

Eventos Tectono-Mágmaticos Alpinos en el Registro Geológico de los Pirineos: Inferencias sobre la Evolución del Manto Superior en una Zona Activa.

Enrique Arranz, Marceliano Lago, Carlos Galé, Teresa Ubide, Andrés Pocoví, Patricia Larrea y Pablo Tierz

Departamento de Ciencias de la Tierra

Universidad de Zaragoza - Facultad de Ciencias, 50009, Zaragoza, Spain.

Premio a la Investigación de la Academia 2011. Sección de Naturales

Abstract

The geological record of the Pyrenees includes igneous rocks generated in three main tectono-magmatic events during the Alpine cycle: Permian (transitional-alkaline), late Triassic (tholeiitic) and Cretaceous (alkaline) magmatisms. The geochemical signature of the mantle involved in the genesis of each of these magmatisms suggest a dominant influence of the enrichment related to the subduction of oceanic lithosphere during the Variscan orogeny, which is significant in the Permian and Triassic magmatisms, whereas the composition of the Cretaceous magmatism suggests the upwelling of asthenospheric, undepleted mantle as the Pyrenean crust was extremely thinned during the opening of the Bay of Biscay. These igneous rocks preserve in their geochemical composition some of the geochemical modifications added to the upper mantle in previous events allowing for a evolutionary study of the lithospheric mantle under the Pyrenean structure. The geochemical footprint of each of these tectono-magmatic events can be identified in the subsequent magmatisms, supporting the persistence of these geochemical anomalies to long periods of time (>200 Ma) and the progressive increase of upper mantle heterogeneity under active areas.

1 Introducción

La cordillera pirenaica, tal como la conocemos en la actualidad es una cadena montañosa reciente, desde un punto de vista geológico, ya que su construcción principal tuvo lugar desde finales del Cretácico superior hasta inicios del Mioceno (84-24 Ma, Capote et al., 2002; Srivastava et al., 1990). Pero su historia es mucho más compleja y

se puede afirmar que, realmente, la estructura geológica que vemos y estudiamos actualmente son los Pirineos más recientes, en los que podemos encontrar los datos para reconstruir, al menos parcialmente, los principales eventos que han intervenido en la configuración de los materiales y de la cordillera actual, considerados a escala de corteza terrestre y las evidencias de otros “pirineos” anteriores.

Uno de los principales caracteres geológicos de la cadena pirenaica es su especial situación, jalonando de modo aproximado el límite previo a la etapa compresiva alpina, entre la placa europea y la microplaca ibérica, configurada como tal durante la orogenia Varisca, que alcanzó su clímax al final de la era Paleozoica (hace aproximadamente 300 Ma). Esta particular situación permite entender porque esta zona ha actuado como una zona especialmente activa, no solo desde la configuración de la microplaca ibérica sino también con anterioridad, como se puede deducir, entre otros, de los estudios tectónicos, petrológicos y geoquímicos. El presente trabajo pretende aproximarse, de modo integrado, a la historia y evolución durante el ciclo alpino de este particular contexto geológico y del manto terrestre subyacente, a partir de los estudios realizados sobre rocas ígneas.

2 Evolución de la microplaca ibérica durante el ciclo alpino.

La actual península ibérica forma parte de una placa litosférica menor (denominada microplaca ibérica) individualizada como unidad al final de la orogenia Varisca. Esta orogenia, generada por la colisión entre Laurussia y Gondwana resultó en el cierre del espacio oceánico que separaba estas dos masas continentales (océano Rheico) y el desarrollo de una estructura orogénica de enormes dimensiones enlazando las masas continentales que configuraron Pangea (Matte, 1986, 2001). Esta amalgama de unidades litosféricas resultó también en la unión de las diferentes unidades de litosfera continental que configuran y encuentran su mejor zona de estudio en el Macizo ibérico y que definen una de las estructuras geológicas más características del orógeno varisco en el sur de Europa: el arco Ibero-armoricano (Franke, 1989; Matte, 2001). Pero también tuvo como consecuencia la subducción de volúmenes muy significativos de litosfera oceánica, que pasaron a incorporarse a niveles del manto litosférico profundo bajo el orógeno, favoreciendo así el desarrollo de procesos de movilización de elementos en fases fluidas y en consecuencia, de modificaciones metasomáticas de los niveles de manto litosférico más superficial situados por encima.

El cese de los movimientos compresivos Variscos dio paso, durante el Carbonífero superior (límite Kasimoviense-Gzheliense, aproximadamente 305 Ma) a un régimen de esfuerzos primero transcurrente y posteriormente extensional (Ziegler, 1990; Ziegler y Cloetingh, 2004); este cambio marca el inicio de lo que denominamos ciclo alpino. Los sistemas de fracturas generados comenzaron a individualizar la microplaca ibérica ya durante el final del Paleozoico (Pérmico) e inicio del Mesozoico (Figura 1a).

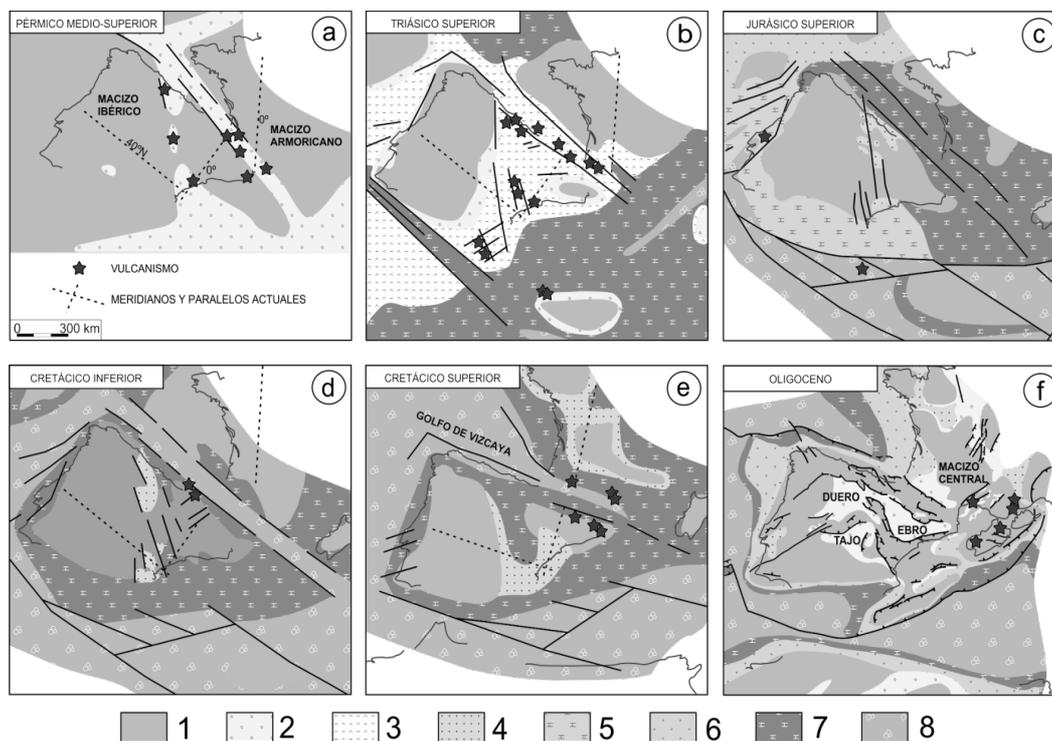


Figura 1. Reconstrucciones paleogeográficas de la microplaca ibérica durante el ciclo alpino, con indicación de la localización de los vulcanismos desarrollados. 1: áreas continentales emergidas. 2: cuencas continentales. 3: sedimentación en cuencas restringidas continentales. 4: sedimentación detrítica de margen continental. 5: sedimentación carbonatada de plataforma somera. 6: sedimentación mixta de plataforma somera. 7: sedimentación carbonatada de plataforma profunda. 7: sedimentación pelágica. Modificado de Vera et al, 2001.

Asociado a esta evolución tardiorogénica y al desarrollo de los sistemas de fracturas, se produjo vulcanismo en numerosos puntos, tanto en el interior de la microplaca ibérica (Sistema Central, Cadena Ibérica) como en su margen norte (área pirenaica), del que trataremos en el epígrafe 3.1.

El contexto netamente distensivo que caracterizó a las etapas iniciales del ciclo alpino junto con la existencia de los sistemas de fracturas tardivariscos citados, facilitaron el inicio de la apertura de nuevos espacios oceánicos, bordeando la microplaca ibérica por el noroeste (proto-atlántico) y por el este (neo-Tethys). Esta

situación de fracturación de corteza continental en régimen extensional (*rifting*), permitió la descompresión del manto litosférico (por adelgazamiento de la corteza) desencadenando procesos de fusión parcial y la generación, ascenso y emplazamiento de magmas en condiciones volcánicas y subvolcánicas durante el Triásico Superior, de modo muy destacado en la zona pirenaica (véase epígrafe 3.2), pero también en otras áreas, como los márgenes de las actuales Cordilleras Béticas o la Cordillera Ibérica. (Figura 1b). A partir del Jurásico Inferior, el inicio de la apertura del Atlántico central y posteriormente del Atlántico norte, acaban de delimitar la microplaca ibérica, plenamente bordeada por cuencas sedimentarias marinas en el Cretácico Inferior (Figuras 1c y 1d).

El contexto de máxima distensión relacionado con la individualización de Iberia se alcanzó en el Cretácico inferior tras la rotación de Iberia durante el Aptiense (125-112 Ma; Sibuet et al., 2004; Gong et al., 2008), movimiento que se tradujo en la apertura del golfo de Vizcaya y en una profundización de la cuenca pirenaica en su sector central y occidental.

Desde el punto de la actividad endógena, esta situación distensiva se expresa por el desarrollo de una intensa actividad volcánica e intrusiva que se desarrolló inicialmente en la cuenca vasco-cantábrica, pero que afectó posteriormente a sectores más orientales (Figuras 1d y 1e), magmatismo que caracterizaremos en el epígrafe 3.3.

El inicio, en el Cretácico Superior de los movimientos compresivos alpinos, relacionados esencialmente en el contexto Ibérico con el movimiento hacia el norte de la placa africana respecto a la europea tras la rotación de la microplaca ibérica supuso una evolución muy rápida de las cuencas y de los contextos tectónicos. Así, el paso a un régimen compresivo condicionó la inversión tectónica de la cuenca pirenaica y el desarrollo de las grandes estructuras de cabalgamiento que caracterizan a la cordillera actual, que se desarrollaron involucrando progresivamente a niveles más profundos del zócalo.

En este contexto, los pirineos actuales constituyen la macroestructura geológica que jalona el límite septentrional de la microplaca ibérica y que, desde el final de la orogenia alpina, une solidariamente a Iberia con la placa euroasiática. Esta sutura se configura como un orógeno de colisión continental construido, en su parte superior, por apilamiento de unidades cabalgantes y en el cual la litosfera ibérica se introduce por debajo de la litosfera europea, tal como se ha podido mostrar a partir de la realización de los perfiles de sismica de reflexión profunda ECORS (ECORS-Pirineos, ECORS-

Arzacq y ECORS Golfo de Vizcaya) y más recientemente ESCI (ESCI N1, ESCI N2, ESCI N3 y ESCI N4) y MARCONI, realizados en diferentes segmentos de la estructura pirenaica, todos ellos como parte de proyectos internacionales o nacionales de investigación aplicada.

El límite meridional actual de la placa ibérica (y por ende, de la placa euroasiática), lo constituye el sistema de fracturas de Azores-Gibraltar.

3 Eventos tectono-magmáticos

Tal como hemos indicado en el apartado anterior, la evolución alpina del margen norte de la microplaca ibérica va a estar jalonada, en diversos momentos, por el desarrollo de actividad ígnea que marca los momentos en los que se alcanzaron las condiciones tectónicas distensivas adecuadas, capaces de favorecer el ascenso adiabático del manto litosférico al adelgazarse la corteza y que favorecieron el desarrollo de procesos de fusión parcial del manto. Estos magmatismos no son por lo tanto eventos de actividad puntual, causados por el desarrollo de anomalías térmicas profundas, sino que se relacionan, en su origen, con la evolución tectónica de la litosfera; de ahí, que para referirnos a estos episodios de actividad empleemos la denominación de eventos tectono-magmáticos, ya que ambos factores están íntimamente relacionados. Por otra parte, la composición de los productos emitidos va a reflejar la composición y la situación relativa de la zona fuente y nos va a permitir reconstruir la evolución del manto en el entorno geológico considerado, que es el principal objetivo de este trabajo. Tal como hemos esbozado previamente, los magmatismos alpinos en los Pirineos se desarrollan en tres momentos concretos.

-en el Pérmico, momento en el que el cambio de régimen de esfuerzos relacionado con el fin del ciclo varisco y el inicio del ciclo alpino, está marcado por un cambio en el tipo de magmatismo.

- en el Triásico superior, asociado al inicio de la oceanización (*rifting*) del golfo de Vizcaya y el Atlántico norte. Este magmatismo es el que presenta un mayor desarrollo en número de afloramientos.

- en el Cretácico, asociado a la máxima distensión previa a los movimientos compresivos y a la rotación de la microplaca ibérica. En este caso, se observa una variación temporal en el magmatismo, ya que la actividad más temprana (final del

Cretácico inferior) se sitúa en el extremo occidental (cuenca vasco-cantábrica) en tanto que los afloramientos más orientales tienen una edad más reciente (Cretácico superior).

La localización de los afloramientos de rocas ígneas generadas en cada uno de estos momentos se indica en la Figura 2.

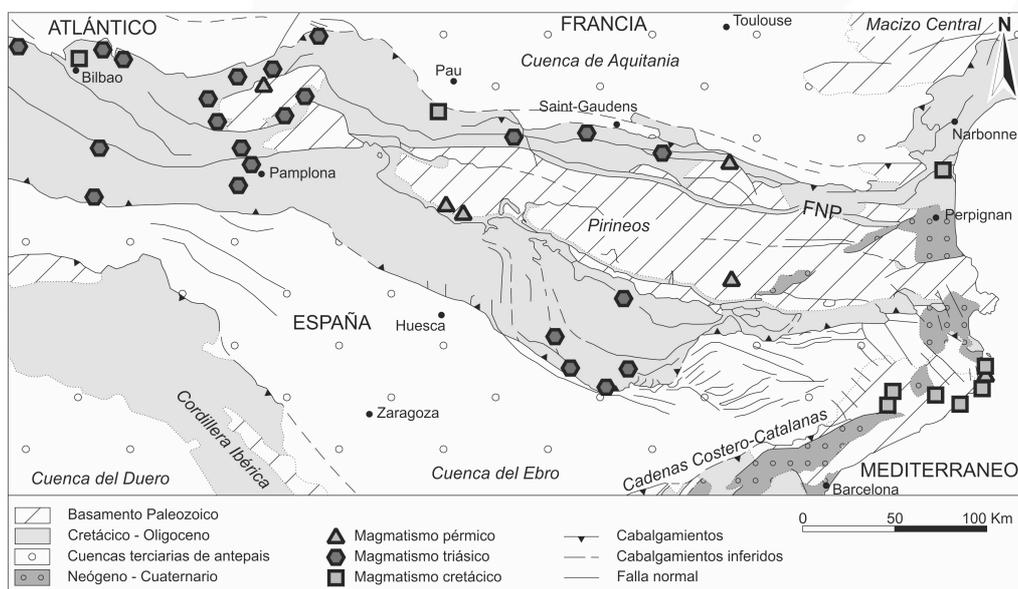


Figura 2. Localización de los afloramientos de rocas ígneas alpinas en los Pirineos

3.1 *El magmatismo tardivarisco en los Pirineos*

El final de los eventos relacionados con la orogenia Varisca en el área pirenaica y que marcan el inicio del ciclo Alpino estuvo marcado por dos caracteres muy significativos (Lago et al, 2004):

- respecto a la tectónica, el cambio de régimen de esfuerzos, que provocó un progresivo adelgazamiento de la corteza engrosada previamente.

- respecto al magmatismo, un cambio en la química de los magmas generados. El inicio del ciclo alpino está marcado por una profundización de la fuente de los magmas, que adquieren rasgos propios de los magmas alcalinos, si bien mantienen algunos de los rasgos propios del magmatismo calco-alcalino sin-orogénico, indicando una cierta herencia petrológica y composicional.

Ambos rasgos permiten afirmar que el cambio de ciclo tectónico no resulto simplemente del cese de la actividad orogénica, sino también del inicio de las características propias del ciclo siguiente, teniendo por lo tanto un carácter marcadamente transicional.

La fase de colapso extensional de la orogenia Varisca, tras el cese de los esfuerzos compresivos tuvo lugar desde el Carbonífero final (Gzheliense) al Pérmico inferior y se caracterizó por la implantación de un régimen de esfuerzos tangenciales que se tradujo en el desarrollo de sistemas de fracturas transcurrentes y sus fracturas de Riedel secundarias asociadas; estas fracturas controlaron el desarrollo de cuencas sedimentarias alargadas pero relativamente estrechas, fuertemente subsidentes ya que estaban limitadas esencialmente por sistemas de fracturas activos y con morfología compartimentada, con varias zonas subsidentes (subcuencas) separadas por umbrales elevados (Gisbert, 1981; Figura 3). Estas cuencas, presentan registros sedimentarios variablemente completos, bien por erosión o ausencia de relleno; en la cuenca del Cadí, en los pirineos orientales, el registro es bastante completo y permitió establecer tanto una secuencia tipo como el modelo general de cuenca, que se encuentran representados de modo parcial en otros sectores pirenaicos. En el caso de la cuenca del Cadí (Gisbert 1981, 1984; Valero y Gisbert, 2004), los niveles inferiores de relleno de la cuenca corresponden a rocas sedimentarias detríticas y en menor proporción carbonatadas, con intercalaciones de materiales volcánicos (rocas masivas andesíticas a riolíticas, rocas piroclásticas -tobas, ignimbritas, aglomerados). El material de origen volcánico es también un componente significativo de las rocas sedimentarias presentes.

Tal como fue propuesto por Bixel (1984,1988) y Martí (1986), todas estas rocas volcánicas asociadas a las unidades sedimentarias inferiores de relleno de las cuencas (Unidades Gris, de Tránsito y Roja Inferior de Gisbert, 1981), representan al primer ciclo tectono-magmático de volcanismo tardivarisco. Dentro de este primer ciclo, se pueden identificar al menos tres episodios magmáticos, claramente diferenciables en el complejo del Midi d'Ossau (Episodio I) y en la Sierra del Cadí (Episodios I, II y III; Bixel, 1984), con diferentes caracteres petrológicos, dominando las composiciones riolíticas y dacíticas en los tres episodios, con caracteres propios de volcanismo explosivo (ignimbritas y otras rocas piroclásticas) en el episodio II y en menor proporción andesitas (fases finales del episodio I). Todas las rocas emitidas en este ciclo son de naturaleza calco-alcalina y representan las emisiones al exterior de las cámaras magmáticas emplazadas en la corteza en este contexto transcurrente. Algunas de estas cámaras terminaron consolidando en profundidad y se configuran los como grandes macizos plutónicos que actualmente resultan expuestos por erosión en la zona axial pirenaica.

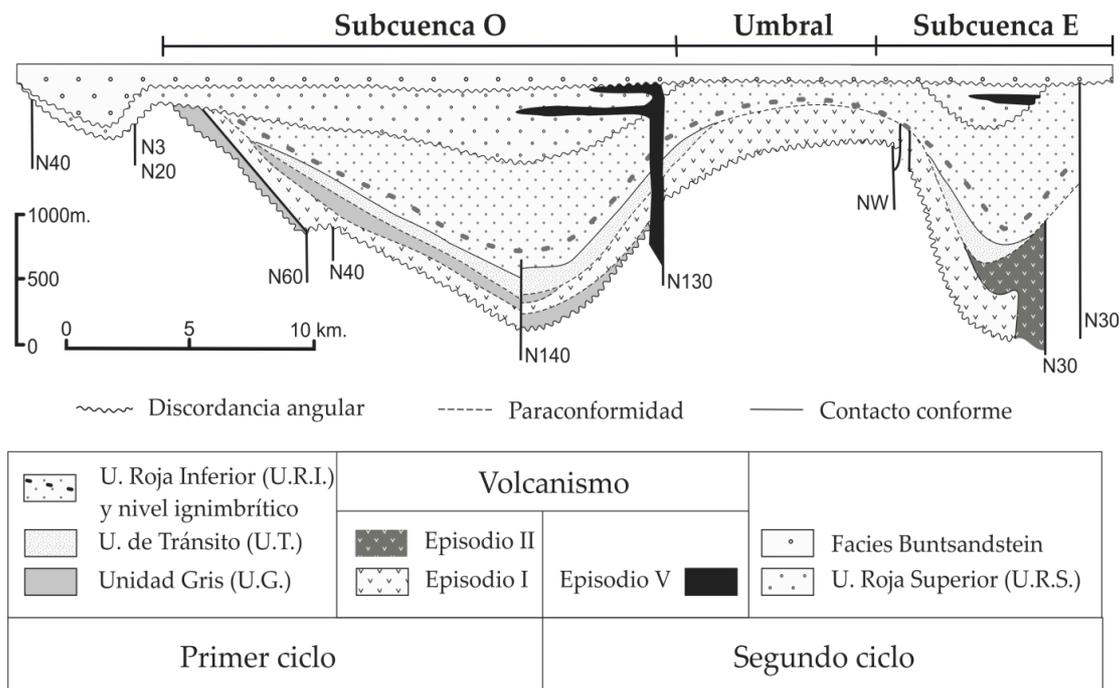


Figura 3. Estructura y secuencia de relleno volcano-sedimentario de las cuencas tardivariscas pirenaicas (modificado de Gisbert, 1981).

Pero la actividad sedimentaria y volcánica en estas cuencas no se interrumpió a terminar este primer ciclo. El segundo ciclo magmático propuesto por Bixel (1984,1988), es el primero que muestra caracteres propios de la evolución alpina. Se caracteriza por desarrollarse bajo un régimen transtensivo a claramente extensional y se divide a su vez en dos eventos de naturaleza diferente:

- Un evento de edad Pérmico inferior-medio con actividad subvolcánica-volcánica (Galé, 2005), formado por lavas traquiandesíticas con carácter transicional o débilmente alcalino que está representado en dos áreas de afloramiento: el dique de San Salvador, cerca de La Seu d'Urgell, y en la cuenca del Anayet (zonas de Aguas Tuertas y pico de Anayet). Este evento corresponde al Episodio IV de Bixel (1984).

- Un evento poco posterior, de edad probable Pérmico medio, caracterizado por actividad volcánica y subvolcánica con magmas de composición basáltica y afinidad alcalina (Galé, 2005; Lasheras, 1998). Este episodio magmático (episodio V de Bixel, 1984,1988) está representado por los sills basálticos del área del Anayet y por los sills basálticos y diques doleríticos aflorantes en el macizo de Cinco Villas (áreas de Larrún, Ibantelli, Mendaur, Yanci y Aranaz, Pirineo Navarro).

Los afloramientos actuales de rocas formadas en estos dos eventos magmáticos (Figura 2) forman parte del relleno de cuencas sedimentarias que ya fueron activas y rellenadas parcialmente durante el primer ciclo. Los mismos sistemas de fracturas que permitieron el desarrollo, subsidencia y alimentación de conductos volcánicos durante el final del Carbonífero, siguieron siendo activos durante el Pérmico e incluso posteriormente.

Evento Pérmico inferior-medio (Episodio IV)

Tal como hemos indicado, las rocas desarrolladas durante este evento corresponden esencialmente a rocas andesíticas con textura traquítica, caracterizadas por el predominio de la plagioclasa como microcristales y microfenocristales, con proporciones subordinadas de clinopiroxeno y minerales opacos y apatito como mineral accesorio. En general, presentan una intensa alteración que afecta especialmente al piroxeno, transformado de modo habitual a clorita. Desde el punto de vista del emplazamiento, las intrusiones en el sector del Anayet (en forma de lacolito y sills asociados) y de Oza (un solo sill, que alcanza los 40 m de espesor) se intercalan entre los niveles inferiores de la Unidad Roja Superior (URS, Gisbert, 1981), lo que permite situar la edad de estas intrusiones próxima al límite pérmico inferior-medio (límite Cisuraliense-Guadalupiense). La intrusión que representa a este magmatismo en la sierra del Cadí (dique de San Salvador) presenta relaciones de contacto poco claras: intruye a la serie carbonífero-pérmica e incluso a la URS, pero no se pueden apreciar, por erosión, las relaciones de contacto con los niveles suprayacentes. Dado que al menos es posterior a la base de la URS y que además su composición y su petrología son equiparables a las de las rocas descritas en el sector central (Anayet-Oza), se considera como representativo del mismo evento magmático.

Evento Pérmico medio (Episodio V)

Las rocas ígneas que se generaron durante este evento se presentan emplazadas bien como sills de espesor variable (desde ligeramente inferior a 1 m., hasta 110 m.) intercalados en los niveles medios y superiores de la URS, tanto en el sector central (Anayet), como en el occidental (Pirineo Navarro) o bien como diques, emplazados cortando a las series del Devónico y Carbonífero Inferior, en el sector occidental

(Pirineo Navarro). En ambas modalidades de emplazamiento la composición general es basáltica, si bien la textura es diferente; en los sills, la textura es porfídica, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, correspondiendo petrológicamente a basaltos, mientras que en los diques, la textura es subofítica a intergranular, de modo que se clasifican como doleritas. En ambos casos, la plagioclasa es el mineral predominante, junto con clinopiroxeno titanado, lo que indica una composición de tipo alcalino, carácter que está apoyado también por la presencia de olivino en los basaltos del sector occidental (Pirineo Navarro), si bien este mineral se presenta siempre transformado a otros minerales como consecuencia de procesos de alteración, siendo reconocible solo como pseudomorfos. Los minerales opacos (esencialmente magnetita) completan la asociación mineral primaria en estas rocas. Cabe reseñar que, según los datos paleogeográficos y paleomagnéticos, el sector occidental (Pirineo navarro), actualmente en continuidad estructural con el resto de la cadena alpina, formó parte del margen sur de la placa europea (Larrasoaña et al, 2003), mientras que el sector central se situaba en el margen norte de la microplaca ibérica. Esta situación se mantuvo hasta la etapa de colisión alpina y permite explicar las diferencias de detalle en la composición de las rocas pérmicas en estos dos sectores mucho más distantes originalmente que en la actualidad.

Geoquímica de los eventos pérmicos

Desde el punto de vista de la composición química en elementos mayores, la proyección de las composiciones de ambos episodios magmáticos Pérmicos en el diagrama Total de Álcalis-Sílice (TAS, Fig. 4), comparada con la de los episodios anteriores (I a III, que componen el primer ciclo tectono-magmático, tardivarisco), permite indicar varios caracteres relevantes.

En primer lugar, resulta patente la marcada diferencia entre las rocas del episodio IV y las del episodio V, si bien ambos grupos de muestras definen tendencias paralelas. En ambos casos, las composiciones menos evolucionadas se sitúan cerca del límite entre las composiciones subalcalinas (calcoalcalinas en este caso) y alcalinas y evolucionan hacia el campo alcalino.

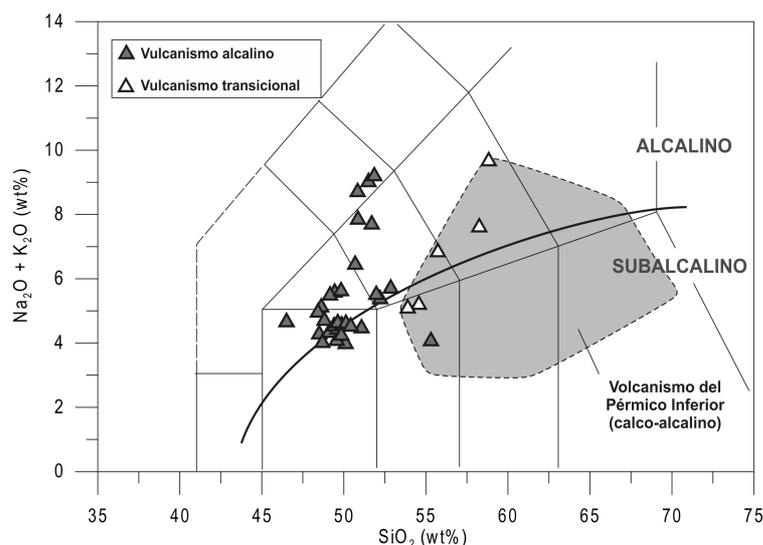


Figura 4. Composición geoquímica en elementos mayores de los magmatismos pérmicos en el diagrama TAS. Datos composicionales empleados de Cabanis y Le Fur-Balouet (1989) y Galé (2005).

Las composiciones del episodio IV son coincidentes con las más alcalinas del vulcanismo del Pérmico inferior (episodios I a III), indicando una cierta relación composicional, si bien la petrología y la química mineral permiten diferenciar ambos grupos. En cuanto a la composición en elementos traza (Figura 5), los episodios IV y V son también claramente diferenciables entre sí y respecto al magmatismo calcoalcalino previo (Ep. I a III). Estas diferencias son especialmente relevantes en cuanto a los valores en elementos litófilos (Rb, Ba, K) y otros de alto radio iónico (Th, U) asociados típicamente a la participación de componentes relacionados con la corteza en la génesis de los magmas y a la presencia de una anomalía negativa en el par Nb-Ta, que típicamente se asocia a contextos de subducción. El magmatismo calcoalcalino orogénico (Ep. I a III) muestra un marcado enriquecimiento en Rb, Ba, K, Th y U. Estos dos últimos elementos siguen presentando valores elevados en el magmatismo de carácter transicional (Ep. IV), que también presenta valores elevados para los elementos ligeros del grupo de las tierras raras (La-Eu).

Por el contrario, el magmatismo basáltico del Ep. V presenta valores mucho menores para los elementos litófilos y no presenta anomalía negativa en Nb-Ta, sino en K y Rb,

junto con valores elevados en los elementos más pesados de la derecha del diagrama.

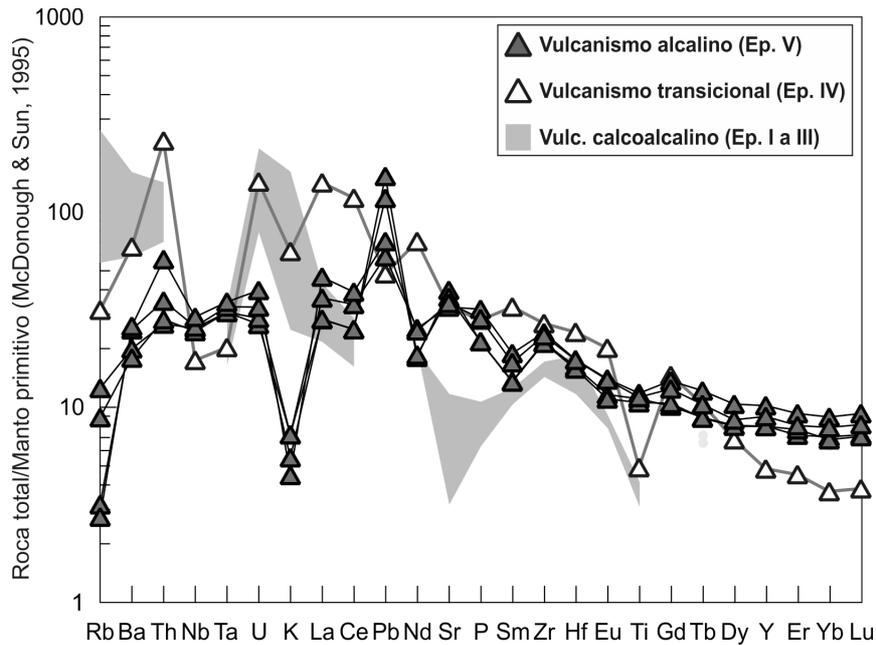


Figura 5. Diagrama multielemental normalizado para las composiciones de los magmatismos pérmicos. Datos composicionales empleados de Cabanis y Le Fur-Balouet (1989) y Galé (2005).

La composición de estos magmatismos, en cuanto a los valores de las relaciones isotópicas de Sr y Nd (Figura 6), nos permite hacer inferencias más claras respecto a las fuentes implicadas en su génesis. El vulcanismo del primer ciclo, calcoalcalino, se proyecta en el cuadrante inferior derecho, mostrando composiciones isotópicas muy radiogénicas: valores elevados de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -muy superiores al de UR- y bajos para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -inferiores a CHUR-. Este tipo de composiciones isotópicas se relacionan con fuentes magmáticas con un elevado tiempo de residencia en la corteza, es decir son indicativas de procesos de generación que implican la incorporación de fundidos generados en la corteza, bien de modo directo o mediante mezcla entre componentes de derivación cortical y otros de origen profundo (manto metasomatizado), hipótesis que parece probable dada la elevada dispersión de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, típica de procesos con participación variable de componentes. En contraste, las composiciones de los magmatismos del pérmico inferior-medio (transicional y alcalino), son algo menos radiogénicas y se aproximan a las composiciones propias de mantos de tipo enriquecido (EM1 o EM2), indicando una participación clara de niveles del manto en la generación de los magmas; además, ese carácter de modificación de la composición del manto (“enriquecimiento”), se sitúa en una composición intermedia entre los campos de EM y del magmatismo calcoalcalino

previo, de modo que se puede afirmar que el proceso de enriquecimiento del manto está relacionado con el metasomatismo generado por el evento previo.

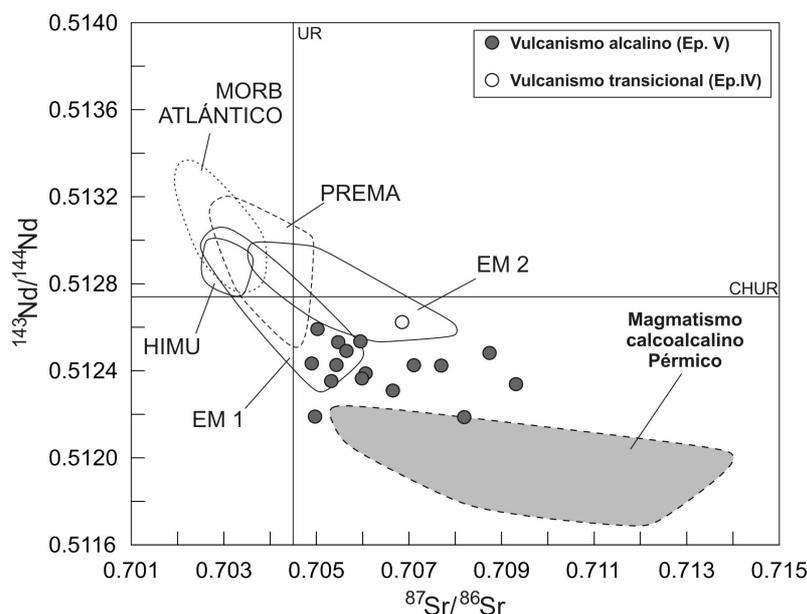


Figura 6. Composición isotópica de Sr y Nd de los magmatismos pérmicos. Se indican los valores de referencia para ambos sistemas isotópicos (UR, Uniform Reservoir y CHUR, Chondritic Uniform Reservoir), así como los campos definidos por composiciones reales representativas de los distintos tipos de reservorios o fuentes mantélicas definidas por Zindler y Hart (1986): EM (Enriched mantle) de tipos 1 y 2, PREMA (Prevalent Mantle), HIMU (High μ) y MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt) de tipo Atlántico. Datos composicionales empleados de Innocent et al (1994), Galé (2005) y Lago et al (2004).

3.2 Magmatismo Triásico

La corteza en el área pirenaica resultó considerablemente adelgazada como consecuencia de la actividad tectónica transcurrente y posteriormente extensional que caracterizó al inicio del ciclo alpino. El inicio de los movimientos de apertura de nuevos espacios oceánicos al final del Triásico, facilitó el desarrollo de procesos de fusión parcial del manto litosférico, generando diferentes tipos de magmas. En el caso del margen pirenaico, el magmatismo desarrollado en este momento son las rocas de composición basáltica y textura dolerítica, denominadas en la literatura clásica como “ofitas”. Su afinidad, definida tanto a partir de su petrología como de la composición geoquímica es claramente toleítica, lo que permite indicar que los magmas se generaron a partir de niveles relativamente altos del manto litosférico y con una tasa de fusión elevada. Esta es una característica claramente diferencial, ya que en otros sectores, los

magmatismos desarrollados en igual edad tienen una afinidad diferente; así, son comunes las rocas basálticas de afinidad alcalina relacionadas con la apertura del Neo-Tethys, aflorantes, p.e. en el margen este pirenaico (Corbières), el área del Moncayo, el sur de Tarragona y la Sierra de Tramuntana en Mallorca; también alcalinas son las rocas ígneas intercaladas en la serie del Triásico superior relacionadas con el rifting de la cuenca Ibérica, emplazadas en varios sectores del sur-sureste de la provincia de Teruel. En todos estos casos, el carácter alcalino de estos magmatismos sugiere un origen a partir de magmas generados con tasas de fusión bajas y en principio a partir de niveles más profundos, esquema compatible con un contexto de adelgazamiento previo de la corteza menor en estos sectores que en la zona pirenaica.

El magmatismo toleítico pirenaico (doleritas), estudiado en conjunto por Lago (1980), presenta una extensión amplia (Figura 2) desde el sector oriental (Trempe) al occidental (Santander) y también se identifican numerosos afloramientos en el margen norte pirenaico (Francia). La morfología de afloramiento es bastante común, en forma de sills, con longitud variable, desde la escala kilométrica a la decamétrica, que se encuentran interestratificados dentro de los sedimentos evaporíticos del Triásico superior (Facies Keuper), sobre los que la intrusión de magmas generó un metamorfismo de contacto de grado débil (Amigó *et al.*, 1987). El modelo de emplazamiento propuesto implica una inyección lateral del magma a partir de los conductos, produciéndose el emplazamiento a favor de la interfase entre los sedimentos (arcillas y margas) poco compactados, plásticos, de la Facies Keuper y los niveles inferiores, ya algo litificados. La actuación posterior de esfuerzos compresivos y procesos halocinéticos determinan una fragmentación de los sills en cuerpos aislados con modificación de los contactos iniciales, fragmentación que por otra parte facilitó el desarrollo de alteraciones secundarias a favor de planos de fracturas.

En las áreas mejor conservadas para su estudio -Aulet (Lago y Pocovi, 1980), Estopiñán-Camporrells (Lago y Pocovi, 1982) y El Grado (Lago *et al.*, 2000) en la provincia de Huesca y en diversos sectores de Santander (Lago y Pocovi, 1984)-, los sills doleríticos presentan a su techo estructuras de fluidalidad (formas almohadilladas y otras helicoidales) debidas a la movilidad del magma a favor del plano de contacto entre los sedimentos plásticos (arcillas y margas), poco consolidados, de la Facies Keuper encajante. En la base, son frecuentes las estructuras de carga. El control estratigráfico marca una edad de emplazamiento en el límite del Trías superior, pre-Lías inferior,

corroborada por datación absoluta en zircón (199 ± 2 M.a., Limite Triásico- Jurásico; Rossi et al, 2003).

Además de la morfología de emplazamiento indicada, es característico en este magmatismo el desarrollo de una estructura petrológica con tres tipos de facies:

- el borde enfriado, con desarrollo centimétrico, caracterizado por una textura de grano fino, que pasa gradual y rápidamente a la facies central

- facies central (textura ofítica típica) con progresivo aumento en tamaño de grano hacia el interior del afloramiento.

- aislados filones pegmatoides donde los cristales de piroxeno y plagioclasa pueden alcanzar dimensiones de hasta 7 centímetros con entrecruzamiento mutuo.

Desde el punto de vista de la petrología, su composición es considerablemente homogénea en los distintos afloramientos considerados (Azambre *et al.*, 1987; Lago *et al.*, 2000). La asociación mineral es de 2-5% olivino (siempre alterado a clorita o talco), 35-55% plagioclasa cálcica, 30-45% piroxeno (augita cálcica y pigeonita características y ortopiroxeno ocasional) siendo minoritarios el anfíbol (ferroedenita), la biotita, el feldespato potásico, el cuarzo y los opacos (magnetita e ilmenita). Los sulfuros son accesorios. En las facies micropegmatíticas (líquido más diferenciado y sin olivino) destacan la plagioclasa sódica y los piroxenos enriquecidos en Fe así como una mayor proporción de feldespato potásico, cuarzo, anfíbol, biotita y opacos (ilmenita) y son excepcionales los silicatos de circonio y con tierras raras. En casos aislados se observan facies de cumulado con más del 10% de olivino y una proporción más alta a la habitual de orto- y clinopiroxeno (Azambre *et al.*, 1987).

Su composición química confirma la afinidad toleítica y su escasa variación composicional (Figura 7), además de su clara distinción respecto a los vulcanismos anteriores en el área; los magmas experimentaron una pequeña diferenciación por cristalización fraccionada, solo destacable en el caso de los escasos cumulos o en los pegmatoides. Sus pautas de elementos traza muestran valores relativamente bajos en todo el espectro de elementos (Figura 8), como es característico de los magmas generados en el manto con tasas de fusión elevadas.

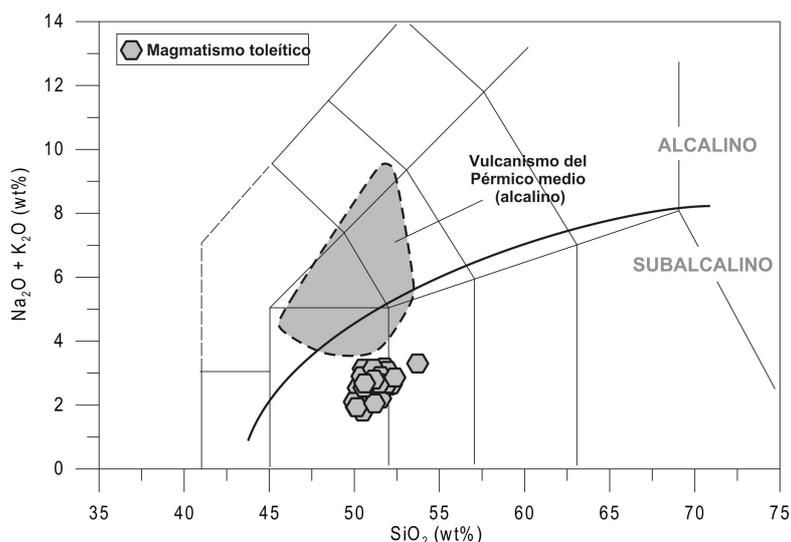


Figura 7. Composición geoquímica en elementos mayores del magmatismo triásico en el diagrama TAS. Datos composicionales empleados de Alibert (1985), Curnelle y Cabanis (1989), Béziat et al (1991), Demant y Morata (1996) y Lago et al (2000).

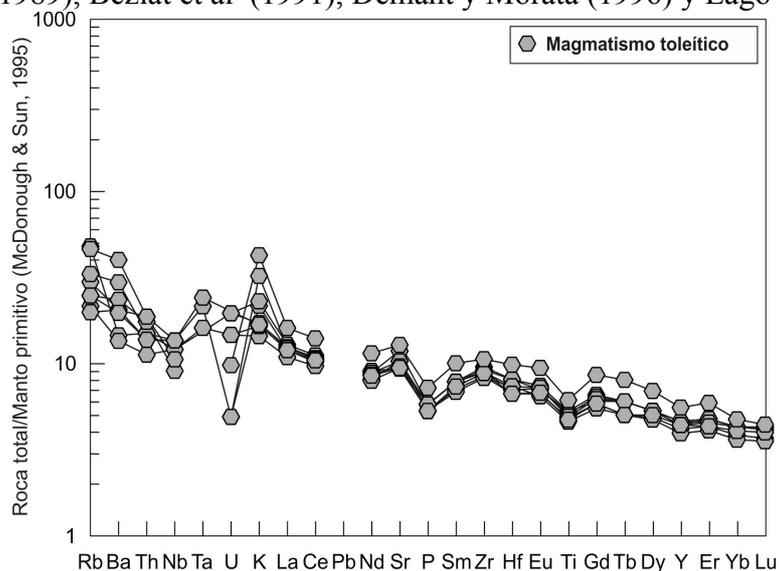


Figura 8. Diagrama multielemental normalizado para composiciones representativas del magmatismo toleítico triásico de los Pirineos. Datos composicionales empleados de Lago et al (2000).

Resulta relevante que algunas de las muestras presentan anomalía positiva en K y negativa en U, junto con valores relativamente elevados en Rb y Ba, lo que indica que la fusión afectó a niveles de manto modificados por los eventos previos, posiblemente fundiendo fases que no fueron incorporadas en el magmatismo alcalino pérmico. Esta herencia composicional respecto a magmatismos previos es claramente patente cuando se consideran las composiciones isotópicas de Sr y Nd (Figura 9); pese a la diferente tasa de fusión y la clara diferencia composicional, el vulcanismo toleítico presenta composiciones similares a las que ya se observaban para el magmatismo pérmico (se

proyectan dentro del campo definido por las rocas pérmicas), lo cual sugiere que el manto afectado en ambos procesos de fusión pudo haber tenido características similares e incluso corresponder a niveles equivalentes. Cabe destacar, no obstante, que resulta inusual que un magmatismo toleítico presente composiciones propias de un manto enriquecido. Las rocas toleíticas emitidas en la actualidad en zonas de dorsal oceánica (p.e. MORB Atlántico), derivadas de mantos no enriquecidos, muestran composiciones isotópicas claramente diferentes, empobrecidas en los componentes radiogénicos, como se puede observar en la Figura 9.

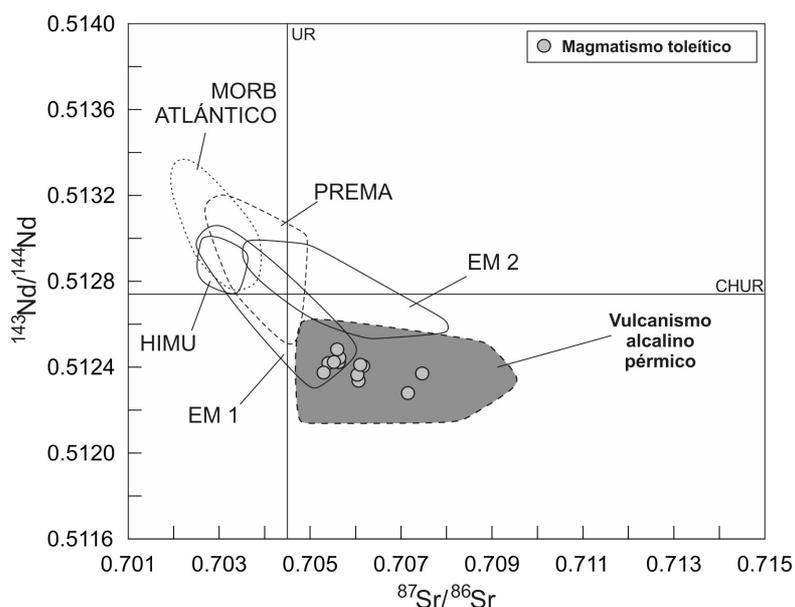


Figura 9. Composición isotópica de Sr y Nd del magmatismo toleítico pirenaico. Referencias igual que en la Figura 6. Datos composicionales empleados de Alibert (1985)

3.3 *Actividad Cretácica*

El magmatismo de edad cretácica de los Pirineos y áreas próximas (incluimos los afloramientos de rocas de igual edad y afinidad situados en la provincia de Gerona, aunque en un sentido geológico estricto se sitúan en el extremo norte de la Cadena Costera Catalana), es uno de los marcadores más relevantes de las condiciones de distensión y transtensión que se produjeron en el margen septentrional de Iberia como consecuencia de la rotación de la microplaca ibérica y la apertura del Golfo de Vizcaya (Rossy et al 1992, Cabanis y Le Fur-Balouet, 1990). Los sectores relevantes de afloramiento (Figura 2; Azambre et al, 1992) corresponden a: la cuenca Vasco-Cantábrica, los pirineos centrales (donde aparte de algunos afloramientos menores se han descrito rocas ígneas cretácicas en registros de sondeo en Pau-Tarbes y Sant

Gaudens), el área de Corbières-Fitou (en el extremo oriental, entre Narbonne y Perpignan) y finalmente en el extremo norte de la Cadena Costera Catalana (macizo del Montseny y zonas costeras próximas a Sant Feliu de Guixols, Begur y Calella de Palafrugell; Ubide et al, 2008).

Las rocas ígneas generadas en relación a este evento extensional son todas ellas de naturaleza alcalina, pero en detalle, son considerablemente variadas. Así, los afloramientos en el sector occidental (cuenca Vasco-cantábrica), presentan tanto variedades extrusivas (basaltos y rocas traquitoides) como intrusivas (gabros y escasos monzogabros, algunos de ellos con carácter cumulativo). Hacia los sectores central y oriental el predominio corresponde a las variedades intrusivas que, de modo general presentan desarrollo filoniano (diferentes tipos de lamprófidos -camptonitas de modo común, pero también monchiquitas y sannaitas-) o en pequeños stocks (sienitas nefelínicas y gabros anfibólicos).

El vulcanismo de la cuenca vasco-cantábrica (Castañares *et al*, 2001; Castañares y Robles, 2004 y sus referencias) es la manifestación mayor en volumen y también la que permite un estudio más detallado de las relaciones entre las diferentes unidades volcánicas y sedimentarias en la provincia alcalina cretácica de los pirineos. Las unidades volcánicas presentan un desarrollo de diferentes facies, relacionadas con la existencia de conductos de alimentación que extruyeron el magma en diferentes partes del talud generado por la actividad tectónica (Figura 10), siendo más activas las zonas con desarrollo de *pillow lavas*. Dado que las emisiones se produjeron en un medio sedimentario marino y se intercalaron entre materiales sedimentarios que han podido ser datados mediante métodos bioestratigráficos, la edad de este magmatismo se ha podido delimitar con precisión, abarcando desde el Albiense superior al Santoniense inferior (102-85 Ma.), así como establecer el carácter discontinuo del magmatismo, comprendiendo diversos episodios de actividad.

En las unidades intrusivas del extremo oriental (Corbières y Cadena Costera Catalana), las edades obtenidas para este magmatismo cubren un intervalo similar, si bien parecen reflejar una actividad que se desarrolla de modo algo más tardío, tanto en su inicio como en su finalización. Así, Montigny et al (1986), obtienen edades entre 95,5 - 89 Ma. para las rocas de Corbières, en tanto que las rocas de la Cadena Costera Catalana presentan edades algo más recientes, en el intervalo 80,5 a 69 Ma. (Solé et al, 2003). Actualmente estas dataciones están siendo revisadas y completadas por nuestro grupo de investigación, dentro de la Tesis Doctoral de T. Ubide.

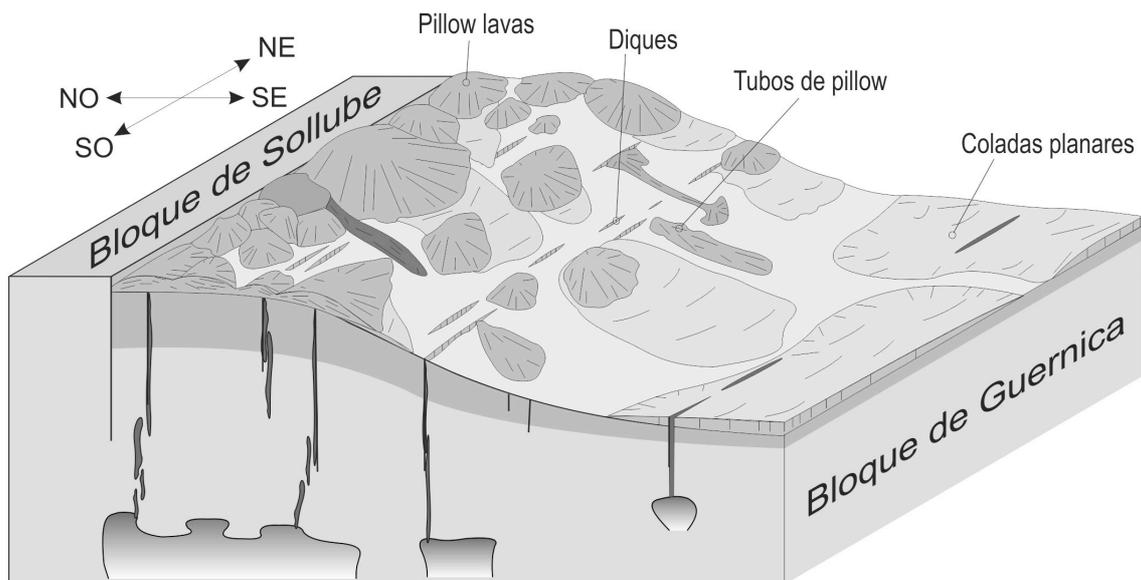


Figura 10. Modelo de emplazamiento de las rocas volcánicas cretácicas en uno de los márgenes de la cuenca vasco-cantábrica. La zona de mayor productividad, con desarrollo de cámaras de mayor continuidad se sitúa en las proximidades de la zona de fractura, donde se produce una intensa acumulación de lavas almohadilladas (*pillow lavas*). Modificado de Castañares et al, (2001).

Desde el punto de vista petrológico, las rocas intrusivas más básicas generadas por este magmatismo (gabros y lamprófidos) presentan características netamente distintas de las que se pueden identificar en las rocas de eventos anteriores. El carácter porfiroide a claramente porfídico es apreciable en buena parte de los casos y está condicionado por la presencia de núcleos cristalinos de anfíbol (kaersutita) y clinopiroxeno variablemente titanado, relativamente homogéneos y de gran tamaño que se presentan parcialmente reabsorbidos y posteriormente reecrecidos.

Este carácter parece indicar (Ubide et al, 2011) el desarrollo de eventos de fusión e infiltración del manto superior por fundidos previos, en ocasiones más diferenciados que los que finalmente incluyen a los cristales y la extracción posterior de los magmas a través de los mismos conductos, durante episodios de recarga o inyección en niveles superiores, produciéndose la reabsorción y posterior reecrecimiento de dichos cristales. Por otra parte, es muy relevante el desarrollo de estructuras de emplazamiento en los sills de lamprófidos camptoníticos, encajados en rocas graníticas; la estructura general muestra el desarrollo de bordes enfriados, tanto a la base como al techo, laminaciones a la base, desarrollo de niveles de vesiculación (con vesículas rellenas de calcita) y acumulación gravitatoria de los fenocristales hacia la base, caracteres que definen una estructuración compleja con influencia en la composición de cada una de las unidades

(Ubide *et al*, 2012). Todos estos caracteres permiten interpretar unas condiciones de emplazamiento con una reducida carga litostática, sobre un encajante a baja temperatura y con desarrollo de una inyección lateral forzada, que aprovecha las discontinuidades previas del encajante.

La composición geoquímica de las rocas indica claramente una composición de tipo alcalino, cubriendo un amplísimo rango de variación (Figura 11), como es esperable en magmas generados durante un amplio intervalo temporal y en áreas distantes entre si, desde términos fuertemente subsaturados en sílice hasta términos peralcalinos (total de álcalis: 14%). No obstante, cada una de las tres áreas de afloramientos presenta un rango de variación composicional de similar amplitud y además las composiciones se superponen según una pauta común, lo que es indicativo de una similitud en el proceso y en las fuentes de los magmas generados.

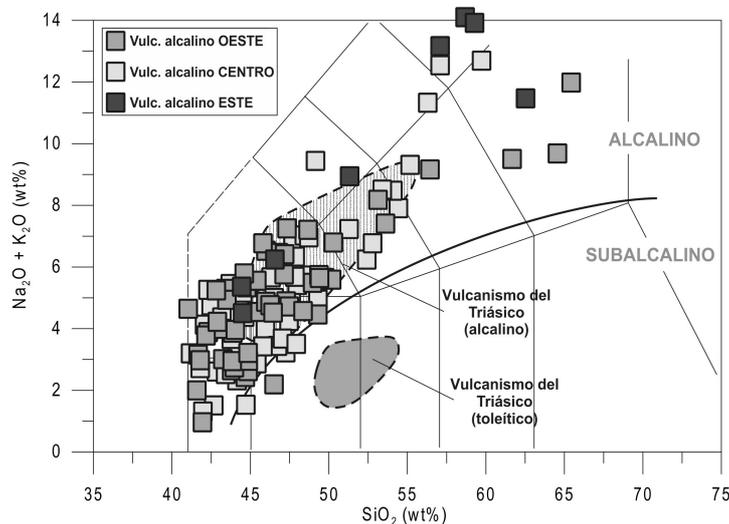


Figura 11. Composición geoquímica en elementos mayores del magmatismo cretácico pirenaico en el diagrama TAS. Datos composicionales empleados de Cabanis y Le Fur-Balouet, (1990). Se han indicado, como referencia, los campos de proyección de las composiciones de los magmatismos triásicos pirenaicos.

Las pautas de elementos traza normalizados (Figura 12) muestran los caracteres típicos de un magmatismo alcalino generado por fusión del manto, con enriquecimientos muy significativos en algunos elementos fuertemente incompatibles o móviles, relacionados con su generación a partir de procesos con baja tasa de fusión. Debe destacarse que las composiciones en elementos traza de las rocas representadas son considerablemente homogéneas, pese a incluir materiales de edades y localizaciones muy diferentes, lo que nos indica que el proceso de fusión responsable de este

magmatismo se desarrollo en condiciones similares en toda el área considerada.

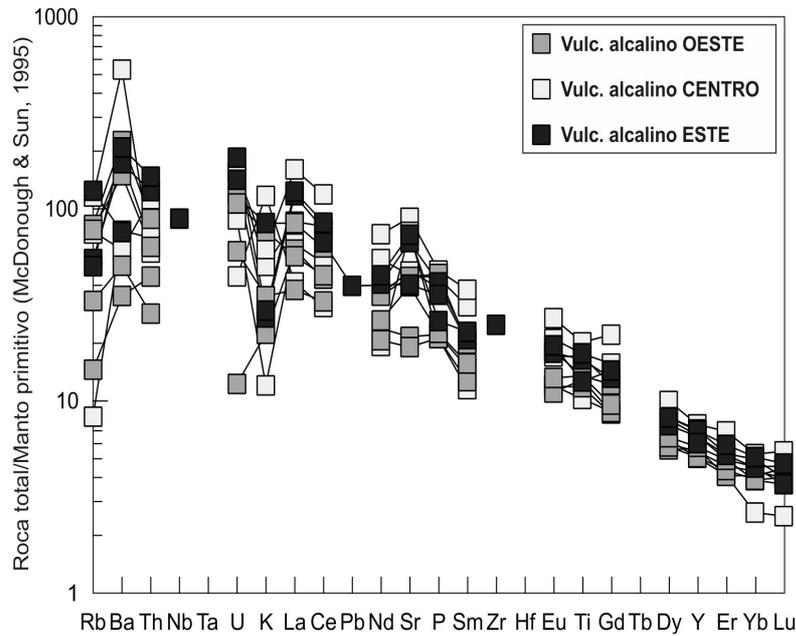


Figura 12. Diagrama multielemental normalizado para composiciones representativas del magmatismo alcalino cretácico de los pirineos. Datos composicionales empleados de Cabanis y Le Fur-Balouet (1990).

Las composiciones isotópicas, en contraste (Figura 13), muestran una moderada dispersión, especialmente en cuanto a la relación isotópica de Sr, carácter que parece sugerir una cierta heterogeneidad de la fuente, aunque también puede ser consecuencia de otros procesos, como una variable interacción con los materiales encajantes, tal como proponen Rossy et al (1992); en cualquier caso se aprecia un desplazamiento hacia composiciones menos enriquecidas y con un menor carácter radiogénico.

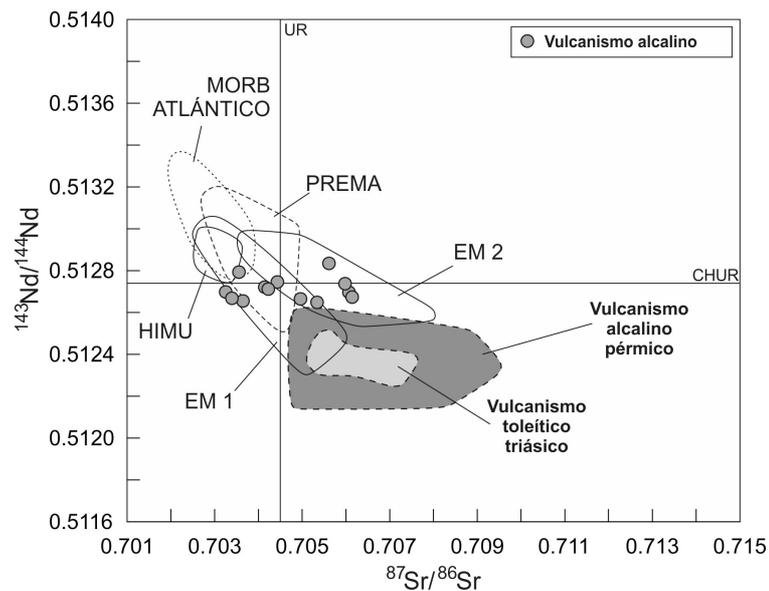


Figura 13. Composición isotópica de Sr y Nd del magmatismo toleítico pirenaico. Iguales referencias que en la Figura 6. Datos composicionales empleados de Rossy et al (1992).

4 Evolución del manto bajo los pirineos durante el ciclo alpino.

El desarrollo de la orogenia varisca (como evento inmediatamente anterior al ciclo alpino), implicó la colisión de grandes masas continentales y la subducción de importantes segmentos de litosfera oceánica. Los efectos de esta subducción son poco conocidos en general y especialmente en el entorno de los pirineos, puesto que solamente podemos deducirlos de modo indirecto. Uno de los principales argumentos que permiten identificar este proceso se relaciona con los caracteres del vulcanismo tardivarisco de los Pirineos.

Las secuencias vulcano-sedimentarias que rellenan inicialmente las cuencas carbonífero-pérmicas del pirineo –y que hemos denominado Ciclo I, siguiendo la terminología de Bixel (1984) presentan características propias del magmatismo asociado a zonas de subducción, con desarrollo de un magmatismo calcoalcalino andesítico acompañado de emisiones riolíticas y actividad explosiva de tipo pliniano, evidenciada en el desarrollo de niveles ignimbríticos (Gisbert, 1981; Martí, 1986). Además, la composición en elementos traza de las rocas generadas durante este primer ciclo, con valores elevados del grupo Rb-K, anomalía negativa del par Nb-Ta, valores bajos de Sr y Ti y valores marcadamente radiogénicos para las relaciones isotópicas del Sr y del Nd son todos ellos característicos de contextos de subducción; en el caso de los pirineos, el cierre completo del espacio oceánico previo provocó, adicionalmente, un sobreengrosamiento de la corteza continental que facilitó el desarrollo de procesos de fusión parcial de corteza (anatexia), posiblemente concomitantes con el clímax térmico del metamorfismo varisco en los pirineos (305±5 Ma, Vielzeuf, 1996) y favorecidos también por la intrusión de magmas básicos subalcalinos, generados en el manto litosférico, a los niveles inferiores de la corteza o a las zonas de interfase manto-corteza (Arranz, 1997).

Estos caracteres desarrollados durante la orogenia Varisca resultaron el punto de partida al inicio del ciclo alpino. Así el primer magmatismo que se puede considerar ya propiamente alpino, de carácter transicional (episodio IV), preserva algunos de los caracteres propios del evento anterior (valores altos de Th y U, anomalía de Nb-Ta pero por otra parte muestra caracteres propios de la fusión de un manto litosférico relativamente enriquecido por procesos metasomáticos, con valores elevados en elementos muy incompatibles, como son todos los elementos del grupo de las tierras

raras ligeras y medias (La-Eu). Estos caracteres permiten sugerir la posible interacción de los magmas generados en el manto, con magmas residuales de origen cortical, generados previamente y que no hubieran consolidado completamente, lo que permitiría justificar el carácter intermedio (transicional), de este magmatismo.

Durante el pérmico, tal como hemos descrito, el contexto tectónico evolucionó hacia condiciones más extensionales y las rocas ígneas generadas en el pérmico medio (Episodio V) presentan un carácter alcalino definido, pero no extremo. Este carácter alcalino debería llevar asociado valores elevados en elementos incompatibles (véase por ejemplo el diagrama de pautas de elementos traza para el volcanismo cretácico en la figura 12), situación que no se produce, lo que sugiere que los magmas se generaron a partir de un volumen de manto afectado por modificaciones de composición (metasomatizado) y en la que posiblemente la fusión parcial se produjo en condiciones de equilibrio con minerales residuales capaces de retener algunos elementos, como el Rb y el K, que aparecen empobrecidos pero incluyendo como fases en fusión otro mineral capaz de liberar otros elementos más compatibles, como el Ti y las tierras raras pesadas. Considerando las relaciones isotópicas de este magmatismo alcalino pérmico, la fuente presenta caracteres propios de un manto enriquecido, metasomatizado, en el que es frecuente la presencia de fases minerales hidratadas (Lago et al., 2004).

El magmatismo toleítico triásico, presenta un carácter claramente subalcalino y una gran homogeneidad de composición a todos los niveles (elementos mayores, traza e isótopos radiogénicos). Sus contenidos en elementos traza son considerablemente bajos y coherentes con lo esperable en magmas toleíticos de naturaleza basáltica, generados en relación con procesos con mayor tasa de fusión que en el caso de los magmas alcalinos. No obstante, la fuente magmática es isotópicamente muy similar a la que ya presentaba el magmatismo alcalino pérmico y, como ya hemos destacado anteriormente, presenta un carácter enriquecido, con algunas anomalías positivas de composición en elementos alcalinos y alcalinotérreos, situación infrecuente en magmatismos toleíticos.

Finalmente, el magmatismo cretácico presenta caracteres propios de un magmatismo con baja tasa de fusión, con valores muy elevados en elementos incompatibles y con una composición isotópica menos radiogénica que la identificada en los casos anteriores, sugiriendo una generación a partir de una fuente de manto diferente y emplazado posiblemente desde niveles más profundos, teniendo por lo tanto un carácter más “juvenil”. Rossy et al (1992), apoyan esta idea, indicando que este enriquecimiento en elementos incompatibles se produjo durante el proterozoico (1000-

600 Ma) y que la composición del magmatismo alcalino cretácico de los pirineos es similar a la propia de los contextos de isla oceánica.

Los estudios de detalle, especialmente los centrados en las composiciones isotópicas, realizados sobre los macizos de peridotitas de los pirineos centrales, considerados clásicamente como representativos de la composición del manto litosférico bajo los pirineos han puesto de manifiesto el registro de diferentes eventos de modificación de la composición del manto y la edad de dichos eventos. Así, Henry et al (1998), basándose en la composición isotópica de Sm y Nd de las peridotitas y piroxenitas de los pirineos centrales, identifican un evento de fraccionación antiguo, desarrollado hace 450-500 Ma (Cámbrico superior-Ordovícico), cuando las unidades de litosfera que finalmente compusieron la microplaca ibérica eran todavía bloques independientes en el margen norte de Gondwana. Estos mismos autores obtienen edades ^{40}Ar - ^{39}Ar , en los anfíboles de estas peridotitas, que se distribuyen en el intervalo 103-108 Ma, edad que interpretan como representativa del evento de ascenso y emplazamiento de los magmas cretácicos, que provocaron la cristalización de fases hidratadas.

Varios de los estudios realizados sobre la composición de las peridotitas pirenaicas (Downes et al, 1991; Fabries et al, 1991) y de las rocas emitidas (Lago et al, 2004) ponen de manifiesto la heterogeneidad del manto litosférico pirenaico, en el que se pueden distinguir, a diferentes escalas, dominios con composiciones diferentes; el desarrollo de estos dominios se relaciona con dos factores principales: en primer lugar, con la historia del manto subpirenaico, que incluye unidades cuya historia, tanto alpina como previa es diferente (unidades de manto “europeo” amalgamadas durante la orogenia Varisca con unidades que habían evolucionado en el margen norte de Gondwana). En segundo lugar, con los efectos de los diferentes eventos tectonomagmáticos que han afectado a dicho manto durante el final de la orogenia Varisca y durante el ciclo alpino y que han modificado diferencialmente la composición de distintos sectores. Un resumen esquemático de esta evolución se muestra en la figura 14.

Los eventos asociados a la orogenia Varisca, como punto de partida de la evolución alpina, supusieron una intensa modificación del manto subpirenaico, con un metasomatismo asociado a la incorporación al manto de los componentes subducidos durante la convergencia continental (véase epígrafe 2) y también la incorporación de los fundidos generados en el manto a los niveles basales de la corteza y su interacción con

fundidos generados en la corteza. Este metasomatismo generó un enriquecimiento, posiblemente diferencial, con creación de dominios diferentes de manto, situación que dejó un manto heterogéneo, variablemente enriquecido, a inicios del ciclo alpino (Lago et al, 2004), alcanzando profundidades de más de 75 km, dentro del campo de estabilidad del granate. Este manto enriquecido siguió generando fundidos de modo progresivo durante el pérmico y triásico, a la vez que iba siendo elevado como consecuencia del contexto extensional (adelgazamiento de la corteza) y su herencia es claramente apreciable en las características de estos magmatismos. A su vez, cada uno de estos eventos magmáticos indujo modificaciones, tanto en los niveles de manto afectados por fusión parcial (proceso que implica la pérdida selectiva de componentes minerales) como en los niveles superiores, en los que se inyectaron los fundidos generados.

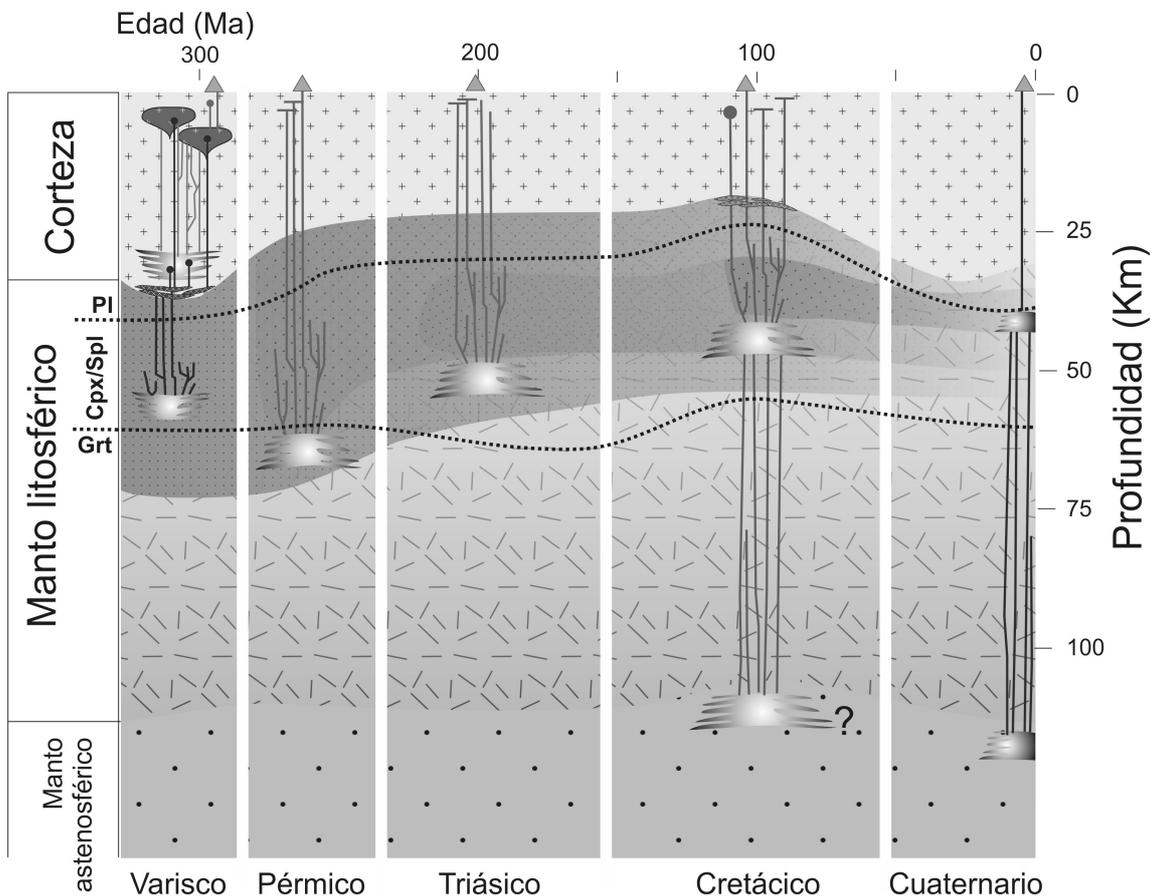


Figura 14. Esquema evolutivo del manto subpirenaico con indicación de los diferentes eventos magmáticos alpinos, sus fuentes y los niveles afectados por modificaciones composicionales relacionadas con los diferentes eventos.

Tal como indican Fabries et al (1991), los fundidos toleíticos triásicos se inyectaron en niveles peridotíticos emplazados a profundidades en torno a los 45-50 km, proceso al

que siguió un metasomatismo generalizado de las peridotitas a dicho nivel, evidenciado por la formación de anfíbol rico en titanio.

El magmatismo cretácico, que presenta en parte caracteres juveniles (es decir, con participación de componentes de origen profundo, astenosférico), tal como hemos expuesto, supuso un nuevo evento de modificación del manto litosférico supirenaico. Tal como han mostrado los numerosos estudios sobre los macizos de peridotitas de los Pirineos, los magmas generados durante el cretácico modificaron profundamente la composición del manto litosférico, cristalizando parcialmente en forma de venas penetrativas, de composición rica en anfíbol, muy patentes en el caso del macizo de Lherz (Fabries et al, 1991; Downes et al, 1991). Las edades obtenidas por Henry et al (1998) en dichos anfíboles apoyan esta relación genética. Esta modificación composicional supone incluso una “refertilización” (Le Roux et al, 2007) de las peridotitas, es decir, la incorporación, en dominios discretos, de componentes que pueden generar fundidos, sobre rocas que habían adquirido un carácter refractario como consecuencia de los eventos de extracción de fundidos previos.

Finalmente, los estudios realizados sobre el magmatismo cuaternario de La Garrotxa, (Olot y áreas próximas, Gerona; Cebriá et al ,2000), han permitido mostrar que los efectos de las modificaciones composicionales desarrolladas durante el ciclo alpino, tanto por metasomatismo como por extracción de fundidos, son identificables en las rocas emitidas por este volcanismo reciente.

Este hecho junto con la herencia composicional que hemos podido mostrar entre los magmatismos alpinos pirenaicos, permiten demostrar que, en la evolución de zonas activas, los eventos tectonomagmáticos desarrollados dejan una impronta geoquímica identificable en el manto litosférico, que va a condicionar su comportamiento posterior y la composición de los magmas que se generen en eventos posteriores. El tiempo durante el cual la modificación composicional (anomalía geoquímica) relacionada con un evento magmático es identificable en productos posteriores, puede ser muy grande, de más de 200 Ma tal como muestran los datos expuestos. Esta elevada longevidad permite indicar que, incluso en zonas activas, con una dinámica intensa de las unidades implicadas, las composiciones del manto litosférico evolucionan hacia una mayor heterogeneidad, tal como resulta patente en el caso estudiado, la cordillera pirenaica.

Referencias

- Alibert, C., 1985: A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana Dyke (Spain and Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, **73**, 81-90.
- Amigó, J.M., Bastida, J., Lago, M., Pocovi, A., Sanz, A. y Soriano, J., 1987: Estudio de la influencia térmica del emplazamiento de doleritas (ofitas) del área de Estopiñán (Huesca y Lérida) en los sedimentos triásicos encajantes. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**: 83-96.
- Arranz, E., 1997 : Petrología del macizo granítico de La Maladeta (Huesca-Lérida): estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis. *Tesis doctoral*, Universidad de Zaragoza, 337 pp.
- Azambre, B.; Rossy, M. y Lago, M., 1987: Caractéristiques pétrologiques des dolérites tholéitiques d'âge triasique (ophites) du domaine pyrénéen. *Bulletin de Minéralogie*, **110**, 379-396.
- Azambre, B., Rossy, M., Albarède, F., 1992: Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean Rift zone (France and Spain). *European Journal of Mineralogy*, **4**, 813-834.
- Béziat, D., Joron, J.L., Monchoux, P., Treuil, M. y Walgenwitz, F., 1991: Geodynamic implications of geochemical data for the Pyrenean ophites (Spain-France). *Chemical Geology*, **89**, 243-262.
- Bixel, F., 1984: Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. *Thèse Doct. Sc.* Univ. Toulouse. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 637 pp.
- Bixel, F., 1988: Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées Atlantiques. *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production. Elf-Aquitaine*, **12**, 661-706.
- Cabanis, B. y Le Fur-Balouet, S. (1989): Les magmatismes stéphano-permiens des pyrénées marqueurs de l'évolution géodynamique de la chaîne: apport de la géochimie des éléments en traces. *Bull.Centres Rech.Explor.-Prod. Elf-Alquitaine*, **13**, 1, 105-130.
- Cabanis, B. y Le Fur-Balouet, S. (1990): Le magmatisme Crétacé des pyrénées - Apport de la géochimie des éléments en traces – conséquences chronologiques et géodynamiques. *Bull.Centres Rech.Explor.-Prod. Elf-Alquitaine*, **14**, 1, 155-184.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C., Arlegui, L., 2002: Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds), 367-400. The Geological Society of London, London.
- Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D. y Vicente Bravo, J.C., 2001: The submarine volcanic system of the Errigoiti formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian basin,

- Northern Spain): stratigraphic framework, Facies, and sequences. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, nº2, 318-333.
- Castañares, L.M. y Robles, S. 2004: El vulcanismo del Albiense-Santoniense en la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), 306-308. SGE-IGME, Madrid.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J., Benito, R., 2000: Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain): a case of double enrichment of the mantle lithosphere. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **102**, 217-235.
- Curnelle, R. y Cabanis, B., 1989: Relations entre le magmatisme “triasique” et le volcanisme infra-liasique des Pyrénées et de l’Aquitaine – Apports de la Géochimie des éléments en traces – Conséquences Chronologiques et géodynamiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **13**, 2, 347-376.
- Demant, A. y Morata, D., 1996: Les dolérites tholéitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France). *Pétrologie, Géochimie et cadre géodynamique. Bull. Soc. Géol. France*, **167**, nº 3, 321-333.
- Downes, H., Bodinier, J.-L., Thirlwall, M.F., Lorand, J.-P., Fabries, J., 1991 : REE and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of eastern pyrenean peridotite massifs : sub-continental lithospheric mantle modified by continental magmatism. *Journal of Petrology*, (Special Lherzolites Issue), 97-115.
- Fabries, J., Lorand, J.-P., Bodinier, J.-L., Dupuy, C., 1991: Evolution of the upper mantle beneath the Pyrenees: evidence from orogenic spinel lherzolite massifs. *Journal of Petrology*, (Special Lherzolites Issue), 55–76.
- Franke, W., 1989: Variscan plate tectonics in Central Europe-current ideas and open questions. *Tectonophysics*, **169**:221-228.
- Galé, C., 2005: Evolución geoquímica, petrogenética y de condiciones geodinámicas de los magmatismos pérmicos en los sectores central y occidental del Pirineo. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 457 pags.
- Gisbert, J., 1981: Estudio geológico y petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): diagénesis y sedimentología. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 317 pags.
- Gisbert, J., 1984: Las molasas tardihercínicas del Pirineo. En: *Geología de España. Libro Jubilar de J. M. Ríos* (J. A. Comba, Coord.), 168-186. IGME, Madrid.
- Gong, Z., Langereis, C.G., Mullender, T.A.T. , 2008: The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**, 80–93.
- Henry, P., Azambre, B., Montigny, R., Rossy, M., Stevenson, R.K., 1998: Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithosphere in the light of new ^{40}Ar - ^{39}Ar and Sm-Nd ages on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, **296**, 103-123.

- Hofmann, A.W., 1988: Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 297-314.
- Innocent, C.; Briquieu, L., & Cabanis, B., 1994: Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees: magmatism in post-orogenic extension?. *Tectonophysics*, **238**, 161-181.
- Lago, M., 1980: *Estudio geológico, petrológico, geoquímico y de aprovechamiento industrial de las rocas ofíticas en el Norte de España*. Tesis Doctoral. 444 pags. Universidad de Zaragoza.
- Lago, M. y Pocovi, A., 1980: Observaciones petrográficas y tectónicas sobre las ofitas del área de Aulet (Prepirineo meridional, prov. de Huesca). *Acta Geológica Hispánica*, **15-5**: 141-151.
- Lago, M. y Pocovi, A., 1982: Nota preliminar sobre la presencia de estructuras fluidales en las ofitas del área de Estopiñán (Provincia de Huesca). *Acta Geológica Hispánica*, **17-4**: 227-233.
- Lago, M. y Pocovi, A., 1984: Aspectos geológicos y petrológicos de las doleritas triásicas (ofitas) de Cantabria. *I Congreso Español de Geología*, Vol. II: 147-160.
- Lago, M., Galé, C., Arranz, E., Vaquer, R., Gil, A., & Pocovi, A. 2000: Triassic tholeiitic dolerites (“ophites”) of the El Grado diapir (Pyrenees, Huesca, Spain): emplacement and composition. *Estudios Geológicos*, **56**, 3-18
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C., Gil-Imaz, A. 2004: Permian Magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from the late-Variscan transtension to the early alpine extension. En: *Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe*; Paper U04-19; (Wilson, M., Neumann, E-R., Davies, R, Timmermann, M, Heeremans, M. & Larsen, B.T., Eds), 439- 464, The Geological Society of London, Londres
- Larrasoña, J. C., Parés, J.M., Millán, H., del Valle, J., Pueyo, E.L., 2003: Paleomagnetic, structural, and stratigraphic constraints on transverse fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain), *Tectonics*, **22(6)**, 1071-1093.
- Lasheras, E., 1998: Geología, petrología y geoquímica del magmatismo Pérmico en el Pirineo navarro. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 159 pags.
- Le Roux, V., Bodinier, J. L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J. M., Vauchez, A., Riches, A. J. V., 2007: The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **259(3-4)** , pp. 599–612.
- Martí, J., 1986: El vulcanisme explosiu tardihercynia del Pirineu Catala. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 303 pags.
- Matte, P., 1986: Tectonics and Plate Tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.

- Mette, P., 2001: The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**:122-128.
- McDonough, W.F., Sun, C.C., 1995: Composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223-253.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M. y Thuizat, R., 1982: Étude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bulletin de Minéralogie*, **105** : 673-680.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986 : K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **129**, 257-273
- Rossi, P., Cocherie, A., Fanning, C.M., Ternet, Y., 2003 : Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens. *C. R. Geoscience*, **335**, 1071-1080.
- Rossy, M., Azambre, B. y Albarède, F., 1992 : REE and Sr-Nd isotope geochemistry of the alkaline magmatism from the Cretaceous North Pyrenean Rift Zone (France-Spain). *Chemical Geology*, **97**, 33-46.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W. , 2004 : Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B8104.
- Solé, J., Pi, T., Enrique, P., 2003 : New geochronological data on the Late Cretaceous alkaline magmatism of the northeast Iberian Peninsula. *Cretaceous Research*, **24**, 135-140.
- Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R.: 1990. Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, **344**, 756 - 759
- Ubide, T., Galé, C., Arranz, E., Lago, M., 2008: Geology and composition of the Costa Brava lamprophyres. VII Congreso Geológico de España. *Geotemas*, **10**, Abstracts CD-ROM, 1425-1428.
- Ubide, T., Arranz, E., Lago, M., Galé, C., Larrea, P., Tierz, P., 2011: Magma differentiation and recharge processes: evidence from clinopyroxene compositions (Catalonian Coastal Ranges, northeast Spain). EGU General Assembly, Viena. *Geophysical Research Abstracts*, **13**, EGU2011-6888.
- Ubide, T., Arranz, E., Lago, M., Galé, C. y Larrea, P., 2012: The influence of crystal settling on the compositional zoning of a thin lamprophyre sill: A multi-method approach. *Lithos*, **132-133**, 37-49.
- Valero, B.L., Gisbert, J., 2004: El Estephaniense y Pérmico de los Pirineos. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), 266-268. SGE-IGME, Madrid.
- Vera, J.A., Salas, R., Bitzer, K., Mas, R., Roca, E: 2001. Iberia and the Western Mediterranean. En: G.M. Stampfli, G. Borel, W. Cavazza, J. Mosar, P.A. Ziegler, Editors , *The*

- Paleotectonic Atlas of the PeriTethyan Domain*, (en CD). European Geophysical Society, Katlenburg-Lindau, Germany.
- Vielzeuf, D., 1996: La croûte hercynienne des Pyrénées: une synthèse. Chapitre 10. Metamorphisme Hercynien. En: A. Barnolas, J.C. Chiron, B. Guérangé, Eds, *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Vol 1. , 568-576. BRGM-ITGE, Orleans-Madrid.
- Ziegler, P.A., 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe* (2nd Ed.). Shell Internationale Petroleum Maatschappij, 239 pp. The Hague.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., 2004: Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Science Reviews*, **64**, (1-2), 1-50.
- Zindler, A., Hart, S.R., 1986: Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **14**, 493-571.