

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y PETROGRÁFICAS DEL MAGMATISMO DEL SECTOR SURPIRENAICO DE DENUY (HUESCA)

E. ARRANZ YAGÜE¹
C. GALÉ BORNAO¹
M. LAGO SAN JOSÉ¹

RESUMEN.—Un magmatismo básico e indiferenciado (basaltos y piroclastos), de carácter pluriepisódico, está bien representado en el sector surpirenaico de Denuy (Huesca). La presencia de enclaves epizonales (pórfidos granodioríticos) con edad Estefaniense C y el desarrollo de una esquistosidad alpina que afecta al afloramiento indican una edad de emplazamiento tardihercínica. La abundancia de enclaves granulíticos de la corteza inferior señala un ascenso del magma a favor de fracturas profundas. El desarrollo de tres episodios piroclásticos, englobando los enclaves citados, indica un proceso freatomagmático donde el ascenso rápido del magma puede reconocerse por el desarrollo de texturas de descompresión en las granulitas.

ABSTRACT.—A basic, unevolved and pluriepisodic magmatism (basalts and pyroclasts), is exposed in the vicinity of Denuy (Central Pyrenees, Huesca). The emplacement age must be comprised in the post-Stephanian C - Oligocene interval as is deduced from the presence of granodiorite porphyry xenoliths and alpine schistosity. The occurrence of granulitic xenoliths, with decompressional textures (e. g. kelyphitic rims), carried up

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. E-50009 ZARAGOZA.

from the lower crust, evidences a fast ascent of the magma, through the entire crust. On the other hand, the three recognized pyroclastic episodes, composed of highly fragmented basaltic clasts, suggest a phreatomagmatic eruption.

KEY WORDS.—Late-hercynian magmatism, petrology, xenoliths, Central Pyrenees, Denuy.

INTRODUCCIÓN

El estudio geológico realizado por los investigadores de la Universidad de Leiden (MEY, 1967a y b, 1968) en los valles de los ríos Baliera y Noguera Ribagorzana (Pirineo Central, Huesca) puso de manifiesto la existencia de pequeños afloramientos, próximos entre sí, de rocas ígneas básicas cerca de la localidad de Denuy (Huesca). Este estudio, cuyos objetivos eran básicamente cartográficos —dada la inexistencia de estudios previos en esta zona—, era muy somero en cuanto a aspectos puramente petrológicos y mineralógicos, así como respecto al intervalo temporal en el que se enmarca este volcanismo. El estudio que se plantea aquí está encaminado a la caracterización petrográfica y petrológica, junto al estudio de las asociaciones minerales presentes, con el fin de caracterizar estos materiales, situándolos dentro del contexto geodinámico posthercínico en este sector pirenaico.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área de estudio se encuentra situada en el valle de Castanesa (Pirineo Central, Huesca), en las proximidades de las localidades de Denuy y Ribera (Fig. 1), y presenta una extensión areal total de 1,8 km².

Desde el punto de vista geológico, el área objeto de estudio se encuentra (Fig. 2) al sur del sector central de la Zona Axial Pirenaica —ZAP—, más concretamente en la unidad geológico-estructural denominada Sector de Cabalgamientos de Castanesa —SCC— (GARCÍA-SANSEGUNDO, 1991-1992 y 1992), situado entre el límite meridional de la ZAP y el flanco sur del anticlinorio de Sierra Negra (Fig. 2). Esta unidad comprende un conjunto imbricado de cabalgamientos, que delimitan láminas cabalgantes y

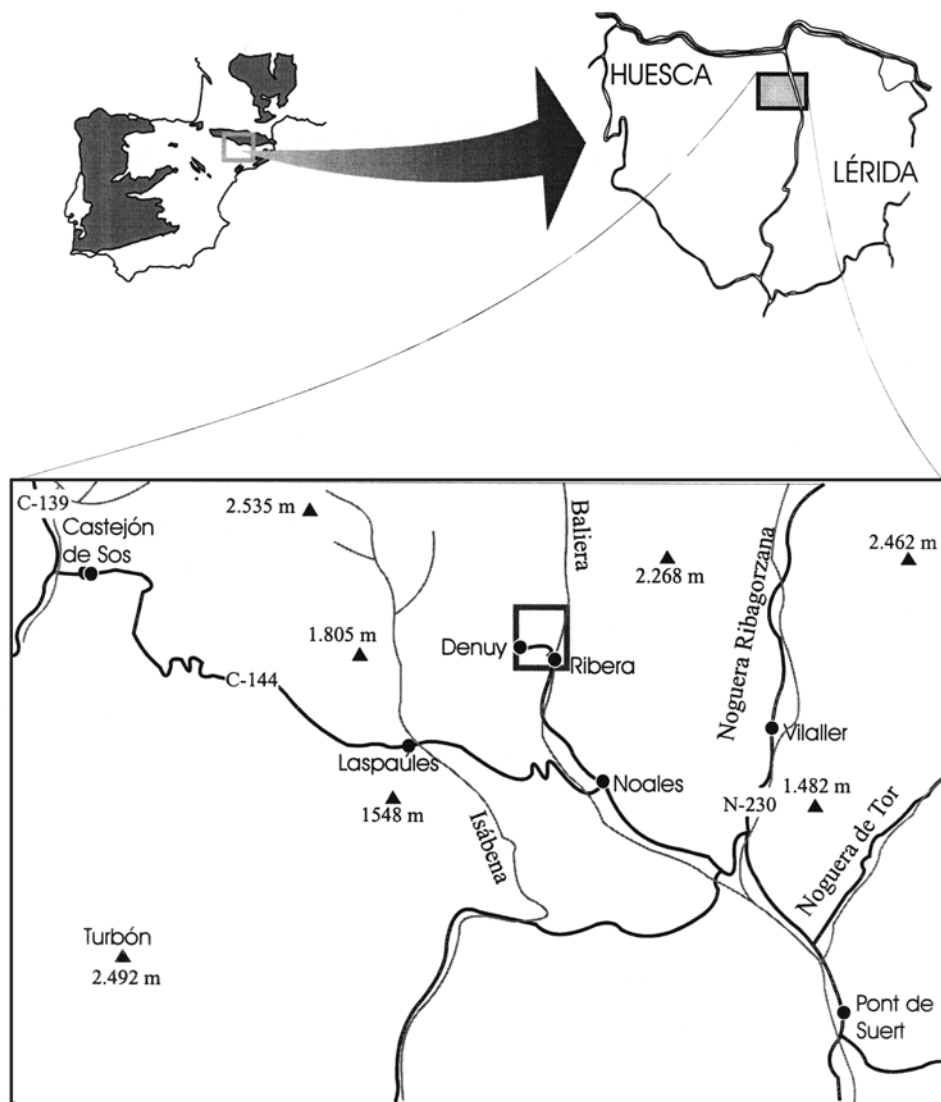
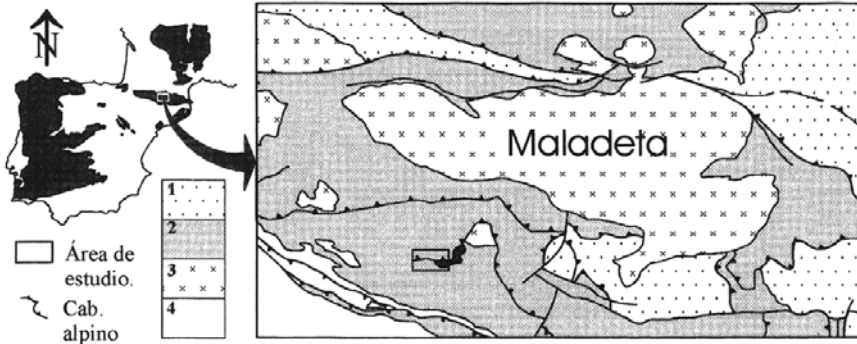


Fig. 1. Localización geográfica del área de estudio.

está constituido por materiales paleozoicos de edad Devónico a Pérmico, con afloramientos minoritarios de materiales triásicos en facies Buntsandstein y Muschelkalk. Los materiales hercínicos están afectados por un metamorfismo regional de bajo grado (facies esquistos verdes).



1) Pre-Silúrico. 2) Silúrico, Devónico y Carbonífero. 3) Granitoides. 4) Mesozoico.

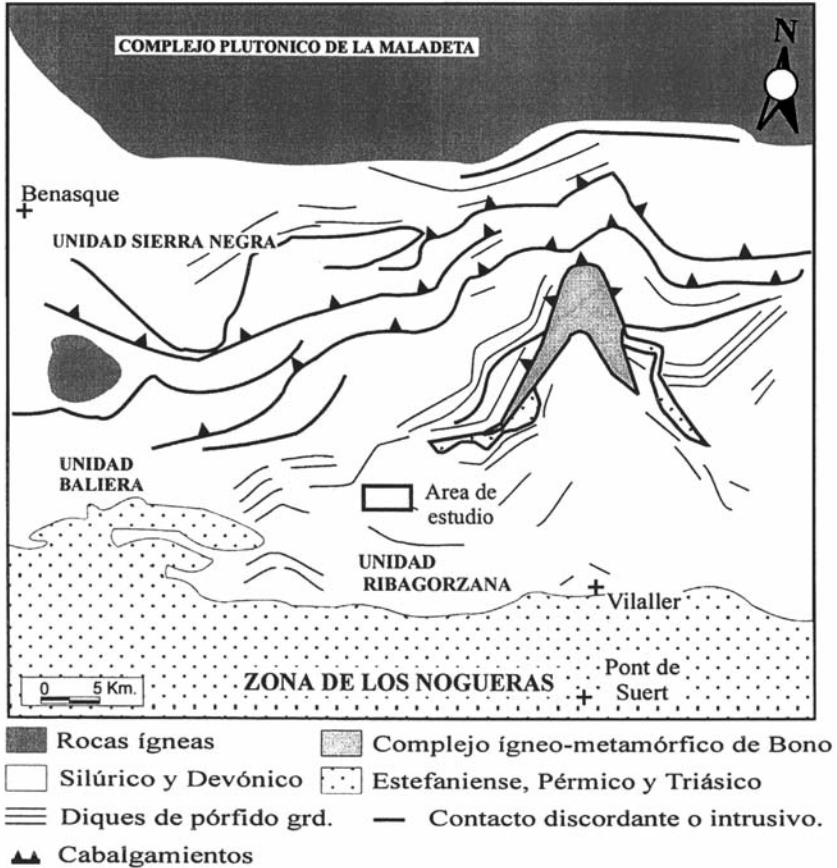


Fig. 2. Situación geológica en el contexto de ZAP.

Los afloramientos estudiados se encuadran, en el SCC, dentro de la Lámina de Rialp, al sur del cabalgamiento de Bono. Los materiales estudiados afloran entre la serie pelítica de la Fm. Vilaller, de edad Devónico Medio (GARCÍA-LÓPEZ *et al.*, 1990), constituida por pizarras con intercalaciones arenosas o calcáreas, fuertemente plegadas y esquistosas.

RESULTADOS

Descripción general de los afloramientos

Los materiales estudiados constituyen dos tipos de afloramientos (Fig. 3): el volumen principal de naturaleza volcano-sedimentaria y un conjunto de diques subvolcánicos de naturaleza basáltica.

El **afloramiento principal** está constituido por materiales volcánico-clásticos que presentan cierta esquistosidad e incluyen tanto materiales del zócalo hercínico como pórfidos granodioríticos —con edad propuesta Estefaniense C— (GARCÍA BELLÉS, 1998, y GARCÍA BELLÉS *et al.*, 1998a y b) y otros enclaves máficos y de granulitas hercínicas. El afloramiento presenta una morfología lenticular definida por un contacto basal discordante sobre los materiales devónicos encajantes y una superficie de cabalgamiento que constituye su límite superior, la cual superpone, de nuevo, los materiales devónicos sobre el afloramiento volcánico-clástico (Fig. 3). El material encajante está constituido por limolitas y argilitas con pasadas arenosas afectadas por una esquistosidad de flujo, muy penetrativa, y corresponde litoestratigráficamente a la Formación Pizarras de Vilaller (MEY, 1967a, b y 1968; ARCHE, 1971), de edad Devónico medio (GARCÍA-LÓPEZ *et al.*, 1990).

El segundo tipo de afloramiento está constituido por **diques** de naturaleza basáltica, con morfología tabular —si bien se encuentran plegados—, situados por encima del cabalgamiento antes citado, y un dique andesítico ubicado en las proximidades de la localidad de Ribera, de 1,80 m de espesor máximo, con un acuñaamiento hacia el E (Fig. 3). Los rasgos morfológicos de este último dique no han podido ser determinados con precisión dado que sus contactos se presentan cubiertos en la mayor parte de su longitud de afloramiento. El encajante, tanto de los diques basálticos como del

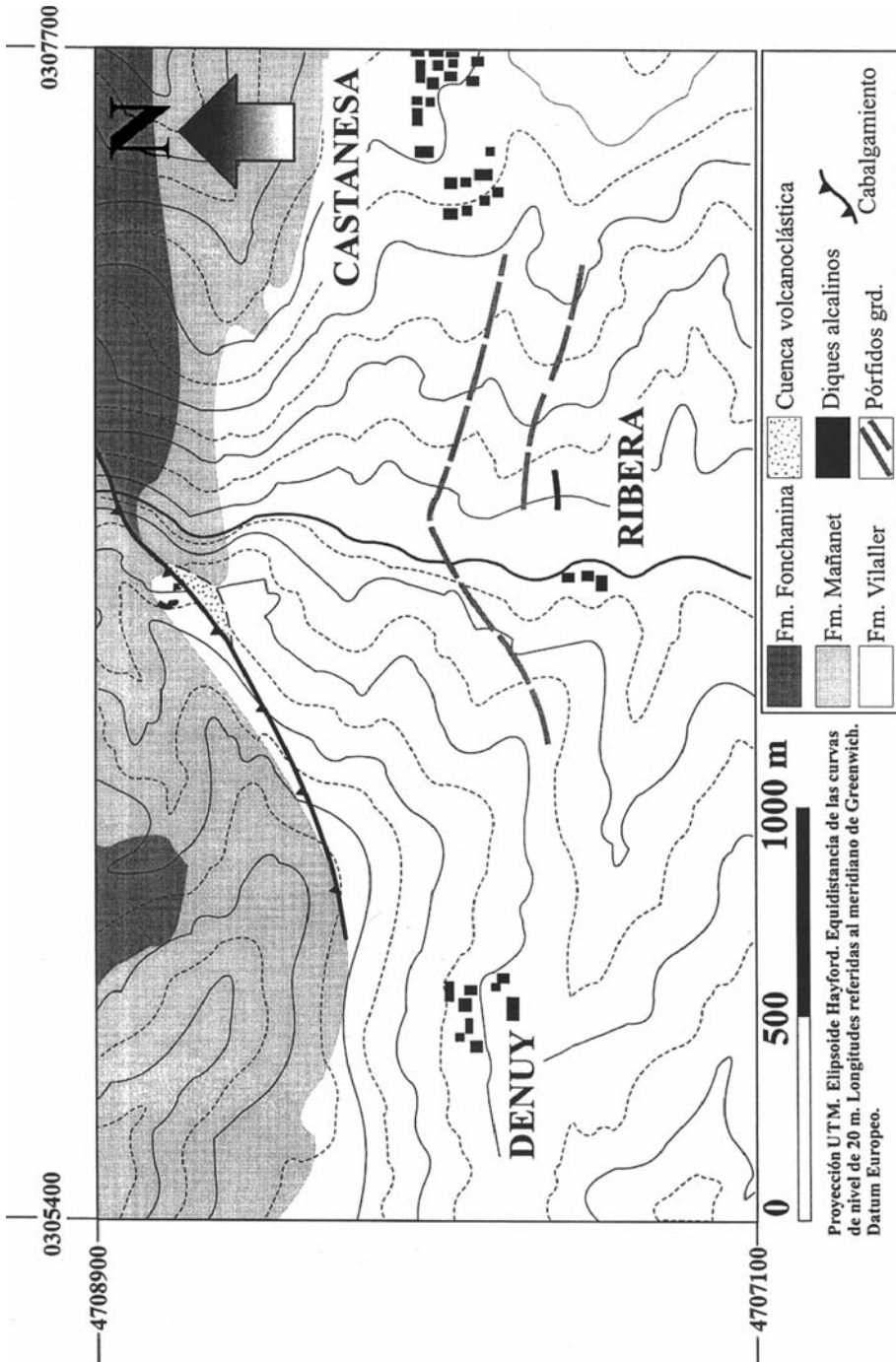


Fig. 3. Mapa geológico del área de estudio.

dique andesítico de Ribera, lo constituyen, también, los materiales de la Fm. Vilaller.

Características estructurales

Los afloramientos de diques basálticos y el afloramiento volcanoclástico principal forman parte, respectivamente, de los bloques superior e inferior del cabalgamiento que secciona a techo el afloramiento volcanoclástico. En el ámbito de la zona estudiada, esta estructura presenta una continuidad lateral de 1.500 m. El desplazamiento de este cabalgamiento debió de ser reducido (no se trataría, por lo tanto, de un cabalgamiento principal), puesto que los materiales implicados en el bloque superior e inferior del mismo corresponden a una misma unidad litológica (Fm. Vilaller).

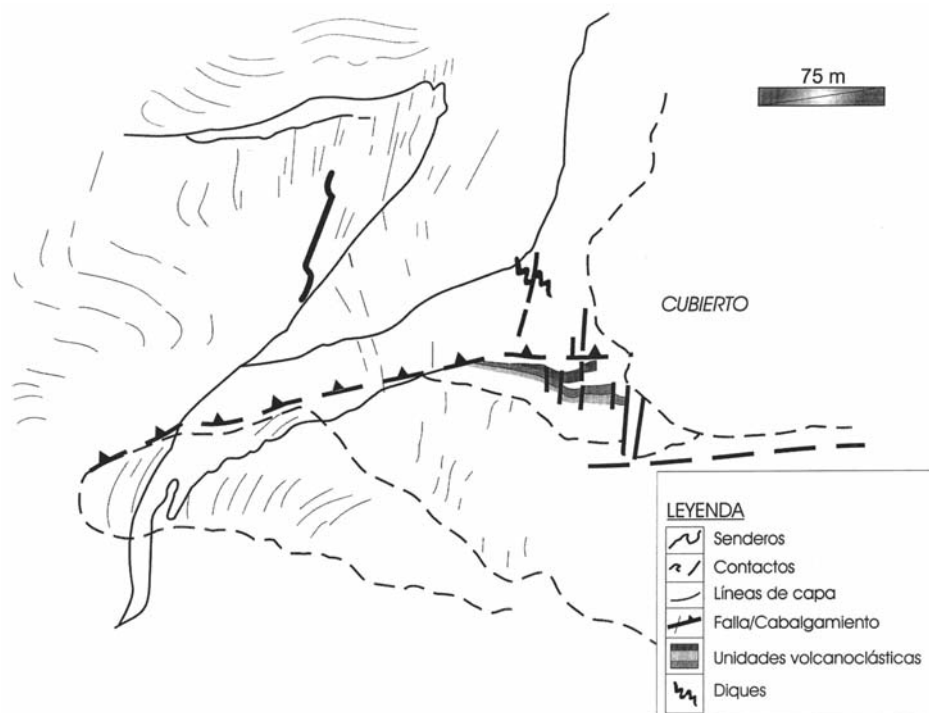


Fig. 4. Esquema fotogeológico.

La estructura interna del afloramiento volcanoclástico (Fig. 4) presenta una alternancia de unidades de distinta competencia —reflejo de una marcada diferencia granulométrica—, que se acuñan hacia el O, coincidente, a grandes rasgos, con la que se puede deducir de la correlación de los perfiles estratigráficos realizados (Fig. 5).

Los materiales volcanoclásticos se encuentran afectados por una anisotropía planar penetrativa con una orientación constante respecto a la superficie de depósito. En detalle, la petrofábrica de estos materiales se caracteriza por conjuntos de superficies oblicuas con una orientación compatible con una deformación interna por cizalla simple. Por otro lado, en el bloque superior del cabalgamiento los diques aparecen intensamente deformados (plegados) y afectados por esquistosidad de plano axial cuya orientación media coincide con la que presentan las pizarras devónicas encajantes (Fig. 4).

A partir de estos datos estructurales, y teniendo en cuenta los relativos a la composición y edad de emplazamiento de otros magmatismos análogos en el Pirineo (LASHERAS, 1998; LASHERAS *et al.*, 1999a, b y c; INNOCENT *et al.*, 1994), establecemos la existencia de una etapa esquistosa post-hercínica a la que se asocia la deformación de los diques citados y del material volcanoclástico. Las relaciones geométricas entre la estratificación del encajante y la esquistosidad permiten reconstruir dos modelos de deformación sinesquistosa. Por un lado, un plegamiento sinesquistoso desarrollado en los materiales del bloque superior del cabalgamiento y, por otra parte, un aplastamiento rotacional esquistoso en los materiales del bloque inferior. En este segundo caso juegan un papel importante la presión litostática sobre los materiales del bloque inferior —asociada a la carga generada por la serie sedimentaria suprayacente— y la deformación por cizalla ligada al desplazamiento horizontal del bloque superior. De acuerdo con este modelo estructural, el desarrollo de esquistosidad en la zona estudiada podría relacionarse con la deformación interna asociada al emplazamiento de un sistema de cabalgamientos de orientación O-E. La edad alpina de la esquistosidad es compatible con los datos aportados por SEGURET (1972) en la zona situada al N de la localidad de Laspaúles (Huesca) —próxima al área de estudio—, donde la serie permotriásica se encuentra afectada por una esquistosidad de fractura subvertical.

Descripción del depósito volcano-sedimentario

El afloramiento principal está constituido por tres tipos de materiales: 1) materiales volcanoclásticos, 2) fragmentos de basaltos y 3) enclaves de naturaleza diversa; coexisten enclaves epizonales y de pórfidos granodioríticos (GARCÍA BELLÉS, 1998, y GARCÍA BELLÉS *et al.*, 1998a y b) junto con enclaves de roca granulítica —representantes de la corteza inferior—, enclaves máficos profundos y megacristales de clinopiroxeno.

Con el objetivo de analizar los depósitos volcano-sedimentarios se han realizado —y correlacionado— cuatro perfiles estratigráficos en aquellos sectores del afloramiento volcanoclástico más favorables (Fig. 5). En dos de los perfiles realizados (perf. 1 y 2) la secuencia comienza por un tramo basal de grano grueso que presenta una marcada orientación de flujo en sus clastos, lo que parece indicar un flujo de dirección aproximada N-S y sentido hacia el S. La base de los perfiles 2 y 4 incluye fragmentos de basalto masivo de dimensiones métricas. El primer nivel que se identifica de forma continua corresponde al material volcano-sedimentario más fino, que, para el perfil 1, constituye la práctica totalidad de la secuencia tras el nivel grueso basal (Fig. 5); a techo se identifica un nivel de grano grueso intensamente brechificado. Esta secuencia «grueso-fino» se repite en los perfiles 2, 3 y 4, de modo que en el perfil con una mejor representación de todos los términos —perfil 2— se observan tres secuencias «grueso-fino» sucesivas. En algunos de los perfiles aparecen niveles de granulometría intermedia que suponen la transición gradual entre los tramos gruesos y finos. El levantamiento de los perfiles ha permitido hallar diferencias en el contenido y la tipología de los enclaves presentes en cada uno de los tramos identificados (Fig. 5). A partir de estas observaciones se ha podido establecer un predominio de material piroclástico y de enclaves sedimentarios en la secuencia 1; la secuencia 2 muestra la mayor variedad de tipos de enclaves, que con frecuencia alcanzan el tamaño de bloque, y, por último, la secuencia 3 presenta menor contenido de enclaves con predominio de megacristales de piroxeno y enclaves máficos.

Esta sucesión de secuencias (Fig. 5) implica el desarrollo de una actividad explosiva pluriepisódica, de al menos tres episodios, cada uno de los cuales parece representar un mismo proceso pero con distintas condiciones físicas

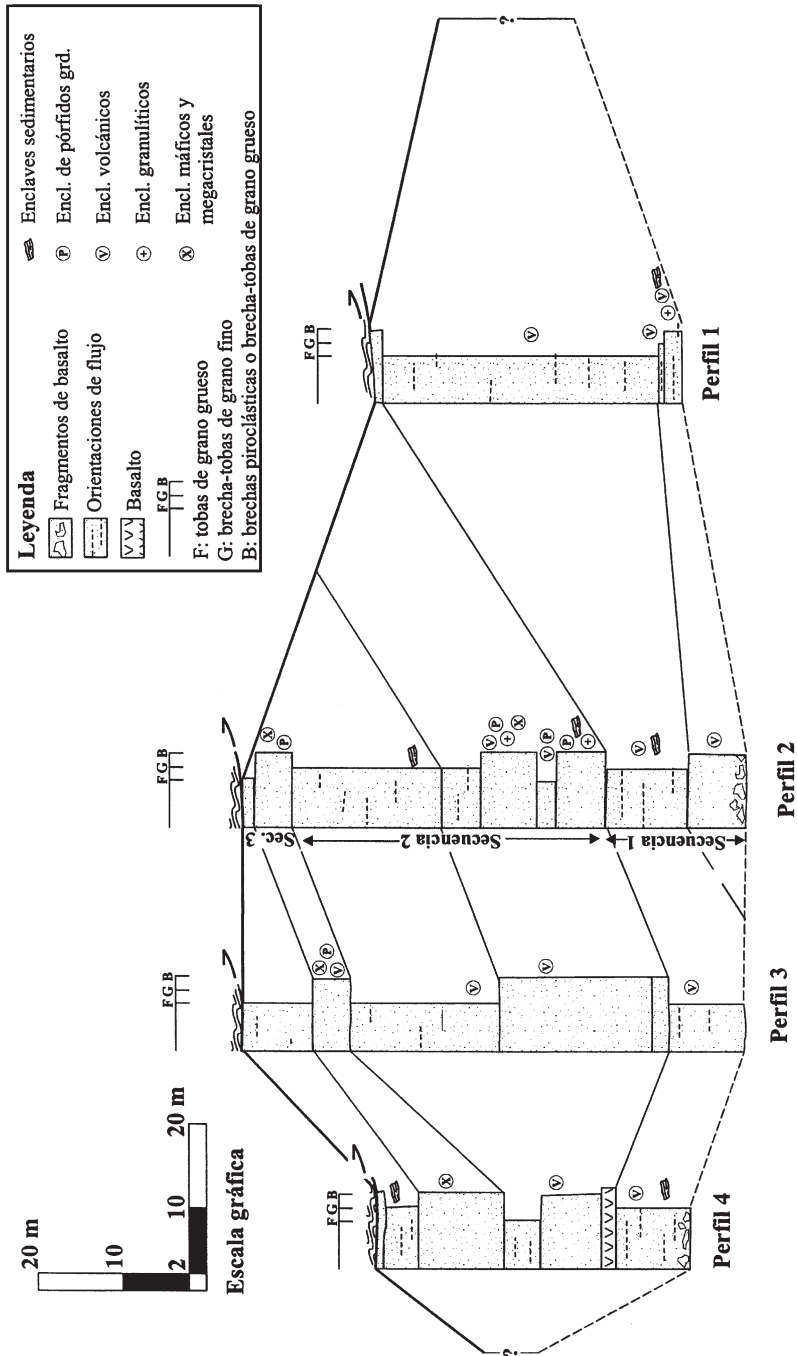


Fig. 5. Perfiles estratigráficos.

—velocidad de ascenso, explosividad del magma, etc.—, originando la variación en tipología y en tamaño de los enclaves extruidos en cada episodio.

Litotipos establecidos

Dentro de los distintos tipos de materiales estudiados se han establecido diferentes litotipos con variable interés y significado dentro de este magmatismo.

a) A escala macroscópica diferenciamos dos **litotipos volcanoclásticos** que, a su vez, son los que se han considerado para la realización de los perfiles estratigráficos del afloramiento (Fig. 5). El primer tipo corresponde a una brecha piroclástica² —clastos con diámetros superiores a 64 mm— o brecha-toba de grano grueso —clastos con diámetro superior a 10 mm—. El segundo tipo está constituido por brechas-tobas de grano fino (clastos con diámetro inferior a 10 mm) y tobas de grano grueso.

Las *brechas piroclásticas* y *brechas-tobas de grano grueso* son rocas con textura granosoportada y cemento carbonatado y/o clorítico, fuertemente heterométricas y con una marcada orientación de flujo. Los clastos son, predominantemente, fragmentos de basalto vesicular, así como fragmentos de borde enfriado. Con cierta frecuencia los enclaves constituyen el núcleo de algunos fragmentos basálticos, lo que indica un enfriamiento rápido de la lava a su alrededor. Los clastos basálticos presentan morfologías muy irregulares que sugieren una fragmentación en estado plástico e, incluso, formas amoldadas a los clastos adyacentes que indican una deformación post-depósito por compactación. El resto de los clastos (enclaves), cuando no muestran envueltas lávicas, presentan morfologías condicionadas por las anisotropías propias del tipo de roca.

Las *brechas-tobas de grano fino* y *tobas de grano grueso* son también rocas heterométricas con textura tanto soportada por la matriz como granosoportada, que, en afloramiento, poseen un aspecto laminado por compac-

² Los términos de clasificación empleados en este capítulo corresponden a los propuestos por McPHIE *et al.*, 1993.

tación (dicha laminación no se observa como carácter intrínseco a la roca en el estudio petrográfico). Presentan también cementos carbonatados y cloríticos. En conjunto, es una roca con predominio de clastos basálticos vesiculares y xenocristales (megacristales de clinopiroxeno y cristales de espinela y minerales opacos) que, en su granulometría más fina, constituyen la matriz de la roca. En este litotipo los enclaves están presentes en mayor proporción y son de naturaleza más diversa; predominan los enclaves redondeados de granulita, los de pórfidos granodioríticos y los megacristales de piroxeno. Son frecuentes las envueltas lávicas, sobre todo alrededor de los fragmentos de pórfido y de los megacristales. La heterometría de este litotipo tiene, además, un carácter bimodal donde los enclaves —granulitas, pórfidos granodioríticos y megacristales— poseen diámetros muy superiores al diámetro promedio de los fragmentos basálticos, lo que sugiere que la fragmentación de la lava se produjo previamente a la expulsión explosiva de los fragmentos y posiblemente en relación con la intervención de agua freática en niveles subsuperficiales.

b) Dentro de los **enclaves** establecemos cuatro grupos, de distinto interés y significado, que son los siguientes: 1) enclaves de naturaleza sedimentaria, 2) pórfidos granodioríticos claramente similares a los estudiados por GARCÍA BELLÉS (1998) y GARCÍA BELLÉS *et al.* (1998a y b), 3) megacristales de piroxeno y 4) granulitas.

Los *enclaves sedimentarios* corresponden, en su mayoría, a rocas detríticas que, de modo ocasional, presentan una marcada esquistosidad, visible con microscopio. El tamaño y la morfología de estos enclaves son muy variables, con tamaños desde 1 x 0,5 cm hasta los 25 x 20 cm y formas en general elipsoidales, con variación morfológica de redondeados a subangulosos. El contacto con la lava suele ser neto, más o menos irregular, y el grado de reacción que presentan con la lava encajante es variable, pasando de zonas sin reacción significativa hasta zonas con desarrollo de una corona de reacción —de 5-6 mm de espesor— con generación en la lava de bordes enfriados. De forma aislada se observa la penetración de venas de lava de escaso espesor —1-3 mm— que favorecen la reacción, escasa, del enclave con la lava.

Los *enclaves de pórfidos granodioríticos* son de gran importancia por dos motivos: a) marcan un límite inferior de edad, post-Estefaniense-C,

para este magmatismo al ser acarreados por el mismo y b) su comprobada afinidad calco-alcalina representa un episodio magmático previo que GARCÍA BELLÉS (1998) y GARCÍA BELLÉS *et al.* (1998a y b) consideran está ligado, de forma tardía, al emplazamiento del Complejo Plutónico de la Maladeta. El contacto de este tipo de enclaves con la lava que los incluye es relativamente neto, pero con desarrollo de venas penetrativas hacia el interior del enclave; en algunos casos presentan bordes, discontinuos, de reacción y, en las zonas más permeadas, cierta disgregación en fragmentos del enclave.

Los *megacristales de piroxeno* son de gran importancia para este magmatismo, puesto que caracterizan las primeras etapas evolutivas del mismo, bien como segregado inicial o bien como residuo refractario. Estos enclaves presentan formas subredondeadas a subelípticas y tamaños centimétricos (hasta 8 cm). Suelen presentar pequeños bordes de reabsorción por parte del fundido y fracturas internas. No se observan, en ningún caso, situaciones de inyecciones penetrativas de lava en su interior.

El estudio de los *enclaves de rocas granulíticas* es de gran interés por ser estas las únicas rocas conocidas hasta el momento representantes de la corteza inferior tardihercínica en este sector del Pirineo. Los ejemplares muestreados se dividen en dos grupos, en función de criterios discriminantes de índole petrográfica: granulitas ácidas y granulitas básicas. Estos enclaves muestran morfologías elipsoidales o subredondeadas; son el grupo que suele presentar mayores tamaños —sobre todo en lo que se refiere a las granulitas ácidas, puesto que estos enclaves presentan una distribución bimodal de tamaños, coincidente con los dos grupos establecidos para este estudio—. Son rocas de tamaño de grano medio a grueso, con texturas granoblásticas-heteroblásticas; localmente se observan incipientes bandeados pero, en general, la disposición de los distintos minerales no muestra orientaciones preferentes. Entre los minerales principales no suelen observarse texturas reaccionales y el distinto hábito de los minerales impide el desarrollo de un mosaico poligonal, que sí se observa, con claridad, entre blastos del mismo mineral. Destacamos la presencia, en los blastos de granate —presentes en los ejemplos de granulita ácida—, de *microcracks* internos y, en algunos casos, coronas de quelifita (compuesta por plagioclasa y ortopiroxeno). Estas características que presentan los blastos de granate son

propias de una descompresión brusca de la roca ligada a un ascenso rápido del enclave. Por otra parte, estos enclaves no suelen presentar bordes de reacción con la lava ni otras evidencias de interacción con el magma que los transportó —salvo en algún ejemplo de granulita básica—, lo que sugiere un tiempo de residencia del enclave muy corto dentro del magma, ligado a un ascenso rápido del mismo.

c) En cuanto a las **rocas subvolcánicas** estudiadas en el sector de Denuy, hemos considerado cuatro litotipos con diferente representación dentro de este magmatismo.

El litotipo de *Basalto Piroxénico Vesicular* presenta un grado de alteración variable, importante en el piroxeno y selectiva en plagioclasa y en la pasta. Macroscópicamente es un basalto oscuro de grano muy fino; con lupa se identifican fenocristales aislados de piroxeno, no orientados, y vesículas rellenas por carbonato. Microscópicamente es un basalto porfídico hipocristalino de grano fino con textura seriada en los piroxenos —fenocristales y mesocristales—, con una proporción de mesostasia (plagioclasa, augita, biotita y opacos) y un porcentaje destacado de vidrio (50%). Las vesículas —frecuentes (20-25%)—, redondeadas, con un tamaño entre 0,04 y 3,6 mm, están rellenas por calcita monocristalina.

BASALTO Px VESICULAR

Mineral	Xtal.	LAVA
Espinela	Xe	
Piroxeno		(Chl)
Plagioclasa		(carbonatos)
Biotita		----
Opacos		- - -
Vesículas		(Chl + carbonatos)
Pasta		_____

Fig. 6. Secuencia de cristalización del litotipo Basalto Piroxénico Vesicular.

La asociación mineral común (Fig. 6) consta de espinela (< 1%), piroxeno (10%), plagioclasa (10%), biotita (15%), magnetita (5%), vidrio y vesículas de calcita (50%). Los piroxenos, con cierta seriación de tamaño

(0,44 a 1,2 mm), son inequidimensionales y varían de subidiomorfos a alotriomorfos; están totalmente desestabilizados y alterados a una asociación criptocristalina de clorita y carbonato, con morfologías relictas, coronas de reacción asociadas y, en ocasiones, desarrollo de golfos de corrosión. La plagioclasa, alterada y reemplazada por carbonato criptocristalino, se presenta como formas relictas de microcristales, idiomorfos, de tamaño uniforme, dispersos y sin orientaciones preferentes, formando parte de la mesostasia. La biotita, subidiomorfa a alotriomorfa, se presenta en microcristales heterométricos formando parte de la mesostasia. La *magnetita*, microcristalina, presenta gradación de tamaños con cristales equidimensionales, formando parte, principalmente, de la mesostasia.

El litotipo de *Basalto Piroxénico con Enclaves* se caracteriza por la significativa y frecuente presencia de enclaves poliminerálicos (Opx, Cpx y Sp) de carácter profundo y, de forma esencial, por la ausencia de plagioclasa y biotita. Macroscópicamente es un basalto oscuro, de grano muy fino, donde se aprecian a escala de lupa frecuentes enclaves, fenocristales de piroxeno y aisladas vesículas de carbonatos. Los enclaves tienen una distribución aleatoria y su tamaño varía entre 5 y 20 mm. Microscópicamente es un basalto porfídico hipocristalino de grano fino, con textura seriada en los piroxenos y una alta proporción de vidrio (50%). Con carácter subordinado citamos vesículas, no orientadas, con formas variadas, desde ovoidales a redondeadas, rellenas por calcita.

BASALTO Px CON ENCLAVE

Mineral	ENCLAVE	LAVA
Sp	—	
Opx	—	
Cpx		— — — — —
Opacos		— — — — —
Vesículas		— — — — —

Fig. 7. Secuencia de cristalización del litotipo Basalto Piroxénico con Enclaves.

La asociación mineral (Fig. 7) consta de piroxeno (45%) y magnetita (5%), mientras que el vidrio equivale a un 50% del total de la roca. El piro-

xeno, seriado y con alteración a clorita y carbonato, comprende dos generaciones distintas. El piroxeno inicial (30-35%), representado por fenocristales inequidimensionales, subidiomorfos y de gran tamaño, presenta, con cierta frecuencia, coronas de reacción y golfos de corrosión como resultado de procesos de reabsorción parcial. La segunda generación, posterior, es más abundante (65-70%) y constituye la mesostasia. Comprende microcristales o microlitos, idiomorfos, con hábito tabular. La magnetita también presenta dos generaciones distintas. La temprana (25%) consta de microcristales idiomorfos, coetáneos o ligeramente posteriores a la primera generación de piroxeno, mientras que los cristales de la segunda generación, más abundantes, son de menor tamaño y se encuentran dispersos en la mesostasia. Los enclaves, redondeados, muestran coronas de reacción con la lava. Tienen textura granuda hipidiomorfa y la asociación mineral más típica es de ortopiroxeno (70%), espinela (25-30%) y, en ocasiones, clinopiroxeno (0-5%). Todas las fases presentan un grado de alteración variable y es frecuente la presencia de texturas de intercrecimiento Opx-Cpx, con predominio del primero.

El litotipo de *Basalto Olivínico-Piroxénico* es al que aparecen asociados los megacristales de clinopiroxeno; presenta una proporción de pasta variable y una gradación en la composición mineral, desde términos con plagioclasa y contenido bajo en clinopiroxeno a términos ricos en clinopiroxeno sin plagioclasa. Macroscópicamente es un basalto oscuro, de grano fino; a escala de lupa se reconocen fenocristales aislados de olivino alterado y xenocristales de piroxeno. Se identifican, también, vesículas aisladas. Microscópicamente es un basalto microcristalino, de textura porfídica, en ocasiones con asociaciones glomeroporfídicas de fenocristales y/o microcristales tabulares de clinopiroxeno. Tiene una alta proporción de vidrio (> 50%), el tamaño del grano es de fino a muy fino y las vesículas —de redondeadas a ameboideas— están rellenas de calcita, feldespatos potásico (variedad adularia) y, ocasionalmente, de clorita.

La asociación mineral más común (Fig. 8) es espinela (0-1%), olivino (10-15%), piroxeno (15-30%), plagioclasa (0-10%), adularia (0-1%) y magnetita (0-5%). El *olivino*, alterado a clorita, se presenta como fenocristales tempranos y microcristales más tardíos. Son cristales inequidimensionales, idiomorfos a subidiomorfos y los que tienen el menor tamaño resul-

piroxeno. La última generación de magnetita —Mt3— (30%) es la fase con menor tamaño y se presenta en cristales, no orientados, de idiomorfos a subidiomorfos, dispersos en la mesostasia.

El litotipo de *Andesita con Apatito* aparece solo en el dique de Ribera. Es una andesita de color gris y grano muy fino, donde solo es posible reconocer, a escala de lupa, fenocristales de anfíbol junto con aisladas vesículas. Microscópicamente es una andesita microcristalina, de textura porfídica, con escasa proporción de vidrio (10-15%) y alto grado de alteración con reemplazamiento por carbonato criptocristalino en la mesostasia y el vidrio. Las vesículas, escasas, de redondeadas a ovoidales, están rellenas por dos fases minerales: una inicial —con mayor desarrollo— de calcita y otra posterior de cuarzo.

Mineral	ANDESITA con Apatito		
Circón	—		
Apatito	Fx	mx	ml
Anfíbol	— (Chl) —		(Chl)
Plagioclasa	(carbonatos)		
Opacos	— — — —		
Cuarzo	— — — —		

Fig. 9. Secuencia de cristalización del litotipo Andesita con Apatito.

La asociación mineral (Fig. 9) es de circón (< 2%), apatito (35%), anfíbol (5%), plagioclasa (40%), magnetita (< 5%) y cuarzo (5%). El apatito aparece como cristales idiomorfos de tres generaciones distintas. La primera generación (Ap1), de mayor tamaño y menor proporción (20%), está formada por fenocristales equidimensionales, mientras que la segunda generación (Ap2) —50%— comprende microfenocristales inequidimensionales de hábito tabular y la tercera (Ap3) incluye microlitos inequidimensionales e inequigranulares, con morfología variable y que, junto a la plagioclasa —modalmente más abundante—, forman la mesostasia. El anfíbol se presenta solo como relictos de grandes fenocristales, totalmente alterados y delimitados por óxidos y, ocasionalmente, por cloritas. La plagioclasa cristaliza en microlitos idiomorfos y forma la parte principal de la mesostasia. Está totalmente alterada y reemplazada por carbonato cripto-

crystalino, de modo que solo es reconocible por su morfología tabular relicta. La magnetita forma parte de la mesostasia, en escasa proporción, según microlitos subidiomorfos, dispersos. El cuarzo aparece en el interior del anfíbol alterado adoptando formas oclares o bien cristalizando como fase tardía de la mesostasia.

DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES ESTABLECIDAS

El estudio de las rocas básicas aflorantes en las proximidades de Denuy y Ribera (Huesca) ha permitido establecer su carácter basáltico, indiferenciado, así como el desarrollo de términos subvolcánicos (basaltos) y explosivos (piroclastos). Su composición petrológica (olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, espinela y magnetita) es compatible con una afinidad alcalina que, de confirmarse por criterios geoquímicos, puede indicar una relación, temporal y/o petrogenética, con el magmatismo basáltico de edad Pérmico superior, aflorante al NO del Pirineo navarro (Macizo de Cinco Villas; LASHERAS, 1998). La geometría del depósito permite establecer tres secuencias correspondientes a tres etapas explosivas dentro de un mismo proceso magmático.

La edad de este magmatismo puede situarse entre el Estefaniense C y previa a la orogenia alpina. El límite inferior está fundamentado por la presencia de enclaves de pórfidos granodioríticos atribuidos al Estefaniense C (GARCÍA BELLÉS, 1998) y, de otra parte, el límite superior lo indica la presencia, en los materiales volcanoclásticos y los diques, de una esquistosidad grosera, coincidente con la alpina propuesta para este sector por SEGURET (1972); a su vez, no se conoce un magmatismo básico e indiferenciado con edad alpina, por lo que es razonable proponer, a falta de dataciones radiométricas, la edad de emplazamiento en el Pérmico superior o previa al Triásico.

La presencia de enclaves granulíticos (básicos y ácidos), representantes de la corteza inferior, junto con la ya citada abundancia de enclaves epizociales (pórfidos granodioríticos y enclaves sedimentarios), indican que este magmatismo se emplazó a favor de fracturas profundas que, al menos, afectaron a la base de dicha corteza inferior. A su vez, el desarrollo de términos

piroclásticos, con un elevado grado de fragmentación del material basáltico, muestra un emplazamiento freatomagmático. El ascenso rápido del magma se deduce del desarrollo de bordes enfriados, con gran vesicularidad, en los fragmentos del basalto, así como de la abundancia de enclaves profundos (granulitas) sin bordes de reacción con el magma y, por último, de la presencia de texturas atribuibles a procesos de descompresión en las granulitas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Instituto de Estudios Altoaragoneses en su convocatoria de 1998.

BIBLIOGRAFÍA

- ARCHE, A. (1971). *Estudios estratigráficos de las cabeceras de los ríos Ésera y Pique, Pirineos Centrales. España-Francia*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 197 pp.
- GARCÍA BELLÉS, J. (1998). *Petrología y geoquímica de diques y sills en el borde sur del Complejo Plutónico de la Maladeta (Zona Axial Pirenaica). Provincias de Huesca y Lérida*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 143 pp.
- GARCÍA BELLÉS, J.; LAGO, M.; ARRANZ, E., & VALENZUELA, J. I. (1998a). Petrología, geoquímica y emplazamiento de diques de composición granodiorítica al sur del complejo plutónico de la Maladeta (Zona Axial Pirenaica). *Geogaceta*, 23, pp. 59-62.
- GARCÍA BELLÉS, J.; LAGO, M.; ARRANZ, E., & VALENZUELA, J. I. (1998b). Emplazamiento tardihercínico de diques relacionados con el complejo plutónico de la Maladeta. Pirineo Axial. *Geogaceta*, 24, pp. 131-134.
- GARCÍA-LÓPEZ, S.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J., y ARBIZU, A. (1990). Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Baliera (Zona axial, Pirineos centrales españoles). *Geogaceta*, 7, pp. 33-35.
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1991-1992). *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial Pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça*. Tesis doctoral, Univ. de Oviedo. Publicada en *Bol. Geol. Min.*, 102-6, 103-1, 103-2 y 103-3 (1991-1992).
- GARCÍA-SANSEGUNDO, J. (1992). Estratigrafía y estructura de la Zona Axial Pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. *Bol. Geol. Min. Publicación especial*, Ed. ITGE, Madrid, 167 pp.

- INNOCENT, C.; BRIQUEU, L., y CABANIS, B. (1994). Sr-Nd isotope and trace element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees: magmatism in post-orogenic extension? *Tectonophysics*, 238, pp. 161-181.
- LASHERAS, E. (1998). *Geología, petrología y geoquímica del magmatismo pérmico en el Pirineo navarro*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 159 pp.
- LASHERAS, E.; LAGO, M.; GARCÍA, J., & ARRANZ, E. (1999a). Petrología de diques doleríticos y basaltos, Pérmico superior, en el Macizo de Cinco Villas (Pirineo Navarro). *Geogaceta*, 25, pp. 115-118.
- LASHERAS, E.; LAGO, M.; GARCÍA, J., & ARRANZ, E. (1999b). Geoquímica del magmatismo, Pérmico superior, en el Macizo de Cinco Villas (Pirineo Navarro). *Geogaceta*, 25, pp. 119-122.
- LASHERAS, E.; LAGO, M.; GARCÍA, J., & ARRANZ, E. (1999c). Emplazamiento de *sills* del Pérmico superior en el Macizo de Cinco Villas (Pirineo Navarro). *Geogaceta*, 25, pp. 123-126.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. (1993). *Volcanic textures; a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Ed. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 pp.
- MEY, P. H. W. (1967a). The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valleys, sheet 9, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, pp. 153-220.
- MEY, P. H. W. (1967b). Evolution on the Pyrenees basin during the late Paleozoic. *Canada Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 2, pp. 1157-1166.
- MEY, P. H. W. (1968). Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, sheet 8, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, pp. 229-292.
- RUDNICK, R. L. (1992). Xenoliths-samples of the Lower Continental Crust. In D. M. FOUNTAIN, R. ARCULUS & R. W. KAY (eds.), *Continental Lower Crust*. Developments in Geotectonics, 23. Ed. Elsevier, pp. 269-316.
- SEGURET, M. (1972). *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Thèse Doctorat d'État. Publ. USTELA. Série Géol. Struct. 2, Montpellier, 155 pp.
- SPERA, F. J. (1980). Aspects of magma transport. In R. B. HARGRAVES (ed.), *Physics of Magmatic Processes*. Princeton Univ. Press, Princeton, NJ, pp. 265-323.