

Una nueva interpretación sobre las relaciones entre el emplazamiento de granitoides y el metamorfismo regional hercínianos en el Pirineo oriental

A new interpretation of the relationships between hercynian granitoid emplacement and metamorphism in the Eastern Pyrenees.

P. Enrique

Departament de Geoquímica, Petrologia y Prospecció Geològica. Fac. Geologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes 08028. Barcelona.

ABSTRACT

The Hercynian outcrops of the Cap de Creus (Eastern Pyrenees) allow to relate the intrusion of calc-alkaline magmas to low-pressure and high-temperature regional metamorphism. The coexistence of basic and intermediate magmas with anatectic migmatites, and a well-developed field of pegmatitic bodies inside the sillimanite zone, suggest that hot mantle or deep crustal-derived magmas ascending to the upper levels of the crust were the heat source for such high-thermal gradient regional metamorphism. Shallow-level emplaced batholiths and andesitic volcanism in the Hercynian Pyrenees might have been fed by this magmas, mixed in several degrees with the anatectic melts.

Key words: *Hercynian granitoids, regional metamorphism, migmatites, pegmatites, mingling.*

*Geogaceta, 18 (1995), 203-206
ISSN: 0213683X*

Introducción

Los datos principales de este trabajo proceden de los afloramientos hercínianos del Cap de Creus. En el hercíniano pirenaico se distinguen:

1) Estructuras sinformales con foliación muy inclinada y metamorfismo regional débil, ocupando fajas relativamente estrechas de orientación casi E-W, que contienen la mayoría de los materiales paleozoicos pre-hercínianos post-silúricos.

2) Zonas dómicas de sección elíptica, de hasta 40x20 Km y alargadas casi de E a W, formadas por materiales paleozoicos infrasilúricos y precámbricos, de los cuales los ortogneises suelen formar la parte más interna. Las isogradas del metamorfismo regional, de alto gradiente térmico, se disponen concéntricamente alrededor de los domos. En las zonas más internas que la isograda de la sillimanita abundan las migmatitas, leucogranitos y pegmatitas peraluminadas.

3) Grandes intrusiones de granitoides, de hasta 600 Km², constituidas principalmente por granodioritas, granitos y tonalitas, pero también con algunos gabroides y dioritas en proporciones subordinadas. Suelen tener aflo-

ramientos alargados de E a W y estar zonadas composicionalmente con las rocas más básicas en la periferia y las más ácidas en posición central. Originan un metamorfismo de contacto y cortan la estratificación y los principales pliegues hercínianos.

Datos geológicos

Para explicar las relaciones entre el magmatismo y el metamorfismo debemos tener en cuenta los datos geológicos siguientes:

a) Deformación.- En las áreas metamórficas de grado medio y alto cabe distinguir tres deformaciones principales (Carreras y Druguet, 1994): I) Una foliación sub-paralela a la estratificación, II) Un plegamiento de dicha foliación que da origen a una crenulación de plano axial de dirección E-W, III) Un conjunto de bandas miloníticas tardías. Las dos últimas deformaciones tienen su máximo desarrollo en las áreas de mayor grado metamórfico.

b) Metamorfismo regional.- Es de baja P de fuerte gradiente térmico (la distancia entre la isograda de la biotita y la de la sillimanita es de unos 3 Km). El clímax metamórfico en las zonas de medio y alto grado es posterior a la pri-

mera foliación (deformación-I) y se desarrolla durante la formación de los pliegues y la crenulación asociados a la deformación-II. En las zonas de mayor grado metamórfico se originan migmatitas anatócticas en las cuales se pierden progresivamente las características estructurales previas (foliaciones y pliegues) por lo que dichas migmatitas deben ser, al menos parcialmente, posteriores a la segunda deformación. No obstante, aunque con menor intensidad, se hallan implicadas en la misma deformación, y por tanto su origen es sintectónico.

En los niveles más pelíticos se producen segregaciones pegmatíticas de dimensiones centimétricas dejando melanomas restícticos ricos en biotita, cordierita y sillimanita. En los niveles más grauváquicos puede producirse una movilización global sin pérdida total de la foliación, quedando las venas de cuarzo fragmentadas y dispersadas como enclaves.

c) Rocas ígneas.- Forman tres conjuntos diferenciados: 1) Grupo de pequeños stocks y diques de rocas plutónicas calcoalcalinas (gabroides, cuarzdioritas, tonalitas, granodioritas y granitos) asociados a las migmatitas anatócticas (Druguet, 1992; Druguet *et al.*-en este mismo volumen-).

Contienen xenolitos plegados por la deformación-II y por tanto su emplazamiento es posterior a la misma (al menos en parte). No obstante poseen una foliación coherente con la deformación-II, y por tanto pueden considerarse en sentido amplio como sintectónicos; 2) Grandes diques de pegmatitas, muy abundantes y en general concordantes con la foliación dominante E-W. Se inyectan en los stocks de granitoides por lo que son posteriores a ellos, si bien suelen estar deformados por el plegamiento-II, lo cual nos indica que su emplazamiento tuvo lugar antes de finalizar dicho episodio deformativo. La gran mayoría de pegmatitas se sitúa en las zonas de mayor grado metamórfico (y de deformación-II), donde poseen composiciones muy próximas a las líneas cotécticas de baja presión del sistema Q-Ab-Or. Una minoría se emplaza en la zona de la andalucita-cordierita en cuyo caso pueden hallarse mineralizadas (Corbella y Melgarejo, 1993) y sus composiciones se alejan de las de los fundidos silicatados, ya sea por reemplazamiento o precipitación hidrotermal; 3) Plutones de granodioritas y tonalitas calcoalcalinos de Roses y Rodas, elongados en dirección NW-SE. Intruyen en metasedimentos de bajo grado a los que sobreimponen una aureola de metamorfismo de contacto. Muestran una foliación producida a alta T en equilibrio con biotita y anfíbol y

una deformación localizada en bandas miloníticas a menor temperatura, con recristalización de clorita y albita, con recristalización de clorita y albita. Engloban xenolitos con pliegues semejantes a los producidos por la deformación-II. Por tanto su emplazamiento podría ser sintectónico con el plegamiento-II y claramente anterior a las bandas de cizalla.

Interpretación de los datos y consecuencias del modelo propuesto

Los datos anteriores sugieren lo siguiente:

A) El calor necesario para el desarrollo del metamorfismo regional pudo haber sido aportado por la circulación de magmas calcoalcalinos de composición predominantemente andesítica y dacítica a través de diversos conjuntos de diques y conductos similares, de dimensiones relativamente pequeñas, distribuidos en el interior de las actuales zonas de grado metamórfico elevado (áreas con stocks calcoalcalinos), y no por enormes sills basálticos subyacentes como proponen Wickham y Oxburg (1987).

B) Según esta interpretación las secciones aproximadamente elípticas de las áreas de metamorfismo regional no corresponderían a secciones de un domo esférico o elipsoidal sino más bien a la de un domo cilíndrico (o más probablemente, ligeramente cónico) de

base circular o elíptica, con las superficies de las isogradas en disposición subvertical (Fig.1).

C) El calor aportado por los magmas no se corresponde con los volúmenes de los stocks presentes en la actualidad, ya que éstos únicamente representarían los últimos vestigios de tales magmas atrapados en las suturas de los últimos conductos. La gran extensión de la "aureola" metamórfica sería debida al calor acumulado por un flujo continuo de magma durante un importante lapso de tiempo, es decir sería un tipo particular de metamorfismo térmico inducido por un flujo magmático. Ello podría explicar la aparente paradoja de que los cuerpos intrusivos mayores de la epizona producen aureolas relativamente estrechas, mientras que en los domos las zonas de metamorfismo son muy extensas y los cuerpos de granitoides muy limitados.

D) Las migmatitas y pegmatitas serían la culminación de un incremento térmico progresivo inducido por la circulación de magmas a altas temperaturas. Las migmatitas con una grado de movilización global elevado se situarían en las inmediatas proximidades de los conductos magmáticos. Las pegmatitas serían el resultado la segregación de los leucosomas de los niveles más pelíticos originados en el interior de la zona "cilíndrica" vertical de la sillimanita, los cuales en su migración hacia arriba aumentarían su volumen por las aportaciones originadas en niveles inmediatamente superiores y no corresponderían, por tanto, a diferenciados de un batolito granítico subyacente (Corbella, 1990). Serían magmas poco viscosos, saturados en agua, que verían limitado su ascenso por una cristalización forzada a causa de la disminución de presión. Los elementos más incompatibles se acumularían hacia la periferia de la zona pegmatítica donde, progresivamente, las temperaturas inferiores, determinarían el paso del estado pegmatítico al hidrotermal.

E) La génesis de fundidos anatócticos pegmatíticos y movilizados granodioríticos ricos en cristales (a partir de las metapelitas y metagrauvas, respectivamente), en contacto con los magmas gabrodioríticos a tonalíticos ascendentes favorecería una mezcla magmática ("mingling") y por tanto una contaminación de los magmas profundos con componentes mesocorticales más o menos peralumínicos. Ello sería la causa de la gran heterogeneidad composicional observada en los stocks

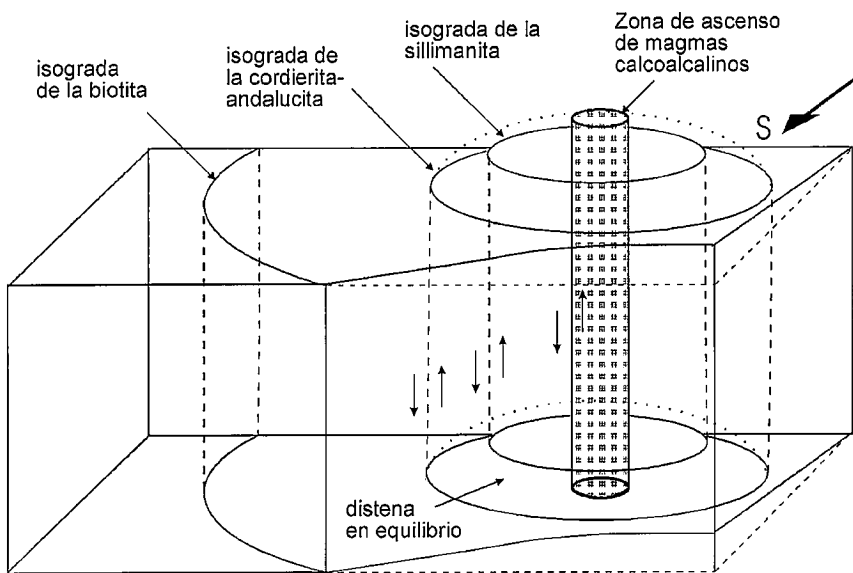


Fig.1.- Modelo teórico esquemático de la disposición de las isogradas en los domos con metamorfismo regional asociado. La fuente de calor se atribuye a la circulación por conductos estrechos de las enormes cantidades de magmas calcoalcalinos que dieron origen a los batolitos en niveles estructurales superiores.

Fig.1.- Simplified theoretic model to explain the isograd arrangement in regional metamorphic domes. The huge calco-alkaline magmatic volumes that fed the upper batholiths, flowing through narrow conduits, are considered to be the heat source of this type of metamorphism.

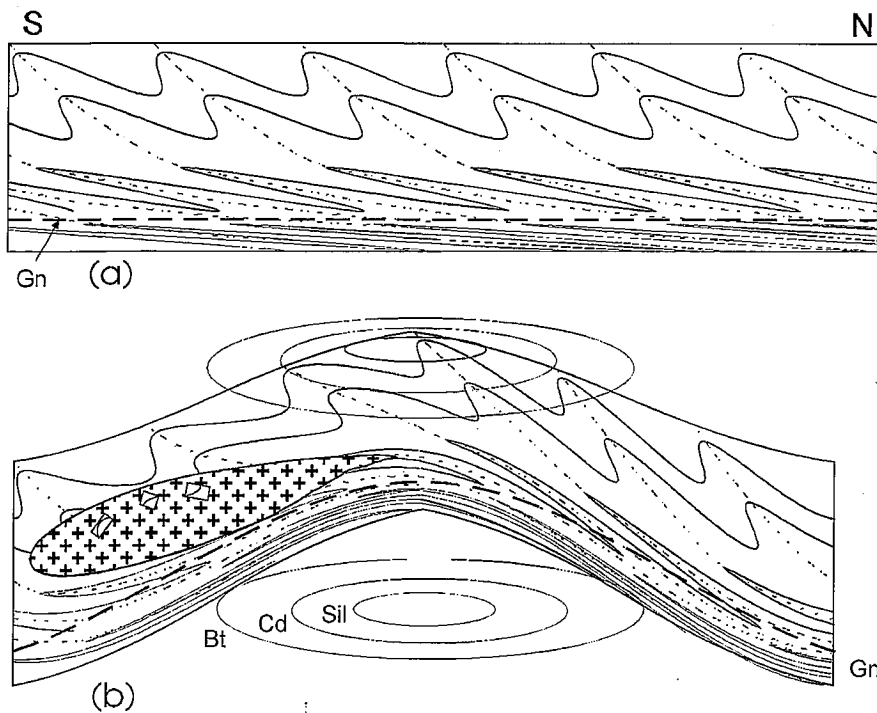


Fig.2.- Modelo interpretativo sobre el origen de los domos de metamorfismo regional y el emplazamiento de las rocas graníticas en el área hercíniana del Pirineo Oriental. a) Esquema del plegamiento principal hercíniano.

b) Formación de la estructura dómica por ascenso diapírico-tectónico de las zonas más plásticas y de menor densidad relativa, mostrando el desplazamiento hacia la periferia de los batolitos graníticos sincrónicos.

Fig.2.- Interpretative model of the regional metamorphism and batholith emplacement in the Hercynian Eastern Pyrenees. a) General outline of the main Hercynian folding.

b) Origin of the domes in high-grade metamorphic areas by a diapiric-tectonic ascent of the plastic and relative lower-density zones. Synchronous granitic batholiths were pushed out to peripheral parts of the domes.

intrusivos y de la abundancia de minerales aluminicos (almandino) en algunas facies de granitos, tonalitas y cuarzodioritas (Druguet, 1992; Druguet *et al.*, -en este mismo volumen-).

F) El fuerte calentamiento en las áreas de circulación magmática disminuiría drásticamente la competencia de los metasedimentos lo cual sería la causa de la intensa deformación producida por el plegamiento-II en las áreas con presencia de rocas ígneas (granitoides, migmatitas o pegmatitas) y no lo contrario como sugieren Carreras y Druguet, (1994), (que las rocas ígneas vieron favorecido su emplazamiento en las zonas de mayor deformación).

G) La intrusión de los magmas empezaría después del primer episodio deformativo (responsable de los principales pliegues de la Orogenia Herciniana y de un metamorfismo general de bajo grado, Fig. 2a) durante una etapa no compresiva que permitiría el ascenso de los magmas por fracturas, y daría origen al metamorfismo principal y al aumento de plasticidad de las zonas adyacentes. El inicio de la deformación-II

produciría el plegamiento de la foliación subparalela a la estratificación originando pliegues de distinta morfología en función de la temperatura (poco cerrados y con escasa crenulación en las zonas más frías y muy cerrados y con una crenulación bien desarrollada en las más calientes) e impediría el paso temporalmente al ascenso de magmas, exprimiendo la mayor parte de los fundidos hacia niveles superiores. Una interrupción (o varias sucesivas) de la compresión volvería a dar paso al ascenso de magmas calcoalcalinos, los cuales asimilarían parte de las rocas encajantes y se mezclarían con fundidos anatéticos produciendo magmas híbridos. Ello explicaría la gran abundancia de xenolitos plegados en la deformación-II mostrando grados de asimilación elevados con la formación de schlierens. El descenso en la actividad magmática iniciaría el enfriamiento progresivo y la cristalización in situ de los stocks actuales, y aún a temperatura algo inferior de las pegmatitas anatéticas no mezcladas con los magmas ascendentes, lo cual explicaría la relación

intrusiva de éstas en los granitoides. El tamaño de grano muy grueso (frecuentemente superior a 20 cm) y la zonación de algunas de ellas sugiere una cristalización a la misma temperatura que las rocas encajantes y sin una deformación apreciable. Finalmente, aún a alta temperatura, proseguirían las pulsaciones deformativas del episodio-II manteniendo las mismas características (de tipo transpresivo según Carreras & Druguet, 1994).

Estas deformaciones explicarían la foliación de los granitoides paralela a la foliación dominante y el "boudinage" y el plegamiento de algunas pegmatitas. Por último, la existencia de diques pegmatíticos rectilíneos en forma de cruz y poco deformados podría indicar un emplazamiento tardío de éstas respecto a la deformación-II.

H) Debido al comportamiento más plástico y a una menor densidad de los materiales a elevada temperatura la deformación-II habría actuado más intensamente en los alrededores de las zonas de ascenso magmático que en las periféricas lo cual podría haber desencadenado un ascenso global de las áreas metamórficas creándose una situación de compresión horizontal N-S (originando una foliación E-W y la adquisición de las formas elípticas de las áreas metamórficas), una distensión E-W (boudins en pegmatitas de esta dirección, ya cristalizadas) y una distensión de dirección vertical comportando un flujo del conjunto metamórfico e ígneo (ya consolidado). Dicho ascenso diapírico-tectónico (Fig.2b) podría explicar la estructura en domos de las áreas con metamorfismo regional respecto de las que no estuvieron afectadas por el mismo.

I) Los plutones y batolitos pirenaicos hercínianos no se habrían emplazado ascendiendo diapíricamente (como sugieren Soula *et al.*, 1986) sino a través de los conductos magmáticos descritos. Los magmas ascendentes, causantes del metamorfismo "regional" y en un estado de fusión elevado, habrían sido la fuente de alimentación de dichos batolitos calcoalcalinos emplazados en niveles estructurales superiores y del volcanismo calcoalcalino coetáneo. Dichos magmas, tal como ya sugirieron Autran *et al.* (1970) se habrían emplazado extendiéndose lateralmente de modo preferente entre los niveles inferiores y superiores del Paleozoico. El gran espacio requerido para el emplazamiento de los plutones superiores (el 20% del afloramiento

actualmente visible del total del herciniano del Pirineo Oriental) se habría desarrollado progresivamente empujando la cobertera hacia arriba, mientras la base de las grandes intrusiones quedaría relativamente hundida respecto a los domos metamórficos adyacentes (el 27% del afloramiento herciniano) (ver fig.2 b). Todo ello explicaría: 1) la localización preferente de los plutones en estructuras sinformes; 2) La escasa deformación producida en su encajante durante la intrusión; 3) la abundancia de *piecmeal stoping* en el techo de las intrusiones favorecidas por el estado esencialmente líquido de los magmas.

J) Las fases tardías del plegamiento-II, causantes de la deformación de los stocks de las zonas de alto grado y de las pegmatitas podrían ser las causantes no solo del aplastamiento de los domos sino también de las formas preferentemente elongadas de los plutones. En este caso la deformación debería concentrarse en las partes más cristalizadas de los mismos (en el batolito de Mont-Louis se observa una deformación magmática, con una dirección de fluidalidad hacia el SE, Gleizes y Bouchez, 1989).

K) La zonación composicional de los plutones vendría determinada por la contaminación progresiva de los magmas infra o subcorticales, de composiciones básicas a intermedias, con los productos de la anatexia mesocortical inducida por dichos magmas, lo cual permitiría explicar la secuencia temporal generalmente observada de gabroides, dioritas, tonalitas y granodioritas calcoalcalinas y, finalmente, granitos y leucogranitos más o menos peralumínicos.

Conclusiones generales

1) El metamorfismo "regional" asociado a zonas dómicas podría estar causado por la ascensión de magmas calcoalcalinos andesíticos a elevada T a través de conductos relativamente estrechos que produjeron una zonación subcilíndrica de las isogradas de alto gradiente térmico (metamorfismo térmico por flujo magmático). Por lo tanto este metamorfismo estaría determinado más por la proximidad a tales conductos verticales que por la profundidad. En ese

caso las rocas de la base del Paleozoico o inferiores, situadas entre los domos, no estarían afectadas apreciablemente por el metamorfismo citado.

2) El emplazamiento de muchos de los plutones y batolitos calcoalcalinos sería esencialmente sincrónico con el desarrollo del metamorfismo "regional" de los domos térmicos y no claramente posterior como se asume habitualmente.

3) Tanto el magmatismo como el metamorfismo asociado se iniciaron dentro de una situación general compresiva de carácter intermitente (deformación-II), y finalizaron con posterioridad a dicha fase deformativa. En cualquier caso los magmas se emplazaron durante los momentos no compresivos.

Esta fase deformativa pliega la foliación regional sincrónica a las fases orogénicas principales (las cuales pliegan los niveles inferiores del Westfaliense) y sería, por tanto, junto al metamorfismo de los domos, posterior a aproximadamente 312 Ma (según la escala de Odin, 1994). Las dataciones radiométricas U/Pb del metamorfismo indican unas edades comprendidas entre 309±5 y 315 Ma ±5 Ma, (Respaut y Lancelot, 1983) por lo que éste podría haber coexistido con el volcanismo calcoalcalino del Estefaniense basal, tal como sugieren Gilbert *et al.*, (1994). Así pues el clímax de dicho metamorfismo sería tardi-tectónico y sería posterior a las principales estructuras, tal como propone Zwart (1986).

4) La última fase de la deformación-II que implica a los stocks e intrusiones calcoalcalinas, migmatitas y pegmatitas de las áreas metamórficas podría ser la responsable del ascenso de los domos y consecuente hundimiento relativo de las zonas sinclinales, preferentemente ocupadas por los batolitos.

5) Dado que la actividad volcánica andesítica se extiende hasta la base del Pérmico superior (258 Ma) la formación de batolitos calcoalcalinos y por tanto el metamorfismo térmico de flujo magmático asociado podría haberse alargado hasta ese momento, presentando en sus estadios finales un carácter totalmente post-tectónico. Ello conllevaría la división del metamorfismo "regional" en tres tipos: a) *Metamorfismo regional general sin-tectónico de bajo grado* (como máximo facies esquistos

verdes, quizás isograda de la biotita) y gradiente geotérmico bajo, asociado a las fases orogénicas principales (incluirla la formación de los gneises); b) *Metamorfismo térmico por flujo magmático, tardi-tectónico*, asociado a los domos; c) *Metamorfismo térmico por flujo magmático, post-tectónico* (quizás invisible en los niveles de erosión actuales), ligado a las intrusiones batolíticas más tardías y al volcanismo de edad equivalente. Este último podría estar situado bajo dichos batolitos ocupando niveles actualmente deprimidos, dado que el cese de la compresión habría evitado el desencadenamiento del ascenso diapírico de las zonas plásticas calientes.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos de la D.G.I.C.Y.T. nº GEO89-0830 y PB-91-04-77.

Referencias

- Autran, A., Fonteilles, M. y Guitard, G. (1970): *Bull. Soc. Géol. de France* 12:673-731.
- Carreras, J. y Druguet, E. (1994): *J. Struct. Geol.*, 16: 1525-1534.
- Corbella, M. (1990): *Tesi de Llic.* Univ. Barcelona. (inéd.).
- Corbella, M. y Melgarejo, J. C. (1993): In: *Proceedings of the Eighth Quadrennial IAGOD Symposium*, Stuttgart, 295-302.
- Druguet, E. (1992): *Tesi de Llic.* Univ. Barcelona. (inéd.).
- Gilbert, J. S., Bickle, M. J. y Chapman, H. J. (1994): *Chem. Geol.*, 111: 207-226.
- Gleizes, G. y Bouchez, J. L. (1989): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309: 1075-1082.
- Odin, G. S. (1994): (1994). *C. R. Acad. Paris*, 318 (II): 59-71
- Respaut, J. P. y Lancelot (1983): *Neues Jahrb. Mineral., Abh.*, 147:21-34
- Soula, J. C., Debat, J., Deramond, J. & Pouget, P. (1986): *Tectonophysics*, 129: 29-51
- Wickham, S. M. y Oxburg, F.R.S. (1987): *Phil. Trans. R. Soc. London*, 321:219-242.
- Zwart, H. J. (1986): *Tectonophysics*, 129: 9-27