barbey *et al.* (2001) se realiza una nueva modificación, en la cual los gneises inferiores pasan a denominarse «gneises de Núria», que forman parte del grupo de los «gneises de La Preste-Núria». Los gneises superiores mantienen la nomenclatura de «gneises de Queralbs», si bien se considera que forman parte, como un nivel superior independiente, del lacolito del Canigó. Tanto los gneises de La Preste-Núria como los de Queralbs se hallarían incluidos en los gneises de tipo G1 de Guitard (1970).

Debido a su proximidad y a que presentan algunas características semejantes, estas rocas se han asociado sistemáticamente al vecino macizo gneísico del Canigó. La interpretación genética de estos macizos gneísicos ha seguido una evolución paralela a la hipótesis sobre presencia de un zócalo precámbrico en los Pirineos, la cual perdura en parte en la actualidad (Guitard *et al.*, 1996).

La disposición esencialmente concordante de los macizos del Canigó y del domo del Freser por debajo de una potente serie esquistosa, considerada de edad infracaradociense (Fontboté, 1949, Cavet, 1957) o cámbrica (Laumonier, 1988), dió lugar a la hipótesis de que los gneises representaban el zócalo precámbrico sobre el que se sedimentó la serie paleozoica (Dalloni, 1930, Guitard, 1970; Santanach, 1972) (Fontboté, 1949 les atribuye una probable edad cám-

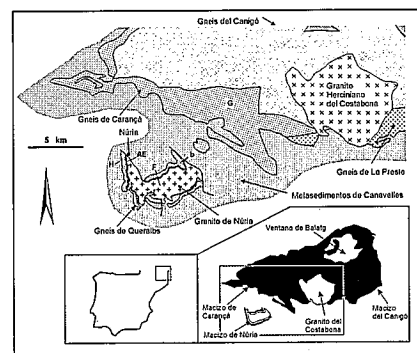


Fig. 1.- Mapa geológico esquemático de la parte sur-occidental del macizo de Canigó-Carança y del macizo de Núria en el que se muestran las diferentes unidades de ortogneises, las rocas metasedimentarias encajantes y los granitos intrusivos. Los límites cartográficos del macizo de Canigó-Carança están basados en Barbey *et al.* (2001) mientras que los del macizo de Núria corresponden a los de Cirés *et al.* (1994). Las letras mayúsculas H, F, G (AE= A,B,C,D,E) sobre el mapa indican la localización de las fotografías de la figura 2. La letra minúscula b corresponde a la figura 3b.

Fig. 1.- Geological sketch map of the southwestern part of the Canigou-Carança massif and the Núria massif showing the different orthogneiss units, its metasedimentary envelope and the intrusive granites. The cartographic boundaries of the Canigou-Carança massif are redrawn from Barbey *et al.* (2001). The boundaries of the Núria massif are from Cirés *et al.* (1994). Capital letters H, F, G (AE= A,B,C,D,E) on the map indicate the siting of the pictures from Fig. 2. Letter «b» corresponds to the Fig. 3b.

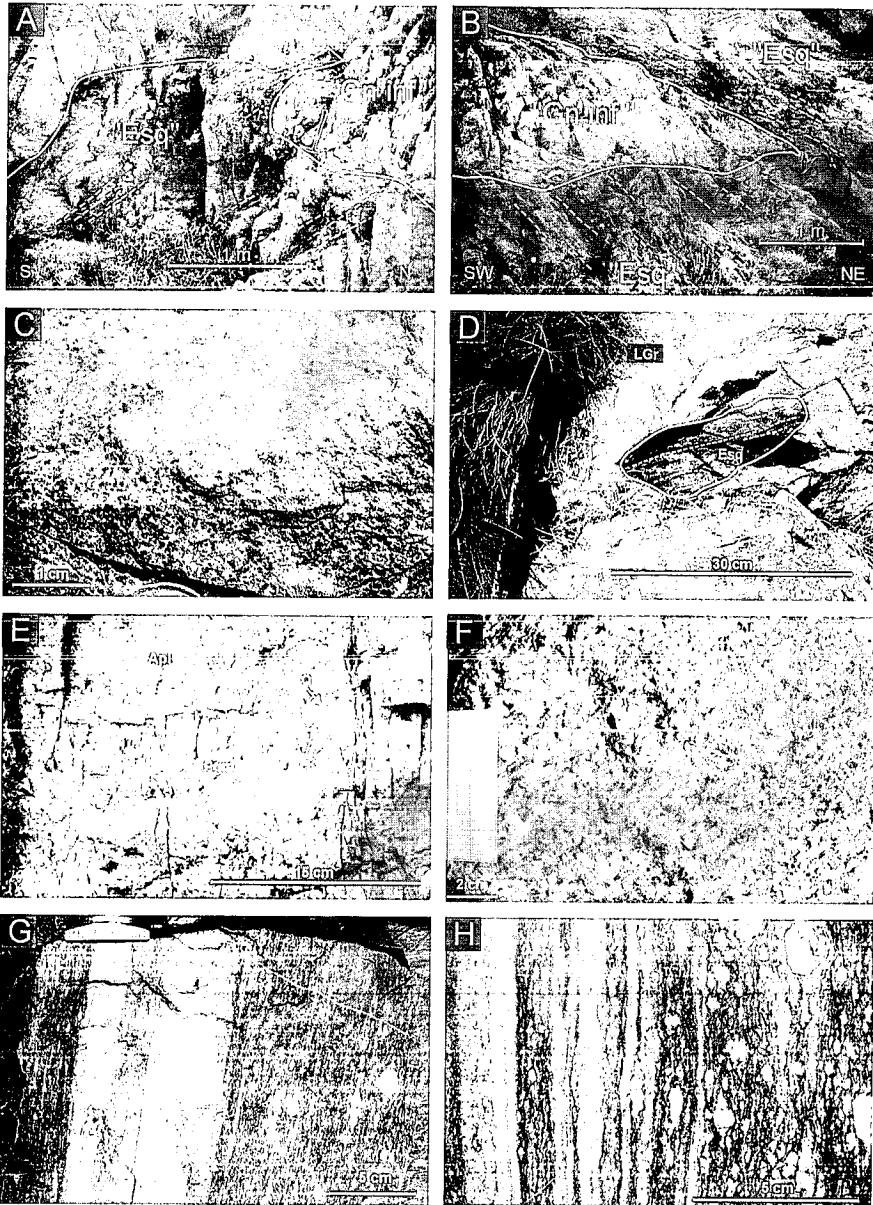


Fig. 2.- A) Contacto intrusivo, muy irregular, de una apófisis del granito de Núria («Gn inf») (su localización corresponde al punto «1» de la Fig. 4B). Obsérvese el recorte de la foliación principal de las rocas encajantes («Esq») en ángulos diversos. B) Terminación de la apófisis intrusiva anterior por adelgazamiento progresivo. C) Estructura moteada en los esquistos encajantes producida por el metamorfismo de contacto de la intrusión (la misma localización que A y B). D) Xenolito de los esquistos encajantes (Esq) englobado en una facies leucogranítica de grano fino marginal (LGr) cerca de los afloramientos anteriores. E) Desarrollo de facies aplíticas (Apl) y pegmatíticas (Pgm), sin indicios aparentes de deformación, en las zonas apicales de la intrusión (Agulla de l'Estany; zona «2» en la Fig. 4A). Se observa la presencia de cristales centimétricos de feldespato potásico (FK) y cuarzo (Q). F) Facies típica del granito de Núria. Se trata de un granito de grano medio-grueso biotítico con cantidades subordinadas de moscovita. La muestra procede del valle del Freser (Salt del Grill). G) Aspecto de los gneises de Carançà en el interior del macizo principal del Canigó (Ull de Ter). Gneises ocellares con bandas leucocráticas (aplíticas) muy foliados. H) Gneises con idéntico aspecto a los anteriores (Gneises de Queralbs). Localización junto al punto «3» en la figura 4A.

Fig. 2.-A) Apophysis from the Núria granite showing a very irregular intrusive contact («Gn inf») (its location corresponds to point «1» in Fig. 4B). Note the cross-cutting of the main foliation of the enclosing rocks («Esq») at different angles by the intrusive rock. B) Ending of the previous apophysis by progressive thinning. C) Spotted structure developed in the enclosing schists by contact metamorphism (the same location that A and B). D) Xenolith of the enclosing schists (Esq) in a marginal fine-grained leucogranite (LGr) close of the previous outcrops. E) Undeformed aplitic (Apl) and pegmatitic (Pgm) facies at the top of the granitic intrusion (point «2» in Fig. 4A). Note the presence of centimetric potassic feldspar (FK) and quartz (Q) crystals. F) Typical Núria granite consisting of a medium to coarse-grained muscovite-bearing biotite granite (Freser valley, Salt del Grill). G) Carançà gneiss sample from the main Canigou massif (Ull de Ter). It consists of a very foliated augen gneiss with aplitic bands. H) Sample from the «Queralbs gneiss unit». Note the similarity with the Carançà gneiss. Location around point «3» in Fig. 4A.

brica). Dicha hipótesis se sustenta principalmente en el notable paralelismo entre la superficie de contacto de los gneises y la serie esquistosa suprayacente y en la ausencia de contactos intrusivos entre el gneis y los esquistos. Los gneises basales representarían granitos calcoalcalinos o rapakivi precámbricos (Guitard, 1970) erosionados antes del inicio de los depósitos paleozoicos. Los productos de la denudación de esos granitos habrían dado lugar a rocas detríticas arcósicas justo sobre ellos o intercalados entre las rocas arcillosas predominantes.

La deformación y el metamorfismo hercinianos sobre este conjunto de materiales habría originado ortogneises (a partir de los granitos precámbricos), paragneises (a partir de las arcosas) y esquistos (a partir de los materiales ricos en arcillas de la serie de Canavelles).

En 1982, Sebastián *et al.*, proporcionan una nueva visión de las relaciones entre los gneises de Núria y Queralbs y los esquistos. A partir de la observación de contactos netos e irregulares, presencia de facies de grano fino cerca de los contactos y xenolitos, concluyen que los gneises inferiores representarían una intrusión pre-herciniana inyectada en las rocas pelíticas de la serie de Canavelles, probablemente durante el Ordovícico y en rocas aún poco consolidadas. Aún admitiendo un grado de deformación distinto entre los gneises inferiores (gneises de Núria) y los superiores (gneises de Queralbs) consideran un origen común para ambas unidades.

Las primeras edades radiométricas del Macizo del Canigó realizadas mediante U-Pb en circones (580 Ma, Vitrac-Michard y Allègre, 1975b) y mediante Rb-Sr en roca total (517 Ma, Vitrac-Michard y Allègre, 1975a) apoyaban el modelo de un zócalo Cadomiense recubierto por una cobertera del Paleozoico inferior. Sin embargo, los nuevos datos de campo de Barbey *et al.* (2001) y una nueva datación U-Pb mediante microsonda iónica en monocristales de circón (475 ± 10 Ma, Deloule *et al.*, 2002) permiten reinterpretar los gneises del macizo del Canigó como la intrusión de un lacolito de granitos rapakivi durante el Ordovícico inferior.

Respecto a los gneises de Núria y Queralbs únicamente se cita una estimación radiométrica obtenida por evaporación del Pb en cristales individuales de circón dando una edad de 569 ± 12 Ma (Guitard *et al.* 1996). Si bien no se especifica la localización de la muestra, parece ser que se refiere a los gneises inferiores del domo del Freser. Estos datos son contradictorios con las observaciones de campo aportadas por Sebastián (1981) y Sebastián *et al.*, (1982) y admitidas por Barbey *et al.* (2001).

Finalmente, los nuevos datos de campo aportados en este trabajo parecen poner en

cuestión las interpretaciones anteriores respecto a los gneises inferiores del domo del Freser, ya que los contactos intrusivos no solo penetran en los materiales de la serie de Canavelles sino que cortan claramente la esquistosidad regional hercíniana.

Datos petrográficos y estructurales

a) Gneises de Querulbs (Cirés *et al.*, 1994; Barbey *et al.*, 2001).

Al W del Santuario de Núria los gneises superiores (gneises de Querulbs) forman un afloramiento de un espesor de unos 200 m. Los tipos petrográficos principales consisten en gneises oclares de grano bastante grueso y relativamente ricos en biotita que derivan claramente de un granito biotítico de grano grueso con megacristales de feldespato potásico. En su interior destacan numerosas bandas leucocráticas centimétricas, de tamaño de grano variable, que siempre se hallan en disposición paralela a la foliación (Fig. 2H). Por su composición y estructura (composición cuarzo-feldespática, estructuración simétrica del tamaño de grano desde los bordes al centro, estructuras gráficas, etc.) se trata indudablemente de un conjunto intrusivo aplítico-pegmatítico, de diques o sills, tardío respecto a la intrusión principal. También se hallan, ocasionalmente, bandas concordantes de gneises muy oscuros y grano más fino formados probablemente a partir de cuarzo-dioritas biotíticas de grano fino que se hallarían en forma de diques o enclaves en el interior de la roca granítica anteriormente a su gneisificación. Finalmente puede destacarse la presencia frecuente de gneises más leucocráticos y de grano más fino hacia la proximidad de los contactos superiores.

Todas estas tipologías descritas se encuentran representadas a lo largo de los afloramientos occidentales (Fontalba-Núria) y de los septentrionales (Núria-Coma de Vaca). En los afloramientos meridionales (más deformados y verticalizados) a veces faltan los tipos gneísicos oclares.

La deformación del conjunto gneísico superior es intensa y aparentemente bastante homogénea, tanto en las proximidades de los esquistos (superiores e inferiores) como en sus zonas más internas. Los gneises presentan una foliación perfectamente definida, la cual es concordante con la foliación dominante de los esquistos en los que se hallan intercalados.

A la escala microscópica estos gneises también muestran claramente una intensa deformación que da lugar a una estructura planar bien definida. Esta foliación se manifiesta por la orientación de los filosilicatos (biotita, moscovita y clorita) y por la recristalización prácticamente total de los granos de cuarzo primarios. Esta recristalización

da lugar a la formación de agregados de pequeños cristales de cuarzo poco deformados, alineados en forma de cintas estrechas paralelas a la foliación. Los porfidoclastos de feldespato potásico y plagioclasa muestran fracturas y deformación interna y son rodeados por los filosilicatos y el cuarzo (Figs. 3 a y 3b).

La misma tipología petrológica y un grado de deformación semejante se halla en los gneises de Carançà pertenecientes al macizo principal del Canigó (Fig. 2G) (ver situación de la muestra en el mapa de la Fig. 1).

b) Gneises de Núria (Barbey *et al.*, 2001)

Los gneises inferiores (gneises de Núria de Barbey *et al.*, 2001) pese a estar separados de los superiores (gneises de Querulbs) por un espesor de esquistos muy reducido (al W del embalse de Núria tan solo unos 25 m) presentan unas características petrológicas y estructurales totalmente distintas. La característica estructural más destacable es su menor grado de deformación en comparación con los gneises superiores. Esta diferencia es tan marcada que en muchos lugares la deformación puede considerarse casi inexistente (Figs. 2F, 3c y 3d). Sin embargo, es totalmente evidente que estas rocas, en su conjunto, tienen un cierto grado de deformación, pero se trata de una deformación muy heterogénea y en general poco intensa. Este hecho ha sido destacado por algunos autores anteriores (Santanach, 1972, Sebastián *et al.*, 1982, Casas, 1984), los cuales atribuyen esta menor deformación al mayor espesor de la masa de gneises inferiores. Sin embargo, la deformación no se concentra junto a los contactos (donde generalmente es muy escasa: Figs. 2A, 2B, 2D y 2E) como cabría esperar si se hubieran comportado como un objeto mucho más rígido que los esquistos. La deformación en el interior de los gneises es poco marcada y la foliación difícil de determinar. Cuando se hallan planos mejor definidos sus buzamientos pueden ser bastante distintos a los de las rocas suprayacentes. El tipo de deformación corresponde a condiciones de bajo grado y se observa la aparición de clorita a expensas de la biotita.

Cerca de los contactos con los esquistos se observan frecuentemente facies leucograníticas de grano medio a fino (descritas por Sebastián *et al.*, 1982), leucogranitos aplíticos moscovíticos, aplitas porfídicas y pegmatitas. Dichas facies son ricas en texturas micrográficas (Sebastián *et al.*, 1982) que no muestran prácticamente indicios de deformación.

A la escala microscópica se observa una deformación muy limitada (Figs. 3c y 3d) tal como algunas fracturas en feldespatos y torsiones en micas (poco destacables). A diferencia de los gneises superiores los granos de cuarzo (muy sensibles a la defor-

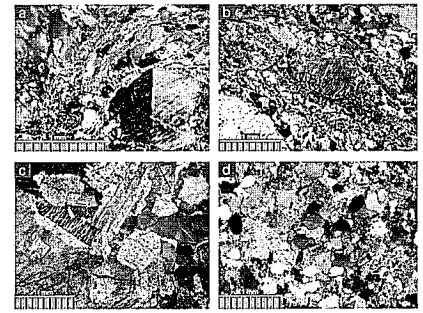


Fig. 3.- a) Microestructura claramente gneísica de la unidad cuarzo-feldespática de Querulbs. Se observan porfidoclastos (maclados) de feldespato potásico rodeados por una matriz formada por pequeños granos de cuarzo y filosilicatos (La muestra corresponde a la de la Fig. 2H). b) Microestructura gneísica intensamente foliada de la unidad de los «gneises de Querulbs» (muestra de la base del pico de Torreneules; punto «b» en la Fig. 1). En el centro se observa un porfidoclasto de FK elongado con las bandas peritíticas deformadas. c) Textura equigranular de grano medio del granito de Núria. No se observan deformaciones significativas en ningún componente esencial de la roca. En la parte derecha puede verse un grano de cuarzo primario con extinción ondulante. (Zona «1» en la Fig. 4A). d) Textura aplítica en una facies leucogranítica marginal (Zona «1» en la Fig. 4A).

Fig. 3.- a) Prominent gneissic texture in a sample from the Querulbs unit. K-feldspar twinned porphyroclasts are surrounded by fine-grained quartz and phyllosilicates (Same sample as in Fig. 2H). b) Intensely foliated gneissic texture from the Querulbs gneisses (point «b» in Fig. 1). An elongated K-feldspar crystal (showing deformed perthites) surrounded by a well-developed planar foliation. c) Medium-grained equigranular texture common in the Núria granite. There is no significant deformation in the main mineral components. Undulatory extinction can be seen in primary quartz crystals (right). (Zone «1» in Fig. 4A). d) Aplitic texture in a marginal leucogranitic facies (Zone «1» in Fig. 4A).

mación) se hallan preservados como granos primarios, de tamaño comparable a los demás elementos de la roca plutónica original. Presentan extinción ondulante que puede pasar a extinción en mosaico ocasionalmente. Tanto cerca de los bordes como en las zonas internas del afloramiento los cristales primarios de cuarzo son siempre visibles a simple vista y nunca se encuentran formando cintas policristalinas. No obstante, algunas zonas en las que la deformación se muestra más intensa podrían corresponder a bandas miloníticas o protomiloníticas tardías.

Nuevos datos de campo: El contacto intrusivo de l'Agulla de l'Estany

En la zona situada a unos 250 m al S de la presa del embalse de Núria (alrededores de l'Agulla de l'Estany, cota 1989 m) existe un afloramiento en el que pueden obser-

varse claramente algunas estructuras críticas en la interpretación del origen de los gneises inferiores. Un esquema geológico-

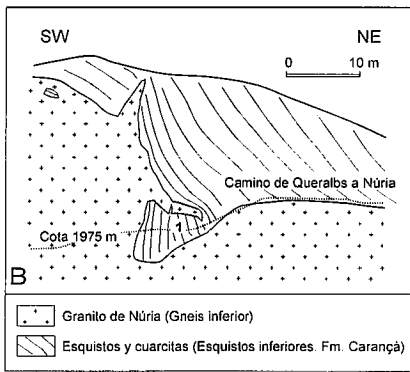
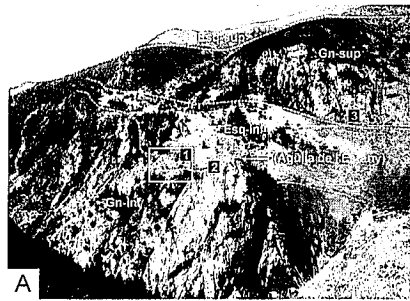


Fig. 4.- Esquema geológico del sector nor-occidental del Macizo de Núrria en los alrededores de l'Agulla de l'Estany. A) Composición fotográfica y localización de los afloramientos descritos en el texto: 1.- Contactos intrusivos; 2.- Zona rica en aplitas y pegmatitas; 3.- Muestras del Gneis de Queralbs. Esq-sup: Esquistos superiores (serie de Canaveilles); Gn-sup: Gneises superiores (gneises de Queralbs); Esq-inf: Esquistos inferiores (intercalación de la Serie de Canaveilles entre las dos unidades cuarzo-feldespáticas; Gn-inf: «Gneises inferiores» (En este trabajo denominados Granitos de Núrria). B) Corte geológico de la zona de contacto entre el granito de Núrria y los esquistos encajantes, correspondiente al recuadro 1 de la Fig. 4A. Se destacan las apófisis graníticas en el encajante y la morfología intrusiva de los contactos.

Fig. 4.- Geological sketch of the north-western part of the Núrria massif, near the «Agulla de l'Estany» hill. A) Location of the outcrops described in the text: 1.- Intrusive contacts; 2.- Aplite and pegmatite-rich zone; 3.- Location of the Queralbs gneiss samples. Esq-sup: Upper schists (Canaveilles series); Gn-sup: Upper gneisses (Queralbs gneisses); Esq-inf: Lower schists (sheet of Canaveilles schists placed between the two quartz-feldspatic units; Gn-inf: Lower gneisses (named Núrria granites in this work). B) Geological section at the contact zone between the Núrria granite and its enclosing rocks showing granitic apophyses and details of intrusive morphology (zone 1 in Fig. 4A).

co del área se presenta en las figuras 4A y 4B. El estudio de este afloramiento confirma en parte las conclusiones de (Sebastián *et al.*, 1982) ya que pueden comprobarse las características intrusivas del gneis inferior en los esquistos encajantes. Esta observación excluye la posibilidad de que este gneis represente un zócalo sobre el que se sedimentó la serie paleozoica. Además, este afloramiento aporta una serie de datos excepcionales:

1.- Existe una apófisis de la roca plutónica de más de 1 m de espesor que se inyecta claramente en las rocas pelíticas y cuarcíticas. (Figs. 4B, 2A y 2B)

2.- La roca plutónica no presenta una deformación apreciable.

3.- La roca plutónica secciona con toda nitidez (en distintos ángulos) la esquistosidad dominante hercíniana de los esquistos (sin que ésta penetre en la roca plutónica) (Figs. 4B, 2A y 2B).

4.- En los contactos se desarrollan facies de grano más fino o aplíticas, lo que verifica que dichos contactos no se han producido por fallas.

5.- En las facies de leucogranito de grano fino se han hallado xenolitos de esquisto en los que se halla presente la misma esquistosidad de los esquistos encajantes (Fig. 2D).

6.- En el cerro de l'Agulla de l'Estany se encuentran numerosas concentraciones pegmatíticas de grano medio a grueso que indican su situación en el techo de la intrusión (Fig. 2E).

7.- En las proximidades de los contactos intrusivos se aprecia un metamorfismo de contacto que da lugar a la formación de cornubianitas moteadas (Fig. 2C). Este hecho ya fue destacado por Sebastián *et al.*, 1982).

Otros afloramientos semejantes en uno o más aspectos al que se acaba de describir pueden observarse a lo largo del contacto entre Núrria y Fontalba y en las inmediaciones del refugio de Coma de Vaca.

Discusión y conclusiones.

Los nuevos datos aportados plantean un importante conflicto con las interpretaciones anteriores ya que, si la esquistosidad dominante de los esquistos (y de los gneises superiores) es hercíniana, los «gneises» inferiores deben haberse emplazado necesariamente con posterioridad a la misma. En tal caso, dichas rocas deberían considerarse como un granito hercíniano afectado por una o más deformaciones tardías (hercínianas o alpinas). Por esta razón el término «gneis de Núrria» debería abandonarse y ser sustituido por el de «granito de Núrria».

Sin duda dicho granito se halla deformado en un mayor o menor grado pero, en

general lo está en un grado menor a lo que puedan estarlo otros granitos hercínianos del Pirineo Oriental (granitos meridionales del Quérigut, granodioritas de Rodes-Roses, etc.).

Otra consecuencia que se deriva es que, a pesar de la coincidencia en la localización geográfica y en la similitud de composición química (Sebastián *et al.*, 1982) el gneis de Queralbs y el granito de Núrria deberían tener edades diferentes ya que, los gneises superiores están totalmente afectados por la esquistosidad regional hercíniana y los granitos de Núrria no.

Por lo tanto, la coincidencia en la tipología petrológica y en el tipo y grado de deformación de los gneises de Queralbs los hacen en todo similares a los gneises de Carançà (Tipo G1 de Guitard, 1970) del macizo del Canigó (Barbey *et al.*, 2001) y su edad probablemente es similar. En cambio la edad del granito de Núrria debería ser posterior a la intrusión del protolito de los gneises superiores, y también posterior a su deformación.

Referencias

Barbey, P., Cheilletz, A. y Laumonier, B. (2001), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332: p. 129-136.
 Cavet, P. (1957): *Carte géol. France*, t. 55, nº 254.
 Casas, J.M. (1984): Tesis doctoral. Univ. Barcelona (inédl.) 284 pp.
 Cirés, J., Casas, J.M., Muñoz, J.A., Fleta, J., y Barbera, M. (1994): MAGNA 1:50.000, hoja de Molló (nº 218). I.T.G.E.
 Dalloni, M. (1930): *Annal. Fac. Sc. Marseille*, 26 1-373.
 Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B. y Barbey P. (2002): *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 91, 398-405
 Fontboté, J.M.. (1949): *An. Inst. Est. Gerund.* 4, 129-185 (1-56).
 Guitard, G. (1970): *Mém. BRGM*, 63.
 Guitard, G., Autran, A. y Fonteilles, M. (1996): *Synthèse géol. et géophys. des Pyrénées*. Tome I-Cycle Hercynien. Ed. BRGM-ITGE Orleans y Madrid.
 Laumonier B. (1988): *Hercynica* 1, 25-38
 Santanach, P. (1972): Tesis Doctoral Univ. Barcelona. 238 pp.
 Sebastián, A. (1981): Tesis de Llicenciatura. Universitat Autònoma de Barcelona.
 Sebastián A, Martínez F.J., Gil Ibarguchi J.I. (1982): *Bol. Geol. y Minero* 93-6, 508-523.
 Vitrac-Michard, A. y Allègre, C.J. (1975a): *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, 257-285.
 Vitrac-Michard, A. y Allègre, C.J. (1975b): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51, 205-215.