Universidad de Huelva

Departamento de Geodinámica y Paleontología

Petrología, estructura y geocronología de los granitoides del batolito de Gredos (sistema central español)

Memoria para optar al grado de doctor
presentada por:

Juan Díaz Alvarado

Fecha de lectura: 9 de marzo de 2012

Bajo la dirección de los doctores:

Carlos Fernández Rodríguez
Antonio Castro Dorado
Ignacio Moreno-Ventas Bravo

Huelva, 2012

ISBN: 978-84-15147-80-0
D.L.: H 97-2012

PETROLOGÍA, ESTRUCTURA Y GEOCRONOLOGÍA DE LOS GRANITOIDES DEL BATOLITO DE GREDOS (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

TESIS DOCTORAL

JUAN DÍAZ ALVARADO

2012

DEPARTAMENTO DE

GEODINÁMICA Y PALEONTOLOGÍA

UNIVERSIDAD DE HUELVA

Agradecimientos

Quisiera agradecer en este breve texto la paciencia, el apoyo o la compañía que muchas personas me han dispensado desinteresadamente durante el largo periodo que ha transcurrido desde que empezamos a trabajar en este proyecto de tesis, y que tiene su resultado en este manuscrito.

En primer lugar quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a Carlos Fernández Rodríguez, Antonio Castro Dorado e Iñaki Moreno-Ventas Bravo. No se trata de una mención protocolaria. Son las personas que han conseguido transmitirme conocimiento y pasión por la geología desde que ocupaba una anónima silla en un aula. Son las personas que me han hecho un espacio en su tiempo y en sus proyectos para que yo pueda alcanzar mis metas como geólogo e investigador. Más que un placer, ha sido un verdadero honor trabajar con las personas más honestas y dedicadas que he conocido. Si el mundo no se va definitivamente a pique, y si la voluntad no flaquea, seguiremos en esta aventura juntos.

No quisiera olvidarme de otras personas del ámbito de la universidad con las que he podido contar en repetidas ocasiones en estos últimos años. En primer lugar quiero hacer mención especial a D. Guillermo Corretgé, una personalidad inigualable que tuve el placer de tener como director de Doctorado y con que el compartí ratos inolvidables en su despacho de la Universidad de Oviedo. Mil gracias a Agustín Martín Izard, director del Doctorado Geología de dicha universidad, y a Charo Díaz, que desde la secretaría me lo puso todo muy fácil en el complicado mundo burocrático. Entre las personas de la Universidad de Huelva me gustaría agradecer especialmente a Jesús de la Rosa, siempre dispuesto a echar una mano en cualquier momento, y una mención general a todo el cuerpo de profesores e investigadores de nuestra facultad. No quiero olvidarme de agradecer su apoyo impagable a Manuel Díaz Azpiroz, Martín Chichorro y Francisco Pereira, compañeros de proyectos, artículos e inolvidables jornadas de campo. También un recuerdo de larga distancia a los compañeros que me acogieron en las estancias en el extranjero, como Richard Armstrong en Canberra, Wang Chen (Jennifer) y Liu Dunyi en Pekín o el querido Eugenio Aragón en La Plata. Agradecer la disponibilidad constante del personal de la Facultad de Ciencias Experimentales y de los Servicios

Centrales de la Universidad de Huelva. A Gloria, Cristóbal, José Antonio y Cinta, así como a los conserjes y personal de secretaría.

Quiero acordarme aquí de todos mis compañeros de fatigas en el sector de los becarios. Hemos pasado juntos por los problemas y vicisitudes propias del gremio, pero muchos ya sois doctores y algunos otros estamos en camino, esperemos que todos sin excepción podamos alcanzar nuestros sueños. Gracias Manueles, Joaquín, Cinta, Carlos, Laurita, Yolanda, Rocío, Sandrita, Mercedes, Irene, Marcos (y a muchos otros que vais a matarme por no mencionaros). También quiero agradecer su compañía a aquellas amistades que se fraguaron durante la carrera y que ahora son compañeros más allá de lo profesional, eso va referido a Glo, Lulu, Esther y muchos más.

Voy a agradecer y a mencionar con mucho orgullo a mis amigos, a “la banda”, fuente inagotable de inspiración en todos los sentidos. Sentirse dentro del grupo es en muchas ocasiones suficiente para derribar miedos o superar dificultades. Que la música no cese nunca.

Y por último el agradecimiento más especial de todos, el de mis padres y Alba, junto con sus familiares más cercanos.

El desarrollo de esta Tesis Doctoral ha sido gracias a la financiación con una beca FPU del Ministerio de Ciencia e Innovación (AP2005-3498). El trabajo ha contado con la financiación de los proyectos CGL2004-06808-CO4-01/BTE, CGL2004-06808-CO4-02/BTE, CGL2007-63237/BTE, y CGL2010-22022-CO2-01 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

- *Grito: ¡MÚSICA!*

Aún temblando afirmó que tras la niebla espesa que trajo esa música, -¡en la que se convirtió esa música! -, se vislumbraba palpitando débilmente una fantasmal luz…

- *Grito: ¡MÚSICA!*

"Si fuese centro geométrico de cualquier lugar, observaría como todo aquello que es próximo se aleja de mí" (Viva Las Vegas).

Dr. Romano desde El Jardín.

Abstract

The Central System batholith, more than 300 km in length and 60 km in width, constitutes an almost continuous granite-granodiorite exposure in the Central Iberian Zone of the Variscan Iberian Massif, from Madrid region to South Salamanca province and North Extremadura. The granitoids of the Gredos massif, part of this huge granite-granodiorite batholith, and located at the centre of the Central System Batholith, are well structured in parallel layers of variable thickness, commonly approaching 1 km, and extending laterally for several km. This layers are commonly separated by metasediment bodies (from hornfelses to anatectic complexes). The Gredos massif contains exceptional outcrops and a wide variety of field relations with the country rocks, and constitutes one of the most interesting geological places to study the complex processes associated with the emplacement of this large batholith, one of the biggest in the Variscides of Western Europe. For this reason, a exhaustive multidisciplinary study of main petrological, structural and geochronological features has been carried out in intrusive granitoids and host rock metasediments.

This work describes in detail an example of a calc-alkaline batholith intruded at shallow crustal levels. The igneous rocks of the study area are divided into three main groups according to their petrographic and geochemical (major, trace and rare earth element) characteristics: calc-alkalic (Qtz diorites and tonalites), transitional (Bt granodiorites), and alkali-calcic series (typically composed of Crd monzogranites). A paradoxical feature of the Crd monzogranites is the presence of euhedral Crd crystals in strong disequilibrium within a non-anatectic monzogranite. The field relations and geochemical data strongly suggest a process of bulk assimilation of the host metasediments by the intruding Bt granodiorites to generate the Crd monzogranites. Geochemical trends defined by the Crd monzogranites clearly depart from cotectic-like evolutions of liquid composition, and point to the composition of the metapelitic host-rocks. Laboratory experiments have been performed to check this hypothesis, and the results show that cordierite forms in a local domain where the reactants of the peritectic reaction Bt+Qtz+Pl+Als→Crd+Kfs+Melt are located. The process includes the isolation of metapelitic xenoliths in the granodiorite magma (a feature observed in the field), partial melting of these xenoliths with generation of cordierite as a peritectic phase in local equilibrium with the melt inside the entrapped xenolith, and the survival of these crystals because the residual melt of the granodiorite magma converges compositionally toward the peraluminous leucogranite generated in the relic xenolith. In turn, the granodiorite gains K released from the xenoliths, inducing the crystallization of K-feldspar and shifting to a Crd monzogranitic composition. Inherited zircons are present in the Crd monzogranites, similar to those found in the host metasediments; these are virtually absent in the intrusive Bt granodiorites. Mass-balance calculations and estimates based on the amount of Crd present have been applied to quantify the extent of assimilation in the petrogenesis of the granitoids; the volume of assimilated material can be high (5-60 % vol.), depending on the proximity to the contacts with the xenoliths and the amount of pelitic material in the metasediments.

A detailed study of the shape preferred orientation (SPO) magmatic fabric defined by large (cm-scale) feldspar megacrysts, together with a kinematic analysis of the structures of interaction between them, and the measurement of quartz c-axis fabrics in the migmatites, has evidenced the mechanical coupling between granitic magma and country rocks. The emplacement took place along large-scale, extensional shear zones active during the first stages of the D3 phase. The shape of the SPO ellipsoids systematically varies from constrictional at the centre of the granitic bodies, to flattening or even oblate at their external contacts with the migmatitic host rocks. The favoured interpretation of this spatial fabric variation considers the interplay between magmatic flow inside the magma chambers (internal flow), and regional deformation of tectonic origin (external flow). Coaxial and non-coaxial components of internal and external flows became unevenly partitioned, such that local magmatic flow overcame regional deformation at the centre of the granitic bodies, producing constriction ellipsoids, while a complex combination of vertical flattening, tectonic simple shearing and magmatic drag generated the flattening ellipsoids at the external margins of the granitic layers. The result is an unequal distribution of fabric intensities, with the largest values located at the upper surfaces of the distinct magma batches. The whole structure was later folded during the period of oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc.

The deep knowledge of the geochemical and structural features allow us to identify three granodioritic and monzogranitic layers with significant geochemical differences in the study area, as well as several metasediment bodies between them. For the geochronological study in the Gredos Massif have been selected zircons from 4 granitoid and 2 anatectic leucogranite samples, analyzed by SHRIMP II methods in the Research School of Earth Sciences in Canberra (Australia), and the Beijing SHRIMP Center (China). We have grouped analytical data according to zircon morphology and internal structure, spot location and $^{206}Pb/^{238}U$ ages because of the wide range of ages found in a single sample, obtaining “mean group ages” with significant differences among them, from 312.6 ± 1.1 to 303.5 ± 1.6 Ma in the main group of each sample (the maximum emplacement age) which entail a sequential emplacement for the batholith formation. Additionally, ages in anatectic leucogranites are slightly younger than the intrusive granitoids which are at the floor contact, so that we can conclude that these anatectic melts were segregated and emplaced during the formation of the batholith. This thermal effect was continuous during the successive emplacement of calc-alkaline magmas, maintaining the temperature in the batholith around the temperature of zircon saturation in granitic melts (750 ºC). During this stage, metasediments kept partially molten, and the intrusive magmas remained a significant residual melt percentage.

Resumen

El batolito del Sistema Central, con más de 300 Km de longitud y 60 Km de anchura, constituye un afloramiento casi continuo de granitos a granodioritas en la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico Varisco, localizado entre Madrid, sur de Salamanca y el norte de Extremadura. Los granitoides del macizo de Gredos, que forman parte de este inmenso batolito, y localizados en el centro del mismo, están estructurados según láminas paralelas de diferente potencia, en torno a 1 km, que se extienden lateralmente a lo largo de varios km. Estas láminas están normalmente separadas por cuerpos de metasedimentos (de corneanas a complejos anatécticos). El macizo de Gredos ofrece unos excepcionales afloramientos y una gran variedad de relaciones de campo con las rocas encajantes, y constituye uno de los parajes geológicos más interesantes para el estudio de los complejos procesos asociados con el emplazamiento de grandes batolitos, como el batolito del Sistema Central, uno de los más grandes en el orógeno Varisco de Europa occidental. Por esta razón se ha llevado a cabo un exhaustivo estudio multidisciplinar de las principales características petrológicas, estructurales y geocronológicas tanto de los granitoides intrusivos como de los metasedimentos que componen el encajante.

Este trabajo describe con detalle el ejemplo de un batolito calco-alcalino que intruye en la corteza media-superior. Las rocas ígneas del área de estudio han sido divididas en tres grupos principales según sus características petrográficas y geoquímicas (elementos mayores, trazas y tierras raras): las series calcoalcálica (Qtz dioritas y tonalitas), transicional (Granodioritas Bt) y alcalicálcica (Monzogranitos Crd). Una paradójoca cualidad de estos monzogranitos con Crd es la presencia de cordierita euhedral en fuerte desequilibrio con los monzogranitos no anatécticos. Las relaciones de campo y los datos geoquímicos sugieren un proceso de “bulk assimilation” de los metasedimentos encajantes por las granodioritas intrusivas para generar los monzogranitos con Crd. Los trenes de variación definidos por los monzogranitos se desvían sustancialmente de una típica evolución cotéctica, y apuntan a la composición del encajante metapelítico. Además se han diseñado una serie de experimentos de laboratorio para comprobar esta hipótesis, dando como resultado que la cordierita se forma en dominios locales donde se encuentran los reactivos de la reacción peritéctica Bt+Qtz+Pl+Als→Crd+Kfs+Melt. El proceso incluye la captura y aislamiento de fragmentos del encajante en el magma granodiorítico, la fusión parcial de estos xenolitos con la generación de Crd como fase peritéctica en equilibrio local con el fundido generado en el xenolito metapelítico, y la conservación de estos cristales debido a que el fundido residual del magma granodiorítico converge composicionalmente con los leucogranitos peralumínicos generados en el xenolito. A cambio las granodioritas ganan el K liberado de la reacción anterior, lo que provoca la cristalización de Kfs y desviando la composición a términos monzograníticos. Los circones heredados que están presentes en los monzogranitos con Crd son similares a los encontrados en el encajante metasedimentario, pero están prácticamente ausentes en las granodioritas intrusivas. Para cuantificar la magnitud del proceso de asimilación en los granitoides se

han realizado balances de masas y estimaciones basadas en la cantidad de Crd presente en los experimentos. Según éstos, el volumen de material asimilado en el magma monzogranítico varía entre un 5 y un 60 %, dependiendo de la proximidad a los contactos con el encajante y del componente pelítico de éste.

Para el trabajo estructural se ha llevado a cabo un estudio de detalle de la orientación preferente de forma (SPO) en la fábrica magmática definida por los megacristales de Kfs, además de un análisis cinemático de las estructuras de interacción entre los mismos, y la medición de las fábricas de los ejes c del Qtz en las migmatitas. Todo ello ha evidenciado un comportamiento mecánico solidario entre los magmas granodioríticos intrusivos y el encajante. El emplazamiento tuvo lugar a través de grandes cizallas extensionales durante las primera etapas de la fase D3 de deformación Varisca. La forma de los elipsoides SPO varía sistemáticamente de constrictivos en el centro de los cuerpos graníticos, a elipsoides de aplastamiento, o incluso oblatos, en los contactos con el encajante metasedimentario. La interpretación de la variación espacial de la fábrica considera la relación entre el flujo magmático en el interior de los cuerpos magmáticos, y la deformación regional de origen tectónico. Los componentes coaxiales y no-coaxiales de los flujos internos y externos fueron repartidos de manera desigual, de tal manera que el flujo magmático local superó a la deformación regional en el centro de los cuerpos graníticos, generando elipsoides constrictivos, mientras que una combinación compleja de aplastamiento vertical, cizalla simple tectónica y arrastre magmático generó elipsoides de aplastamiento a oblatos en los márgenes de las láminas intrusivas. Todo ello da como resultado la desigual distribución de la intensidad de las fábricas, con los mayores valores localizados en la zona de techo de las diferentes cuerpos graníticos. Toda la estructura fue posteriormente plegada en estado magmático durante la etapa de flexión oroclinal del Arco Ibero-Armoricano.

El ámplio conocimiento de las características geoquímicas y estructurales del batolito nos permiten identificar tres láminas granodioríticas a monzograníticas con diferencias geoquímicas significativas, así como varios cuerpos metasedimentarios entre ellas. Para el estudio geocronológico del Macizo de Gredos se han seleccionado circones de 4 granitoides y 2 granitos anatécticos para ser analizados en la microsonda de alta resolución SHRIMP II en el Research School of Earth Sciences en Canberra (Australia), y en el Beijing SHRIMP Center (China). El gran rango de edades encontrado en una sola muestra nos ha llevado a agrupar los análisis según su edad, la morfología del circón y la ubicación del punto de análisis, obteniendo grupos de edades significativas con grandes diferencias entre ellos. El resultado obtenido muestra importantes diferencias entre las edades de cristalización de los circones de los granitoides intrusivos, entre 312.6 ± 1.1 y 303.5 ± 1.6 Ma en el principal grupo de edades de cada muestra, que nos proporciona una edad máxima de emplazamiento y puede interpretarse en términos de un proceso de emplazamiento secuencial para la formación del batolito. Además, las edades de los leucogranitos son ligeramente más jóvenes que los cuerpos intrusivos que están en contacto con ellos, por lo que podemos concluir que estos fundidos anatécticos se generaron debido al efecto térmico provocado

por la intrusión granodiorítica. Este efecto térmico se reprodujo durante el sucesivo emplazamiento de los magmas calcoalcalinos, manteniendo la temperatura del batolito en el entorno de las temperaturas de saturación del circón en los fundidos de composición granítica (unos 750 ºC), periodo durante el cual los metasedimentos permanecieron parcialmente fundidos y los granitoides intrusivos mantuvieron un importante porcentaje de fundido residual.

Prólogo

El origen

Fue allá por el mes de mayo de 1999 cuando subí por primera vez al Prado de Las Pozas por las enormes rocas que forman la calzada real construida a principios del siglo XX. Eran los últimos días de un par de semanas que habían supuesto nuestro primer contacto con la geología de campo. Fueron dos jornadas de viento, espesa niebla y lluvia a 2000 metros de altura y nuestros profesores nos habían dado libertad para explorar e intentar poner sobre un mapa las escasas ideas que surgieran de nuestro primer contacto con las rocas ígneas. El resultado no fue brillante: dioritas, granitoides y corneanas no encontraron aquel año un orden correcto, merced a unos jóvenes más pendientes del final de la asignatura que de intentar estar a la altura de algunos de los mejores geólogos de este país, como Luis Carlos García de Figuerola, Guillermo Corretgé o Antonio Castro, que anteriormente habían estudiado en ese mismo lugar. Pero no fue hasta el año siguiente cuando encontramos el verdadero origen de este trabajo. Tras una semana de intenso y metódico trabajo, el resultado había quedado plasmado sobre un mapa que recogía interesantes relaciones entre leucogranitos, granodioritas y migmatitas, así como una enorme cantidad de datos estructurales y petrológicos. A partir de esa experiencia con 20 compañeros de la facultad, Carlos, Antonio, Iñaki y un servidor empezamos a trabajar año tras año en Gredos ante la reveladora importancia de aquellos datos y ante el empecinamiento propio en vivir la geología y la investigación conjuntamente.

El problema de la escala

Los grandes batolitos como el batolito del Sistema Central ocupan superficies enormes y su estudio se presenta como una tarea imposible si el objetivo es abarcar todo al mínimo detalle. En muchas ocasiones se opta por trabajar a gran escala, recogiendo muestras de varias localizaciones para trabajar procesos concretos que conciernen a todo el batolito. El problema estriba en la posibilidad de que diferentes procesos interactúen en alguna de esas localizaciones enmascarando y desvirtuando los resultados del estudio en su totalidad. No en vano han sido enormes históricamente los esfuerzos por sintetizar la variedad de rocas ígneas existentes en el Macizo Ibérico, para posteriormente encontrar una y otra vez rocas con características intermedias entre los diferentes grupos establecidos. Este trabajo se gestó a partir de una minuciosa cartografía de detalle, por lo que se podía pensar en un principio que necesitaría la aportación de otras áreas para aportar nuevos conocimientos sobre el batolito y acometer problemas geológicos importantes. Sin embargo, a medida que el trabajo avanzaba, la gran variedad de relaciones de campo, así como la gran cantidad de facies graníticas y metamórficas encontradas aconsejó la profundización en el estudio de la zona y acometer desde diferentes ámbitos los problemas que se planteaban en este área tan concreta. Los trabajos de campo, petrográficos, mineralógicos, geoquímicos,

experimentales, estructurales y geocronológicos llevados a cabo en el batolito de Gredos han dado como resultado un mejor conocimiento de los procesos que rigen el emplazamiento de los magmas calco-alcalinos en la corteza media durante la formación del batolito, y esta experiencia puede trasladarse ahora a otras zonas del batolito. Áreas tan desconocidas como la garganta de Cinco Lagunas, varios kilómetros al oeste de la zona de trabajo, u otras más estudiadas como Puente del Congosto o Barco de Ávila, presentan relaciones de campo muy parecidas a las que describe este trabajo, por lo que éste debe ser referencia para comparar los resultados que se obtengan del estudio de todas estas diferentes localizaciones del batolito del Sistema Central.

Estructura de la tesis

A la hora de compilar en esta tesis doctoral todo el trabajo realizado a lo largo de estos años en el batolito de Gredos se ha optado por una estructura en artículos en vez de la tradicional memoria de resultados. El hecho de ser un trabajo multidisciplinar, en el que se han trabajado diferentes técnicas pertenecientes al ámbito de la petrología, petrología experimental, geoquímica, geología estructural y la geocronología, hacía muy complicado la elaboración de una memoria que pudiese resumir con suficiente detalle el trabajo realizado. Ese orden y capacidad de síntesis es al que obliga la publicación, y ha permitido concentrar en los tres artículos que se presentan todo el material de trabajo recogido en este tiempo, con espacio para la discusión científica sobre los problemas geológicos que nos atañen en la zona estudiada.

De esta manera la tesis doctoral que se presenta a continuación consta de una *introducción* que pretende ser una puesta al día (estado del arte) en los asuntos que se tratan en el grueso del trabajo, y que sirve a la vez para enmarcar parte de nuestro trabajo en el marco científico correspondiente. Se ha dedicado un apartado para la *bibliografía* con la que se ha trabajado en la elaboración de esta síntesis introductoria. También se han resumido y recopilado las *metodologías* empleadas, aunque son descritas con detalle en el artículo correspondiente. A continuación se presentan los tres artículos elaborados con el trabajo realizado en el batolito de Gredos como parte de esta tesis doctoral. El primero de ellos, titulado "*Assessing Bulk Assimilation in Cordierite-bearing Granitoids from the Central System Batholith, Spain; Experimental, Geochemical and Geochronological Constraints*", contiene las principales características petrológicas, geoquímicas y petrogenéticas del batolito, enmarcadas en el problema de la asimilación cortical, del que nuestra zona de trabajo es un reconocido ejemplo. El siguiente artículo en presentarse es el que concierne a la parte estructural del trabajo que lleva por título "*Magmatic and solid-state fabrics of the granodiorite bodies of the Gredos massif (Variscan Iberian massif): Implications for their kinematic evolution*". En él se detallan las diferentes técnicas utilizadas para estudiar la estructura de los diferentes cuerpos ígneos y metamórficos que componen el batolito, a través de las cuales podemos conocer más acerca de la formación del batolito y de los mecanismos de emplazamiento de los cuerpos plutónicos en la corteza. Por último se presenta el trabajo "*Geocronología U-Pb mediante el estudio con SHRIMP de circones de granitoides intrusivos y de leucogranitos anatécticos del macizo de Gredos, batolito*

del Sistema Central, España. Implicaciones para el estudio de la construcción y de la evolución térmica del batolito", en el que se describe el trabajo geocronológico, que además de permitirnos conocer la edad de los cuerpos ígneos que forman el batolito, estudia la posibilidad de la permanencia en la corteza durante largos periodos de tiempo (10^6 años) de estos cuerpos parcialmente fundidos. Para finalizar se presentan las *conclusiones* más relevantes extraídas de todo el trabajo.

INDICE DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Contexto geológico.

1.1.1 El Macizo Ibérico ……..……***pag. 3***

1.1.2 Clasificaciones de granitoides
en grupos y series ……...***pag. 6***

1.1.3 Los granitoides del Sistema Central
(Zona Centroibérica) ……***pag. 10***

1.2 Granitoides.

1.2.1 Los batolitos calcoalcalinos en ambientes
sin a post-colisionales ……..…***pag. 13***

1.2.2 Problemas de clasificación de las rocas y series …...***pag. 15***

1.2.3 Origen de los magmas calcoalcalinos. Fusión
intracortical frente a origen translitosférico …….***pag. 16***

1.2.4 Procesos de fraccionación y asimilación
en la corteza ……..……***pag. 20***

1.3 Estructura.

1.3.1 Mecanismos de emplazamiento
y formación de batolitos ……...…***pag. 25***

1.3.2 Reología de los magmas graníticos ……..…***pag. 28***

1.3.3 Indicadores de flujo y deformación ……..…***pag. 29***

1.4 Geocronología.

1.4.1 Edades de circón y su significado ……..……***pag. 37***

1.4.2 Temperaturas de cierre del sistema isotópico …...…***pag. 41***

2. METODOLOGÍA

Resumen de las metodologías empleadas ……..……***pag. 45***

3. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bibliografía (introducción y metodología) ……***pag. 53***

4. PETROLOGÍA

4.1 Assessing Bulk Assimilation in Cordierite-bearing Granitoids from the Central System Batholith, Spain; Experimental, Geochemical and Geochronological Constraints. …….***pag. 67***

5. ESTRUCTURA

5.1 Magmatic and solid-state fabrics of the granodiorite bodies of the Gredos massif (Variscan Iberian massif): Implications for their kinematic evolution.
……***pag. 133***

6. GEOCRONOLOGIA

6.1 Geocronología U-Pb mediante el estudio con SHRIMP de circones de granitoides intrusivos y de leucogranitos anatécticos del macizo de Gredos, batolito del Sistema Central, España. Implicaciones para el estudio de la construcción y de la evolución térmica del batolito.
……***pag. 177***

7. CONCLUSIONES

Consideraciones finales ……...……***pag. 227***

Anexo: Índice de figuras y tablas ……***pag. 235***

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Contexto geológico:

1.1.1 El Macizo Ibérico

El Macizo Ibérico es uno de los fragmentos pertenecientes a la Cadena Varisca que se encuentran por toda Europa central y occidental, separados por una serie de cuencas mesozoicas y cenozoicas y áreas afectadas por la Orogenia Alpina (en las cuales suele aflorar basamento paleozoico). La Cadena Varisca está caracterizada por una disposición lineal, doble vergencia, más de 3000 km de longitud y casi 800 km de anchura, siendo el Macizo Ibérico el fragmento más extenso y el que proporciona un corte transversal más completo de la cadena (Fig. 1.1).

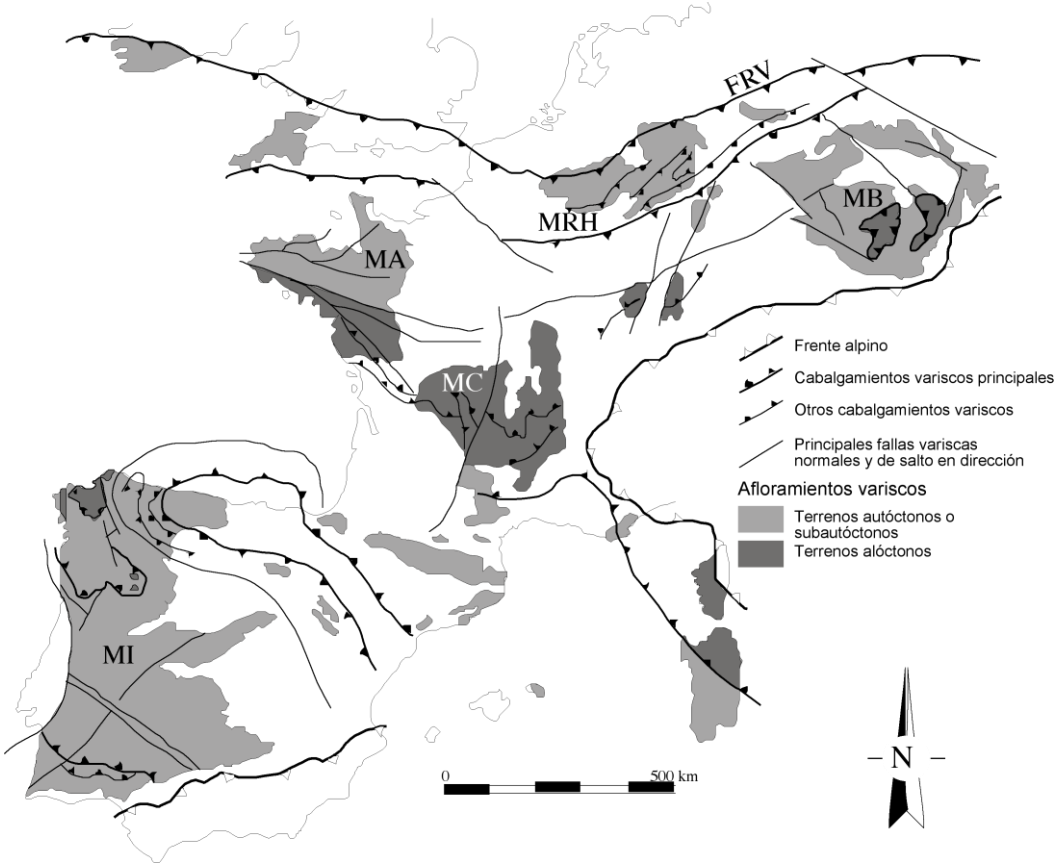


Fig. 1.1 Afloramientos Proterozoicos y Paleozoicos del orógeno Varisco europeo. MI: Macizo Ibérico. MC: Macizo Central Francés. MA: Macizo Armoricano. MRH: Macizo Rheno-Hercínico. MB: Macizo de Bohemia. FRV: Frente Varisco.

Desde los trabajos de Lotze en 1945, hasta otros más recientes, como el de Díez Balda *et al*. (1990) (seguido en esta memoria, Fig. 1.2), se han distinguido dentro del Macizo Ibérico varias zonas en función de sus características estratigráficas, estructurales, metamórficas y magmáticas, zonas que pueden correlacionarse con las zonaciones establecidas anteriormente para otros macizos variscos europeos (Kossmat, 1927). A continuación indicaremos algunas de las características más importantes de cada una de estas zonas:

- Zona Cantábrica (ZC). En ella aflora una potente sucesión paleozoica no metamórfica o escasamente metamorfizada, en la cual destacan los mayores afloramientos carboníferos de toda España. Estructuralmente se caracteriza por su tectónica de tipo "thin-skinned" y su forma fuertemente arqueada, constituyendo el núcleo del arco Ibero-Armoricano. Representa la zona más externa de las afectadas por la deformación varisca en el norte del Macizo Ibérico.

- Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL). Está situada al oeste de la ZC, siendo sus límites tectónicos. Presenta metasedimentos precámbricos a devónicos fuertemente plegados y foliados por la deformación varisca, aumentando el grado metamórfico y la intensidad de la deformación de este a oeste.

- Zona Centroibérica (ZCI). Es la mayor y más heterogénea de las zonas en las que se divide el Macizo Ibérico. Está separada a su vez en dos dominios en función del estilo tectónico, el grado metamórfico y el magmatismo: 1) Dominio de Pliegues Recumbentes al norte y 2) Dominio de Pliegues Verticales en el centro y sur de la zona. Puede añadirse un tercer dominio al sur, en contacto con la Zona de Ossa-Morena, que ha sido denominado Unidad Alóctona Meridional (p. ej., Martínez Poyatos, 2002). Recientemente se ha propuesto una división basada en la naturaleza de las unidades litoestratigráficas situadas bajo las series del Ordovícico inferior bien datadas (Martínez Catalán *et al*., 2004), distinguiéndose entre el Dominio del Ollo de Sapo, al norte, y el Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico en el centro y sur de la zona. Al igual que en la ZAOL, el grado metamórfico y la intensidad de la deformación varisca también varían sistemáticamente a lo largo de la ZCI. En general, ambos aumentan hacia el N y también hacia el NW, donde se encuentra cabalgada por terrenos exóticos obducidos pertenecientes a los complejos alóctonos de Galicia-Tras-Os-Montes. Es muy destacable la gran abundancia de granitoides variscos que afloran en la ZCI, especialmente en su mitad septentrional. El ejemplo estudiado en la presente memoria pertenece precisamente a este sector del Macizo Ibérico.

- Zona de Galicia-Tras-Os-Montes o Complejos Alóctonos (ZGTOM). Esta zona está conformada por un amplio rango de litologías metamórficas que incluye rocas ofiolíticas, eclogitas y granulitas de alta presión. También destaca por la gran abundancia de granitoides variscos.

- Zona de Ossa-Morena (ZOM). Al sur de la ZCI, es una zona estratigráficamente muy variada, con presencia de sedimentos que abarcan desde el Precámbrico hasta el Carbonífero. Las estructuras presentan una dirección muy marcada NW-SE (planos axiales de pliegues, zonas de cizalla, etc.). El magmatismo varisco está muy presente en Ossa Morena, aunque destaca por la presencia de rocas magmáticas cadomienses.

- Zona Surportuguesa (ZSP). Conforma el margen SW del Macizo Ibérico. Sólo incluye materiales devónicos y carboníferos, deformados por cabalgamientos vergentes al sur, enraizados en un despegue basal situado en la corteza media. El límite entre esta zona y la ZOM al norte está marcado por una gran estructura, la Zona de Cizalla Suribérica. En conjunto, este límite representa una sutura varisca entre Gondwana (ZOM) y probablemente Avalonia (ZSP).

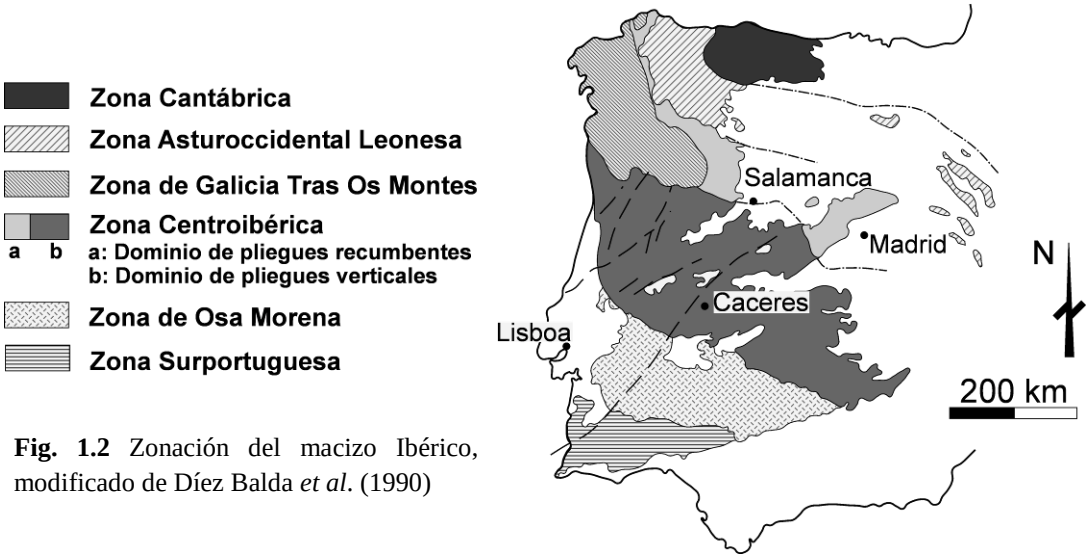


Fig. 1.2 Zonación del macizo Ibérico, modificado de Díez Balda *et al*. (1990)

En conjunto, podríamos definir el Macizo Ibérico como el resultado de la evolución durante el Paleozoico del margen continental de Gondwana. En dicho margen se depositó una potente sucesión de sedimentos paleozoicos de plataforma, intercalados con rocas volcánicas generadas durante diferentes periodos extensionales, incluido el que, a principios del Paleozoico, condujo a la apertura del Océano Rheico. Durante el Devónico y el Carbonífero, la plataforma continental de Gondwana fue variablemente afectada por la Orogenia Varisca. Se interrumpió diacrónicamente la sedimentación en la plataforma, a medida que iba siendo alcanzada por los efectos de la deformación ligada a la subducción del Océano Rheico y a la colisión continental entre Gondwana, Laurussia y los bloques continentales intermedios. Esta evolución tectónica conllevó la obdución de terrenos exóticos a Gondwana en el NW y la acreción al margen

deformado de la ZSP por el SW. La deformación polifásica, cuya evolución diacrónica se ha indicado antes, y el engrosamiento cortical resultante, provocaron un metamorfismo localmente intenso y de gran extensión areal en las zonas internas de la cadena, inicialmente ligado a la deformación contractiva (D_1) y posteriormente a una etapa de colapso extensional (D_2), que dio lugar a eventos metamórficos de baja presión. La fusión parcial producida por esta última fase y la sucesiva intrusión magmática tardi y post-colisional (sin a post-D_3) conformó lo que es hoy día uno de los mayores y mejor preservados afloramientos de granitoides sin y post-tectónicos de la Cadena Varisca europea.

1.1.2 Clasificaciones de granitoides en grupos y series

Desde la década de los años 60 del siglo XX, han sido muchos los autores que han intentado agrupar los granitoides del Macizo Ibérico basándose en diferentes aspectos como su relación con las fases de deformación varisca, su edad, rasgos geoquímicos o las relaciones de campo. Oen (1970) utilizó los términos “older” para los granitoides sintectónicos y “younger” para los postectónicos. Esta terminología fue ampliamente utilizada en años posteriores, constituyendo la base de nuevas clasificaciones que se fueron sucediendo, como las de Ferreira *et al*. (1987) y López Plaza y Martínez Catalán (1987), que definieron 3 grupos en función de la relación de los granitoides con las 3 fases principales de deformación varisca: 1) D_1 o D_2 “Syntectonic Massifs”, 2) D_3 “Syntectonic Massifs” y 3) granitos tardíos y postectónicos. Uno de los principales problemas que encuentran estas clasificaciones es el carácter diacrónico de la deformación varisca, pudiendo ser contractiva y extensional al mismo tiempo en zonas diferentes del Macizo, lo que dificulta que estos trabajos puedan ser usados para resumir las características de los granitoides del conjunto del Macizo Ibérico.

Fueron Capdevila (1969) y Capdevila *et al*. (1973) quienes propusieron la primera clasificación basada en aspectos geoquímicos y genéticos para los granitoides de todo el Macizo:

1. Serie Calcoalcalina o Híbrida, coincidente con los granitoides de tipo I (Chappel y White, 1974) y a la que se le supone un origen infracortical.

2. Serie Alcalina o Palingenética Peraluminosa, coincidente con los granitoides de tipo S (Chappel y White, 1974) y relacionada con el metamorfismo regional que origina la fusión de la corteza media.

3. Serie Mixta (Corretgé, 1971), con características geoquímicas intermedias entre las dos series anteriores, y con la presencia de minerales típicos de los metasedimentos encajantes (Crd y Sill). Las relaciones de campo de esta serie y su carácter transicional con la serie calcoalcalina han sido ampliamente estudiadas (p.ej, Ugidos, 1973), y es parte fundamental de este trabajo (ver capítulo 4).

Otras clasificaciones basadas en aspectos geoquímicos se han centrado en la influencia del fósforo en la evolución de los fundidos silicatados (Bea *et al*., 1992), distinguiéndose entre fundidos corticales puros y fundidos peralumínicos diferenciados.

Castro *et al*. (2002) proponen una clasificación basada en la geoquímica, la petrografía y las relaciones de campo entre los granitoides, siendo hasta ahora la más completa, con claras correspondencias con los grupos que otros autores habían establecido. Para esta clasificación, los autores tienen en cuenta la variabilidad existente entre los granitoides de todo el Macizo Ibérico, por lo que proponen una división entre una zona norte y otra sur, separadas por el batolito de Los Pedroches (Fig. 1.3). Además, los límites entre los diferentes grupos no son netos, sino transicionales, por lo que son las relaciones de campo las que en muchas ocasiones tienen la llave para discernir entre un tipo u otro.

- *Dominio Norte*

Existe una variabilidad granítica menor que en el Dominio Sur, siendo las facies más comunes granitos, monzogranitos y granodioritas.

1. *Suite* Granodiorítica.

   a) Granodioritas precoces.

   b) Granodioritas tardías, tonalitas y granitos biotíticos.

Las granodioritas precoces se asocian al emplazamiento de los leucogranitos anatécticos, mientras que las tardías cortan a las estructuras de la fase D_2. Su origen se relaciona con un mismo proceso (cortical o infracortical según los diversos autores), achacando su diferencia de edad al diacronismo entre las fases de deformación existente entre las diferentes partes del Macizo Ibérico.

2. *Suite* Monzogranítica (±Crd).

   a) Granodioritas biotíticas y monzogranitos con cordierita.

   b) Monzogranitos biotíticos.

Geoquímicamente tienen características mixtas entre las *suites* granodiorítica (como la abundancia de enclaves microgranulares) y leucogranítica (presencia

de minerales ricos en aluminio). Los contactos con las granodioríticas biotíticas son transicionales y tanto su origen como sus relaciones con el resto de rocas del batolito serán ampliamente descritas en el capítulo 4.

3. *Suite* Leucogranítica peraluminosa.

   a) Leucogranitos y granitos de dos micas.

La mayoría de granitoides que componen esta *suite* tienen una edad comprendida entre los 330 y los 310 Ma. Geoquímicamente son bastante homogéneos y contienen gran cantidad de xenolitos pelíticos y minerales ricos en aluminio (p.ej., Crd, Sil). Su origen está relacionado con la anatexia asociada al pico metamórfico de baja presión y alta temperatura coincidente con la fase D_2 varisca.

- *Dominio Sur (al sur de Pedroches)*

A diferencia de los granitoides del sector centro y norte del Macizo Ibérico, al sur de Pedroches existe una mayor variabilidad composicional, desde gabros y dioritas hasta tonalitas calcoalcalinas, siendo la presencia de monzogranitos cordieríticos mucho menor. La mayoría de los batolitos y sus estructuras internas son paralelas a las estructuras variscas, por lo que existe un claro control estructural del emplazamiento. Destaca la presencia de magmatismo pre-varisco, esencialmente cambro-ordovícico. Se distinguen cuatro *suites* plutónicas en este sector:

1. *Suite* Calcoalcalina.
2. *Suite* Metaluminosa a peralcalina.
3. *Suite* Anatéctica peraluminosa.
4. *Suite* Gabro-Diorita-Tonalita.

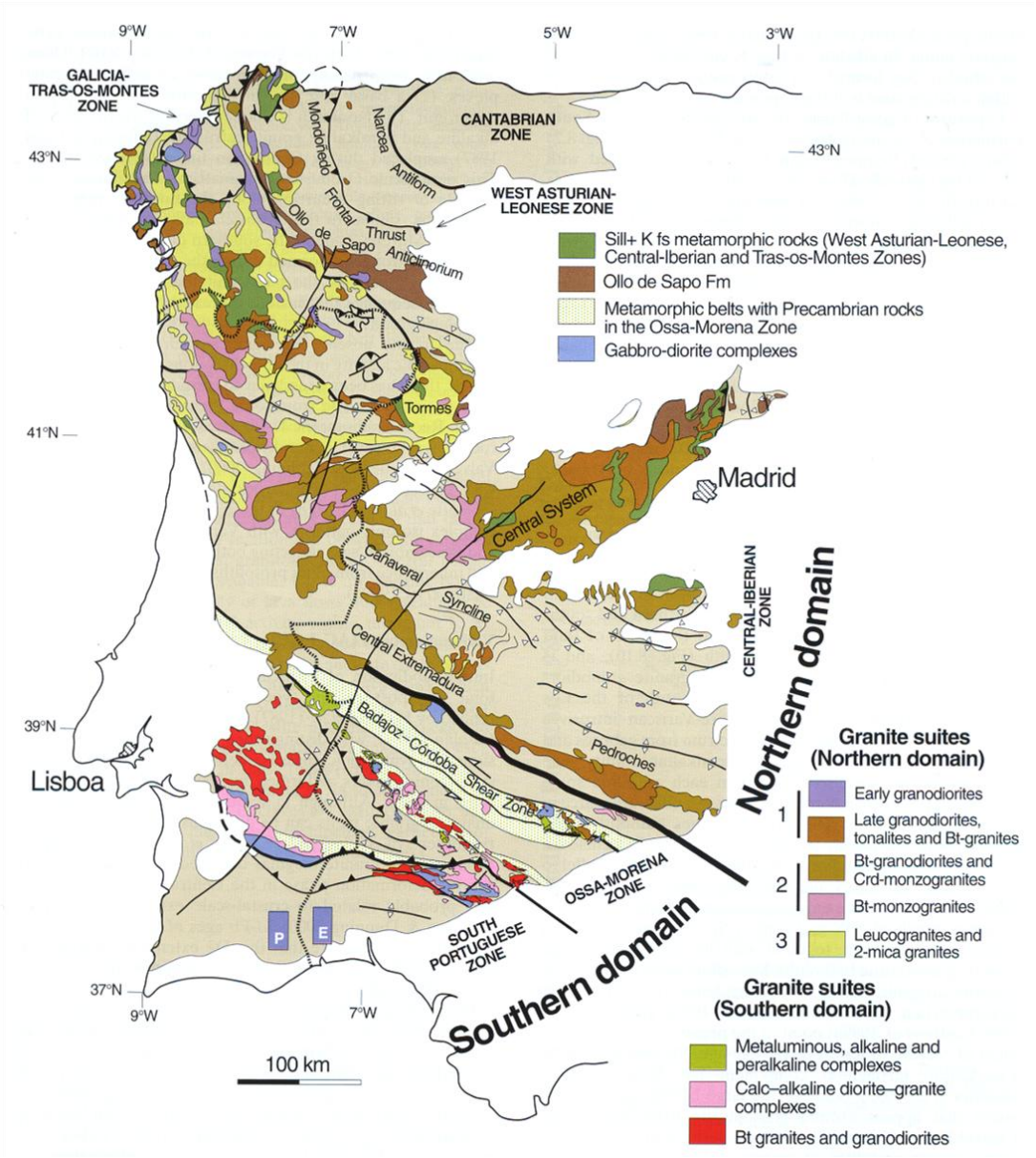


Fig. 1.3 Distribución de las rocas intrusivas en el Macizo Ibérico. Castro et al., 2002

1.1.3 Los granitoides del Sistema Central (Zona Centroibérica)

El batolito de Gredos, zona de estudio de este trabajo, forma parte de un enorme batolito formado por granitos y granodioritas cuyo afloramiento se extiende a lo largo de una zona de más de 300 km de longitud y 60 km de anchura, desde Madrid, hasta el sur de Salamanca y el norte de Extremadura. Toda esta masa granítica forma parte de los relieves alpinos del Sistema Central español, así que es habitualmente referido como el batolito del Sistema Central (Castro *et al.*, 2002). Las rocas de composición granítica a granodiorítica constituyen más del 90% de las rocas intrusivas. Cantidades menores de rocas básicas, desde gabros a cuarzo-dioritas están presentes en el batolito, preferentemente concentradas en las proximidades de los contactos con el encajante pelítico. En conjunto, las rocas plutónicas (de gabros a granodioritas) forman una típica asociación calcoalcalina rica en K, estrechamente relacionada con los batolitos tipo I caledonianos (Chappell y Stephens, 1988).

Una de las características más importantes del Batolito del Sistema Central es la presencia de complejos metamórficos de baja presión que forman enormes "roof pendants" completamente rodeados por los granitoides intrusivos. Estos cuerpos pertenecen a la corteza superior y están compuestos por migmatitas y granitos anatécticos asociados (de tipo S). La mayoría de estos complejos anatécticos derivan de sedimentos pelíticos y semipelíticos que forman parte de las potentes series turbidíticas neoproterozoicas y metavulcanitas ferrosilicicas del Ordovícico (Fernández *et al.*, 2008), ampliamente representadas en el Macizo Ibérico. El batolito de Gredos, zona de estudio de este trabajo, está próximo al contacto con uno de esos complejos anatécticos, el complejo de Barco-Béjar, además de contener varios cuerpos de metasedimentos intercalados entre las láminas granodioríticas. Los procesos de interacción entre los granitoides intrusivos y los metasedimentos son muy comunes, siendo este batolito de especial interés para el estudio de los procesos de asimilación (capítulo 4) (Ugidos y Recio, 1993; Ugidos *et al.*, 2008).

Más allá de heterogeneidades locales, la característica más sobresaliente del batolito del Sistema Central es la presencia de grandes volúmenes de granodioritas y monzogranitos porfídicos (con megacristales de Kfs) de tamaño de grano grueso, pertenecientes a un gran grupo de rocas intrusivas variscas catalogadas como "granodioritas" o "serie de granitoides calcoalcalinos" en las clasificaciones regionales sobre el magmatismo Varisco (Capdevila *et al.*, 1973; Castro *et al.*, 2002). Por tanto, el término "granodiorita" ha sido clásicamente utilizado en los trabajos realizados en el batolito para describir los granitoides más abundantes en el Sistema Central. Algunos trabajos en la Sierra de Gredos definen dos facies granodioríticas: Hoyos y Alberche, en función de sus características petrológicas y sus relaciones con las fases de deformación varisca (Bea y Moreno-Ventas, 1985). A la escala del batolito, este término agrupa las

principales facies de las series Calcoalcalina y Mixta (Capdevila *et al*, 1973) o las *suites* granodiorítica y monzogranítica (Castro *et al.*, 2002).

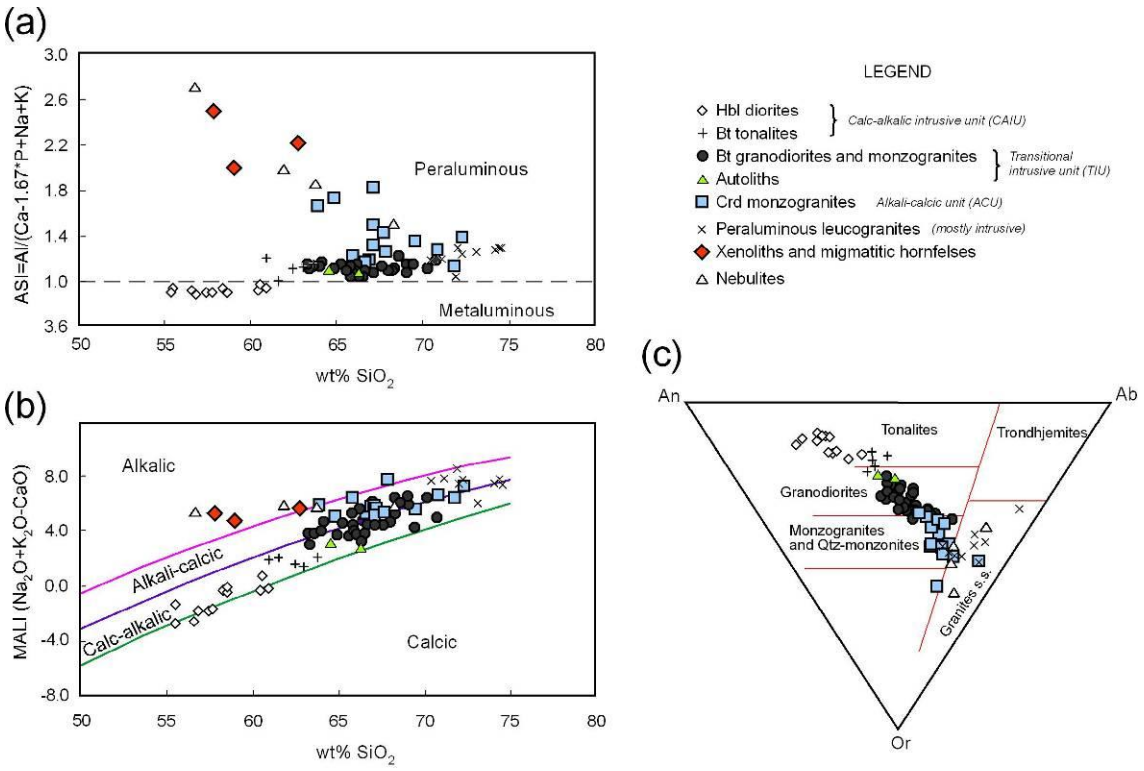


Fig. 1.4 Diagramas de clasificación de granitoides. (a) y (b) Frost et al. (2001), (c) Triángulo de O'Connor. Las muestras representadas pertenecen a la zona central del batolito, incluyendo muestras de leucogranitos, nebulitas y xenolitos de los complejos anatécticos. Extraido de Díaz-Alvarado et al. (2011a).

En este trabajo se propone una clasificación basada en los trabajos de Frost *et al*. (2001) que separa los granitoides en función de su mineralogía, geoquímica y geocronología, y que se apoya en un exhaustivo trabajo cartográfico y experimental. Atendiendo a la observación general de la presencia de contactos transicionales entre facies y la poca exactitud del término "granodioritas", la clasificación elegida se basa en la presencia de minerales máficos como hornblenda, biotita y cordierita, y en sus características petrográficas y geoquímicas, para diferenciar tres grandes unidades intrusivas bien representadas en el batolito (Fig. 1.4): la serie calcoalcalina (CAIU, *Calc-alkalic Intrusive Unit*) (cuarzo-dioritas y tonalitas), la serie transicional (*Transitional Intrusive Unit*, TIU) (granodioritas biotíticas) y la serie alcalicálcica (*Alkali-calcic Unit*, ACU). Según la clasificación de Frost *et al.* (2001), mencionada antes, estas tres unidades son de tipo magnesiano y forman un tren evolutivo desde el campo calcoalcalino (CA) hasta el alcalicálcico (AC).

Las rocas que componen la llamada unidad transicional son en su mayoría granodioritas con biotita, siendo ésta la serie dominante en el batolito. La unidad alcalicálcica está definida por rocas de composición monzogranítica en las cuales destaca la presencia de cristales euhedrales de cordierita en fuerte desequilibrio con el fundido monzogranítico no anatéctico. De estas tres unidades graníticas, la calcoalcalina y la transicional son claramente intrusivas en cualquiera de los niveles corticales que han sido identificados en diferentes partes del batolito. Las relaciones entre la unidad transicional (TIU) y la alcalicálcica (ACU) han sido objeto de un estudio cartográfico, geoquímico, experimental y geocronológico, y son descritas en profundidad en el capítulo 4 de este trabajo. El hecho de que los granitoides puedan haber sido modificados considerablemente en la corteza superior mediante procesos de interacción con las rocas encajantes debe ser considerado en cualquier clasificación descriptiva o para obtener un modelo petrogenético del batolito.

Las rocas básicas presentes en el batolito tienen una composición cercana a las apinitas caledonianas y a los sanukitoides proterozoicos y representan pulsos mantélicos en la fuente de los granitoides. Los estudios petrológicos y geocronológicos (Bea *et al.*, 1999; Scarrow *et al.*, 2009) corroboran las observaciones de campo que apuntan a que estas rocas básicas son coetáneas o ligeramente más tardías a la generación de los granitoides, descartando cualquier relación causa-efecto entre el aporte de calor por parte de magmas mantélicos y la generación de fundidos graníticos en la corteza continental (Bea *et al.*, 1999).

Todo este tipo de clasificaciones ponen de relieve un hecho significativo en el batolito del Sistema Central y en otros batolitos variscos: están constituidos por grandes volúmenes de granitoides (granodioritas en su mayoría) de afinidad calcoalcalina que intruyen en dominios anatécticos parcialmente fundidos (donde se generan leucogranitos peralumínicos) de la corteza media y superior. Los granitoides intrusivos nunca muestran relaciones con su fuente y, por esta razón, se ha propuesto repetidamente un origen infracortical (Presnall y Bateman, 1973; Chappell y Stephens, 1988). Al igual que en otros muchos batolitos de características composicionales similares (p. ej., los granitos “Newer Caledonian” de Escocia: Stephens y Halliday, 1984; los del Macizo Central Francés: Didier y Lameyre, 1969; Pin y Duthou, 1990; y los granitos de Australia Occidental: Collins, 1996), estos batolitos calcoalcalinos son siempre tardi-orogénicos, posdatando en más de 20 Ma la fase de deformación principal.

1.2 Granitoides.

1.2.1 Los batolitos calcoalcalinos en ambientes tardi y post-colisionales

Las etapas finales de los principales episodios orogénicos están marcadas por la elevación cortical, la denudación tectónica y la erosión del relieve bajo regímenes tectónicos transcurrentes a extensionales, inducidos en parte por el colapso gravitacional de la corteza previamente engrosada, y en parte por la delaminación litosférica. En este marco tectónico se produce el emplazamiento de importantes volúmenes de magma (Bonin, 2004). Debido al importante desfase entre la etapa subductiva previa a la colisión en la mayor parte de los orógenos, y la edad de formación de los principales batolitos calcoalcalinos, la relación entre ambos procesos ha sido puesta en duda (Scarrow *et al.*, 2009). La introducción de nuevos conceptos sobre la dinámica de los procesos litosféricos durante la subducción y la colisión (Gerya y Yuen, 2003; Gorczyk *et al.*, 2007) puede dar explicación a estas observaciones aparentemente incompatibles (Castro *et al.*, 2010). Cualquiera que sea el origen de los magmas granodioríticos, estos son intrusivos en su lugar de emplazamiento, a menudo sufriendo importantes modificaciones en ese nivel cortical por la interacción con las rocas encajantes, aunque estos cambios suelen estar constreñidos a las zonas de contacto. Es necesaria una precisa caracterización y cuantificación de la cantidad de material asimilado para distinguir entre las signaturas geoquímicas originales y las adquiridas durante el emplazamiento. Este es un primer paso para conocer con éxito la petrogénesis de los granitoides calcoalcalinos post-colisionales.

La composición media de los 30 km más superficiales de un arco magmático de tipo cordillerano es el de una granodiorita con bajo sílice, con un porcentaje menor de rocas máficas. Aunque más de un 50 % del material que lo compone debe ser derivado de la fusión de la cuña de manto que se ubica sobre la corteza oceánica subducente, el resto proviene de la litosfera continental (DeCelles *et al*., 2009).

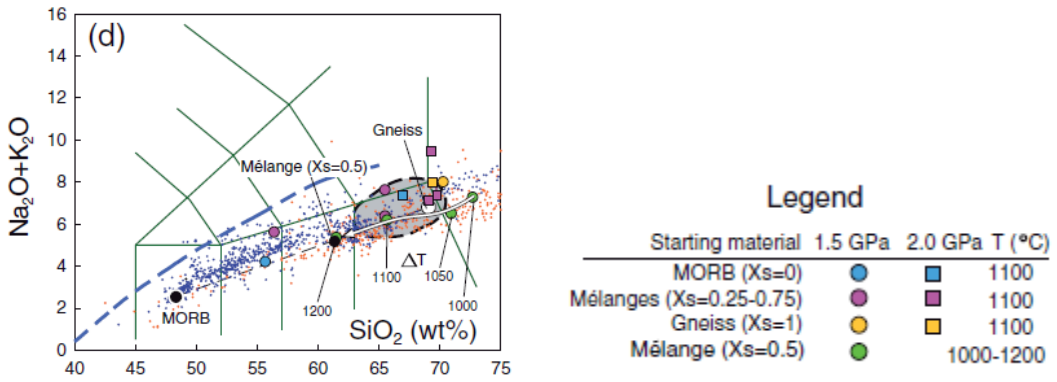


Fig. 1.5 Comparación de los fundidos obtenidos en los experimentos con las plumas frías o melanges (Castro et al., 2010) y las composiciones de los típicos batolitos cordilleranos (puntos rojos: Peninsular Ranges y Sierra Nevada) y andesitas (puntos azules: Cascades).

Un importante avance en el conocimiento de la dinámica mantélica y de la interacción corteza-manto en relación con la subducción ha sido la identificación por parte de Gerya y Yuen (2003) de las llamadas "plumas frías" por medio de experimentos numéricos de alta resolución en los cuales intervienen parámetros reológicos y térmicos. Dichas estructuras son cuerpos de dimensiones kilométricas, constituidos tanto por material subducido (sedimentos y/o corteza oceánica) como por serpentinitas y fundidos de la cuña de manto situada sobre el "slab". Debido a su menor densidad, estos cuerpos ascienden en forma de grandes diapiros, atravesando la cuña de manto que, habitualmente se encuentra más caliente que los propios diapiros, de ahí el nombre de "plumas o diapiros fríos". La consecuencia es que estos cuerpos suelen calentarse al ascender, al mismo tiempo que desciende la presión, favoreciéndose un aumento de la fusión parcial en su interior. El intenso flujo que tiene lugar en el interior de estas plumas favorece una mezcla mecánica eficiente de sus componentes. Los modelos numéricos predicen la formación de fuertes gradientes geotérmicos en el interior de los diapiros, favoreciendo la aparición de fundidos parciales de composición contrastada. Por otra parte, la interacción de los materiales peridotíticos de la cuña de manto con este diapiro frío podría producir fundidos magmáticos de variadas composiciones de acuerdo con la heterogeneidad de las fuentes involucradas en el proceso (Fig. 1.5). Los pulsos magmáticos procedentes de diferentes dominios de la pluma fría y su encajante mantélico podrían alcanzar la corteza en distintos episodios, formando batolitos compuestos que reproducen fielmente los patrones de zonación de los batolitos calco-alcalinos cordilleranos (Castro y Gerya, 2008) (ver punto 1.1.3. de esta introducción).

1.2.2 Problemas de clasificación de las rocas y series

Según Arculus (2003), la actual aplicación de los términos calco-alcalino y calco-alcálico está llena de inconsistencias, ya que los mismos términos tienen diferentes significados según el autor. Dada la clásica relación de las rocas calcoalcalinas con ambientes subductivos recientes o antiguos, se cae en el error de asignar ambientes tectónicos en función de clasificaciones ambiguas e inconsistentes. Sin embargo, en la propuesta de clasificación de Frost *et al*. (2001), una de las más utilizadas en la actualidad, la mayoría de las rocas de los batolitos cordilleranos son magnesianas, cálcicas o calco-alcálicas, incluyendo los tipos metaluminosos y peraluminosos.

Determinar si la presencia de Crd en los granitoides se debe a la asimilación de material pelítico encajante o, por el contrario, es una fase magmática en equilibrio con el fundido, es crucial al asignar categorías petrogenéticas a los diferentes granitos cordieríticos (tipos S o I de Chappell y White, 1974). Estas clasificaciones se usan con asiduidad para apoyar interpretaciones sobre los regímenes tectónicos (colisión continental, subducción, extensión cortical, etc.) en los cuales se forman los batolitos graníticos (White *et al.*, 1986; Pitcher, 1997; Collins y Richards, 2008). Sin embargo, la presencia de cordierita en los granitoides no es necesariamente una característica diagnóstico de una fuente cortical peralumínica (metasedimentos pelíticos).

Existe un consenso general para asignar un origen híbrido a las *suites* granodioríticas y monzograníticas (Castro *et al*., 2002) del Macizo Ibérico. En el primer caso (granodioritas) son las signaturas isotópicas y los trabajos experimentales los que han conducido tradicionalmente a proponer su naturaleza híbrida, mientras que en lo que concierne a los monzogranitos con cordierita, este trabajo (capítulo 4) trata de arrojar luz sobre su carácter mixto. Aunque la asimilación de metasedimentos pelíticos puede ser un proceso alternativo para el caso de granitoides cordieríticos no anatécticos, los mecanismos y el alcance de este proceso permanecen poco contrastados a escala batolítica. Los estudios de detalle que cuantifican la distribución de los componentes graníticos (megacristales de Kfs, enclaves máficos microgranulares y xenolitos metasedimentarios) pueden ayudar al conocimiento de los procesos petrogenéticos, completando así las investigaciones geoquímicas (Gagnevin *et al*., 2008).

1.2.3 Origen de los magmas calcoalcalinos. Fusión intracortical frente a origen translitosférico

Las dos corrientes principales de pensamiento acerca del origen de los granitoides calcoalcalinos del Macizo Ibérico mantienen una importante y rica discusión que ha permitido un completísimo conocimiento geoquímico, petrográfico, estructural y geocronológico de las rocas del Macizo, y que transciende la localización del envite científico, teniendo sus conclusiones aplicación general. La primera de las hipótesis sugiere un origen exclusivamente intracortical para las granodioritas, mientras que la otra propone un modelo más complejo, translitosférico, para la génesis de este tipo de magmas.

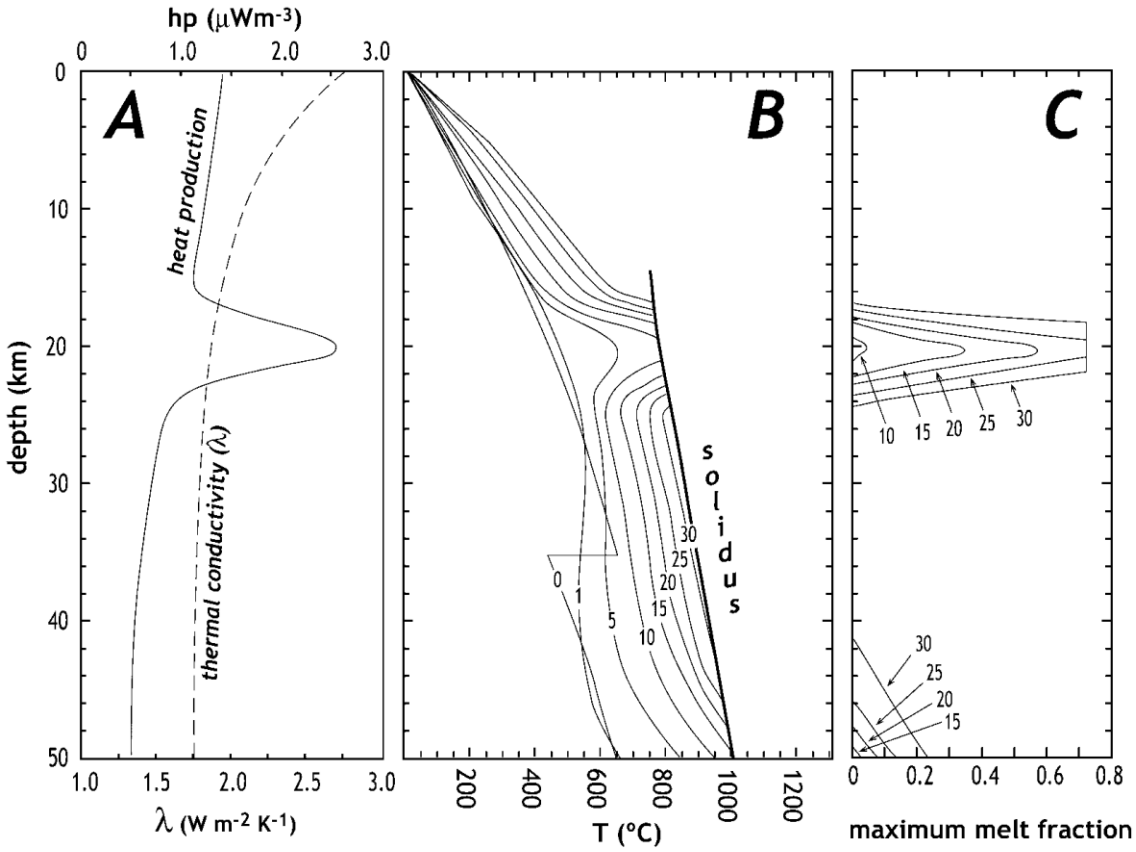


Fig. 1.6 Modelo 1D de las geotermas de la corteza post-colisional. Se aprecian dos zonas donde puede producirse fusión parcial, aunque es en la corteza media donde pueden producirse granitos debido a su alta productividad térmica (Bea et al., 2003).

Origen intracortical

Una de las hipótesis postula un origen cortical por la presencia de domos térmicos localizados en la zona intermedia de la corteza, formados por metasedimentos con una

elevada fertilidad, que serían la fuente de los granitoides calcoalcalinos (Bea *et al*., 1999 y 2003, y Scarrow *et al*., 2009). Estos metasedimentos suponen el 10% de los complejos

anatécticos del batolito, derivan de un protolito félsico cadomiense, son más juveniles isotópicamente y contienen circones pre-variscos más jóvenes (544 ± 14 Ma) que el resto de metasedimentos.

El modelo térmico propuesto (Fig. 1.6) explica algunas de las principales características observadas en los granitoides como pueden ser su ausencia durante los primeros 30 Ma después del engrosamiento cortical, y su generación masiva tras este lapso de tiempo de "maduración" térmica de la corteza. El carácter mixto que se extrae del análisis isotópico de estos granitoides se explica por la presencia de precursores máficos que intruyen en la zona fértil de la corteza previamente al colapso gravitacional y consiguiente intrusión de los magmas generados (Fig. 1.7). Las apinitas que se solapan temporalmente con la intrusión de los granitoides mayoritarios en el batolito serían fruto de la fusión del manto litosférico, de carácter alcalino, y su posterior mezcla con magmas peralcalinos basi-corticales. Todas estas características descartan la subducción como desencadenante de la generación de batolitos calcoalcalinos.

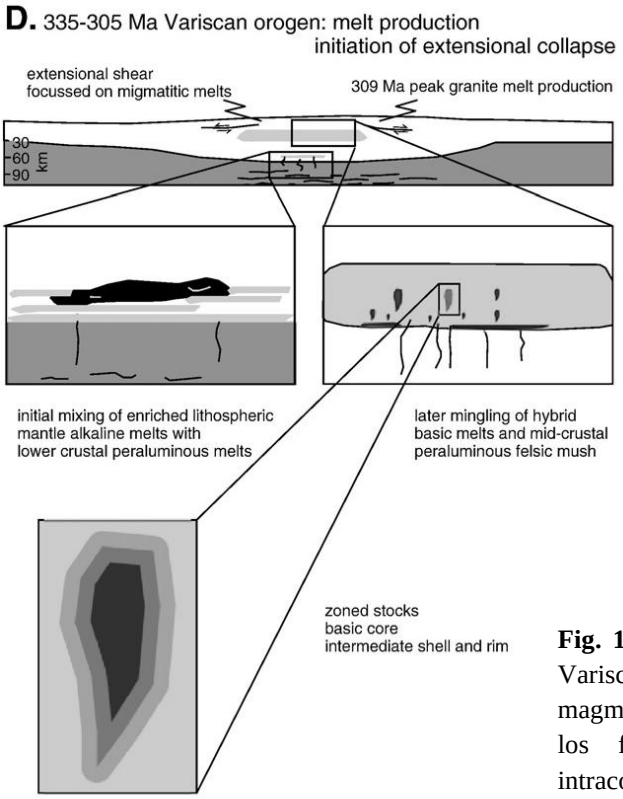


Fig. 1.7 Última fase de la evolución del orógeno Varisco, cuando se produce la generación de magmas apiníticos y su posterior interacción con los fundidos peraluminosos basicorticales e intracorticales (Scarrow et al., 2009).

Desde un punto de vista más general y global, los modelos intra-corticales establecen que, sea cual sea el proceso involucrado en la génesis de batolitos granodioríticos (incluso los cordilleranos, claramente asociados a procesos

subductivos), estos se han producido dentro de la corteza continental. Los modelos de formación de estos magmas incluyen, aparte de la hipótesis anatéctica enunciada anteriormente, los siguientes: (1) asimilación de las rocas de la corteza continental por magmas basálticos (p. ej., De Paolo, 1981; Patiño-Douce, 1995); (2) mezcla y asimilación de magmas entre basaltos hidratados y fundidos procedentes de la corteza continental (Thompson *et al*., 2002); (3) fusión de la corteza continental asistida por fluidos liberados por la cristalización de magmas basálticos hidratados (Annen *et al*., 2006).

Origen translitosférico

Una observación a escala global de los grandes batolitos calcoalcalinos es que carecen de una clara relación con su fuente, lo que hace más complicado aún el problema del origen de estos magmas. Las granodioritas son demasiado cálcicas para ser producto de la fusión de metasedimentos, y demasiado potásicas para derivar de un protolito anfibolítico (Castro *et al*., 2002). En el caso de los granitoides del Macizo Ibérico, los numerosos estudios geoquímicos (p.e. Moreno Ventas *et al*., 1995 o Bea *et al*., 1999), experimentales (p.e. Castro *et al*., 2010), y las nuevas aportaciones de las cartografías de detalle y de las relaciones de campo (p.e Díaz-Alvarado *et al*., 2011a), han permitido el desarrollo de nuevas hipótesis sobre su origen. Algunas de las observaciones más importantes que deben incluir estos modelos son: 1) las signaturas isotópicas mixtas (Rb-Sr y Sr-Nd) entre componentes mantélicos y corticales, 2) la ausencia de magmatismo durante los 30 Ma siguientes al pico metamórfico regional, y 3) la presencia de "magmas mantélicos" (apinitas) de naturaleza calcoalcalina, coetáneos a la intrusión de los granitoides. Estas asociaciones entre rocas granodioríticas y ultramáficas han sido también descritas en los granitoides caledonianos de Escocia e Irlanda, en el Macizo Central francés o en los complejos de Cortland y Rosetown (p.e Stephens y Halliday 1984; Didier y Lameyre, 1969).

Los nuevos avances en la modelización numérica termomecánica de las zonas de subducción (Gerya y Yuen, 2003) son una robusta herramienta que ha respondido favorablemente a los resultados de los estudios geoquímicos y experimentales, permitiendo proponer a las "plumas frías" como origen de toda la gama de granitoides calcoalcalinos (de tonalitas a granodioritas, incluyendo las rocas ultramáficas asociadas y andesitas) observados en los batolitos cordilleranos (Castro *et al*., 1999 y 2010, Castro y Gerya, 2008). La *mélange* (material fértil) formada por la mezcla tectónica de corteza oceánica hidratada y sedimentos puede ser transportada como una estructura diapírica (según los modelos termomecánicos) desde el canal subductivo hasta una región de alta temperatura de la cuña de manto, donde se pueden obtener altas tasas de fusión. Los datos experimentales indican que la fusión parcial en un marco tectónico subductivo de esta fuente compuesta es un mecanismo eficiente para producir magmas híbridos de composición granodiorítica. La experimentación petrogenética (Castro *et al*., 2010) también permite evaluar satisfactoriamente los aspectos más críticos del modelo, comparando geoquímicamente los fundidos experimentales con las rocas de los

batolitos cordilleranos, y posibilitando explicar la génesis de fundidos homogéneos a partir de una fuente tan heterogénea (Fig. 1.8).

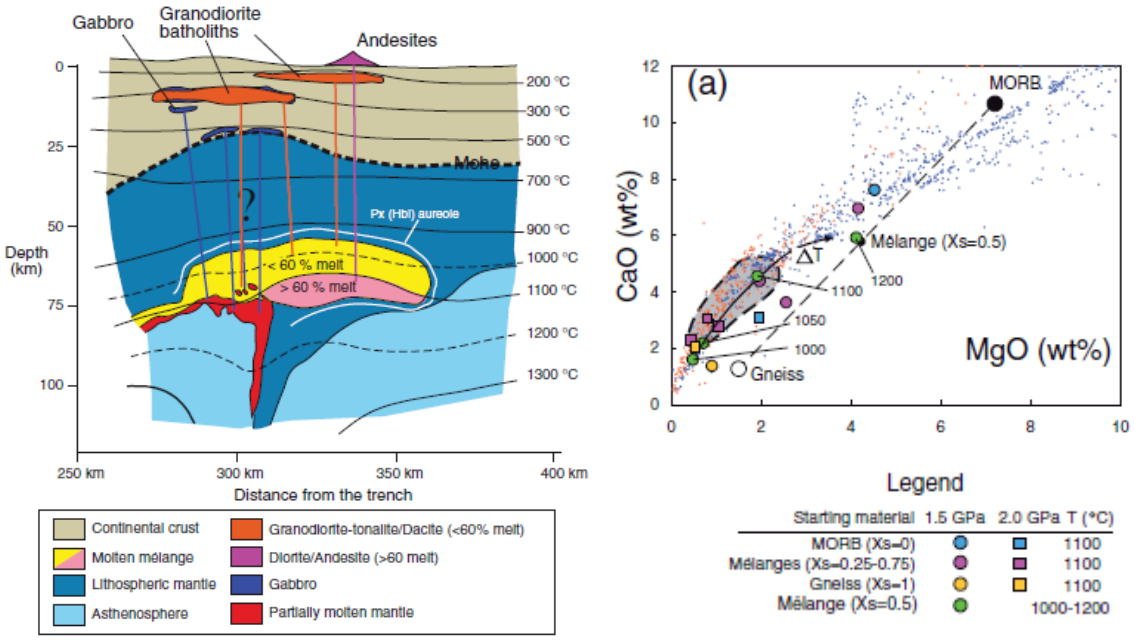


Fig. 1.8 A la izquierda: Parte del modelo numérico donde se muestra la generación de magmas calcoalcalinos por fusión de la melange. A la derecha: Comparativa entre la composición de los fundidos experimentales y los batolitos cordilleranos de Norteamérica (Castro *et al*., 2010).

Según lo expuesto anteriormente, el modelo translitosférico puede dar respuesta a las paradójicas cuestiones que nos plantean las rocas calcoalcalinas:

- Tanto las rocas intrusivas como las extrusivas contienen signaturas isotópicas híbridas. Los componentes corticales pueden ser añadidos por los sedimentos subducidos junto con la corteza oceánica.

- Según los resultados del modelo numérico, estas plumas frías formadas por el material de la *mélange* parcialmente fundido, pueden emplazarse en la base del manto litosférico, a distancias que pueden superar los 200 km medidas desde la fosa o desde el prisma de acreción, donde pueden permanecer durante millones de años.

- Tasas de fusión del orden del 50% a temperaturas entre 1050 y 1100 ºC producirán fundidos granodioríticos a tonalíticos a partir de la *mélange* compuesta por basaltos y sedimentos.

- La extracción de estos fundidos para formar un batolito en la corteza necesita un cambio del régimen tectónico, de contractivo a extensional. Estos cambios en la dinámica de la placa cabalgante son comúnmente observados en el

registro estructural, y son una consecuencia inevitable de la propia cinemática de las placas.

1.2.4 Procesos de fraccionación y asimilación en la corteza

Fraccionación

La cristalización fraccionada en las cámaras magmáticas juega un papel fundamental para producir la diversidad geoquímica de la corteza terrestre. La fraccionación se produce por medio de un proceso de cristalización y separación de cristales de su fundido parental (Bowen, 1915). El proceso de separación cristal-fundido que puede causar fraccionación a grandes escalas conlleva dos estilos diferentes de transporte, en función de si es el fundido o los cristales los que determinan el movimiento dentro de la cámara magmática (por ejemplo: movimiento por flotación o caída gravitatoria de cristales frente a flujo permeable en un grupo de cristales).

O´Hara en 1977 propuso un modelo de sistema abierto para la cristalización fraccionada que conllevaba la continua recarga del reservorio con nuevo magma y sólo una extracción parcial del líquido fraccionado en cada etapa. El modelo también puede explicar las grandes variaciones encontradas en las concentraciones de elementos incompatibles en las rocas y productos volcánicos. Los nuevos estudios sobre la conexión plutónico-volcánica y sus relaciones con los procesos de recarga magmática han conseguido desarrollar estos modelos. Así, tras el emplazamiento se forma una estructura compuesta por la congelación parcial de las zonas de contacto de techo y muro, mientras que la zona interna (compuesta fundamentalmente por fundido) empieza lentamente a solidificarse y a experimentar un proceso de cristalización fraccionada. Esto queda reflejado en los patrones verticales de variación en la composición del fundido intersticial (Simura y Ozawa, 2011). También las texturas de reabsorción y la significativa zonación química que caracterizan algunas fases minerales son comúnmente interpretadas como resultado de la combinación de los procesos continuos y simultaneos de cristalización fraccionada y rejuvenecimiento térmico por nuevos aportes de fundido a la cámara magmática, que desbloquean las redes de cristales y liberan los fundidos intersticiales ya fraccionados (Huber *et al*., 2011).

Asimilación

La asimilación de metasedimentos por parte de un magma intrusivo es un mecanismo muy eficiente para modificar geoquímicamente los fundidos graníticos (Beard *et al*., 2005). Aún así, poco se conoce todavía sobre el proceso que gobierna estos cambios. Los datos de campo presentados en este trabajo incluyen un detallado mapa geológico y estructural del área de estudio, donde se determina la distribución areal de los minerales indicativos del proceso de asimilación (cordierita y feldespato

potásico). El área seleccionada se sitúa en el Macizo Central de Gredos, y está comprendida entre las líneas ideales que unen la Plataforma de Gredos, el Puerto de Candeleda, la Laguna Grande, y la desembocadura del Barranco de las Pozas (la figura de situación se encuentra en el capítulo 4 que forma parte de la presente memoria). Esta zona ha sido elegida por la calidad de los afloramientos, casi continuos, con la excepción de algunas zonas de prados y de morrenas, y por la gran variedad de tipos graníticos y metasedimentarios que la constituyen. Criterios determinantes han sido también el escaso grado de alteración de las rocas y la claridad con la que están expuestas las estructuras ígneas y metamórficas, las texturas, la mineralogía de las distintas facies, y las relaciones entre ellas. Indicadores del proceso de asimilación claramente identificados en este trabajo son: 1) las relaciones de campo a la escala del afloramiento y del plutón, 2) las variaciones geoquímicas de los elementos mayores, 3) los datos extraídos del estudio geocronológico de los circones, y 4) la determinación de las relaciones de fases a través de los experimentos.

El proceso de "reactive bulk assimilation" ha sido estudiado como mecanismo que puede implicar importantes modificaciones químicas y mineralógicas en los granitoides sin necesidad de grandes requerimientos energéticos (Beard *et al.*, 2005; Erdmann *et al.*, 2007; Saito *et al.*, 2007). En este trabajo (capítulo 4) se han valorado con detalle algunos aspectos geoquímicos, mineralógicos, cartográficos y geocronológicos del proceso. Además se han probado experimentalmente éste y otros mecanismos propuestos en la bibliografía para producir las características identificadas en los monzogranitos cordieríticos, y se ha cuantificado la extensión del proceso de asimilación según los experimentos y los balances de masas. El proceso conlleva la captura y aislamiento de fragmentos del encajante (xenolitos) dentro del magma intrusivo. Estos fragmentos pueden llegar a desagregarse de los cuerpos de metasedimentos si se ha alcanzado un moderado porcentaje de fusión parcial (20-30 %vol), permitiendo que los cristales residuales lleguen a dispersarse mecánicamente en el magma. En el caso común de la intrusion de granitos no anatécticos en una corteza formada dominantemente por metasedimentos pelíticos, hay una importante similitud mineralógica entre las fases residuales de los xenolitos asimilados, como Qtz, Pl, Bt, Kfs, Crd ± Grt, y las fases cristalizadas en el magma intrusivo (Pl, Qtz, Bt, Kfs). Además, el fundido producido por la fusión de los xenolitos atrapados en el magma debe tener una composición muy cercana al fundido residual del magma intrusivo (leucogranito peralumínico); ambos sistemas se comportan según el mínimo termodinámico Qtz-Ab-Or-H2O (Johannes y Holtz, 1996; Tuttle y Bowen, 1958; Winkler y Lindemann, 1972). Sólo la presencia de la fase peritéctica (Crd o Grt según la presión) sería testimonio del proceso, siendo las otras fases difíciles de reconocer en el granito contaminado resultante.

La presencia de Crd, mineral característico del metamorfismo de contacto de baja presión y de granitos peralumínicos (de tipo S), junto con otras observaciones geológicas y petrológicas, puede ser considerada una característica diagnóstico de un proceso de asimilación, y por ello su formación ha recibido gran atención en el estudio de los granitoides (Clarke, 1995; Erdmann *et al.*, 2007; Ugidos y Recio, 1993; Ugidos *et al.*, 2008). Esto es de particular relevancia en los casos en los que la Crd es observada en granitoides cuya composición se aleja considerablemente (p.e. tonalitas: Saito *et al.*, 2007; monzogranitos and granodioritas: García-Moreno *et al.*, 2006; Ugidos *et al.*, 2008) de los típicos leucogranitos peralumínicos formados a partir de reacciones peritécticas (por rotura de la biotita) en migmatitas pelíticas. Según los resultados experimentales disponibles (Vielzeuf y Holloway, 1988; Patiño-Douce y Johnston, 1991; Patiño Douce, 1999; Castro *et al.*, 2000), las condiciones habituales para la formación de fundidos graníticos saturados mediante la reacción de fusión incongruente Bt+Qtz+Pl+Als → Crd+Kfs+Melt está en el rango de 200-600 MPa y 800-850 ºC. Los líquidos experimentales obtenidos tienen una composición típicamente leucogranítica, con muy bajos contenidos en Fe (FeO<1.5 wt%), Mg (MgO<0.6 wt%) and Ca (CaO<1.0 wt%).

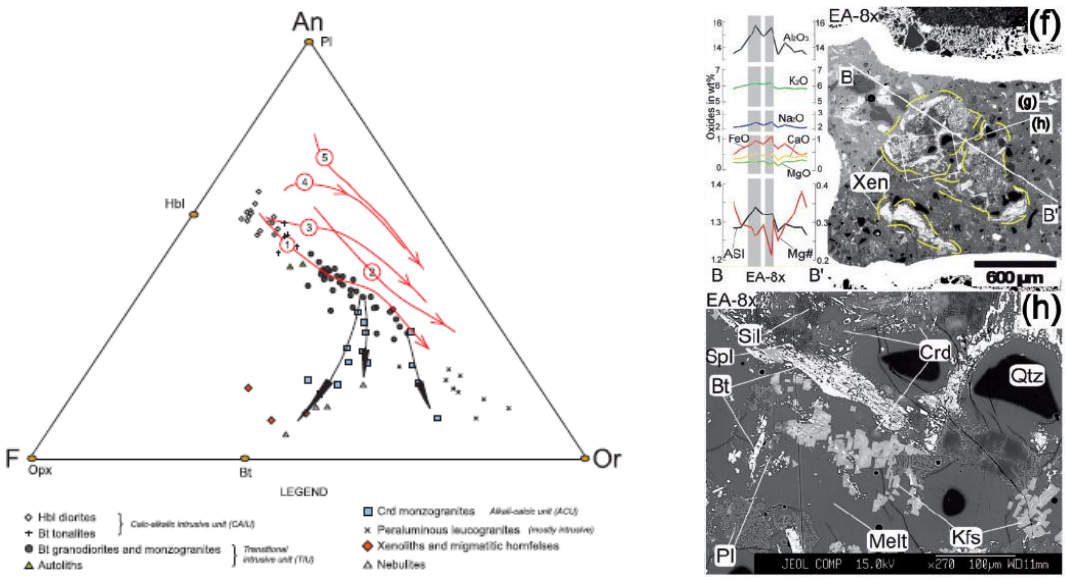


Fig. 1.9 A la izquierda: proyección de los granitoides del batolito de Gredos en un sistema definido por Opx-An-Or. Las granodioritas biotíticas siguen una de las líneas cotécticas halladas experimentalmente, mientras que los monzogranitos cordieríticos siguen trayectorias que, partiendo desde la cotéctica anterior, apuntan a los xenolitos pelíticos. A la derecha: imágenes de los experimentos realizados añadiendo xenolitos a un material de partida granodiorítico. En la imagen superior se puede observar aún el contorno del fragmento pelítico y las variaciones del fundido a lo largo de la cápsula experimental , mientras que en la inferior vemos como la Crd sólo cristaliza en el entorno del xenolito.

Algunas granodioritas y monzogranitos pertenecientes a series típicamente calcoalcalinas, que incluyen cuarzo-dioritas con Hbl, dioritas, gabros y enclaves máficos microgranulares (granitos de tipo I, Chappell y White, 1974), pueden contener grandes cristales euhedrales (¿magmáticos?) de Crd. La aparición de este mineral tipicamente anatéctico en granitoides no relacionados con la fusión cortical, en equilibrio textural con el fundido según su tamaño de grano homogéneo y su forma prismática, aunque lejos de estar en equilibrio químico con el magma (García-Moreno *et al.*, 2006), ha sido objeto de un intenso debate. La presencia de Crd podría poner en cuestión la tipología y la signatura calcoalcalina de los granitoides con cordierita, lo que tendría importantes implicaciones en los modelos de reciclaje y crecimiento de la corteza. Algunos autores han propuesto un origen xenocrístico o peritéctico para explicar la presencia de este mineral en los magmas granodioríticos y monzograníticos (Ugidos y Recio, 1993; Erdmann *et al.*, 2009). Aún así, el paradójico equilibrio textural que se deduce del tamaño homogéneo y de la forma prismática de los cristales, apunta a la cristalización a partir de un fundido como origen de la Crd. Así, resolviendo esta aparente contradicción entre las evidencias químicas y texturales, y examinando cuidadosamente las condiciones de equilibrio, podremos conocer los procesos involucrados en la formación de Crd en magmas no anatécticos. En este trabajo se muestran los resultados de una serie de experimentos que simulan el proceso de asimilación y la cristalización de cordierita simultáneamente. Los experimentos siguen la línea de aquellos previamente realizados (Erdmann *et al.*, 2007) a presiones del orden de 200 MPa y en condiciones de saturación. Estos nuevos experimentos fueron conducidos a 400 MPa de presión y no saturados, condiciones reinantes en el nivel de emplazamiento donde se produce la asimilación del encajante en la zona estudiada. Fueron probadas diferentes situaciones de asimilación completa y selectiva, y los resultados fueron comparados con las observaciones de campo y con las variaciones geoquímicas de las rocas granodioríticas (Fig. 1.9).

Por ser la Crd el único mineral reconocible en el magma tras el proceso de asimilación, es necesario analizar la estabilidad de esta fase en todos los posibles modelos de interacción entre el magma intrusivo y el encajante. Al menos 4 distintos mecanismos pueden ser considerados para producir monzogranitos con Crd, los cuales presentan contactos transicionales con las granodioritas biotíticas (sin cordierita) en la zona de estudio: 1) precipitación directa en un magma monzogranítico fraccionado, 2) asimilación selectiva de *resisters* ricos en cordierita, resultado de la fusión parcial de metasedimentos pelíticos, 3) precipitación en un fundido granodiorítico con una peraluminosidad modificada por la asimilación de restitas ricas en Sil, y 4) cristalización peritéctica a partir de los fragmentos de encajante (xenolitos) atrapados en el magma intrusivo ("bulk assimilation"). García-Moreno *et al*. (2006) estudiaron experimentalmente la primera posibilidad utilizando una composición monzogranítica con Crd como material de partida a distintas presiones y temperaturas. En todos estos experimentos la cordierita no fue estable y se consumió en el fundido. De esto se deduce que la Crd, si cristaliza a partir de un fundido como indica su hábito euhedral, sólo sería

estable en dominios locales, donde serían efectivas las condiciones de un subsistema reactivo (Pichavant *et al*., 2007). Además, las variaciones geoquímicas observadas no coinciden con un proceso por el cual se obtengan monzogranitos cordieríticos a partir de la fraccionación de las granodioritas intrusivas. Las otras tres posibilidades han sido exploradas mediante los experimentos realizados en este trabajo. La fusión parcial de metasedimentos pelíticos puede producir restitas ricas en Crd o Sil, por lo que la asimilación selectiva de estos materiales puede ser causante de la generación de los monzogranitos con Crd. Finalmente, el proceso de "reactive bulk assimilation" (Beard *et al*., 2005) ha sido planteado debido a la asociación, observada repetidamente en las zonas de contacto, entre la Crd y los xenolitos metasedimentarios.

De los resultados obtenidos en el trabajo experimental se deduce que, mediante el proceso de "reactive bulk assimilation" se puede obtener un porcentaje de Crd de alrededor de un 4% si añadimos un 20% en peso de xenolitos metapelíticos a un fundido de composición granodiorítica, con unas condiciones de 850 ºC y 400 MPa. Según esto, la cantidad de material asimilado es cinco veces la proporción de Crd observada en los monzogranitos, una estimación muy parecida a las obtenidas por Erdmann *et al*. (2009) en Nova Scotia. Este material digerido, no reconocible, está compuesto por Bt, Qtz o Pl. Los monzogranitos cordieríticos del batolito de Gredos contienen un porcentaje en Crd que varía entre el 1 y el 12 % en volumen. Esto implica volúmenes de material asimilado en el magma de entre el 5 y el 60 %. En el caso de que los xenolitos asimilados tengan una composición más pelítica (más alumínicos), aumenta la cantidad de Crd y disminuye el porcentaje de material asimilado no reconocible.

1.3Estructura.

1.3.1 Mecanismos de emplazamiento y formación de batolitos.

Las ideas tradicionales sobre la dinámica y origen de las cámaras magmáticas y sobre la formación de batolitos están siendo reformuladas debido a nuevos y recientes estudios. La geocronología de las rocas plutónicas y sus equivalentes volcánicos sugiere que los sistemas magmáticos pueden residir en la corteza del orden de $>10^5$ a $>10^6$ años, tiempos de residencia mayores a los obtenidos mediante la modelización térmica de grandes cuerpos magmáticos (Walker, 2006 y referencias citadas en dicho trabajo). Cada vez son más los estudios sobre ejemplos de batolitos compuestos formados en varios episodios de recarga magmática (p. ej., Coleman *et al*., 2004 y Farina *et al*., 2010), y sobre la influencia de este proceso en las relaciones entre los fenómenos plutónicos y volcánicos (p.ej. Eichelberger *et al*., 2000 y Bachmann y Bergantz, 2004). De particular interés en el estudio de los mecanismos que favorecen el crecimiento de los batolitos es el problema del espacio. En este sentido, son cada vez más las evidencias que apuntan a la influencia de la actividad tectónica en la creación del volumen ocupado finalmente por los magmas en la corteza (p. ej., Castro *et al*., 2002), y, por tanto, los resultados del análisis estructural deben reflejar la interferencia de los regímenes de esfuerzos regional (tectónico) y local (magmático).

Hasta hace unos años, las evidencias extraídas de las tasas de deformación y de las consideraciones mecánicas sugerían que el crecimiento de los plutones, lejos de ser un proceso geológicamente lento, sería rápido y dinámico, cuya duración estaría en el entorno de los 10^5 años, con tasas de deformación del orden de los 10^{-10} s^{-1}, independientemente del contexto tectónico (Petford *et al*., 2000). Sin embargo, Glazner *et al*. (2004), basándose en datos geocronológicos (p. ej., Tuolumne en Sierra Nevada, Coleman *et al*., 2004), observaciones de campo (formas lacolíticas y contactos comagmáticos entre las diferentes suites de muchos batolitos) y métodos sísmicos (ausencia de grandes cámaras magmáticas con altos porcentajes de fundido en zonas activas), afirman que al menos algunos de los grandes batolitos son compuestos, formados mediante pequeños incrementos (nuevas inyecciones magmáticas) a los largo de periodos de tiempo superiores al millón de años (Fig. 1.10).Este modelo explica en muchos aspectos la naturaleza bipolar de los grandes batolitos y sus equivalentes volcánicos: extrema homogeneidad a gran escala, pero heterogeneidad espacial y temporal a pequeña escala (Burgisser y Bergantz, 2011). La recarga magmática favorece la removilización de los cuerpos previamente intruidos, mucho más viscosos y cristalinos, produciendo la adición de material magmático con distintas edades, además de complejas variaciones químicas. Las manifestaciones térmicas de este proceso han sido ampliamente estudiadas (p.e. Bachmann *et al*., 2002) y muchos autores han

acuñado el término “rejuvenecimiento” para denominar al efecto de la paulatina intrusión de fundidos calientes durante el continuo crecimiento de los batolitos compuestos. Los grandes rangos de tiempo, superiores a varios millones de años, identificados gracias a los estudios geocronológicos en muestras individuales de estos batolitos, es uno de los argumentos que apoyan este modelo (Miller *et al*., 2011). La observación de los contactos internos entre los diferentes pulsos es difícil debido a la similitud reológica entre dos materiales constituidos por un fundido y cristales, más aún cuando tienen composiciones parecidas. A esto se le añade que el efecto térmico del nuevo pulso puede ayudar a ocultar estos contactos (p.ej. Glazner *et al*., 2004).

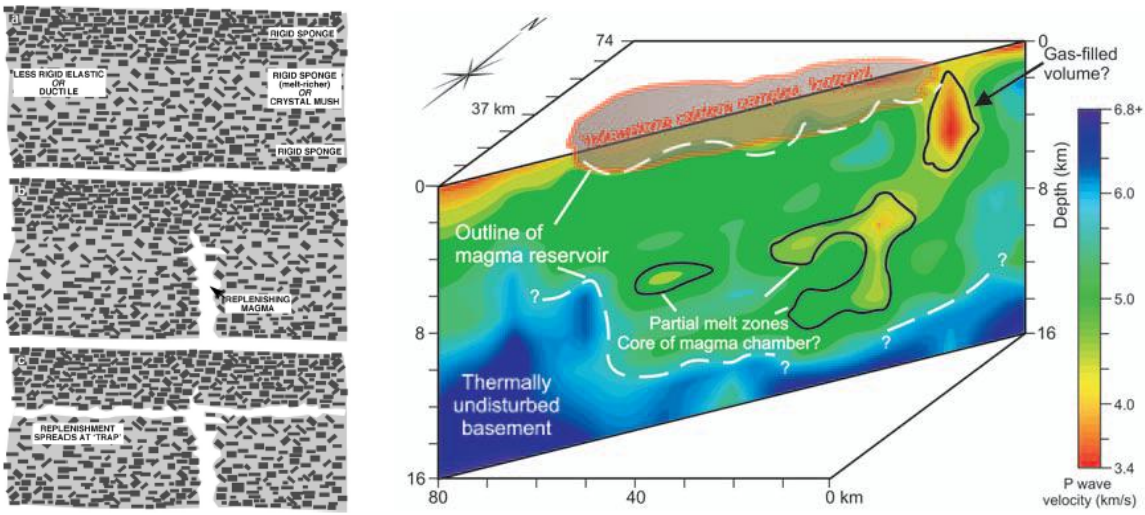


Fig. 1.10 A la izquierda: modelo de recarga magmática de Miller *et al*. (2011). La presencia de un frente que acumula el fundido remanente segregado de las zonas con más porcentaje de cristales es común a otros muchos modelos (p.ej. Bachmann *et al*. (2002) y Burgisser y Bergantz, 2011). A la derecha: imagen tomográfica de un reservorio magmático del área de Yellowstone. Las zonas con menores velocidades de onda podrían representar áreas con mayor porcentaje de fundido (Bachmann y Bergantz, 2008).

La conexión volcánica

Después de que un magma de composición intermedia alcance un porcentaje de cristales del 40-50 %, éste contiene un fundido intersticial muy rico en SiO_2, similar a las riolitas pobres en cristales. Muchos autores han sugerido que las recargas pueden “rejuvenecer” un magma con alto porcentaje de cristales que, de otra manera, no podría fluir ni hacer erupción (Bachmann y Bergantz, 2004). La intrusión episódica de nuevo magma en una cámara magmática puede incrementar el volumen y la presión hasta el punto de superar la resistencia del encajante y provocar una erupción. El modelo de recarga magmática propone un marco reológico que permite entender la conexión entre las emisiones volcánicas y los granitoides que forman los grandes batolitos, que serían los vestigios de las erupciones riolíticas (Bachmann y Bergantz, 2004). O, lo que es lo mismo, el modelo de intrusión episódica representa un mecanismo que desentraña la

formación simultánea de plutones (construcción de la corteza) e ignimbritas que dan lugar a las super-erupciones (Burgisser y Bergantz, 2011). El efecto de los volátiles que aportan las nuevas intrusiones, y el aumento de la presión interna que provoca el rejuvenecimiento térmico del magma, juegan un papel importante para desbloquear el entramado cristalino y generar volúmenes importantes de productos volcánicos a partir de magmas parcialmente cristalizados (Huber *et al*., 2010 y Huber *et al*., 2011).

En el caso del batolito de Gredos, sólo en la zona de estudio (≈ 30 km^2) se han encontrado hasta 3 láminas granodioríticas distintas. Estas láminas tienen un promedio de 1 km de potencia y se extienden fuera del límite del área estudiada. Las similitudes geoquímicas y petrogenéticas son evidentes: megacristales de Kfs, enclaves máficos microgranulares, y signatura geoquímica calcoalcalina. Sin embargo, a pequeña escala, la presencia de Crd, circones heredados o xenolitos del encajante provocan diferencias y complejidades que son descritas en el capítulo 4. En pocos afloramientos han sido observados contactos entre los diferentes pulsos magmáticos, ya que estos suelen estar separados por cuerpos metasedimentarios. Donde se observan, estos contactos son co-magmáticos. La intrusión de los granitoides parece haberse producido a través de zonas de cizalla extensionales cuyo efecto queda marcado por una fuerte deformación a techo de las láminas intrusivas y a muro de los complejos anatécticos. El estudio geocronológico (capítulo 6) ha permitido conocer la secuencia de las intrusiones. La presencia de contactos magmáticos entre los granitoides, y entre estos y los fundidos anatécticos procedentes de la fusión del encajante pelítico, indica que el batolito se

Fig. 1.11 A la izquierda: el efecto térmico de la intrusión granodiorítica provoca la fusión del encajante. A la derecha: Estructura laminar interna de uno de los cuerpos intrusivos en el batolito de Gredos.

mantuvo parcialmente fundido durante la sucesiva recarga magmática. Las muestras granodioríticas presentan rangos de edades superiores a los 7-8 Ma, y son frecuentes los "antecristales" (Hildreth, 2004), características idénticas a las estudiadas en los batolitos que se han tomado como ejemplo para los procesos de recarga, homogeneización y rejuvenecimiento magmático (Coleman *et al*., 2004; Miller *et al*., 2011 o Bachmann *et al*., 2002). Las consecuencias térmicas de este proceso sobre el conjunto del batolito están siendo valorados en una investigación aún en marcha. Sin embargo, la intrusión de

sucesivas láminas granodioríticas provocó la fusión parcial del encajante (Fig. 1.11), ya que estos fundidos leucograníticos tienen circones ígneos con edades ligeramente más modernas que la edad de los granitoides con los que están en contacto, hecho que evidencia que la fusión se produce como respuesta a la recarga magmática en el batolito. Los efectos que este proceso pueda tener sobre los cuerpos magmáticos adyacentes, que pueden conservar un porcentaje de fundido superior al 15-20 %, deben ser parecidos a los estudiados en batolitos de parecidas características estudiados en este trabajo.

1.3.2 Reología de los magmas graníticos

Tras los primeros datos experimentales en los que se propusieron umbrales o transiciones reológicos que dependían de la fracción cristalina presente en el magma (Arzi, 1978; van der Molen y Paterson, 1979; Vigneresse *et al*., 1996), las viscosidades de los fundidos graníticos de diferentes composiciones han podido ser razonablemente determinadas (Hess y Dingwell, 1996; Dingwell, 1999; Holtz *et al*., 1999; Giordano *et al*., 2007). Aún así, la escasez de información reológica experimental en magmas graníticos (Rutter y Neumann, 1995; Scaillet *et al*., 1997; Rutter *et al*., 2006), y la dificultad de modelar teóricamente este tipo de complejos sistemas naturales no permite un riguroso y completo conocimiento del problema reológico. Algunos avances han sido presentados en trabajos recientes, como por ejemplo, en el flujo de acumulados de cristales magmáticos (p. ej., Koenders y Petford, 2000) o la caracterización de los parámetros que controlan los comportamientos reológicos newtonianos y no-newtonianos en los magmas graníticos (p. ej., Caricci *et al*., 2007).

Los estudios microestructurales y de susceptibilidad magnética apoyan la idea de que los granitoides intruyen como líquidos pobres en cristales (porcentajes <50%), por lo que el desarrollo de fábricas magmáticas queda restringido a las últimas etapas del emplazamiento (p.ej., Zak y Paterson, 2005; Paterson *et al*., 2008) La viscosidad de los magmas durante la etapa de transporte en suspensión depende de la tasa de deformación, y por lo tanto no son aplicables los umbrales reológicos establecidos mediante ecuaciones que asumen comportamientos más sencillos. Las nuevas teorías deben considerar a los magmas como fluidos multifásicos si pretenden resolver la complejidad de la reología de los magmas graníticos (Petford, 2003).

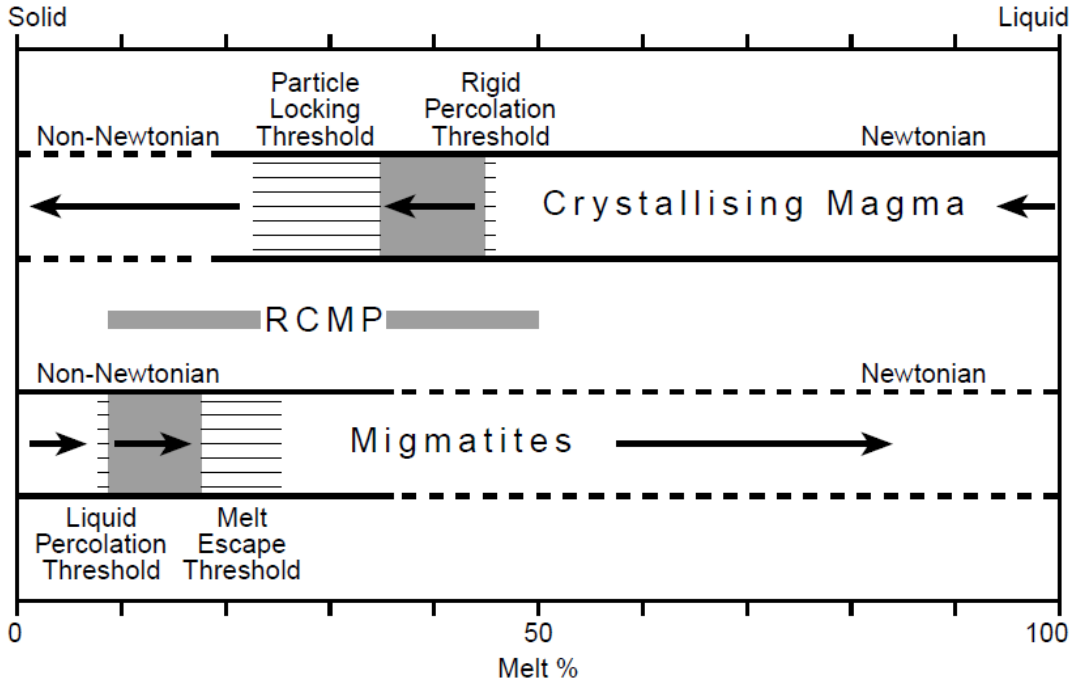


Fig. 1.12 Relación entre la cristalización magmática y la fusion parcial basada en la reología de los magmas graníticos (Vigneresse *et al*., 1996).

1.3.3 Indicadores de flujo y deformación

La formación y el significado de las fábricas magmáticas registradas en los granitoides, así como su relación con la deformación regional y el flujo magmático, son objeto de una encendida discusión científica. Las fábricas que se preservan son a menudo fruto de procesos tardíos respecto a la formación del batolito o cámara magmática, y rara vez proporcionan información sobre el ascenso del magma. Son, por lo tanto, deficientes indicadores de la dinámica dominante durante la formación del batolito, preservando únicamente los incrementos de la deformación durante los últimos estadios de la cristalización (Paterson *et al*., 1998). No obstante, en teoría, las fábricas podrían responder a la deformación resultante de una gran variedad de procesos magmáticos, incrementos de la deformación tectónica regional o la superposición de diversos procesos en los casos más complejos (Paterson *et al*., 1998, 2003; Žák *et al*., 2005).

Las foliaciones y lineaciones magmáticas podrían reflejar la deformación finita acumulada y formarse como estructuras compuestas que registran los múltiples incrementos de la deformación en un cuerpo magmático con bajo porcentaje de fundido, relativamente estático y muy complejo reológicamente. Como consecuencia de estas dificultades, puede llegar a ser muy problemático inferir la naturaleza y la cinemática del flujo magmático, o de cualquiera que sea el proceso causante de las fábricas registradas en las rocas graníticas (Žák et al., 2007). La mayoría de las mediciones directas de fábricas magmáticas se producen sobre estructuras planares o lineales definidas por cristales como Kfs, Pl, Bt, Hbl. Otras estructuras que pueden indicar deformación en estado magmático son los *schlieren*, enclaves o pasillos de enclaves, o los propios contactos internos entre las facies magmáticas (Fig. 1.13). La gravimetría o la susceptibilidad magnética son herramientas indirectas para el estudio de las fábricas magmáticas y, en el segundo caso, pueden permitir la determinación aproximada del elipsoide de la deformación.

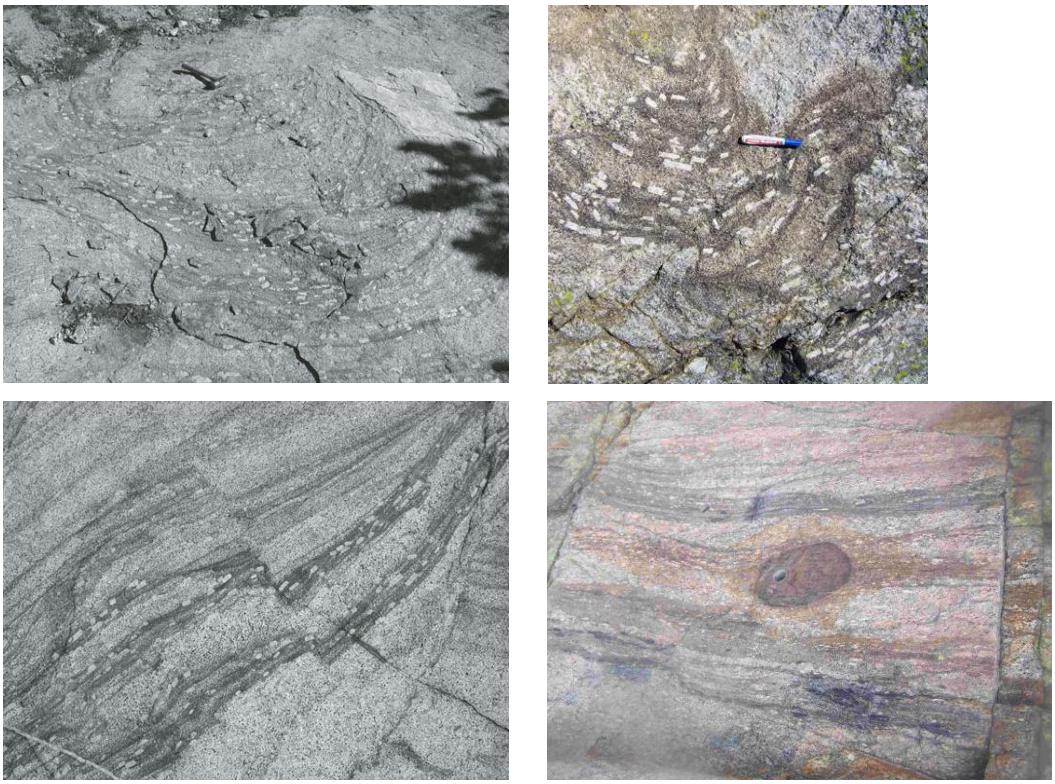


Fig. 1.13 Comparación entre algunas estructuras magmáticas en el batolito de Tuolumne, California (Zàk *et al*., 2007) y en el batolito de Gredos (en color).

En muchos de los batolitos calcoalcalinos es común la presencia de megacristales de Kfs. Esto ha suscitado un gran debate sobre su origen magmático o su posición en la secuencia de cristalización, discusión que resulta capital a la hora de utilizar estos grandes cristales para medir las fábricas magmáticas. Existe un grupo de evidencias que hablan a favor de un origen magmático para los megacristales de Kfs en los granitoides (Vernon, 1986): maclado simple, zonación oscilatoria, inclusiones de Pl euhedral, o la disposición concéntrica y controlada cristalográficamente de las inclusiones (Pl, Bt, Ilm, Zr). A la escala macroscópica también existen multitud de observaciones a favor de la presencia de Kfs en los granitoides como fenocristal: la acumulación mecánica de megacristales junto con otros elementos rígidos presentes en el fundido magmático (xenolitos o enclaves microgranulares), la presencia de megacristales en las zonas de *mingling* o mezcla de magmas, o en algunas rocas volcánicas. Estas observaciones implican que estos megacristales existían en un magma con un porcentaje de fundido suficiente para moverse sin provocar la fractura o la deformación plástica de los cristales (Fig. 1.14) (Vernon y Paterson, 2008).

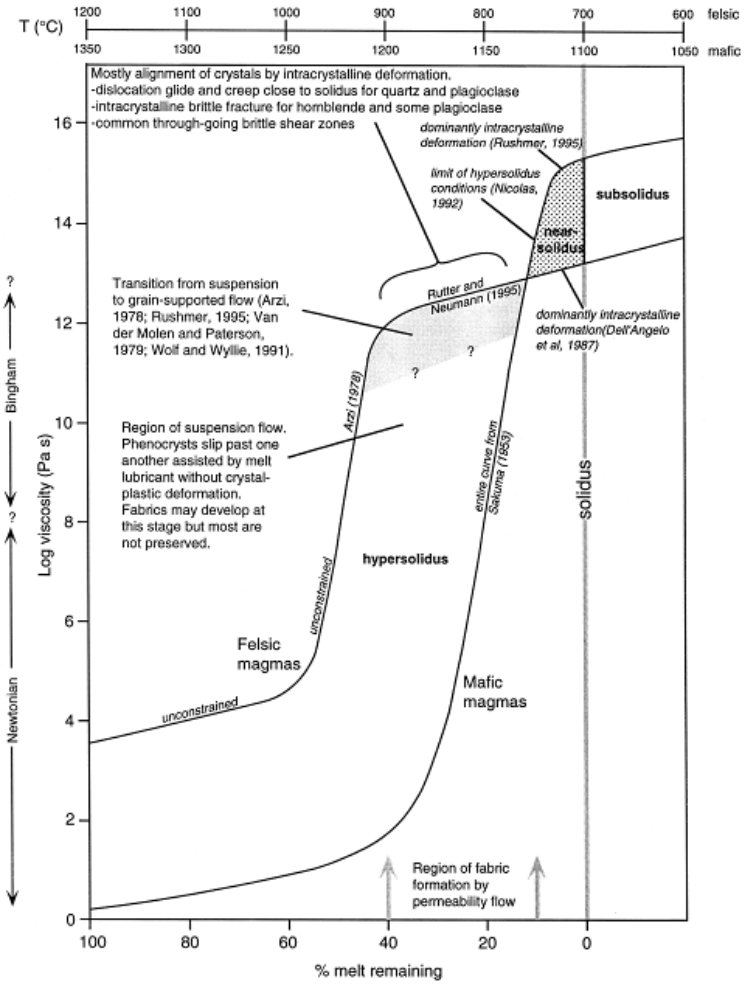


Fig. 1.14 Esquema en el que se representan algunos de los principales estados reológicos del magma, y las fábricas que se generan en cada uno de ellos, en función del porcentaje de fundido y la viscosidad (Paterson *et al*., 1998).

El crecimiento hasta tamaños megacristalinos podría deberse a la repetida recarga magmática, que mantendría las temperaturas por encima del *solidus* granítico durante largos periodos de tiempo y aportaría los componentes necesarios para el crecimiento del Kfs y definir su zonación geoquímica (Moore y Sisson, 2008). Durante la etapa pre-intrusiva, pequeños cristales de Pl, Bt y Qz (en menor medida) se nuclean y crecen. Posteriormente empieza a cristalizar el Kfs, aun en presencia de un alto porcentaje de fundido, que se convierte en la fase más abundante. Las lentas tasas de enfriamiento, probablemente condicionadas por las inyecciones de nuevo magma (Gagnevin *et al*., 2005), permitirían al Kfs tener una relación entre la tasa de crecimiento y la nucleación suficientemente alta para formar grandes cristales (Moore y Sisson, 2008), que incluirían a las fases coexistentes. Posteriormente, durante la etapa de emplazamiento, el sobre-enfriamiento favorecería la nucleación de los fenocristales de Pl, Bt y Qtz (Farina *et al*., 2010). En la zona de estudio del batolito de Gredos, los granitoides contienen enclaves microgranulares de similar composición a las granodioritas que los contienen. Son interpretados como bordes fríos, restos del magma original sobre-enfriado durante el ascenso. En ellos el Kfs aparece como fase de la matriz, con textura poiquilítica (Fig. 1.15). Esto confirma que el desarrollo de megacristales se produce en la etapa de emplazamiento, previamente a la inversión reológica que impide el flujo magmático. La presencia de estos fenocristales en composiciones granodioríticas no se corresponde con los resultados de los trabajos experimentales (Naney, 1983), por ello es muy probable que la interacción entre el magma intrusivo y las rocas encajantes (que pueden liberar fluidos ricos en H_2O y K_2O de gran movilidad) tenga influencia en el crecimiento de los megacristales de Kfs.

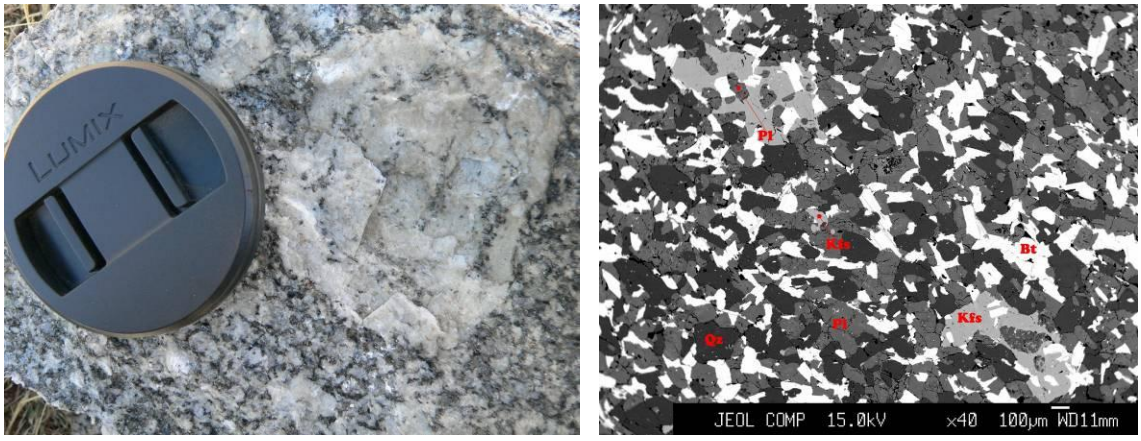


Fig. 1.15 A la izquierda: corte paralelo a 001 de un megacristal de Kfs. Según las inclusiones se podrían distinguir hasta 3 fases de crecimiento. A la derecha: textura poiquilítica del Kfs en los enclaves de bordes fríos encontrados en las granodioritas de Gredos.

Las fábricas de Kfs obtenidas mediante la determinación de la SPO (*shape preferred orientation*) son una herramienta potencialmente muy útil para entender los mecanismos de emplazamiento y el papel de la tectónica regional reinante durante el proceso. Los trabajos recientes ofrecen una nueva perspectiva para evaluar la forma, orientación e intensidad de la fábrica SPO como resultado de la interacción entre la cinemática interna (magmática) y externa (de origen tectónico) en un batolito granítico (p. ej., Mulchrone *et al*., 2005). Algunos autores sugieren que las fábricas registradas por los megacristales de Kfs reflejan el flujo heterogéneo de un magma rico en cristales durante las primeras etapas del emplazamiento. Las modificaciones de esta fábrica durante la cristalización del resto de fases sería mínima (Kratinová *et al*., 2010). Es necesario alertar de que no es fácil relacionar la variación espacial de la forma del elipsoide de fábrica y la deformación finita (Sen y Mantani, 2006). Esto es, en parte, una consecuencia del complejo proceso que conlleva la adquisición de un fábrica SPO mediante la rotación de cristales bajo la influencia de diferentes tipos de flujo magmático (p. ej., Fernandez y Fernández-Catuxo, 1997; Arbaret *et al*., 2000; Jiang, 2007). Se debe, además, a la evolución diacrónica y heterogénea de las fábricas magmáticas durante y después de las etapas de emplazamiento, enfriamiento e incluso rejuvenecimiento térmico, considerando los efectos de las posibles recargas magmáticas y de la actuación continuada o reactivación de estructuras tectónicas (Zàk *et al*., 2007, 2008; Kratinová *et al*., 2007).

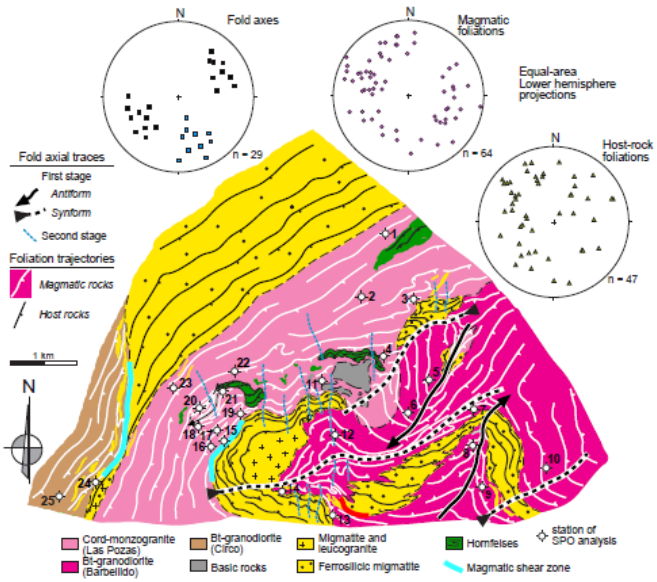


Fig. 1.16 Mapa estructural de la zona central del batolito de Gredos. En él se observa la continuidad entre las fábricas magmáticas (foliación medida a través de la orientación preferente de los planos 001 de los megacristales de Kfs) y las principales estructuras del encajante.

La orientación relativa de las fábricas magmáticas de los granitoides y las estructuras de las rocas encajantes sugiere una importante continuidad mecánica (Fig. 1.16) (ver mapa estructural en el capítulo 5), por lo que los patrones observados en las fábricas fueron probablemente influenciados por la deformación regional (Paterson *et al*., 1998; Benn *et al*., 2001; Sen y Mantani, 2006; Kratinová *et al*., 2007). La escasa

diferencia de viscosidad probablemente existente entre el encajante migmatítico y los cuerpos graníticos parcialmente cristalizados, explicaría la fuerte influencia tectónica registrada en las fábricas magmáticas de la zona estudiada, y la concentración de la deformación observada a lo largo de las zonas de cizalla magmáticas, originalmente subhorizontales, localizadas próximas a los contactos entre los cuerpos plutónicos y su encajante metasedimentario.

Recordando que no existe una relación simple entre las fábricas de Kfs determinadas mediante el método SPO (Robin, 2002; Launeau y Robin, 2005) y la deformación finita, sin embargo, en la zona de estudio, las características de las fábricas cristalográficas adquiridas por el Qtz en las zonas de cizalla se corresponden con la geometría de las estructuras magmáticas definidas mediante las fábricas SPO. En conjunto, todos estos datos estructurales sugieren la actuación conjunta en las zonas de cizalla analizadas de un componente de deformación coaxial, implicando acortamiento vertical, combinado con un componente de cizallamiento simple con desplazamiento del bloque de techo hacia el SO. El resultado final son elipsoides de fábricas SPO situados en el campo del aplastamiento aparente. Para explicar la concentración de la deformación preferentemente a techo de los láminas intrusivas, se ha recurrido a la siguiente explicación (Fig. 1.17): Los gradientes de flujo debidos al avance del magma durante el emplazamiento generaron hipotéticamente un componente de cizalla simple de sentido inverso en ambos contactos (muro y techo) de los cuerpos intrusivos. El componente de cizalla simple debido a la deformación regional (tectónica), se sumará o se restará al componente interno de cizalla simple (debido al flujo magmático), concentrándose preferentemente la deformación en el límite del cuerpo intrusivo donde

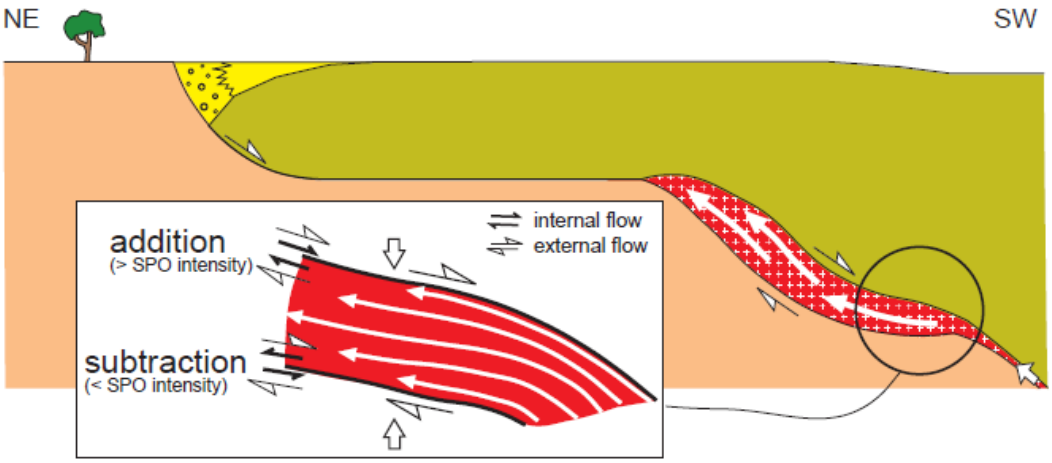


Fig. 1.17 Modelo conceptual del emplazamiento de pulsos magmáticos a través de cizallas extensionales.

el sentido de la cizalla simple de ambos componentes coincide. Es precisamente en estas bandas de cizalla en donde, una vez alcanzada la cristalización total del granitoide, continúa la deformación en estado sólido que se impone localmente sobre las estructuras magmáticas sin llegar a transponerlas. En las regiones centrales de los cuerpos

magmáticos, la deformación debida al flujo magmático (elipsoides de fábricas SPO situados en el campo de la constricción aparente) puede haber quedado a salvo de esta deformación regional, aunque los detalles de este proceso están aún por conocer.

1.4 Geocronología.

1.4.1 Las edades determinadas en los circones y su significado.

Los circones se han convertido en las últimas décadas en los minerales más intensamente estudiados de todos aquellos que componen las rocas ígneas y metamórficas. Son cada vez más los trabajos que utilizan estos pequeños cristales para conocer la edad de la roca que los contiene, haciendo de la geocronología una herramienta fundamental y complementaria a los tradicionales estudios cartográficos, estructurales, geoquímicos o petrográficos. La determinación de las edades de los circones ha permitido avanzar en el conocimiento de la formación de batolitos por emplazamiento secuencial (Paterson *et al*., 2008), de las posibles fuentes de los granitoides a través de las herencias (Bea *et al*., 2010), o de las diferentes etapas de los procesos metamórficos (Williams, 2001).

Más allá del conocimiento de la edad que proporcionan las relaciones isotópicas del U, Th y Pb del circón (también se utilizan otros minerales como la monacita), podemos obtener mucha más información de estos cristales. La morfología, estructura interna, zonaciones y la geoquímica (Ti y Hf son utilizados como termómetros) son características esenciales a estudiar en cualquier trabajo con circones. Sin embargo, la interpretación de todos estos datos no es clara, y es objeto de un intenso debate cuando los circones y todas sus características forman parte de las evidencias que prueban procesos globales como por ejemplo la asimilación (Clarke, 2007), la naturaleza de las fuentes magmáticas (Belousova *et al*., 2002), o la formación de grandes batolitos (Coleman *et al*., 2004).

Tipos de circones.

En función de la característica que nos dispongamos a examinar, existen múltiples posibilidades de clasificar los circones. Pupin y Turco (1975) realizan un exhaustivo análisis de la disposición de los prismas y pirámides que componen el cristal de circón, relacionando estas variaciones con la temperatura y alcalinidad del fundido en el que crece el cristal (índices T y A en el diagrama tipológico). No podemos olvidar que en los granitoides también son muy abundantes los circones anhedrales, que encontramos como cristales individuales o como núcleos en circones complejos. Su origen se relaciona con procesos de abrasión durante la erosión y sedimentación de rocas volcánicas, o de reabsorción durante la anatexia. Por ello su presencia en las rocas graníticas se interpreta como producto de la asimilación o contaminación con rocas metasedimentarias, o como cristales relictos de la fusión y generación de los magmas graníticos. Otras características estudiadas en el circón han sido sus inclusiones (Jennings *et al*., 2011) o la elongación del cristal (por ejemplo Corfu *et al*., 2003).

Si nos ceñimos a las características internas del circón, aquellas que estudiamos a través de las imágenes de catodoluminiscencia, como son la estructura interna y la zonación (Fig. 1.18), y añadimos a esto la edad obtenida mediante los métodos radiométricos, podríamos separar los circones en dos grandes grupos: cristales simples y cristales complejos o compuestos. Los primeros son cristales con una única etapa de crecimiento, su edad es la misma en el núcleo y en los bordes, y suelen tener un índice de elongación alto (Fig. 1.18). Los circones simples aparecen con bandeados paralelos al eje principal del cristal, con zonados oscilatorios continuos de núcleo a borde o bien carecen de zonaciones y tienen una luminosidad parecida en todo el cristal (típico de los circones de las ignimbritas).

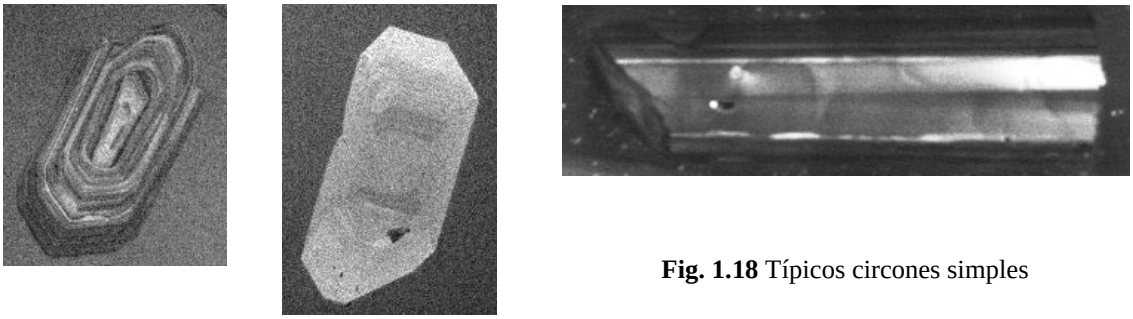
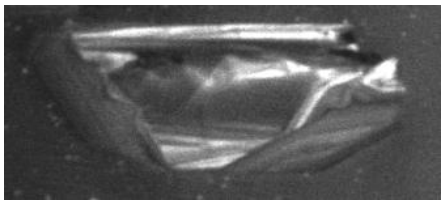


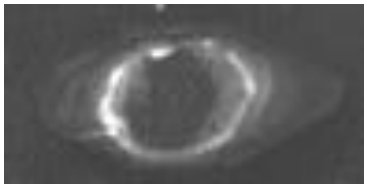
Fig. 1.18 Típicos circones simples

Los circones complejos se componen de un núcleo y unos crecimientos externos que rodean a éste, existiendo una clara discontinuidad entre ambas partes. Podemos describir aquí dos tipos de circones compuestos que son objeto de un intenso debate y atañen a problemas geológicos bien diferentes: los circones heredados y los "antecristales" (Fig. 1.19). Los circones heredados son interpretados como cristales resistentes a la fusión o como xenocristales procedentes de la asimilación de metasedimentos. Esta interpretación está íntimamente relacionada con el problema del origen de los granitoides y los mismos circones son utilizados para argumentar diversas hipótesis. En el caso del batolito de Sistema Central, algunos autores interpretan los circones heredados como cristales resistentes a la fusión que son arrastrados por los magmas en el proceso de segregación (Bea *et al*., 2003). De esta manera, tanto los plutones leucograníticos autóctonos claramente relacionados con una fuente metasedimentaria, como los grandes batolitos granodioríticos y monzograníticos, contendrían una gran carga de circones relictos cuyas herencias se correlacionan con las edades típicas de los metasedimentos regionales. Pero según los datos aportados por nuestros estudios (ver capítulos 4 y 6), no todos los granitoides contienen circones heredados en el batolito. Estos son más abundantes según nos acercamos a los contactos con el encajante, que coincide con una mayor presencia de xenolitos metasedimentarios, quedando libres de herencias los granitoides más alejados de los contactos. Estas variaciones en la presencia de herencias en los circones coincide con las principales variaciones geoquímicas en los granitoides del batolito (ver capítulo 4). Por lo tanto, interpretamos estos circones como xenocritales procedentes del encajante adquiridos

por el magma durante el proceso de asimilación, y cuyas recristalizaciones posteriores registran la edad de cristalización de circón propia del fundido que los contiene. La presencia o no de estos xenocristales hace variar ostensiblemente la tipología de los circones de una muestra, cosa que no ocurriría si todos los circones tuviesen el mismo origen (ver capítulo 6).

Los "antecristales" son circones cuya edad es varios millones de años más antigua que la edad media obtenida para los circones representativos de una muestra (superando esta diferencia el error inherente al proceso analítico), de ahí que son interpretados como vestigio de los primeros pasos de formación del batolito en cuestión (p.ej. Hildreth, 2004; Bacon y Lowenstern, 2005; Vazquez y Reid, 2002). En muchas ocasiones estos cristales son encontrados como núcleos de circones complejos, donde las zonas externas tienen la edad principal de cristalización de toda la muestra, aunque a menudo las edades de estos circones quedan descartadas en la rutina estadística (datos no concordantes). La presencia en muestras individuales de circones cuyas edades abarcan un rango mayor que el de la edad de emplazamiento y enfriamiento de un pulso magmático sugiere la existencia de circones pertenecientes a las primeras intrusiones en la formación del batolito que son reciclados en los nuevos pulsos. Estas evidencias están en estrecha relación con las investigaciones que apuntan al rejuvenecimiento térmico que implica la recarga magmática durante el emplazamiento secuencial de un batolito, y tiene implicaciones en la conexión plutónico-volcánica (Bachmann *et al*., 2002, Miller *et al*., 2011 y Burgisser y Bergantz, 2011)





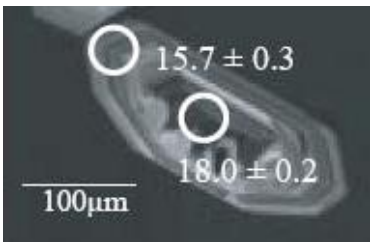
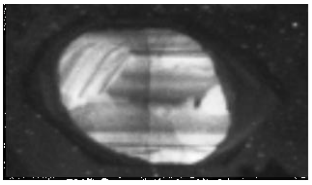


Fig. 1.19 "Antecristales" (a la izquierda) y circones heredados (a la derecha).



Para el estudio geocronológico del batolito de Gredos hemos analizado 4 muestras de granodioritas y monzogranitos pertenecientes a tres láminas intrusivas identificadas gracias a un detallado trabajo de campo (ver capítulo 6 y figuras 1.18 y 1.19). Además,

hemos incluido en los análisis 2 muestras de los leucogranitos asociados a los cuerpos migmatíticos del batolito.

Todas las edades utilizadas para este trabajo son estadísticamente válidas: tienen una discordancia menor del 20% y un contenido en Pb común menor del 1%, los análisis están ubicados lejos de fracturas, discontinuidades y zonas con alta luminosidad (de acuerdo con las imágenes CL). En todas las muestras encontramos un gran rango de edades, mayor de 15 Ma (Fig. 1.20), por lo que hemos separado los análisis en grupos de edades cuyas características analíticas (ubicación del *spot*) y morfológicas (tipo, hábito y zonación del circón) son comunes. La ausencia de un exhaustivo estudio de los detalles analíticos habría conllevado la eliminación de gran cantidad de datos por falta de concordancia.

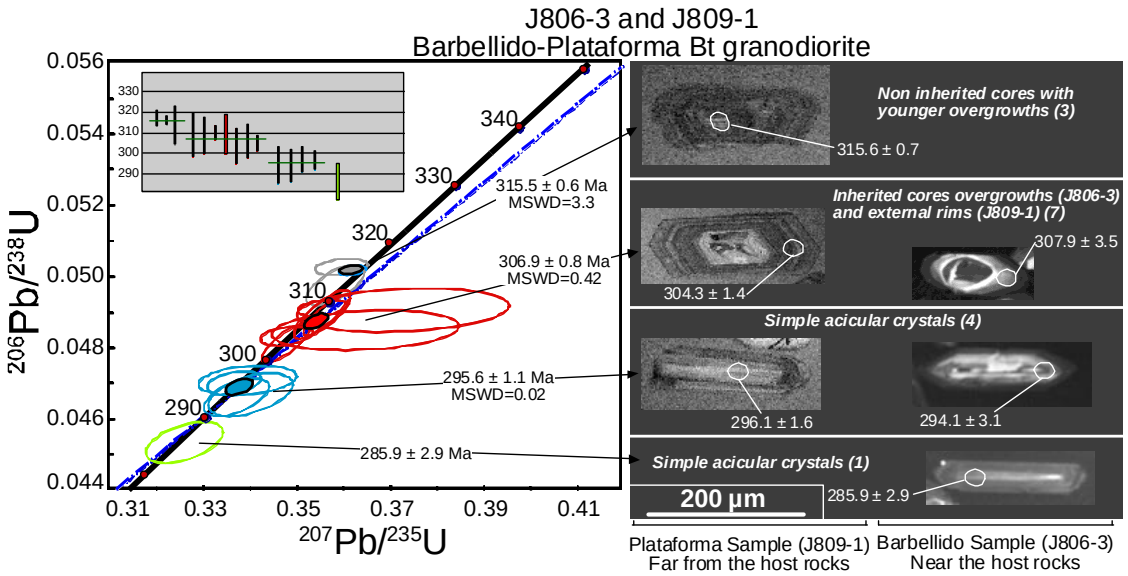


Fig. 1.20 Diagrama de concordia e imágenes CL de algunos circones de las muestras de uno de los granitoides intrusivos estudiados en este trabajo. La figura muestra los diferentes grupos de edades separados en esta muestra y su edad de concordia. Las dos muestras estudiadas evidencian el efecto de la asimilación (gran cantidad de circones heredados) en la tipología de los circones.

Aunque no podemos identificar cada uno de los grupos de edades con un proceso magmático concreto, es posible determinar una edad principal de cristalización. El patrón que siguen estos grupos de edades es clave para comparar las diferentes muestras. El significado de estas edades dentro de la evolución y emplazamiento del batolito deben ser objeto del desarrollo de esta investigación en el futuro.

1.4.2 Temperaturas de cierre del sistema isotópico

Desde los trabajos de Watson y Harrison en los años 80 del siglo pasado, poco se ha progresado en el conocimiento de las condiciones de saturación del Zr en los fundidos magmáticos y de las condiciones de formación del circón. Este hecho ha limitado nuestra comprensión del cierre de los sistemas isotópicos en el circón, que forma la base de los estudios geocronológicos que utilizan las relaciones isotópicas de U, Th y Pb. Mientras que se multiplican los trabajos geocronológicos, las dudas respecto a la interpretación de estos datos siguen persistiendo por la presencia de circones complejos, "antecristales" y circones heredados. La interpretación de las edades obtenidas a partir de estas relaciones isotópicas se vincula generalmente al emplazamiento de los magmas en la corteza, simplificando así un proceso que parece mucho más complejo si atendemos conjuntamente a la edad, hábito, zonación y composición de los circones.

Watson y Harrison en 1983 encararon el problema de la temperatura de cristalización del circón desde el punto de vista experimental (Fig. 1.21). Hasta entonces sólo las observaciones en rocas naturales, como la presencia de circones antiguos en granitoides mucho más jóvenes, daban pistas sobre el comportamiento del circón ante los procesos de fusión y reciclaje cortical. Para su estudio, los estadounidenses llevaron a cabo una serie de experimentos de saturación y solubilidad del circón a diferentes temperaturas, en fundidos de diferente composición. Algunos de los resultados de este trabajo han sido ampliamente corroborados durante el avance de los estudios geocronológicos con isótopos de U, Th y Pb:

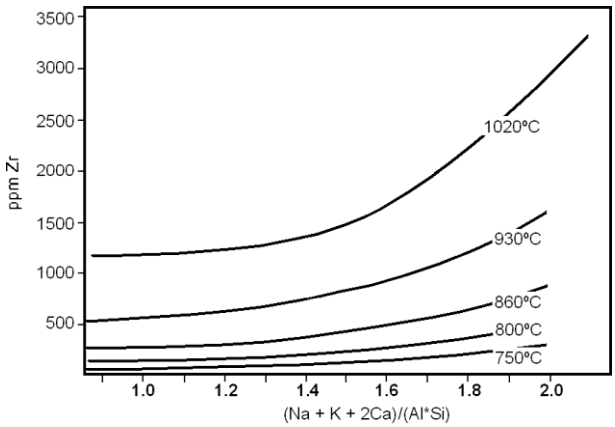


Fig. 1.21 Isotermas obtenidas de los experimentos de Watson y Harrison en 1983. En el diagrama se representa la concentración residual de Zr en el fundido una vez que cristaliza el circón (ordenadas) frente al cociente M, medida de la basicidad del fundido.

Modificado de Watson y Harrison (1983).

- Se confirma algo ya apuntado en trabajos anteriores: que la solubilidad depende ampliamente de la composición del fundido, siendo los magmas más básicos capaces de disolver más Zr a una determinada temperatura que los magmas ácidos.

- El modelo predice la presencia de núcleos anhedrales o redondeados, fruto de la reabsorción parcial de circones preexistentes en la fuente. Estos circones eran identificados como cristales detríticos.
- Para dos magmas con una concentración de Zr parecida, los circones heredados son muy abundantes en un granitoide de tipo S, mientras que apenas son reconocibles en uno de tipo I (utilizando la nomenclatura de Chappell y White, 1974). Esta observación puede explicarse siguiendo los resultados de los experimentos de Watson y Harrison (1983). Si fijamos la temperatura, un fundido de tipo I necesitaría una concentración mucho más elevada en Zr que otro de tipo S para quedar saturado en circón. A esto hay que añadir que los magmas de tipo I necesitan temperaturas substancialmente mayores que los de tipo S para su formación. De ello se deduce, en primer lugar, que en la generación de granitoides de tipo S, sólo una pequeña fracción de los circones de la fuente debe disolverse para saturar el fundido, quedando los circones no disueltos como cristales restíticos susceptibles de ser transportados por el nuevo fundido en su segregación. Y, en segundo lugar, en los granitoides de tipo I, generados a mayor temperatura y con concentraciones menores de Zr, se debe producir la casi completa disolución de los circones del área fuente.

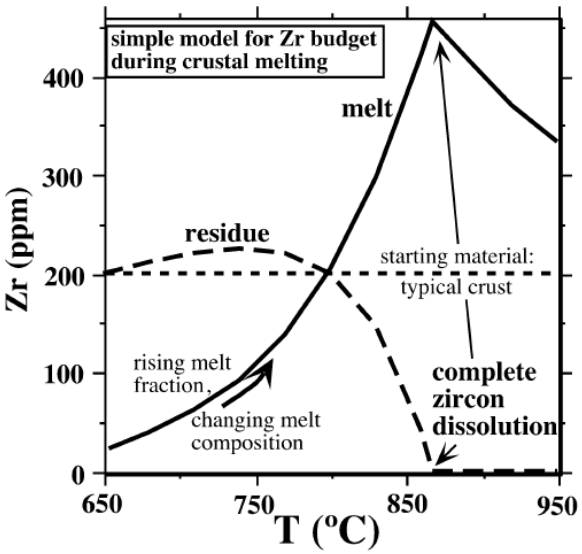


Fig. 1.22 Esquema de la evolución de la concentración de Zr en fundidos y residuos durante el proceso de fusión cortical. Extraido de Miller et al. (2003).

Miller *et al*. (2003), utilizaron las fórmulas de Watson y Harrison para calcular la temperatura de saturación del circón en más de 50 plutones (Fig. 1.22), pudiendo así diferenciar entre "hot and cold granites" en función de la temperatura calculada. Los llamados "granitos fríos" contienen abundantes circones o núcleos heredados procedentes de la fuente, menores concentraciones de Zr y una composición media cercana a la de los granitos peralumínicos. Los "granitos calientes" contienen muy pocas herencias o carecen de ellas, tienen mayores concentraciones de Zr y son claramente calcoalcalinos. La temperatura de saturación de circón media obtenida en

este trabajo para los primeros es de 766 ºC, mientras que la media obtenida para los "granitos calientes" es de 837 ºC. Esta es la temperatura en el momento en el que el fundido se satura en circón, y es una aproximación a las temperaturas de generación de estos magmas, aunque sería una temperatura máxima para fundidos saturados (fríos), y mínima, y probablemente infravalorada, para los no saturados (calientes).

Existen otros termómetros para conocer la temperatura de cristalización del circón en los fundidos silicatados, y después aplicar estos conocimientos en la petrogénesis de los granitoides, como por ejemplo el del contenido de Ti en circón (Watson *et al*., 2006), muy sensible a las variaciones de temperatura durante el crecimiento del cristal, que son reflejo de la dinámica de la formación de los batolitos. Sin embargo, estos termómetros tienen aún muchas incertidumbres y no han sido plenamente aceptados por la comunidad científica.

De lo expuesto en este capítulo podemos extraer algunas consideraciones cualitativas para los granitoides del batolito de Gredos. Las temperaturas de disolución de zircón están cercanas a las máximas temperaturas requeridas para la fusión parcial de los metasedimentos terrígenos, entre los 750 y 850 ºC para el caso de las reacciones que conllevan la deshidratación seca de biotita o moscovita (Watson *et al.*, 1983). En el caso de los magmas granodioríticos, como los estudiados en este trabajo, la temperatura a la que se generan puede ser más de 100 ºC mayor que en el caso de los granitos anatécticos corticales. La observación de las texturas y la secuencia de cristalización de las granodioritas de Gredos, en las que la plagioclasa siempre precede a la biotita, y su comparación con los equilibrios de fase de sistemas similares (Naney, 1983), indican que estos magmas no estaban saturados (<2.0 % en peso de H_2O), lo que implica temperaturas del orden de 1000 ºC o mayores en la fuente en el momento de su generación. Por todo ello es muy improbable que circones del área fuente sobrevivan al proceso de fusión y los núcleos relictos deben representar en su mayoría circones heredados o xenocristales procedentes del material asimilado.

2. METODOLOGÍA

Resumen de la metodología utilizada

Trabajos de campo

La primera parte del trabajo de campo ha consistido en la elaboración de una cartografía de detalle de la zona de estudio. Este trabajo incluye un estudio pormenorizado en cada una de las estaciones de muestreo que incluye la toma de datos estructurales (foliaciones, lineaciones, tipos de deformación, cizallas o fallas), petrológicos (tipo de roca, mineralogía a nivel mesoscópico, texturas) y contactos litológicos de primer nivel. La cartografía resultante contiene toda la información necesaria para un amplio conocimiento de la zona, y es imprescindible a la hora de escoger posteriormente las áreas que serán objeto de estudios a nivel de afloramiento o específicos. En posteriores campañas se ha acometido el muestreo para la caracterización geoquímica y petrográfica de los granitoides y rocas encajantes del batolito, estudios específicos para conocer las variaciones en el contenido de cordierita y fesdespatos en los granitoides, estudio fotográfico de más de 100 afloramientos para el estudio de la orientación de las fábricas de forma, y por último, el muestreo para el estudio geocronológico.

De todas las muestras recogidas se han preparado más de 100 láminas delgadas para el estudio petrográfico (mineralógico y textural) de las unidades del batolito y para el análisis de las fábricas en las principales zonas de cizalla del área de estudio.

Geoquímica

Para los análisis geoquímicos se han recogido unos 5 kg de roca fresca en cada afloramiento seleccionado. Las muestras fueron machacadas y tamizadas para obtener una fracción de polvo de roca. Los elementos mayores y el Zr fueron analizados mediante fluorescencia de rayos X (FRX) en los Servicios Comunes de Investigación de la Universidad de Oviedo usando perlas de vidrio.La precisión típica obtenida de la técnica FRX fue superior al ±1.5 % relativo. Los elementos traza, incluyendo las tierras raras (REE), fueron analizados con un ICP-MS con sistema HP-4500 perteneciente a los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva, siguiendo una digestión en una solución (8:3) HF+HNO3, secado y a continuación una segunda dilución en 3 ml de HNO3. La precisión obtenida para la mayoría de los elementos fue controlada mediante el repetido análisis de los estándares de roca SARM-1 (granito) and SARM-4 (norita). La precisión obtenida está en el rango del 5-10% relativo.

Petrología experimental (Laboratorio Alta Presión)

Los experimentos se han llevado a cabo utilizando sistemas de presión “piston–cylinder” internamente calentados, con transmisión de presión por medio sólido y carga final, en la Universidad de Huelva, que dispone de cuatro equipos modificados a partir del diseño original del “Piston-cylinder apparatus” de (Boyd and England, 1960). Estos experimentos requieren de la fabricación de una celda de 12.5 mm de diámetro. Los detalles del diseño de la celda experimental se describen en trabajos previos (Castro et

al., 1999 o Garcia Moreno 2003). Las cápsulas de oro que contienen la muestra (3mm de diámetro y 0.15 mm de grosor) fueron selladas presionando los pliegues de cierre e introducidas en contenedores de periclasa. El control y la medida de la temperatura en el "piston-cylinder" se realizan mediante termopares de Pt100-Pt87Rh13, conectados a controladores con compensador interno de punto frío EUROTHERM®, Modelo 808. Las variaciones de temperatura durante los experimentos no fueron superiores a ±3º C. El aumento de temperatura hasta el objetivo se realizó a la máxima velocidad permitida por el sistema, unos 100 K/s. El control de la presión se realizó mediante la medida de presiones de aceite del sistema hidráulico, con un sensor de medida consistente en un transductor electrónico DRUCK PTX1400 conectado a un controlador OMRON E5CK (García Moreno, 2003). La medida de la presión de aceite es multiplicada por la relación de superficie (50:1) del cilindro hidráulico y el pistón que imprime la presión sobre la muestra. La presión máxima del sistema hidráulico es de 600 bar, lo que se traduce en 30 Kbar del pistón sobre la muestra. La calibración y las correcciones de presión (fricción, deformación finita) en los sistemas de presión utilizados están descritas en El-Hmidi (2000). La presión fue corregida manualmente y se mantuvo estable en el entorno de ±5 bares de presión de aceite, que equivalen a ±250 bares en la muestra. Las condiciones de fugacidad de oxígeno son impuestas por el conjunto experimental y son próximas a QFM (Patiño Douce and Beard, 1996). El contenido en agua en todos los experimentos es la que proporcionan los minerales hidratados del material de partida.

Cuando se da por finalizado el experimento se desconecta la corriente eléctrica para congelar la carga experimental a una tasa de descenso de temperatura superior a 100 K/s. Este enfriamiento rápido es crucial para evitar la aparición de fases durante esta etapa. Posteriormente se desmonta y limpia el conjunto, para finalmente recuperar la carga de la que se extrae la cápsula de oro. Para comprobar que la medida de la temperatura durante todo el proceso fue correcta se observa en la lupa si el termopar estuvo correctamente colocado (próximo a la cápsula de oro) y si la cápsula tiene alguna fisura por la que pudiera escapar la muestra. Una vez recuperada y limpia la cápsula, esta se introduce en resina epoxy y se corta mediante una cortadora con disco de diamante para lograr una buena superficie de muestra para su posterior estudio, previo paso por la pulidora. Las cápsulas pulidas fueron analizadas para elementos mayores de las fases minerales y los vidrios experimentales en la microsonda electrónica EPMA (ver detalles a continuación) de la Universidad de Huelva. Cuando las fases lo permitieron, se utilizó un haz de 20 μm diámetro para minimizar las pérdidas de Na. En los experimentos con menor porcentaje de fundido se utilizó un haz de menor diámetro para evitar la contaminación proveniente de las fases adyacentes.

La estrategia experimental, las condiciones de los materiales de partida y la composición de cada una de las cargas experimentales se detallan en el capítulo 4.

EPMA

Tanto las laminas pulidas utilizadas para el estudio geoquímico de los minerales que componen las rocas del batolito de Gredos como las cargas experimentales anteriormente citadas fueron estudiadas con la microsonda electrónica JEOL JXA-8200 perteneciente a la Universidad de Huelva. Los estándares usados fueron: wollastonita para el Si y el Ca; rutilo para el Ti; corindón para el Al; metal puro para el Fe y el Mn; periclasa para el Mg; albita para el Na; y ortoclasa para el K. Las correcciones del efecto matriz se realizaron mediante tres iteraciones (ZAF).

SPO

La foliación magmática ha sido medida en más de 150 localizaciones del área de estudio, para ello se han utilizado los megacristales de Kfs, los enclaves microgranulares y xenolíticos, y los schlierens biotíticos. Para el estudio de las fábricas de forma y la obtención de los elipsoides SPO sólo se han tenido en cuenta los megacristales (objetos rígidos) y se han seleccionado 25 estaciones repartidas por la zona estudiada. Por cada afloramiento se han analizado tres secciones aproximadamente perpendiculares, de las que se han obtenido imágenes digitales de alta resolución que posteriormente son tratadas mediante los programas Photoshop® e ImageJ para destacar los megacristales de la matriz, reducir los ruidos de la imagen y conseguir un documento de imagen en escala de grises. Esta imagen puede cargarse para ser analizado mediante el programa SPO (Robin, 2002; Launeau and Robin, 2005) para obtener la relación de forma y la dirección de los ejes principales de la elipse de cada sección. Con esta información de cada una de las secciones del mismo afloramiento se puede determinar el elipsoide en tridimensional correspondiente usando el programa Ellipsoid (2003). El resultado incluye la orientación y la magnitud normalizada de cada uno de los ejes principales.

Qtz LPO

La orientación cristalográfica preferente (OCP) de la muestra de cuarcita incluida en el estudio de la dinámica de la zona de cizalla de Las Pozas (capítulo 5) fue obtenida mediante difracción de electrones retrodispersados (EBSD) en un microscopio electrónico de barrido (SEM) Philips XL-30 del Centro de Investigación, Tecnología e Innovación de la Universidad de Sevilla (CITIUS). Las condiciones operativas consistieron en un voltaje de aceleración de 20 kV y una distancia de trabajo de unos 10 mm, con la muestra inclinada 75º. La muestra fue pulida mecánica y químicamente, y posteriormente cubierta con una película de carbono. Los patrones de EBSD fueron indexados y procesados para la obtención de figuras de polos convencionales mediante el software OIM-analysis v.3.5 de TSL.

Tilling

La determinación matemática del sentido de *tiling* (en dos dimensiones) propuesta por Mulchrone et al. (2005) es aplicada en este trabajo para determinar el sentido de la interacción entre los megacristales de Kfs y a la postre, la cinemática de la zona de cizalla de Las Pozas (sentido de movimiento y vorticidad). El procedimiento es

el siguiente: 1) se determina el punto central de cada uno de los megacristales "unidos" (*q* y *s*), 2) se construye el vector *u* entre *q* y el punto central del lado corto de la partícula, 3) se construye el vector *v* entre los centros de las partículas (*q* y *s*), considerando que *u* y *v* definen un ángulo agudo, y 4) el sentido de la interacción (*SI*) resulta del la tercera componente del producto de los vectores,

$$SI = \frac{u \times v \text{ (vectores)}}{|u \times v|}$$

en el que +1 y -1 indican sentido dextro y senestro respectivamente. Este sentido de la interacción también puede deducirse gráficamente según el sentido de rotación de *u* hacia *v*. La rotación según las agujas de reloj indica sentido dextro y viceversa.

SHRIMP

El procesado de las muestras y la separación de los circones para el estudio geocronológico fueron realizadas en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva usando los procedimientos habituales, que incluyen la molienda de la muestra hasta el tamaño de grano de los circones, identificados previamente mediante microscopio óptico, limpieza y utilización de métodos de separación magnética y por densidad. Los circones fueron separados del concentrado de cristales pesados y no-magnéticos en el laboratorio de la *Research School of Earth Sciences* (*Australian National University*, Canberra). La muestra J809-1 fue analizada en el *Beijing-SHRIMP Center* (*Chinese Academy of Geological Sciences*, Pekín) con una sonda de similares características (SHRIMP II), y con una metodología y *standards* idénticos a los análisis realizados en Canberra. Una selección representativa de los circones de la muestra fue montada en resina epoxi junto con los *standards* SL13 (U=238) y TEMORA ($^{206}Pb/^{238}U$=0·06683). El taco de resina con los circones fue pulido hasta hacer aflorar en su superficie el núcleo de los circones y fotografiado en luz reflejada y transmitida, para obtener posteriormente las correspondientes imágenes de catodoluminiscencia en un microscopio electrónico de barrido (SEM). Previamente al análisis, la muestra fue limpiada y cubierta con Au de alta pureza. Las áreas seleccionadas en los cristales de circón fueron analizadas para isótopos de U, Th y Pb en la microsonda iónica SHRIMP II usando un procedimiento similar al descrito por Williams y Claesson (1987). El diámetro medio de los análisis fue de 20 µm, con un haz primario de O^2 negativos a 10 kV. Los iones secundarios positivos fueron recogidos a 10 kV y su masa analizada para los isótopos de interés en un multiplicador electrónico ETP mediante *peak stepping*. La precisión estimada en los análisis es de 1σ y estos fueron corregidos para el Pb común usando el ^{204}Pb medido en todas las relaciones isotópicas y edades (Cumming y Richards, 1975). Las edades fueron calculadas usando las constantes recomendadas por la Subcomisión en Geocronología de la IUGS (Steiger y Jäger, 1977).

Programas informáticos

Otros programas utilizados en el transcurso del trabajo han sido: *ImageJ 1.40g* (National Institutes of Health, USA), utilizado para obtener el porcentaje en volumen de algunas de las fases contenidas en las cápsulas experimentales, a través de las imágenes capturadas con la microsonda electrónica; *MELTS* (Ghiorso & Sack, 1995), utilizado para modelar las abundancias de algunas fases y elementos mayores en la parte experimental del trabajo; *Isoplot 3* (Berkeley Geochronology Center, Kenneth R. Ludwig 2003), utilizado para obtener los diagramas y edades de concordia, "*mean ages*", y todo el procesado de los datos geocronológicos; *Surfer 8.00* (Surface Mapping System), empleado para obtener los mapas de isocontornos que representan la fracción en volumen de Crd y Kfs en los granitoides del área de trabajo; *Grapher 7.00* (Graphing System), utilizado para la elaboración de gráficos (histogramas, etc…); *Freehand MX* para realizar todo tipo de figuras y mapas; y otros programas de Office como Excell.

3. BIBLIOGRAFÍA

Annen, C.; Blundy, J. D. y Sparks, R. S. J. (2006) The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. Journal of Petrology 47, 505-539.

Arbaret, L.; Fernandez, A.; Jezek, J.; Ildefonse, B.; Launeau, P. y Diot, H. (2000) Analogue and numerical modelling of shape fabrics: Application to strain and flow determination in magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 91, 97-109.

Arculus, R. J. (2003) Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. Journal of Petrology 44, 929-935.

Arzi, A.A. (1978) Critical phenomena in the rheology or partially melted rock. Tectonophysics 44, 173-184.

Bachmann, O.; Dungan, M.A. y Lipman, P.W. (2002) The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado; rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. Journal of Petrology 43 (8), 1469-1503.

Bachmann, O. y Bergantz, G.W. (2004) On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. Journal of Petrology 45, 1565–1582.

Bachmann, O. y Bergantz, G.W. (2008) The magma reservoirs that feed super-eruptions. Elements 4, 19–23.

Bacon, C.R. y Lowenstern, J.B. (2005) Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. Earth and Planetary Science Letters 233 (3-4), 277-293.

Bea, F. y Moreno-Ventas, I. (1985) Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Avila, Sistema central Español). Criterios para su identificación. Stud. Geol, 20: 175-203.

Bea, F.; Fershtater, G. y Corretge, L. G. (1992) The Geochemistry of Phosphorus in Granite Rocks and the Effect of Aluminum. Lithos, 29: 43-56.

Bea, F.; Montero, P. y Molina, J.F. (1999) Mafic Precursors, Peraluminous Granitoids, and Late Lamprophyres in the Avila Batholith: A Model for the Generation of Variscan Batholiths in Iberia. The Journal of Geology 107, 399–419.

Bea, F., Montero, P. y Zinger, T. (2003) The nature, origin, and thermal influence of the granite source layer of Central Iberia. Journal of Petrology 111, 579-595.

Bea, F.; Montero, P.; Talavera, C.; Abu Anbar, M.; Scarrow, J. H., Molina, J. F. y Moreno, J. A. (2010) The palaeogeographic position of Central Iberia in Gondwana during the Ordovician: evidence from zircon chronology and Nd isotopes. Terra Nova 22, 341-346.

Beard, J. S.; Ragland, P. C. y Crawford, M. L. (2005) Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. Geology 33, 681-684.

Belousova, E. A.; Griffin, W. L.; O'Reilly, S.Y. Y Fisher, N. J. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib Mineral Petrol 143, 602-622.

Benn, K.; Paterson, S.R.; Lund, S.P.; Pignotta, G.S. y Kruse, S. (2001) Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: Example of the Cretaceous Mt. Stuart Batholith. Physics and Chemistry of Earth (A) 26, 343-354.

Bonin, B. (2004) Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. Lithos 78, 1-24.

Bowen, N. L. (1915) The later stages of the evolution of the igneous rocks. Journal of Geology 23(Supplement), 1-91.

Burgisser, A. y Bergantz, C. W. (2011) A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. Nature 471, 212–215.

Capdevila, R. (1969) Le métamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nordoriental (NW de l'Espagne). Thèse Univ. Montpellier. 430 p.

Capdevila, R.; Corretge, G. y Floor, P. (1973) Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull.Soc.Geol.France, 15, 3-4, 209-228.

Caricchi, L.; Burlini, L.; Ulmer, P.; Gerya, T.; Vassalli, M. y Papale, P. (2007) Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. Earth and Planetary Science Letters 264, 402-419.

Castro, A.; Patiño Douce, A.; Corretgé L. G.; de la Rosa J. D.; el-Biad, M. y el-Hmidi, H. (1999) Origin of Peraluminous Granites and Granodiorites, Iberian Massif, Spain: an Experimental Test of Granite Petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 135, 255-276.

Castro, A.; Corretgé, L. G.; El-Biad, M.; El-Hmidi; H., Fernández, C. y Patiño Douce, A. (2000) Experimental constraints on Hercynian Anatexis in the Iberian Massif, Spain. Journal of Petrology 41, 1471-1488.

Castro, A.; Corretgé, L. G.; De La Rosa, J.; Enrique, P.; Martínez, F. J.; Pascual, E.; Lago, M.; Arranz, E.; Galé, C.; Fernández, C.; Donaire, T. y López, S. (2002). Paleozoic magmatism. In: Gibbons,W. y Moreno, M. T. (eds) The Geology of Spain. London: Geological Society, pp. 117-153.

Castro, A. y Gerya, T.V. (2008) Magmatic implications of mantle wedge plumes: experimental study. Lithos 103, 138-148.

Castro, A.; Gerya, T.; Garcia-Casco, A.; Fernandez, C.; Diaz Alvarado, J.; Moreno-Ventas, I. y Loew, I. (2010) Melting relations of MORB-sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes. Implications for the origin of cordilleran-type batholiths. Journal of Petrology 51, 1267-1295.

Chappell, B. W. y White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173-174.

Chappell B. W. y Stephens W. E. (1988) Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 79: 71-86.

Clarke, D. B. (1995) Cordierite in felsic igneous rocks; a synthesis. Mineralogical Magazine 59, 311-325.

Clarke, D. B. (2007). Assimilation of xenocrysts in granitic magmas: principles, processes, proxies and problems. Canadian Mineralogist 45, 5-30.

Coleman, D.S.; Gray, W. y Glazner, A.F., (2004) Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. Geology 32, 433–436.

Collins, W. J. (1996) Lachlan Fold Belt granitoids: products of three component mixing. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 87, 171-181.

Collins, W. J. y Richards, S. W. (2008) Geodynamic significance of S-type granites in circum-Pacific orogens. Geology 36, 559-562.

Corfu, F.; Hanchar, J.M.; Hoskin, P.W.O. y Kinny, P. (2003) Reviews in Mineralogy & Geochemistry 53, 469-500.

Corretgé, L.G. (1971) Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tesis doctoral, Univ. De Salamanca, 453 p.

Cummings, G. L. y Richards, J. R. (1975). Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. Earth and Planetary Science Letters 28, 155-171.

DeCelles, P.G.; Ducea, M.N.; Kapp, P. y Zandt, G. (2009) Cyclicity in Cordilleran orogenic systems: Nature Geoscience 2, 251-257.

De Paolo, D. J. (1981) A neodymiun and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. Journal of Geophysical Research 86, 10470-10488.

Díaz-Alvarado, J.; Castro, A.; Fernández, C. y Moreno-Ventas, I. (2011) Assessing bulk assimilation in cordierite-bearing granitoids from the Central System batholith, Spain;

experimental, geochemical and geochronological constraints. Journal of Petrology 52, 223-256.

Didier, J. y Lameyre, J. (1969) Les granites du Massif Central Français: étude comparée des leucogranites et granodiorites Contributions to Mineralogy and Petrology 24, 219-238.

Díez Balda, M.A.; Vegas, R.; González Lodeiro, F. (1990) Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Structure. En: Dallmeyer, R.D. y Martínez García, E. (eds) Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer-Verlag, Berlin, 172-188.

Dingwell, D.B. (1999) Granitic melt viscosities. In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications 168, pp. 27-38.

Eichelberger, J.C.; Chertkoff, D.G.; Dreher, S.T. y Nye, C.J. (2000) Magmas in collision; rethinking chemical zonation in silicic magmas. Geology 28 (7), 603-606.

El-Hmidi, H. (2000) Petrología y geoquímica de los sistemas andesíticos ricos en Mg: estudio petrológico y experimental de las noritas de la banda metamórfica de Aracena, SO España. Universidad de Huelva, 211 pp. Tesis Doctoral.

Erdmann, S.; London, D.; Morgan VI, G. B. y Clarke, D. B. (2007) The contamination of granitic magma by metasedimentary country-rock material: An experimental study. Canadian Mineralogist 45, 43-61.

Erdmann, S.; Jamieson, R. A. y Macdonald, M. A. (2009) Evaluating the origin of garnet, cordierite, and biotite in granitic rocks: A case study from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. Journal of Petrology 50, 1477-1503.

Farina, F.; Dini, A.; Innocenti, F.; Rocchi, S. y Westerman, D. S., (2010) Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets. Geological Society of America Bulletin 122, 1463-1479.

Fernandez, A. y Fernández-Catuxo, J. (1997) 3D biotite shape fabric experiments under simple shear strain. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer, Dordrecht, pp. 145-157.

Fernández, C.; Becchio, R.; Castro, A.; Viramonte, J. M.; Moreno-Ventas, I. y Corretgé, L.G. (2008) Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. Gondwana Research 14, 451-473.

Ferreira, N.; Iglesias, M.; Noronha, F.; Pereira, E.; Ribeiro, A.; Ribeiro, M.L. (1987) Granitoides da Zona Centro-Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. Geología de los

granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola. Ed. Rueda, 37-52.

Frost, B. R.; Barnes, C. G.; Collins,W. J.; Arculus, R. J.; Ellis, D. J. y Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42, 2033-2048.

Gagnevin, D.; Daly, J.S.; Poli, G. y Morgan, D. (2005) Microchemical and Sr isotopic investigation of zoned K-feldspar megacrysts: insights into the petrogenesis of a granitic system and disequilibrium processes during crystal growth. Journal of Petrology 46, 1689-1724.

Gagnevin, D.; Daly, J. S. y Poli, G. (2008) Insights into granite petrogenesis from quantitative assessment of the field distribution of enclaves, xenoliths and K-feldspar megacrysts in the Monte Capanne pluton, Italy. Mineralogical Magazine 72 (4), 925–940.

Garcia-Moreno, O.; Castro, A.; Corretgé, L. G. y El-Hmidi, H. (2006) Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: An experimental study. Lithos 89, 245-258.

Gerya, T. y Yuen, D. A. (2003) Rayleigh–Taylor instabilities from hydration and melting propel "cold Plumes" at subduction zones. Earth and planetary Science Letters 212, 47-62.

Giordano, D.; Russell, J.K. y Dingwell, D.B. (2007) Viscosity of magmatic liquids: A model for volcanology. Geophysical Research Abstracts 9.

Glazner, A.F.; Bartley, J.M.; Coleman, D.S.; Gray, W. y Taylor, R.Z. (2004) Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers. GSA Today 14 (no. 4), 4–11.

Gorczyk, W.; Willner, A. P.; Gerya, T. V.; Connolly, J. A. D. y Burg, J. P. (2007) Physical controls of magmatic productivity at Pacific-type convergent margins: Numerical modelling. Physics of the Earth and Planetary Interiors 163, 209-232.

Hess, K.U. y Dingwell, D.B. (1996) Viscosities of hydrous leucogranitic metls: a non-Arrhenian model. American Mineralogist 81, 1297-1300.

Hildreth, W. (2004) Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain and Mono Craters: several contiguous but discreet systems. Journal of Volcanology and Geothermal Research 136, 169-198.

Holtz, F.; Roux, J.; Ohlhorst, S.; Behrens, H. y Schulze, F. (1999) The effects of silica and water on the viscosity of hydrous quartzofeldspathic melts. American Mineralogist 84, 27-36.

Huber, C.; Bachmann, O. y Manga, M. (2010) Two competing effects of volatiles on heat transfer in crystal-rich magmas: thermal insulation vs defrosting. J. Petrol. 51, 847–867.

Huber, C.; Bachmann, O. y Dufek, J. (2011) Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas. Earth and Planetary Science Letters doi:10.1016/j.epsl.2011.02.022, 12 p.

Jennings, E. S.; Marschall, H. R.; Hawkesworth, C. J. y Storey, C. D. (2011) Characterization of magma from inclusions in zircon: Apatite and biotite work well, feldspar less so. Geology 39, 863-866.

Jiang, D. (2007) Numerical modelling of the motion of rigid ellipsoidal objects in slow viscous flows: A new approach. Journal of Structural Geology 29, 189-200.

Johannes, W. y Holtz, F. (1996) Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Springer: Berlin Heidelberg.

Koenders, M.A. y Petford, M. (2000) Quantitative analysis and scaling of sheared granitic magmas. Geophysical Research Letters 27, 1231-1234.

Kossmat, F. (1927) Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes, Bd. 1. S. 1–39.

Kratinová, Z.; Schulmann, K.; Edel, J.B.; Jezek, J. y Schaltegger, U. (2007) Model of successive granite sheet emplacement in transtensional setting: Integrated microstructural and anisotropy of magnetic susceptibility study. Tectonics 26, doi:10.1029/2006TC002035.

Kratinová, Z.; Jezek, J.; Schulmann, K.; Hrouda, F.; Shail, R.K. y Lexa, O. (2010) Noncoaxial Kfeldspar and AMS subfabrics in the Land's End granite, Cornwall. Evidence of magmatic fabric decoupling during late deformation and matrix crystallization. Journal of Geophysical Research 115, B09104, doi:10.1029/2009JB006714.

Launeau, P. y Robin, P-Y.F. (2005) Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – Implementation and applications. Journal of Structural Geology 27, 2223-2233.

López Plaza, M. y Martínez Catalán, J. R. (1987) En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L. C. García de Figuerola (F. Bea, A. Carnicero, J. C. Gonzalo, M. López Plaza y M. D. Rodríguez Alonso, Eds.). Ed. Rueda, 195-210.

Lotze, F. (1945) Zur Glieredung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geotektonische Forschungen 6, 78–92.

Martínez Catalán, J.R.; Martínez Poyatos, D.; Bea, F. (Coord.) (2004) Zona Centroibérica. En: Geología de España (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 68-133.

Martínez Poyatos, D. (2002) Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Laboratorio Xeoloxico de Laxe, Nova Terra, 18, 295 pp.

Miller, C.F.; McDowell, S.M. y Mapes, R.W. (2003) Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology 31 (6), 529-532.

Miller, C. F.; Furbish, D. J.; Walker, B. A.; Claiborne, L. L.; Koteas, G. C.; Bleick, H. A. y Miller, J. S. (2011) Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. Tectonophysics 500, 65–77.

Moore, J. G. y Sisson, T. W. (2008) Igneous phenocrystic origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks from the Sierra Nevada batholith. Geosphere 4, 387-400.

Moreno-Ventas, I., Rogers, G. & Castro, A. (1995) The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes. Contributions to Mineralogy and Petrology 120, 137-149.

Mulchrone, K.F.; Grogan, S. y De, P. (2005) The relationship between magmatic tiling, fluid flow and crystal fraction. Journal of Structural Geology 27, 179-197.

Naney, M. T. (1983) Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. American Journal of Science 283, 993-1033.

O´Connor, J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneousrocks based on feldspar ratios. U.S Geological Survey, Professional Paper, 525B, B79-B84.

Oen, I.S. (1970) Granite intrusión, folding and metamorphism in central Portugal. Bol. Geol. Min., 81 (2-3): 271-298.

O´Hara, M. J. (1977) Geochemical evolution during fractional crystallisation of a periodically refilled magma chamber. Nature 266, 503–507.

Paterson, S.R.; Fowler, T.K.; Schmidt, K.G.; Yoshinobu, A.S.; Yuan, E.S. y Miller, R.B. (1998) Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44, 53-82.

Paterson, S.R.; Zák, J. y Janoušek, V. (2008) Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177, 457–484.

Patiño Douce, A. E. y Johnston, A. D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 202-218.

Patiño-Douce, A. E. (1995) Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-al basalt with metamorphic rocks. Journal of Geophysical Research 100, 15623-15639.

Patiño Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C. y Vigneresse, J. L. (eds.) *Understanding granites. Integrating new and classical techniques*. pp. 55-75. The Geological Society: London.

Petford, N.; Cruden, A.R.; McCaffrey, K.J.W. y Vigneresse, J.L. (2000) Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669-673.

Petford, N. (2003) Rheology of granitic magma during ascent and emplacement. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 31, 399-427.

Pichavant, M.; Costa, F.; Burgisser, A.; Scaillet, B.; Martel, C. y Poussineau, S. (2007) Equilibration Scales in Silicic to Intermediate Magmas Implications for Experimental Studies. Journal of Petrology 48, 1955-1972.

Pin, C. y Duthou, J. L. (1990) Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: Inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. Chemical Geology 83, 281-296.

Pitcher, W. S. (1997) The nature and origin of Granite. Chapman & Hall: Glasgow.

Presnall, D. C. y Bateman, P. C. (1973) Fusion relations in the system NaAlSi3O8-CaAl2Si2O8-KAlSi3O8-SiO2-H2O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith. *Geological Society of America Bulletin* 84, 3181-3201.

Pupin, J. P. y Turco, G. (1975) Tipologie du zircon accessoire dans les roches plutoniques dioritiques, granitiques et syénitiques. Facteurs essentiels déterminant les variations typologiques. Pétrologie 1-2, 139-156.

Quesada, C. (1992) Evolución tectónica del Macizo Ibérico (una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el proterozoico Superior y el Paleozoico). En: Gutíerrez Marco, J.G.; Saavedra, J.; y Rábano, I. (Eds.). Paleozoico Inferior de Ibero-América, Univ. Extremadura, 173-189.

Robin, P–Y.F. (2002) Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. Journal of Structural Geology 24, 531-544.

Rutter, E.H. y Neumann, D.H.K. (1995) Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. Journal of Geophysical Research 100, 15697-15715.

Rutter, E.H.; Brodie, K.H. y Irving, D.H. (2006) Flow of synthetic, wet, partially molten "granite" under undrained conditions: An experimental study. Journal of Geophysical Research 111, doi:10.1029/2005JB004257.

Saito, S.; Arima, M. y Nakajima, T. (2007) Hybridization of a shallow 'I-type' granitoid pluton and its host migmatite by magma-chamber wall collapse: The Tokuwa pluton, Central Japan. Journal of Petrology 48, 79-111.

Scaillet, B.; Holtz, F. y Pichavant, M. (1997) Rheological properties of granitic magmas in their crystallization range. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer, Dordrecht, pp. 11-29.

Scarrow, J.H.; Molina, J.F.; Bea, F. y Montero, P. (2008) Withinplate calc-alkaline rocks: Insights from alkaline mafic magma-peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision. Lithos 110, 50-64.

Sen, K. y Mamtani, M.A. (2006) Magnetic fabric, shape preferred orientation and regional strain in granitic rocks. Journal of Structural Geology 28, 1870-1882.

Simura, R. y Ozawa, K. (2011) Magmatic fractionation by compositional convection in a sheet-like magma body: constraints from the Nosappumisaki intrusion, northern Japan. Journal of Petrology 52, 1887-1925.

Steiger, R. H. y Ja«ger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36, 359-362.

Stephens, W. E. y Halliday, A. N. (1984) Geochemical contrasts between late Caledonian granitoid plutons of northern, central and southern Scotland. Transactions Royal Society Edinburgh Earth Sciences 75, 259-273.

Thompson, A. B.; Matile, L. y Ulmer, P. (2002) Some thermal constraints on crustal assimilation during fractionation of hydrous, mantle-derived magmas with examples from Central Alpine Batholiths. Journal of Petrology 43, 403-422.

Tuttle, O. F. y Bowen, N. L. (1958) Origin of granites in the light of experimental studies in the system NaAlSi3O8-KAlSi3O8-SiO2-H2O. Geological Society of America Memoirs 74.

Ugidos, J. M. y Bea, F. (1976) Análisis comparativo de los granitos del área Bejar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta. Stud. Geol, 10: 35-59.

Ugidos, J. M. y Recio, C. (1993) Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. Chemical Geology 103, 27-43.

Ugidos, J. M.; Stephens,W. E.; Carnicero, A. y Ellam, R. M. (2008) A reactive assimilation model for regional-scale cordierite-bearing granitoids: geochemical evidence from the Late Variscan granites of the Central Iberian Zone, Spain. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 99, 225-250.

van der Molen, I. y Paterson, M.S. (1979) Experimental deformation of partially melted granite. Contributions to Mineralogy and Petrology 70, 299-318.

Vazquez, J.A. y Reid, M.R. (2002) Time scales of magma storage and differentiation of voluminous high-silica rhyolites at Yellowstone caldera, Wyoming. Contributions to Mineralogy and Petrology 144, 274-285.

Vernon, R.H. (1986) K-feldspar megacrysts in granite: phenocrysts not porphyoblasts. Earth Science Reviews 23, 1-63.

Vernon, R. H. y Paterson, S.R. (2008) How late are K-feldspar megacrysts in granites?. Lithos 104, 327–336.

Vielzeuf, D. y Holloway, J. R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 257-276.

Vigneresse, J.L.; Barbey, P. y Cuney, M. (1996) Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. Journal of Petrology 37, 1579-1600.

Walker, B. A. (2006) Geology and geochronology of the spirit mountain batholith, southern nevada: implications for timescales and physical processes of batholith construction. Master Thesis, Vanderbilt University, 78 p.

Watson, E.B. y Harrison, T.M. (1983) Zircon saturation revisited—temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters 64 (2), 295-304.

Watson, E.B.; Wark, D.A. y Thomas, J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contributions to Mineralogy and Petrology 151, 413–433.

White, A. J. R.; Clemens, J. D.; Holloway, J. R.; Silver, L. T.; Chappell, B. W. y Wall, V. J. (1986) S-type granites and their probable absence in southwestern North America. Geology 14, 115-118.

Williams, I. S. y Claesson, S. (1987) Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes,

Scandinavian Caledonides, II Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology 97, 205-217.

Williams, I. S. (2001) Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. Australian Journal of Earth Sciences 48, 557–580.

Winkler, H. G. F. y Lindemann, W. (1972) The system Qz-Or-An-H2O in the granite system Qz-Or-Ab-An-H2O. Applications to granite magma formation. Neues Jahrbuch der Mineralogie, Monatschefte, 49-61.

Zàk, J. y Paterson, S.R. (2005) Characteristics of internal contacts in the Tuolumne Batholith, central Sierra Nevada, California (USA); implications for episodic emplacement and physical processes in a continental arc magma chamber. Geological Society of America Bulletin 117, 1242–1255.

Zàk, J.; Paterson, S.R. y Memeti, V. (2007) Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. Geological Society of America Bulletin 119, 184-201.

Zàk, J.; Verner, K. y Tycová, P. (2008) Multiple magmatic fabrics in plutons: An overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation? Geological Magazine 145, 537-551.

4. PETROGÉNESIS

4.1 Assessing Bulk Assimilation in Cordierite-bearing Granitoids from the Central System Batholith, Spain; Experimental, Geochemical and Geochronological Constraints.

--- J. Petrology (2011) 52 (2): 223-256. doi: 10.1093/petrology/egq078 First published online: December 14, 2010 ---

Assessing Bulk Assimilation in Cordierite-bearing Granitoids from the Central System Batholith, Spain. Experimental, Geochemical and Geochronological Constraints

JUAN DÍAZ-ALVARADO [1] , ANTONIO CASTRO [2, *], CARLOS FERNÁNDEZ [1] AND IGNACIO MORENO-VENTAS [2]

[1]DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA Y PALEONTOLOGÍA. UNIVERSIDAD DE HUELVA, CAMPUS DEL CARMEN, 21071 HUELVA, SPAIN

[2]DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE HUELVA, CAMPUS DEL CARMEN, 21071 HUELVA, SPAIN

*Corresponding author. E-mail: dorado@uhu.es

ABSTRACT

This work describes in detail an example of calc-alkaline batholith located in the Gredos massif (Spanish Central batholith, Iberian Variscan massif), and intruded into pelitic metasediments at shallow crustal levels. The igneous rocks of the studied area are divided into three main groups according to their petrographic and geochemical (major, trace and rare earth elements) characteristics: the calc-alkalic (Qtz diorites and tonalites), transitional (Bt granodiorites), and alkali-calcic series, typically composed of

Crd monzogranites. A paradoxical feature of these Crd monzogranites is the presence of euhedral Crd crystals in strong disequilibrium within a non-anatectic monzogranite.

The field relations and geochemical features described in this work strongly suggest a process of bulk assimilation of the host metasediments by the intruding Bt granodiorites to generate the Crd monzogranites. Geochemical trends defined by the Crd monzogranites clearly depart from cotectic like evolutions of liquid compositions, and point to the composition of the metapelitic host rocks. Laboratory experiments have been used here to check this hypothesis, and the results show that cordierite forms in a local domain where the reactants to the peritectic reaction Bt+Qtz+Pl+Als → Crd+Kfs+Melt are located. The process includes the isolation of metapelitic xenoliths in the granodiorite magma, a feature observed in the field, the partial melting of these xenoliths with generation of cordierite as peritectic phase in local equilibrium with the melt inside the entrapped xenolith, and the survival of these crystals because the residual melt of the granodiorite magma converges toward the peraluminous leucogranite generated in the relic xenolith. In turn, the granodiorite gains K released from the xenoliths, inducing the crystallisation of K feldspar and shifting to a Crd monzogranitic composition. The study of zircons also shows the presence of inherited zircons in the Crd monzogranites, similar to those found in the host metasediments, and virtually absent in the intrusive Bt granodiorites. Mass balance calculations and estimations based on the amount of Crd have been applied to quantify the extent of assimilation in the intruding granitoids, resulting high volumes of assimilated material, depending on the proximity to the contacts with the xenoliths and the pelitic component of this metasediments.

INTRODUCTION

Reactive bulk assimilation has been proposed as an efficient mechanism that may account for large chemical and mineralogical modifications in granitoids without large energy requirements (Beard *et al.*, 2005; Erdmann *et al.*, 2007; Saito *et al.*, 2007). The basic principles are that fragments from the country rocks (xenoliths), trapped by the intruding magma, may disaggregate if a moderate melt fraction (ca. 20-30 vol%) is formed allowing residual crystals to disperse mechanically within the magma. In the common case of deep-crust generated granite magma intruding into upper crust

dominantly composed of pelitic metasediments, there is an important mineralogical similarity between residual phases in the assimilated xenoliths, namely Qtz, Pl, Bt, Kfs, Crd±Grt (mineral abbreviations after Kretz, 1983) and the phases crystallizing in the intruding magma (Pl, Qtz, Bt, Kfs). Also, the melt produced in the trapped xenoliths can be close in composition (peraluminous leucogranite) to the residual melt of the intruding magma even if this melt is not affected by pelite assimilation; in both cases melt composition is dictated by the thermodynamic minimum in the system Qtz-Ab-Or-H2O (Johannes & Holtz, 1996; Tuttle & Bowen, 1958; Winkler & Lindemann, 1972). With exception of the peritectic phase Crd (or Grt a P higher than 400 to 600 MPa) formed by incongruent melting of Bt in presence of Als (Le Breton & Thompson, 1988; Vielzeuf & Holloway, 1988) the other mineral phases are not easily recognisable in the resulting contaminated granitoid. Consequently, the presence of Crd together with other complementary geological and petrological observations, can be considered as a diagnostic feature of assimilation and, for this reason, the formation of Crd has received considerable attention in the study of granitoids (Clarke, 1995; Erdmann *et al.*, 2007; Ugidos & Recio, 1993; Ugidos *et al.*, 2008). This attention is particularly relevant where Crd occurs in granitoids that have compositions which depart considerably (e.g. tonalites: Saito *et al.*, 2007; monzogranites and granodiorites: García-Moreno *et al.*, 2006; Ugidos *et al.*, 2008) from the typical peraluminous leucogranite composition of melts formed by peritectic reactions (Bt breakdown) in pelitic migmatites in both nature (Patiño Douce, 1992; Pereira & Bea, 1994) and experiments (Vielzeuf & Holloway, 1988; Patiño-Douce & Johnston, 1991; Patiño Douce, 1999; Castro *et al.*, 2000).

The aim of this paper is to assess the extent of assimilation in a batholith context. We show here a magnificent example of a calc-alkaline batholith, generated in a deep lithosphere source region, which intruded pelitic rocks at a shallow crustal level at the late (transcurrent and extensional) stages of the Variscan Orogen in Central Spain. Tectono-metamorphic evolution in the Central System Batholith includes three main ductile deformation phases: D1 (upright folds, contractional deformation) (Dallmeyer *et al*., 1997; Escuder Viruete *et al*., 1998), 360?-337 Ma; D2 (extensional detachments) (Dallmeyer *et al*., 1997; Martínez Catalán *et al*., 2004; Escuder Viruete *et al*., 1994; Escuder Viruete *et al*., 1998; Castiñeiras *et al*., 2008), 337-320 Ma; D3 (upright folds and transcurrent shear zones) (Dias *et al*., 1998), 320-300 Ma. The metamorphic peak

and migmatisation took place coeval or slightly later than the D2 phase (Escuder Viruete *et al*., 1998; Castiñeiras *et al*., 2008; Montero *et al*., 2004; Bea *et al*., 2006).

A combined study including field relations, geochemistry, experimental simulations and phase equilibria, and SHRIMP zircon studies has been addressed in the Gredos Mountains (Central Spain), one of the best outcrops of the Central System batholith. Important paradoxes about texture and composition of Crd-bearing granitoids can be solved following the results of this study. Cordierite is a characteristic mineral of low-pressure migmatites and peraluminous granites. It is a diagnostic phase of S-type granites formed during anatexis of pelitic metasediments (Chappell & White, 1974) by incongruent melting reactions. The generation of cordierite at supersolidus conditions is controlled by the bivariant prograde peritectic reaction:

Bt+Qtz+Pl+Als → Crd+Kfs+Melt (1)

which has been extensively studied in experimental works (Vielzeuf & Holloway, 1988; Thompson, 1982, 1996; Patiño Douce & Johnston, 1991; Castro *et al.*, 2000) and supported by textural and mineralogical studies in pelitic migmatites and their associated peraluminous granites (Clarke, 1995; Barbey *et al.*, 1999). However, some granodiorite and monzogranite rocks related to calc-alkaline associations, which includes Hbl-bearing Qtz diorites, diorites, gabbros and mafic microgranular enclaves (I-type granites, Chappell & White, 1974), may have locally large euhedral (magmatic?) crystals of Crd. The paradoxical occurrence of this typically anatectic mineral in these granites, unrelated genetically with the anatectic domain in which they are emplaced, in apparently textural equilibrium denoted by the euhedral prismatic shape and the homogeneous grain size, but far from chemical equilibrium with the hosting magma (Garcia-Moreno *et al.*, 2006) has been the object of intense debate. A xenocrystic or peritectic xenocrystic origin has been proposed for Crd in these plutonic rocks of granodiorite to monzogranite composition (Ugidos & Recio, 1993). We show here new laboratory experiments simulating the process of assimilation and simultaneous crystallisation of Crd in granitoids from the Gredos massif in Central Spain. These experiments are in the line of those previously reported (Erdmann *et al.*, 2007) at lower

pressures (200 MPa) and at water-saturation conditions. Distinct situations of bulk and selective assimilation processes are tested with experimental simulations. The new experiments shown here were conducted at pressures of 400 MPa and at water-undersaturation, conditions that are assumed to prevail at the level of emplacement, in the high crustal levels where interaction with metasediments took place.

PREVIOUS WORK: GEOLOGICAL SETTING, MAIN UNITS AND FIELD RELATIONS

The Gredos massif is part of a huge granite-granodiorite batholith of more than 300 km length and 60 km width outcropping in central Spain, from Madrid region to South Salamanca province and North Extremadura (Fig. 4.1a). Continuous granitic exposures form a great part of the Alpine mountains of the Spanish Central System, so the batholith is normally referred to as the Central System batholith (Castro *et al.*, 2002). As in many other batholiths of similar compositional features (e.g. Newer Caledonian granites in Scotland: Stephens & Halliday, 1984; French Massif Central: Didier & Lameyre, 1969; Pin & Duthou, 1990; Western Australia: Collins, 1996), these calc-alkaline batholiths are always late orogenic, postdating by more than 20 Ma the major orogenic phases.

One of the most salient features of the Central System batholith is the presence of low-P metamorphic complexes that form large (>20 km length) roof-pendants in the centre and margins of the batholith (Fig. 4.1a). Low-grade metasediments are metamorphosed into migmatitic hornfelses locally around the intrusion of granitoids. High-grade complexes are characterized by the presence of upper crustal migmatites with associated anatectic granites (S-type). Most of these migmatites are derived from pelitic and semipelitic metasediments that form part of the several km thick Neo-Proterozoic turbiditic series, and Ordovician ferrosilicic metavolcanics (Fernández *et al.*, 2008), which are widely represented in the Iberian massif in Spain and Portugal. In some places, as the case of the study area, both migmatitic hornfelses and regional, high-grade migmatites are close together. Thus, the intrusion took place in a previously structured host in which large extensional detachments put into contact low-grade metasediments and anatectic complexes. There, the processes of interaction between intruding sheets of granodiorites and metasediments are common, making this area one of special interest

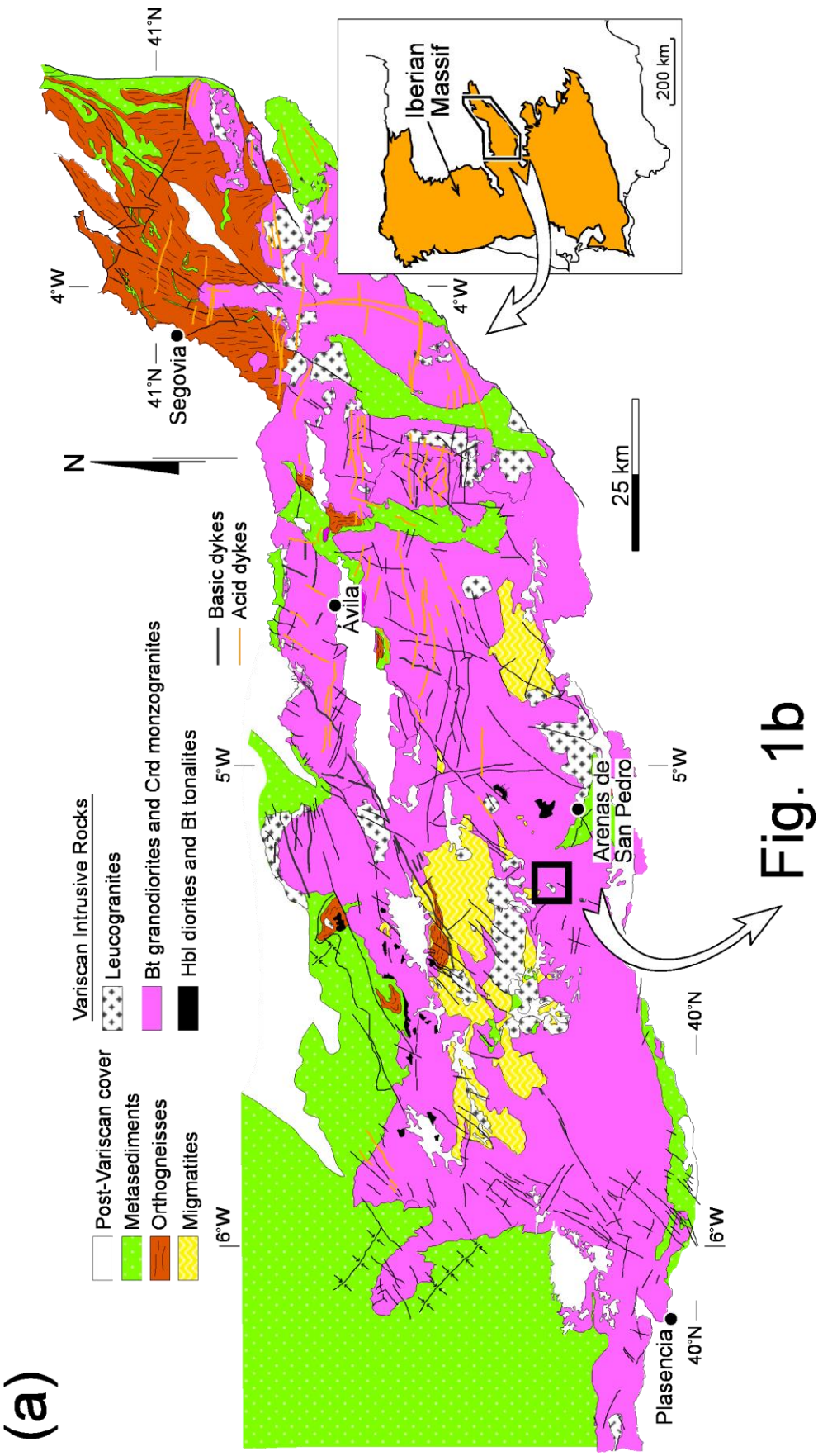


Fig. 4.1 (a) Geological map of the Spanish Central System batholith. (b) Detailed geological map of the Barbellido-Las Pozas area (Sierra de Gredos, Central System batholith). Location in Fig. 1a. (c) WNW-ESE-trending geological cross-section showing the main structural features of the mapped area.

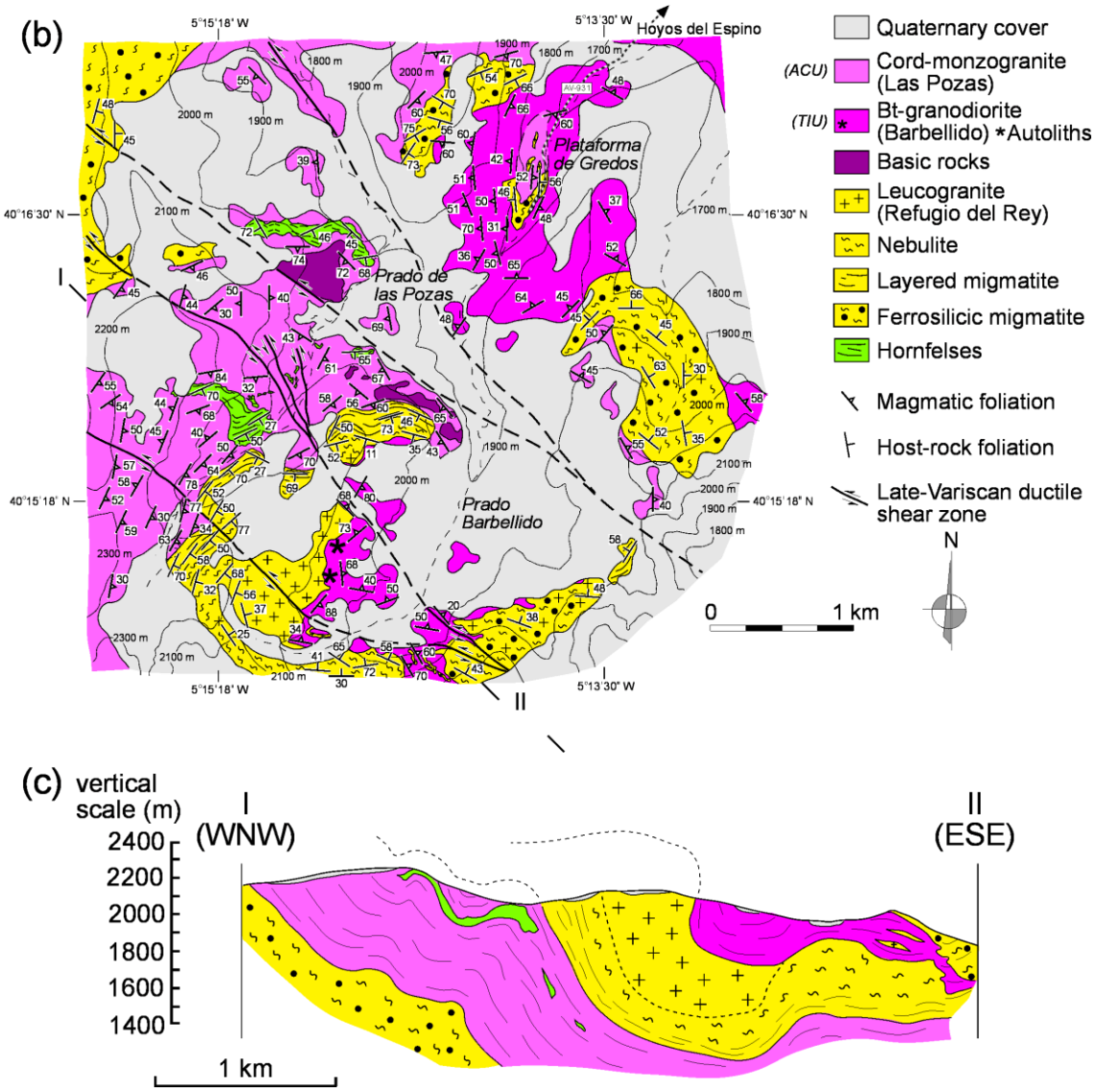


Fig. 4.1 Continued

for the study of assimilation processes (Ugidos & Recio, 1993; Ugidos *et al.*, 2008). Though local, the complex geometry of contacts and the multiple pulses of magma intrusion in km-sized layered structures, make the "local" interaction a common process in this batholith.

Large homogeneous volumes of coarse grained, porphyritic granitic rocks of granodiorite to monzogranite composition constitute more than 90 vol% of the intrusive rocks. Minor amounts of more basic rocks ranging from gabbro to Qtz diorite are present elsewhere in the batholith, some of them being locally dominant over km-sized irregular areas, but dominantly concentrated close to the contacts with the country rocks. In general, all plutonic rocks from gabbros to granodiorites form a typical K-rich

calc-alkaline association (Moreno-Ventas *et al.*, 1995) having close similarities with typical Caledonian I-type batholiths (Chappell & Stephens, 1988), and belonging to the large group of Variscan intrusives catalogued as "calc-alkaline series granitoids" in regional syntheses and classifications of the Variscan magmatism (Capdevila *et al.*, 1973; Castro *et al.*, 2002). According to the Frost *et al.* (2001) classification scheme, the intrusive units are magnesian-type and evolve from typical calc-alkalic (CA) to alkali-calcic (AC) series (Fig. 4.2b). Hornblende-bearing rocks, Bt tonalites and part of the Bt granodiorites are calc alkalic and the Hbl-diorites are metaluminous (ASI<1). These will be referred to as calc-alkalic intrusive unit (CAIU) in this paper. Most of Bt granodiorites and monzogranites are transitional between calc-alkalic and alkali-calcic series (Frost *et al.*, 2001) and have moderate peraluminosity (1<ASI<1.2) (Fig. 4.2a). These rocks will be grouped together in a single unit called transitional intrusive unit (TIU). The Crd-bearing unit is characteristically composed of monzogranites (Fig. 4.2c).

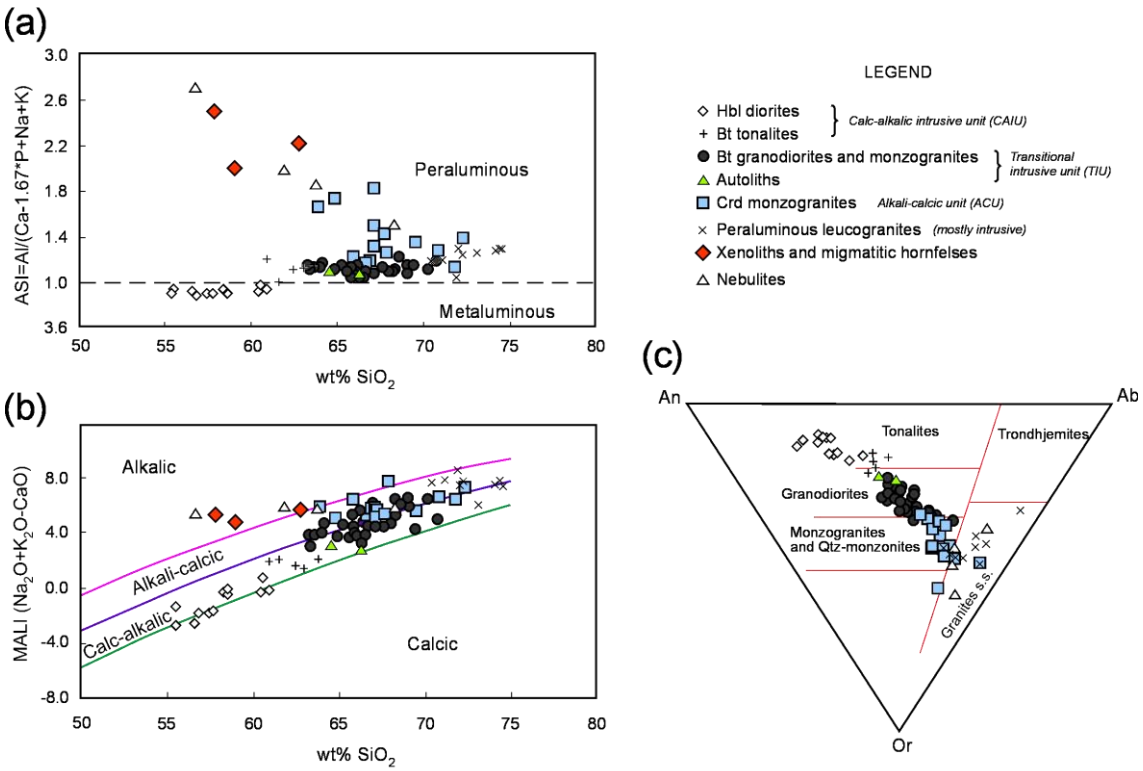


Fig. 4.2 Series classification diagrams (Frost *et al.*, 2001) (a, b) and O'Connor rock classification triangle (c) plotting the granitoids of the Gredos Massif. Calc-alkalic and transitional intrusive units (CAIU and TIU) are defined according to the MALI-silica diagram. Most Crd monzogranites define an alkali-calcic unit (ACU). With exception of the Hbl-diorites of the CAIU, all the remaining granitoids are peraluminous.

They are more peraluminous (ASI>1.2) and they plot in the alkali-calcic region (Fig. 4.2b). These will be called alkali-calcic unit (ACU) in this study. Other magmatic rocks, not included in this study are mafic microgranular enclaves that are widespread in all rock types of the CAIU and TIU. They are also present, but less abundant, in the Crd monzogranites of the ACU. Many of these enclaves are true autoliths that represent fragments from early pulses that were quenched against the country rocks and were dragged and dismembered by successive magma pulses by magmatic erosion (Paterson & Janousek, 2008).

Field relations of granitoids and country rocks

Figure 4.1b shows a detailed geological map of a region corresponding to the central part of the batholith (Sierra de Gredos, location at Fig. 4.1a). Far from being massive and homogeneous, the granitoids of the TIU and ACU are well structured in parallel layers of variable thickness, commonly approaching 1 km. Alternating layers of migmatites and granitoids are affected by at least two generations of folds in the studied area, which originates a complex fold interference pattern (Figs. 4.1b, c). Scarce structures indicative of solid-state deformation can be seen in the granitoid layers, although ductile shear zones have been occasionally observed in some contacts between granitoids and migmatites.

Two main granitoid layers (called here Las Pozas and Barbellido; Fig. 4.1b) have been identified in the mapped area. The Las Pozas Crd monzogranite constitutes a tabular body, around 800 m thick, sandwiched between two migmatite layers. Several septa of migmatite hornfels are included within Las Pozas Crd monzogranite, particularly near its top (Fig. 4.3a). In the vicinity of the contacts with pelitic metasediments, the intruding granitoid contains abundant xenoliths of partially digested country rocks (Fig. 4.3c). Although pelitic xenoliths of any size from cm to tens of m are the most abundant, also metaquartzites, calc-silicates and fragments of mafic rocks are present. All these exotic xenoliths represent true “resisters” that survived digestion by the intruding magma. The Barbellido Bt granodiorite overly the migmatite-leucogranite layer located at the top of Las Pozas granitoid (Fig. 4.1c). Magma-magma contacts can be seen between the Refugio del Rey leucogranite and the Barbellido Bt granodiorite (Fig. 4.3d).

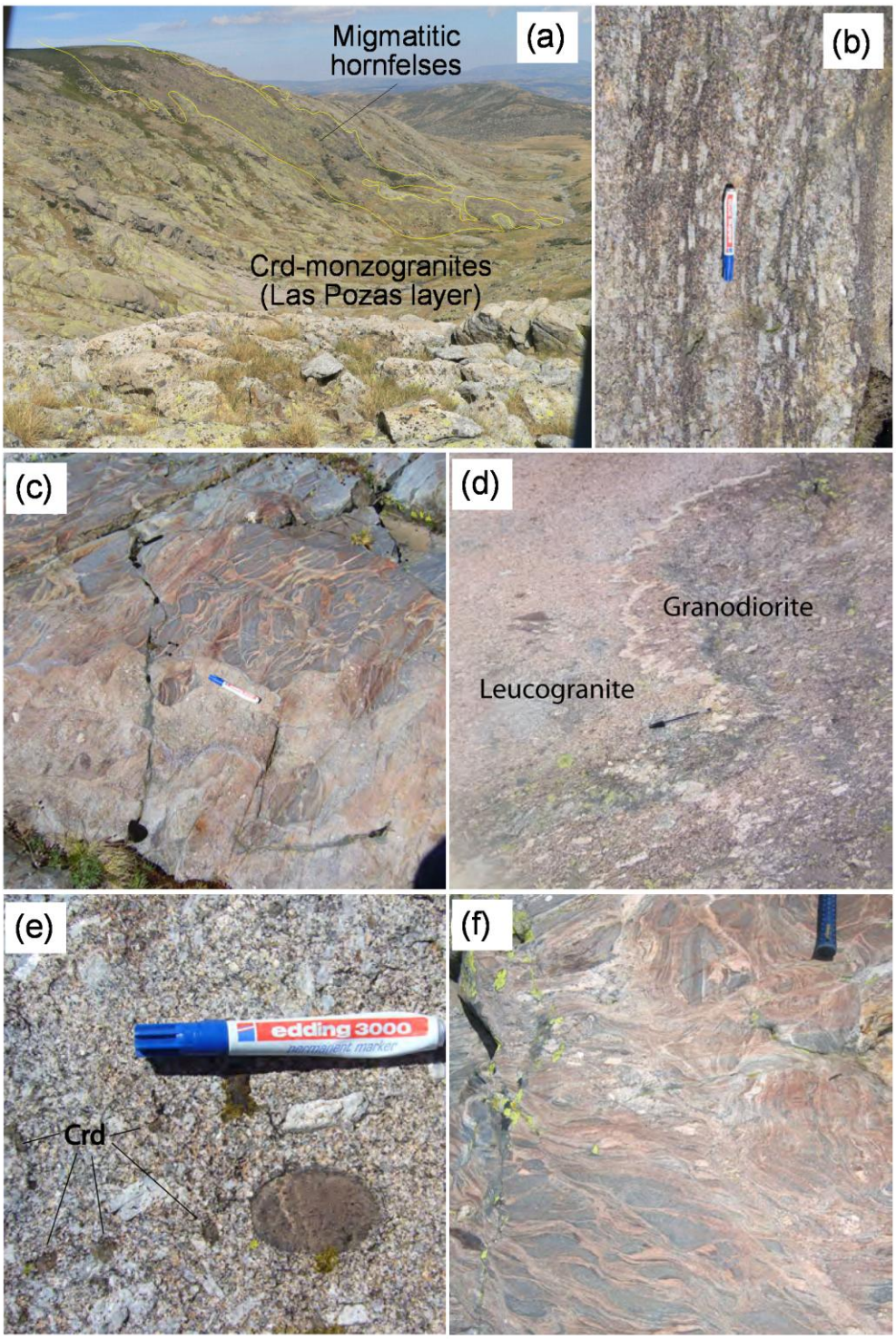


Fig. 4.3 (a) General view of Las Pozas Crd monzogranites outcrop (see Fig. 1b), including a large body of migmatitic hornfelses. (b) Magmatic foliation in the Crd monzogranites defined by the preferred orientation of Kfs megacrysts. (c) Intrusive contact between the Las Pozas Crd monzogranite and a body of hornfelses with small fragments (xenoliths) partially or totally enclosed by the monzogranite. (d) Magma-magma lobulate contact between the Barbellido granodiorite (right) and the Refugio del Rey leucogranite (left). (e) Euhedral, rectangular shaped crystals of Crd in Las Pozas Crd monzogranite. (f) Network of leucocratic veins pervading the migmatitic hornfelses.

For the purposes of this work it is highly illustrative to analyze the content distribution of cordierite and K feldspar in granitoids, measured at a large number of stations across the mapped area and represented in the form of isocontour lines in Fig. 4.4. High cordierite volume fractions (8-12 %) can be observed near the contacts between granitoids and either hornfelses or nebulites (Figs. 4.3e, 4.4a). By contrast, low volume fractions (<1 %) have been measured near the Refugio del Rey leucogranite and its associated leucocratic nebulites. As a whole, Las Pozas Crd monzogranite shows average volume fractions of cordierite between 4 and 8 %, whereas the Crd content in the Barbellido Bt granodiorite is less than 1 vol%, excepting its eastern and northern contacts (Fig. 4.4a). The contents in Kfs megacrysts show similar patterns to those of cordierite (Fig. 4.4b), evidencing the general observation that cordierite-rich granitoids are in turn richer in Kfs megacrysts. The sill-like geometry of the intrusive bodies entails large surface areas of mutual contacts between intruding magma and host rocks. They mainly intruded sub-parallel to the main foliation in the hornfelses, although local disruption of the host-rock layering can be commonly observed. The result is an intricate geometrical pattern with abundant fragments of hornfels rock partially or totally incorporated into the intruded granitoid mass (Fig. 4.3c, f).

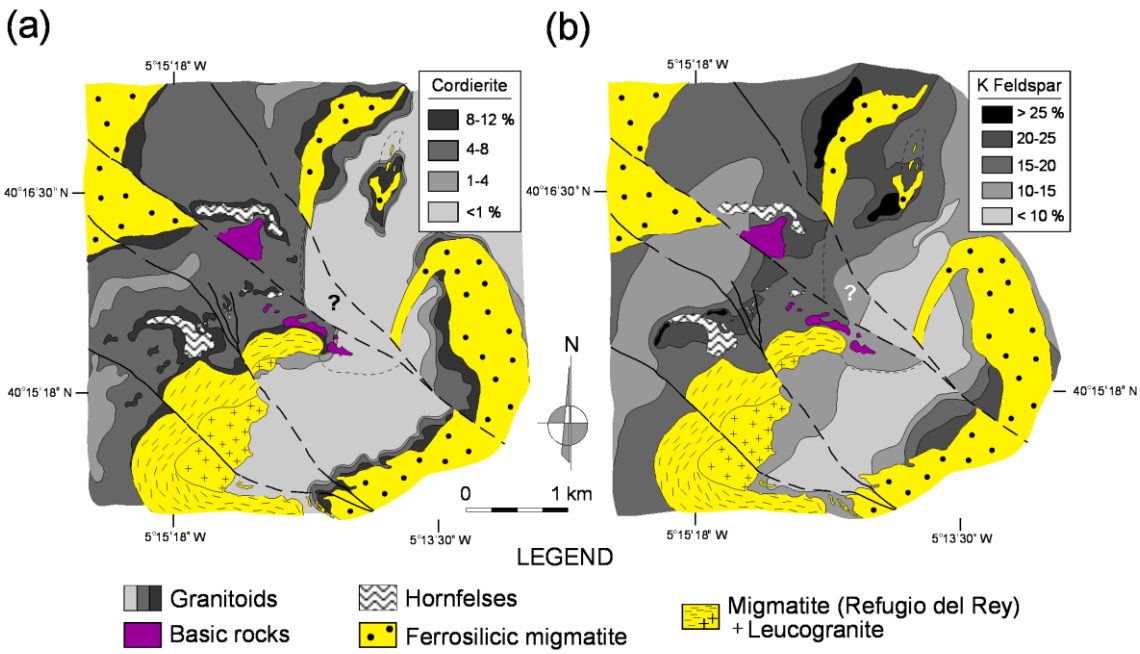


Fig. 4.4 Isocontour maps representing volume fractions of cordierite (a) and K feldspar (b) in the granitoids of the mapped area (Fig. 1b).

PETROGRAPHY AND ROCK COMPOSITIONS

Sampling and analytical techniques

More than 200 samples were collected from the intrusive units and host rocks over the area mapped in detail (Fig. 4.1b). 33 samples were chosen for major and trace element analyses. Three samples representative of large intrusive layers were selected for zircon separation and U-Pb dating with SHRIMP. Collected samples include all the rock types present in the area. Because this work focuses on the problem of magma-host interaction and the generation of Crd in the alkali-calcic unit (ACU) from the transitional one (TIU), rocks of these groups were preferentially sampled to study textural and compositional variations. All rocks of these units are coarse-grained and heterogeneous at over several m. The main heterogeneities are marked by a non uniform distribution of Crd and Kfs megracrysts. Outcrops with local accumulations of these minerals in bands and/or patches were discarded for sampling. About 5 kg of fresh rock were collected in selected outcrops. Samples were crushed and milled to fine powder in steel cups. Major elements and Zr were analyzed by X-Ray fluorescence (XRF) at the University of Oviedo (Spain) using glass beads. Precision of the XRF technique was better than ±1.5 % relative. Trace elements, including rare earth elements (REE) were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) with an HP-4500 system at the University of Huelva, following digestion in a HF+HNO3 (8:3) solution, drying and further second dissolution in 3 ml HNO3. The average precision and accuracy for most of the elements were controlled by repeated analyses of SARM-1 (granite) and SARM-4 (norite) international rock standards. They fall in the range of 5-10% relative. Probe analyses were obtained with a JEOL JXA-8200 SuperProbe at the University of Huelva. A combination of silicates and oxides were used for calibration. Both natural rocks and experimental runs were analyzed with the same machine and using the same protocol for calibration.

Petrography

Calc-alkalic and transitional units (Qtz diorites, tonalites, granodiorites and monzogranites)

Granodiorites are by far the most abundant rocks of this intrusive unit. These are coarse-grained, mesocratic rocks. They are commonly porphyritic with large Kfs phenocrysts

(up to 10 cm length) heterogeneously distributed in bands and irregular patches. They are composed of Qtz, Pl (An65-32), Kfs and Bt. Tonalitic facies are lacking Kfs phenocrysts and they are slightly darker than granodiorites. Plagioclases are characterized in both rock types by a complex oscillatory zoning with repeated resorption surfaces and An-rich (An65-60), skeletal cores. Biotites of both rock types are close in composition (Mg#=31-40). Qtz diorites differ in texture and mineralogy. They have calcic amphibole as either isolated crystals and polycrystalline aggregates or clots which show the typical features of amphibole clots derived from Px reaction in the melt (Castro & Stephens, 1992).

Alkali-calcic unit (Crd-bearing monzogranites)

Rocks of this unit are monzogranites that are characterized by a large heterogeneity with variations in the content of Crd and Kfs megacrysts (Fig. 4.4a, b). As described above, these two minerals appear specially concentrated in areas close to the contacts with the country rocks, especially where the intruding granodiorites are in contact with pelitic hornfelses.

Granitoids containing Crd are texturally similar to the Crd-free granodiorites and monzogranites. They share the same grain size, the porphyritic character with large Kfs phenocrysts and similar compositions (An50-32) and complex zoning patterns in Pl. Crd monzogranites (ACU) are normally richer in Kfs megacrysts compared to similar rocks of the TIU. Cordierite is usually altered to a fine-grained aggregate of Chl (pinnite) and sericite, always preserving a rectangular prismatic external shape (Fig. 4.3e), denoting early crystallisation in a liquid or low crystal content magma. In places, Sil inclusions are preserved, but no inclusions from other magmatic minerals, namely Pl, Bt are observed. Another textural observation is the heterogeneous distribution of Crd crystals in the monzogranites. These are distributed in clusters of few crystals separated by distances that exceed more than ten times the average crystal size. In areas of low Crd contents (<2 vol%), large crystals of 4-10 mm length are sparsely distributed in the rock, in places at distances of more than 1 m.

Country rocks and xenoliths: Migmatitic hornfelses and migmatites

Migmatitic hornfelses appear as xenoliths to the scale of a few centimetres to tens of metres, hosted by Crd monzogranites (Fig. 4.3a). The paleosome is formed by fine- to

medium grained metasediments consisting of metagreywackes interbedded with metaquartzites. Metagreywackes are medium- to fine-grained, foliated rocks with lepidoblastic texture. Their mineral assemblage consists of rounded detrital grains of Qtz, subhedral Bt (Mg#=39-48), anhedral grains of Crd (Mg#=53-60) with drop-like Qtz, Bt and Zrn inclusions, aligned subhedral Pl grains showing distinctive zonation with cores of andesine to labradorite (≈An53-39) rimmed by andesine to oligoclase (≈An42-27), anhedral Ms, Sil mainly as fibrolite but occasionally as thick prisms, and large prismatic, subhedral grains of And. Main accessory minerals are Tur, Ap and Zrn. Phlebitic hornfelses have trondhjemitic leucosomes aligned parallel to the bedding and collected in shears. Leucosome of granitic composition is mainly related to agmatites and thick veins rimmed by Bt melanosome. Some of this leucosome intruded directly into the Crd monzogranites. These thick leucosome veins are medium- to coarse-grained, leucocratic rocks, showing allotriomorphic textures. Their mineralogy consists of anhedral Qtz, anhedral to subhedral Kfs, subhedral Pl with cores of andesine to oligoclase (≈An19-17) rimmed by oligoclase to albite (≈An2-18), subhedral Bt (Mg#=40), anhedral Ms and subhedral to anhedral Crd (Mg#=52-55) that is more ferric than the average Crd of the paleosome (Mg#=53-60). Cordierite commonly have inclusions of small, rounded Qtz grains, associated with Zrn grains, and small flakes of Bt. Corroded And grains can occasionally be observed. Accessory assemblage consists mainly of Ap and Zrn.

Two types of migmatites are distinguished: one is formed by coarse-grained ferrosilicic nebulites; the other is coarse- to medium-grained layered migmatite underlying the Refugio del Rey leucogranite (Fig. 4.1b). Coarse-grained ferrosilicic nebulites are mainly melanocratic, heterogeneous rocks showing lamination with bands of felsic nebulites, schlierens of Bt and Kfs augen. Restites, consisting in aggregates of Bt, Crd and Sil, are abundant but heterogeneously distributed. Basic enclaves of quartz-diorites, resisters of Qtz-nodules and metaquartzites, and ellipsoidal enclaves of phlebitic migmatites are also abundant. Mineral assemblage consists mainly of anhedral grains of Qtz with undulose extinction, subhedral Bt (Mg#=40-48), subhedral grains of Pl which show normal zonation with cores of andesine (≈An32) rimmed by a first band of oligoclase (≈An21) and an outer band of albite (≈An4), subhedral grains of Kfs with perthitic textures, anhedral and subhedral grains of Crd (Mg#=60) and Sil. The main accessory minerals are Ilm, Ap, Tur and Zrn. Refugio del Rey layered migmatites are

heterogeneous, coarse- to medium-grained equigranular rocks. Small enclaves hosted in these migmatites are similar to the migmatitic hornfelses. They host resisters of metaquartzites and residual refractory aggregates of Bt, Sil and Crd. The mineral assemblage consists of rounded Qtz crystals, subhedral grains of Kfs, subhedral Pl grains showing normal zonation with cores of oligoclase (≈An16) and rims of albite (≈An3-2), subhedral grains of Bt (Mg#=36-42) and Crd (Mg#=53-54). Cordierite forms subhedral grains usually with abundant, small, drop-like inclusions of Qtz.

Geochemical features

Major elements

Tonalites and granodiorites follow coherent and linear geochemical patterns for most major elements (Fig. 4.5). In general, the two units, CAIU and TIU display good linear trends in silica-variation diagrams for CaO, FeO and MgO over a wide silica range from SiO2=55 to 71 wt%, but the geochemical link between Qtz diorites and the other rock types, granodiorites and tonalites, is not straightforward. These relations contrast sharply with the variations displayed by the Crd monzogranites of the ACU. For some oxides (TiO2, Al2O3 and K2O) they overlap the field of granodiorites and monzogranites of the TIU. They show a flat pattern for CaO with low contents (CaO<2 wt%) at silica values of SiO2=65 wt%, for which the CaO content is double in the granodiorites of the TIU. Rocks of the ACU are slightly richer in FeO, MgO and poorer in CaO and Na2O, compared with the granitoids of the TIU at the same silica contents. These low Ca granitoids are aligned with the position of xenoliths and nebulites in the CaO, FeO and Na2O diagrams. Leucogranites plot at the high silica end of the Harker diagrams (SiO2>70 wt%). No linear array with the other intrusive units is expected, in fact, they display a scattered distribution in these diagrams.

Trace elements

The maximum Sr concentrations (ca. 300 ppm) are found in the Hbl-diorites of the CAIU, decreasing to about half in the more evolved terms of the TIU. Country rocks contain about 100 ppm Sr, which correlates with their low CaO content (<1.5 wt%). A salient feature in terms of trace element abundances is the high Ni content of the country rock metapelites (about 50 ppm), which contrasts with the low Ni concentration of the more evolved rocks of the TIU. These possible relations are well depicted in the

CaO-Ni diagram (Fig. 4.6a). Independently of the meaning of this CaO-Ni coupled decrease, the point of interest is that Crd monzogranites (ACU) display a Ni enrichment pointing to the area of country rock metapelites (xenoliths) and nebulites. A similar arrangement is shown in the Ni-Sr diagram (Fig. 4.6b). This trend is not related to magmatic fractionation. Also interesting are the variations in some trace elements with the alumina saturation index [ASI=molar Al2O3/Na2O+K2O+(CaO-1.67*P2O5)].

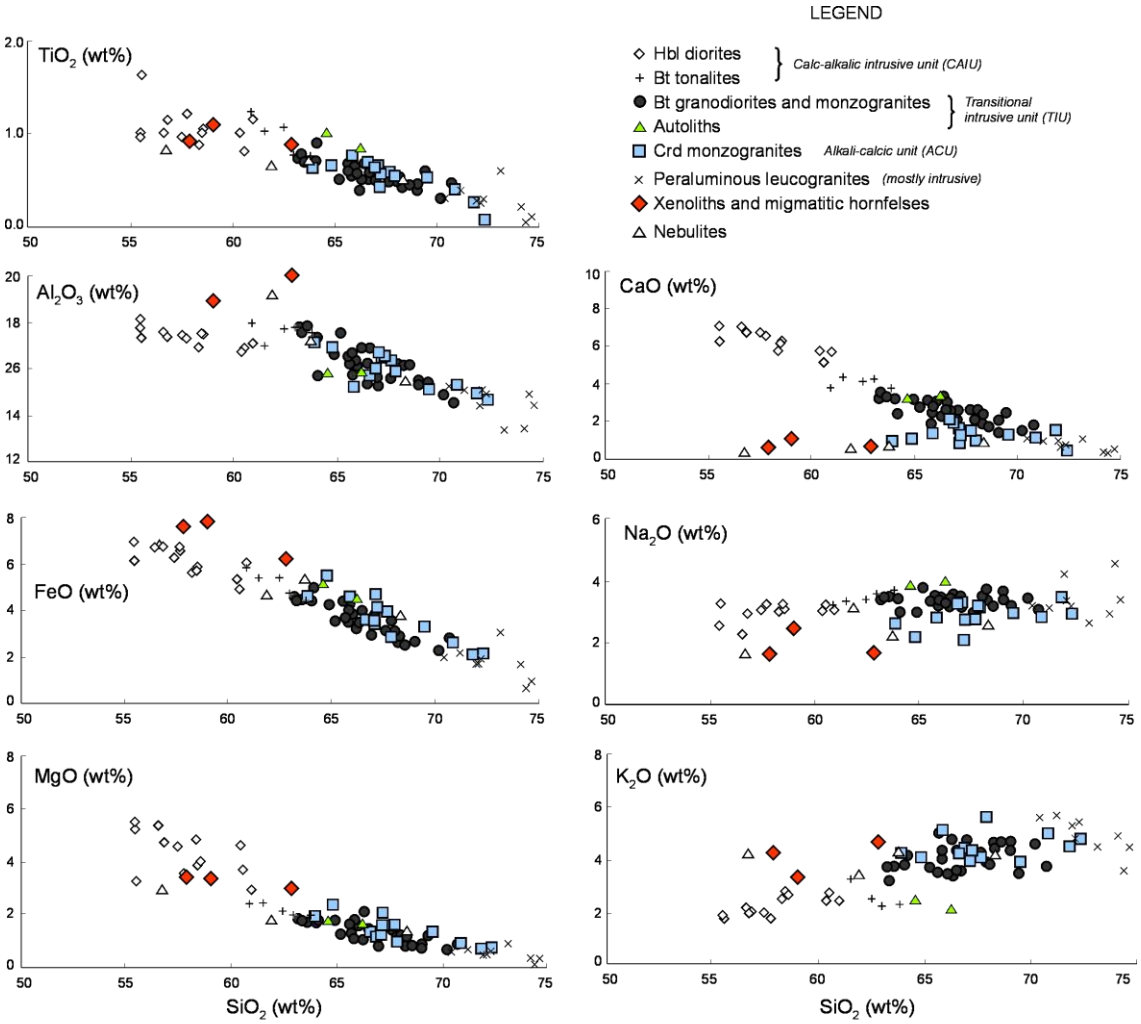


Fig. 4.5 Silica variation diagrams (Harker) plotting intrusive granitoids and country rocks of the Gredos area. Crd monzogranites (ACU) and Bt granodiorites (TIU) define dual trends in most diagrams.

There is a marked decrease in Sr and increase in Rb towards the more evolved granodiorites. Two trends, one peraluminous (ASI>1) and other metaluminous (ASI<1) can be identified in the TIU and CAIU respectively (Fig. 4.6c, e). However, Crd monzogranites display trends that depart from these magmatic trends and point to the

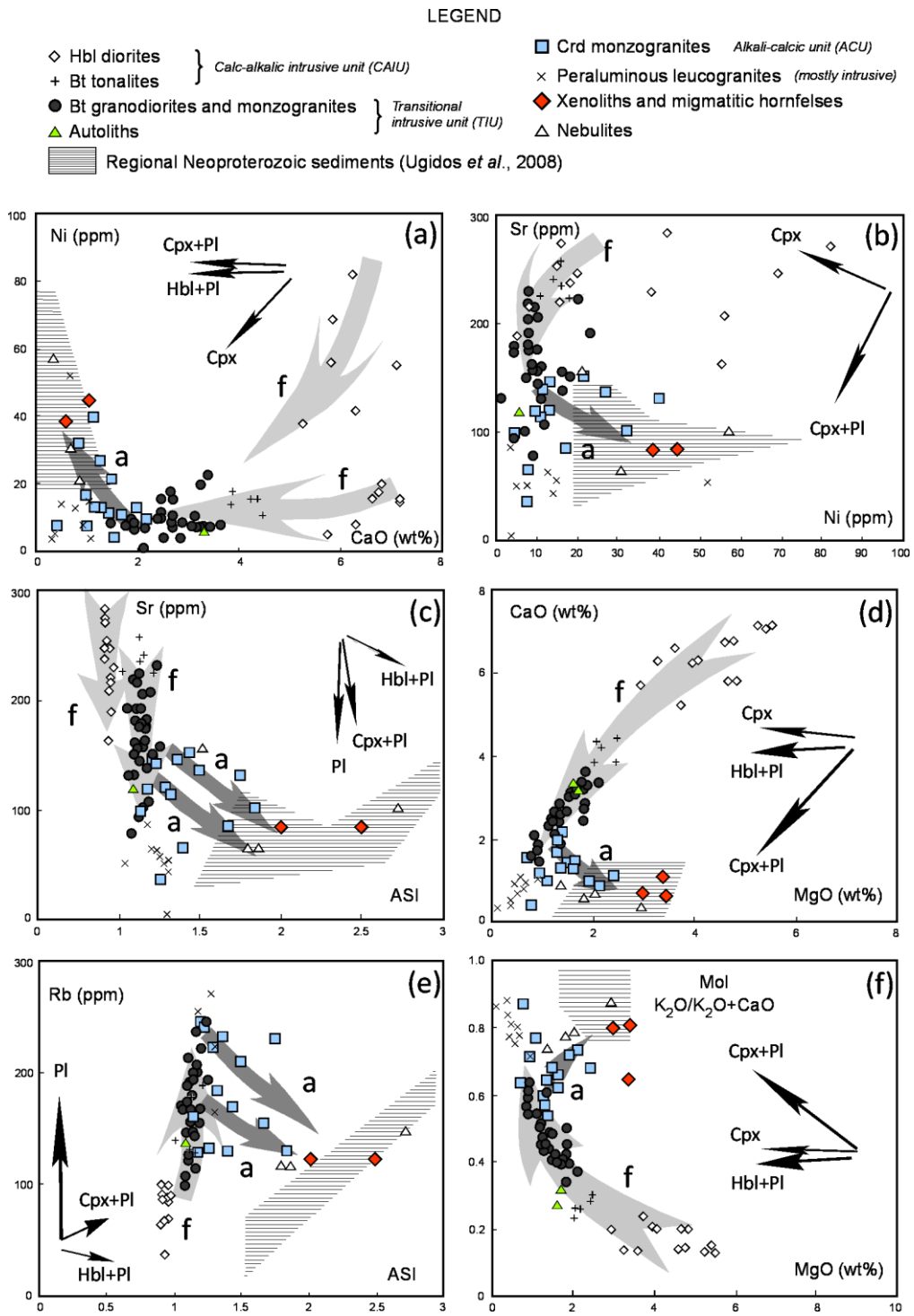


Fig. 4.6 Major and trace element geochemical variations within the granitoids of the Gredos massif and their associated country rocks. Arrows represent fractionation vectors calculated by assuming constant partitioning over the T range 800-1100ºC. This is the range for which the major element abundances have been modelled by using the MELTS algorithm (Ghiorso & Sack, 1995). Partition coefficients used here are: D_{Sr}^{Cpx}=0·08, D_{Ni}^{Cpx}=6, D_{Rb}^{Cpx}=0.02, D_{Sr}^{Pl}=1.8, D_{Rb}^{Pl}=0.07, D_{Sr}^{Hbl}=0.3, D_{Ni}^{Hbl}=10, D_{Rb}^{Hbl}=0.04 (Philpotts & Schnetzler,1970).Vectors for joint fractionation of two phases (e.g. Cpx+Pl) are calculated by assuming an average D value with equal and constant proportions of the two minerals. Large grey arrows mark the trends displayed by the intrusive granitoids of the CAIU and TIU groups. In most diagrams, these agree fairly well with the direction of the ideal fractionation vectors, implying the coupled subtraction of Cpx+Pl. It should be noted that the trends defined by the Crd monzogranites (ACU) are transverse to the fractionation vectors. They point to the composition of the host xenoliths and nebulites

strongly peraluminous field of pelitic metasediments (ASI from 1.5 to 3.0). Finally, departure from magmatic trends is evident in diagrams that can be considered as proxy of phase equilibria in multisaturated systems. These are, for instance, the CaO vs MgO and molar K2O/K2O+CaO vs MgO diagrams (Fig. 4.6d, f). In these diagrams, CAIU and TIU display good curvilinear trends that fairly follow the evolution of liquid compositions by subtraction of Pl+Hbl or Pl+Cpx. However, there is a clear departure from these ideal cotectic-like trends for Crd monzogranites.

Intrusive units (calc-alkalic and transitional) are characterized by low Sr/Y ratios (Sr/Y<10 in Qtz diorites and <40 in granodiorites). In the CAIU the low Sr/Y ratios correlate with the slightly fractionated pattern of REE (Ce/Yb<6; Fig. 4.7a). Interestingly, the group of Qtz diorites (CAIU) shows parallel patterns with constant Ce/Yb ratio and increasing the bulk content of REE with fractionation. The lower values of Yb correspond to the less evolved compositions with Mg#=0.60 and Ni=55 ppm, while the richer Yb values belong to rocks with Mg#=0.42 and Ni=8 ppm. Bt granodiorites and tonalites of the TIU show a marked LREE/HREE fractionation with Ce/Yb ratios within the range 8-18 (Fig. 4.7b). There is no correlation between the bulk REE content and Mg#, silica, or any other fractionation factor. The main differences between the two units, namely CAIU and TIU, are a marked depletion in HREE and a more pronounced Eu anomaly in the TIU (Fig. 4.7b). The autolith has a central position (Ce/Yb=15) within the field of Bt granodiorites (Fig. 4.7b). It can be taken as representative of the average composition of the TIU. The REE patterns of Crd monzogranites (ACU) are similar to those of Bt granodiorites. They plot below the average composition represented by the autolith (Fig. 4.7c). Only one sample is strongly depleted showing a pattern similar to peraluminous leucogranites of the region (not shown).

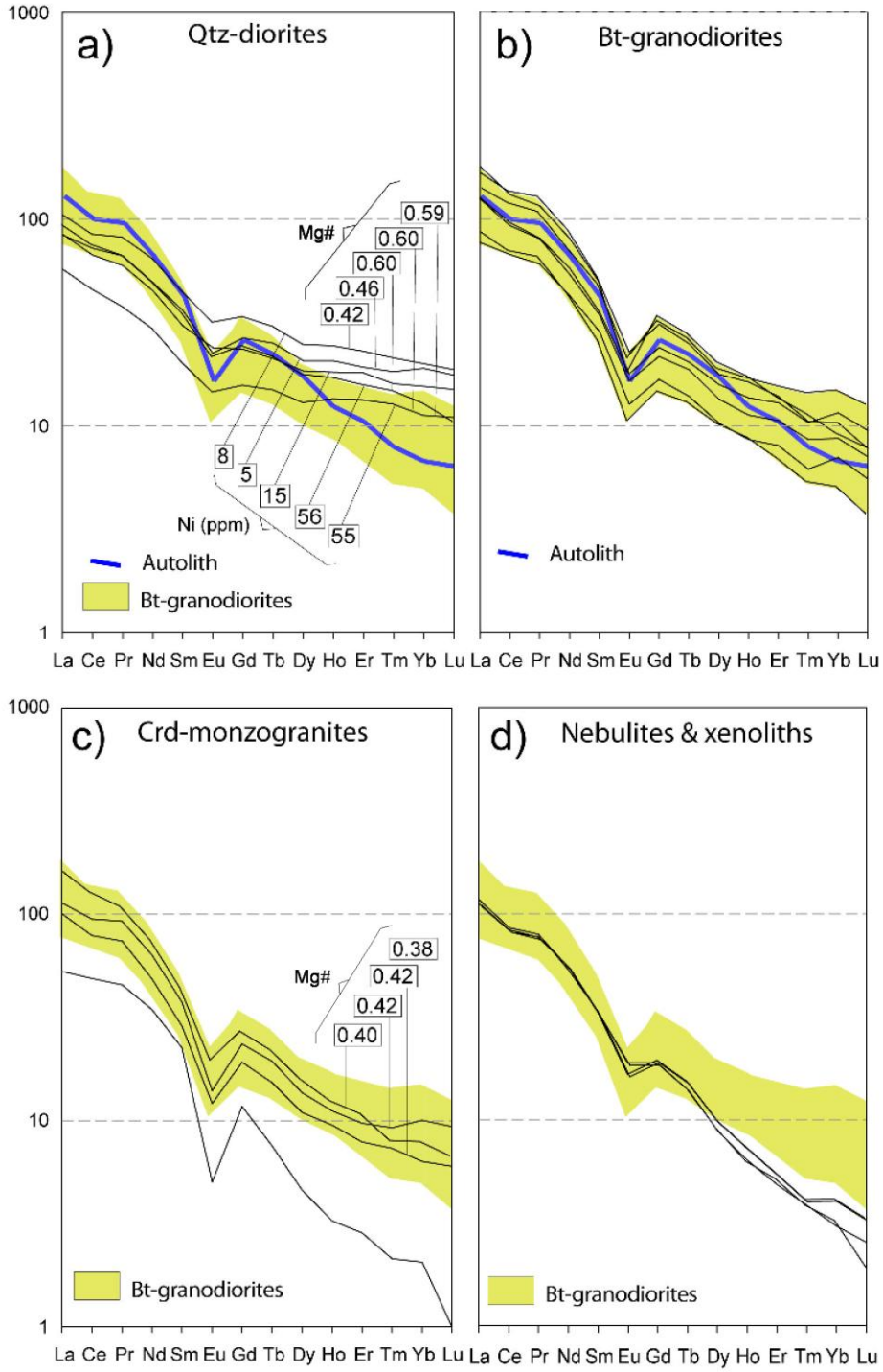


Fig. 4.7 Chondrite-normalized (Nakamura, 1974) REE diagrams showing the pattern of the intrusive units and country rocks of the Central System batholith in the Gredos area. The field of Bt granodiorites (TIU) is shown in all the diagrams for comparison. Quartz diorites (CAIU) show parallel patterns (a) that correlate fairly well with the Mg# and Ni content. By contrary, the patterns of the intrusive Bt granodiorites (b) show no correlation with any fractionation factor (e.g. the Mg#, not shown). The patterns of the Crd monzogranites (c) are almost coincident with the field of the intruding Bt granodiorites and also with the nebulites and xenoliths for LREE; only a slight depletion is observed as resulting from assimilation of the HREE depleted host metasediments (d). Only one sample of Crd monzogranites displays a strongly depleted pattern out of the general trend.

ZIRCON GEOCHRONOLOGY AND INHERITANCES

Zircon separation and analytical techniques

Three samples were selected for geochronology of the total collected for this paper: a Bt granodiorite far from the contact with the host rocks (J707-16), a Crd monzogranite near the contact area (J806-3) and a sample of the hornfelses (J707-7), see chemical composition in Table 4.1. Zircon separation was carried out at Central Services (Huelva University), using classical procedures including magnetic and density separation. At the Research School of Earth Sciences (Australian National University, Canberra), the non-magnetic, heavy minerals concentration was hand-picked in order to extract and select zircons on the basis of shape, size and lack of fractures or inclusions. The representative selection was mounted in epoxy resin together with zircon standards SL13 (U=238) and TEMORA (206Pb/238U=0.06683). The mount was polished to expose the grain interiors, photographed at high magnification in transmitted and reflected light and imaged by SEM and CL (Fig. 4.8) to document the internal growth zoning of the grains. It was then cleaned and coated with high-purity Au in preparation for analysis. Selected areas in zircon grains (spots were chosen to have features as representative as possible of the studied population), were analyzed for U, Th and Pb isotopes on the ANU SHRIMP II ion microprobe using a procedure similar to that described by Williams & Claesson (1987). A 10 kV negative O2 primary beam was focused to ca. 20 μm diameter. Positive secondary ions were extracted at 10 kV and mass analyzed at ca. R5000 on a single ETP multiplier by peak stepping through the isotopes of interest. The U-Th-Pb analyses are listed in Table 4.2 and plotted on Concordia diagrams in Fig. 4.9. Analytical uncertainties are 1σ precision estimates. All the analyses listed and plotted were corrected for common Pb using the measured 204Pb and a common Pb composition appropriate to the age of each spot (Cumming & Richards, 1975). Uncertainties in the mean ages are 95% confidence limits ($t\sigma$, where t is the student's t multiplier) and include the uncertainty in the Pb/U calibration (ca. 0.3 – 0.5%). Ages were calculated using the constants recommended by the IUGS Subcommission on Geochronology (Steiger & Jäger, 1977).

SHRIMP U-Pb ages and implications

Bt granodiorite (J707-16)

Zircon grains in this sample are mostly euhedral, acicular, with high elongation ratios, parallel banding or concentric oscillatory zoning (less abundant type) (Fig. 4.8). They lack inherited cores and overgrowths are continuous, displaying only minor local discontinuities in pyramidal terminations. Bt granodiorite 206Pb/238U crystallisation ages (Table 4.2a) are consistently about 300 Ma, without major radiogenic Pb loss and Th/U ratios between 0.04 (dark tip overgrowths) and 0.41 (except spot 1.1 with Th/U=0.88), providing a Concordia age of 302.9±2.5 Ma (MSWD=1.3) (Fig. 4.9a). These ages correspond with those estimated for late granitoids of the Central System batholith.

Crd monzogranite (J806-3)

Zircons in this sample can be divided into two main groups, a first set of euhedral to subhedral elongated zircons with banded parallel zoning or oscillatory concentric continuous overgrowths; and a second group that includes complex anhedral to subhedral crystals, which usually present inherited cores and discontinuous overgrowths (Fig. 4.8). Excluding analysis 6.1, the simple crystals and growths over inherited cores give a 206Pb/238U age of 307.7±3.1 Ma (MSWD=0.87) for ages over 290 Ma, and 308.2±3.4 (MSWD=1.3) for ages over 300 Ma (Table 4.2b and Fig.4.9b). As in the sample of the Bt granodiorites, these ages are related to the main age of crystallisation of the late granitoids of the Central System batholith. A high percentage of common Pb (14.65) has been measured for the spot 5.1, which coincides with an area close to fractures. This explains the aberrant age of 161±2.8 Ma and is consistent with common Pb gain and radiogenic Pb loss. As for the analysis of inherited discontinuous cores and anhedral crystals, these are divided into Neoproterozoic, late Proterozoic and Archaean ages (3.1, 4, 14 and 15.1) and Cambrian ages (1, 8 and 9). The last group of ages corresponds with that obtained from the metasediments and inherited zircons previously studied in the Central System batholith (Bea *et al*., 2003; Zeck *et al*., 2004; Castiñeiras *et al*., 2008).

Table 4.1: Representative whole rock compositions of granitoids and host rocks of the Gredos Massif

Unit	Calc-alkalic intrusive unit (CAIU)							Transitional intrusive unit (TIU)									
Rock type	Hbl diorites						Bt tonalites	Bt granodiorites and monzogranites									
Sample	*M330	*M424	*M660A	*M670	*M799	J809-13	*M801	J809-1	*M647A	J809-7	J709-1	A809-4A	A809-3	J-707-16	*M681A	J-706-47	*M175
(wt.%)																	
SiO_2	60.34	60.89	55.40	55.47	56.53	61.05	61.48	62.14	63.28	64.07	65.69	65.77	66.45	66.92	67.59	68.19	68.24
TiO_2	1.00	1.14	0.96	1.60	1.00	1.15	1.01	0.89	0.78	0.89	0.61	0.76	0.68	0.50	0.49	0.44	0.45
Al_2O_3	16.79	17.13	18.14	17.35	17.63	17.64	17.02	17.14	17.61	15.74	16.27	15.79	15.42	15.7	15.66	16.05	16.21
FeOt	5.42	6.12	6.21	8.10	6.79	5.75	5.49	5.14	4.56	5.05	3.76	4.35	4.08	3.05	3.22	2.69	2.98
MgO	4.66	2.93	5.23	3.26	5.40	2.21	2.48	1.70	1.83	1.80	0.33	1.83	1.41	0.85	1.47	0.88	1.19
MnO	0.09	0.12	0.12	0.15	0.13	0.08	0.08	0.10	0.07	0.07	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06	0.03	0.05
CaO	5.80	5.73	7.15	6.29	7.09	4.44	4.45	3.24	3.63	2.45	1.92	2.87	2.68	2.13	2.66	1.91	2.44
Na_2O	3.07	3.09	2.57	3.27	2.29	3.24	3.35	3.58	3.47	3.01	3.49	3.23	3.22	3.48	3,00	3.72	3.39
K2O	2.49	2.46	1.91	1.74	2.18	2.29	3.29	3.94	3.22	4.19	5.06	4.08	4.36	4.77	4.28	4.69	4.41
P_2O_5	0.33	0.16	0.17	0.38	0.14	0.25	0.29	0.52	0.32	0.50	0.44	0.24	0.27	0.36	0.65	0.14	0.28
Loi	0.97	0.61	1.15	1.76	1.18	0.81	0.97	0.81	0.84	1.32	0.71	0.56	0.67	1.26	0.78	0.64	0.59
TOTAL	101.0	100.4	99.01	99.54	100.4	99.62	99.91	99.82	100.4	99.71	99.77	100.1	99.80	99.07	99.88	99.38	100.3
(ppm)																	
V	104.5	128.8	119.9	130.2	161.8	81.45		52.59	57.08	60.88	43.22	43.67	60.33		42.83		36.92
Cr	207.2	61.72	286,00	211.2	809.3	132.4		92.34	163.7	166.8	138.1	97.47	167.3		153.9		64.96
Ni	56.13	5.20	15.66	8.10	55.39	7.05		6.82	8.15	11.71	7.01	8.82	10.94		8.86		10.28
Rb	100.8	100	85.22	69.93	36.88	81.88		164.8	147.2	156.4	201.7	101.1	169.7		145.2		169.1
Sr	208.2	189.4	221,00	216.2	163.4	260.5		103.1	177.1	108.2	102.5	79.35	132.5		158.7		145.2
Y	23.55	29.23	26.16	33.41	18.99	12.17		7.18	22.50	20.45	10.50	10.38	22.26		20.13		16.44
Zr	117.2	125.8	158.1	92.84	97.88	210.4		317.6	145.7	321.9	114.3	212.3	218.9		108.5		129.2
Nb	10.15	11.60	6.74	14.06	4.08	9.35		12.88	15.16	16.53	13.02	8.34	13.71		12.43		12.74
Ba	363.3	414.7	287.1	314.8	188.8	589.8		398.6	460.1	445.2	330.6	285.9	669.4		462.4		398.2
La	22.23	20	20.15	24.59	13.62	30.14		15.76	42.52	39.35	20.25	18.28	33.31		29.94		29.67
Ce	45.50	44.52	41.15	51.63	27.96	57.48		32.41	80.57	81.76	42.09	41.31	71.53		58.98		57.02
Pr	6.15	6.18	5.56	7.55	3.49	8.15		4.90	10.74	11.66	5.97	5.62	9.83		7.52		7.46
Nd	22.42	22.68	20.63	29.35	13.45	27.18		17.46	36.89	39.59	19.29	19.42	32.11		26.41		24.64
Sm	5.16	5.39	4.53	6.59	2.98	5.58		3.09	7.30	7.53	3.76	4.24	7.02		5.25		5.10
Eu	1.20	1.27	1.35	1.78	0.82	1.46		0.94	1.28	1.01	0.58	0.72	1.17		1.01		0.93
Gd	4.79	5.31	4.69	6.67	3.11	4.58		2.77	6.15	6.61	2.86	3.34	6.27		4.75		4.30
Tb	0.78	0.91	0.77	1.09	0.54	0.71		0.35	0.90	0.99	0.46	0.50	0.94		0.73		0.67
Dy	4.30	5.10	4.55	6.06	3.18	3.27		1.66	4.38	4.90	2.46	2.54	4.56		3.90		3.33
Ho	0.92	1.13	0.99	1.32	0.73	0.54		0.31	0.89	0.93	0.47	0.47	0.91		0.74		0.62
Er	2.50	3.09	2.90	3.66	2.12	1.33		0.82	2.22	2.16	1.10	1.28	2.44		2.07		1.70
Tm	0.36	0.45	0.40	0.52	0.31	0.15		0.08	0.26	0.28	0.13	0.15	0.35		0.26		0.21
Yb	2.05	3.06	2.51	3.21	1.80	0.79		0.46	1.66	1.45	0.80	1.13	2.34		1.86		1.40
Lu	0.26	0.43	0.37	0.46	0.27	0.10		0.09	0.19	0.19	0.09	0.14	0.31		0.23		0.17
Hf	3.03	3.79	3.92	2.65	2.83	2.76		3.47	3.96	3.14	1.47	1.37	3.16		3.12		3.80
Ta	1.28	1.86	0.86	1.12	0.66	1.06		1.82	0.82	1.69	2.38	1.09	3.16		1.46		1.05
W	1.96	2.91	1.04	1.35	0.22	0.63		1.88	1.45	1.17	2.20	0.58	0.95		1.27		3.77
Pb	16.96	21.82	15.21	18.01	10.16	14.13		13.82	110.7	19.36	18.09	14.18	22.62		29.62		31.91
Th	7.30	5.16	6.28	6.52	3.80	9.73		3.68	15.92	21.69	10.27	10.59	15.32		11.95		14.16
U	2.15	4.86	2.22	2.23	0.89	1.50		6.17	4.09	3.70	3.72	2.50	5.13		3.31		2.16

* Samples from Moreno-Ventas (1991)

Table 4.1: Continued

Unit	Transitional intrusive unit (TIU)			Alkali-calcic unit (ACU)					Host rocks							
Rock type		Autoliths		Crd monzogranites					Leucogranites	Nebulites		Xenoliths				
Sample	J-806-1	J809-6	RR-4	J-806-3	*M783	J809-5	J809-16	J808-109	J-806-4	J809-10	J-706-43	J-707-8	J709-2	J809-11A	J-707-7	J606-15
(wt.%)																
SiO_2	68.97	66.24	64.58	65.80	67.64	63.84	66.58	67.86	74.11	63.74	68.31	56.69	57.84	58.98	61.86	62.79
TiO_2	0.46	0.84	1.00	0.76	0.58	0.64	0.70	0.54	0.22	0.72	0.50	0.81	0.91	1.07	0.65	0.86
Al_2O_3	15.42	15.83	15.82	15.25	16.39	17.19	15.71	15.92	13.46	17.23	15.51	21.03	20.45	18.92	19.21	20.00
FeOt	2.80	4.48	5.13	4.62	4.00	4.64	3.69	3.08	1.71	5.41	3.85	6.88	7.65	7.87	4.71	6.27
MgO	0.91	1.61	1.70	1.48	1.63	1.90	1.37	1.07	0.37	2.03	1.37	2.95	3.44	3.36	1.83	2.98
MnO	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.03	0.02	0.07	0.06	0.08	0.16	0.10	0.06	0.08
CaO	1.47	3.31	3.15	1.43	1.49	0.97	2.16	0.99	0.39	0.69	0.87	0.35	0.60	1.08	0.58	0.69
Na_2O	3.67	3.98	3.84	2.80	2.78	2.64	3.24	3.15	2.93	2.23	2.58	1.65	1.64	2.47	3.13	1.68
K2O	4.40	2.09	2.49	5.09	4.10	4.25	4.26	5.61	4.86	4.30	4.19	4.21	4.25	3.32	3.44	4.65
P_2O_5	0.19	0.28	0.34	0.20	0.27	0.33	0.43	0.35	0.22	0.29	0.12	0.16	0.17	0.15	0.24	0.18
Loi	0.91	0.63	0.86	1.45	1.26	2.25	0.96	0.91	1.09	2.32	1.48	3.92	1.76	1.74	3.26	3.72
TOTAL	99.25	99.89	98.97	98.93	100.2	99.29	99.62	99.89	99.38	99.68	98.84	98.73	99.81	100.1	98.97	98.00
(ppm)																
V		48.08			58.50	65.10	48.29	24.89		69.52			84.03	118.6		
Cr		91.89			158.5	192.2	115.2	94.07		151.7			112.3	152.4		
Ni		5.84			21.48	16.99	9.56	7.43		30.69			38.40	44.65		
Rb		137.6			170.1	156.2	130.1	132.6		116.9			121.8	123.9		
Sr		119.1			152.6	85.46	119.4	36.79		65.17			83.57	83.65		
Y		15.71			18.34	11.94	13.60	4.16		8.26			7.89	7.02		
Zr		282.4			90.26	174.9	214.1	189.8		238.7			180.9	222.3		
Nb		15.65			14.67	11.73	10.70	9.97		9.50			10.61	11.03		
Ba		172			454.1	311.7	341.2	174.6		320.3			488.8	393.6		
La		30.31			38.41	23.82	26.89	12.51		25.81			27.02	26.15		
Ce		60.56			76.46	48.3	58.22	29.89		50.10			51.37	50.20		
Pr		8.77			9.88	6.88	8.59	4.22		6.99			7.22	7.16		
Nd		29.85			33.59	22.22	29.02	15.77		24.81			23.85	24.52		
Sm		6.16			6.37	4.26	5.55	3.34		4.80			4.88	4.78		
Eu		0.91			1.08	0.68	0.79	0.28		0.91			1.04	1.04		
Gd		5.11			5.26	3.81	4.68	2.33		3.78			3.68	3.68		
Tb		0.78			0.78	0.55	0.70	0.27		0.54			0.50	0.50		
Dy		4.16			3.82	2.69	3.36	1.13		2.40			2.18	2.16		
Ho		0.66			0.66	0.52	0.61	0.18		0.39			0.33	0.34		
Er		1.65			1.69	1.26	1.55	0.46		0.87			0.80	0.77		
Tm		0.19			0.19	0.18	0.23	0.05		0.10			0.09	0.09		
Yb		1.06			1.24	1.02	1.62	0.33		0.65			0.51	0.49		
Lu		0.15			0.16	0.15	0.23	0.02		0.08			0.05	0.06		
Hf		2.73			2.58	2.09	3.04	1.70		2.18			0.87	1.68		
Ta		3.32			1.58	2.39	1.50	1.15		1.01			1.26	0.94		
W		0.73			1.52	2.11	1.51	0.54		2.34			0.70	1.14		
Pb		12.62			27.16	20.62	20.08	14.17		17.02			18.67	15.64		
Th		15.12			16.69	12.56	18.16	12.77		10.36			10.31	9.71		
U		2.73			6.34	5.04	6.23	3.23		5.06			2.76	2.33		

* Samples from Moreno-Ventas (1991)

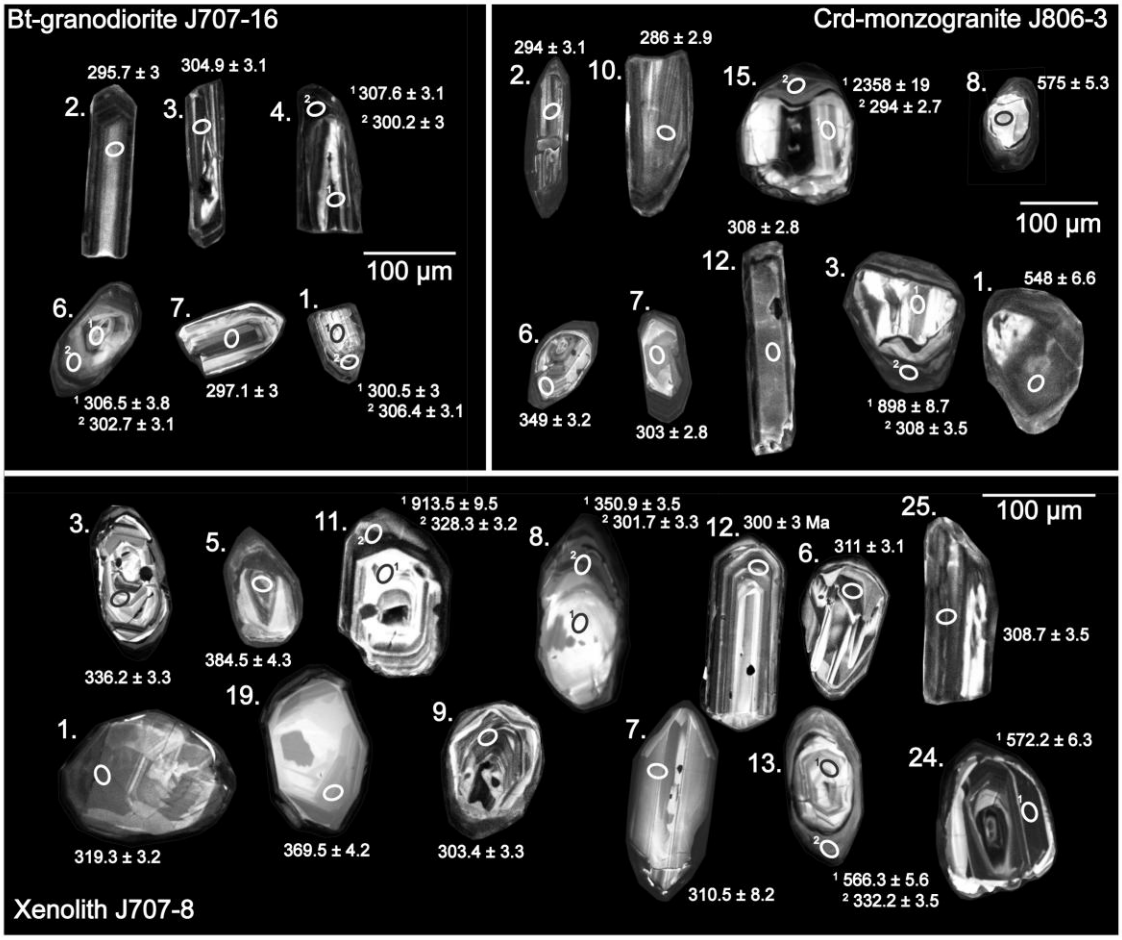


Fig. 4.8 Cathodoluminescence images of a representative selection of the analyzed zircons from the three samples chosen for the ion microprobe U-Th-Pb study. Zircon number, location of the SHRIMP spots and their resulting 206Pb/238U ages (Ma) are indicated. See Table 4.2.

Xenolith (J707-7)

Almost all zircons in this sample are anhedral or complex crystals, with an inherited core discontinuously embraced by an oscillatory overgrowth, although crystals with continuous oscillatory zoning are also present (Fig. 4.8). The proportion of simple prismatic and elongated zircons is lower. Some zircons have extreme U concentrations over 1%. Many have central core-like zones with lower U contents. Some of these are clearly inherited cores, although they are not always easily discernible. Inherited ages and data with >2500 ppm of U have been dropped to find a Concordia age for this sample (Fig. 4.9c), due to the dispute over their origin (McLaren *et al.*, 1994; Wingate *et al.*, 1998; Zeck & Whitehouse, 2002; Hoskin & Black, 2000). Analyses with Th/U ratios below 0.1 do not coincide with a single age group, but they are present in the various age groups found (spots 1.1, 22.1 and 20.2, Table 4.2c), and match up the ages

Table 4.2a: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample J707-16

Grain and spot	^{206}Pb (ppm)	$^{206}Pb_c$ %	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	Th/U	$^{204}Pb/^{206}Pb$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$	± %	$^{207}Pb/^{235}U$	± %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$ age (Ma)	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$ age (Ma)	±
Simple crystals (mainly euhedral), concordant cores and overgrowths																	
1,1	159	0.31	3867	3276	0.88	0.000169	9	0.04772	1.0	0.3445	1.3	0.05236	0.82	300.5	3	301	19
1,2	80.4	0.82	1907	575	0.31	0.000449	8	0.04868	1.0	0.3494	1.7	0.05204	1.40	306.4	3.1	287	31
2,1	107	0.09	2645	909	0.36	0.000047	21	0.04695	1.0	0.3475	1.2	0.05244	0.49	295.7	3	304	11
3,1	56.4	0.02	1356	46	0.04	0.000010	106	0.04844	1.0	0.3549	1.3	0.05202	0.63	304.9	3.1	286	14
4,1	83.5	0.02	1989	122	0.06	0.000011	54	0.04887	1.0	0.3468	1.2	0.05267	0.76	307.6	3.1	315	17
4,2	62.3	0.04	1521	89	0.06	0.000024	49	0.04767	1.0	0.3394	1.2	0.05276	0.62	300.2	3	319	14
5,1	5.3	0.00	122	49	0.41	0.000018	66	0.05068	1.3	0.3794	2.2	0.05429	1.80	318.7	4	383	41
5,2	109	0.00	2621	64	0.03	0.000001	263	0.04840	1.0	0.3523	1.1	0.05279	0.41	304.7	3	320	9.3
6,1	6.3	0.00	151	60	0.41			0.04869	1.3	0.3577	2.1	0.05328	1.70	306.5	3.8	341	38
6,2	54.4	0.39	1312	90	0.07	0.000214	20	0.04808	1.0	0.3484	1.7	0.05255	1.40	302.7	3.1	309	32
7,1	34	0.06	839	125	0.15	0.000036	39	0.04717	1.0	0.3376	1.3	0.05191	0.81	297.1	3	281	19

Errors are 1-sigma

Pb_c = common Pb

Error in Standard calibration was 0.31% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

Common Pb corrected using measured ^{204}Pb in all isotopic ratios and ages

Table 4.2b: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample J806-3

Grain and spot	^{206}Pb (ppm)	$^{206}Pb_c$ %	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	Th/U	$^{204}Pb/^{206}Pb$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$	± %	$^{207}Pb/^{235}U$	± %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$ age (Ma)	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$ age (Ma)	±
Discordant cores and anhedral crystals																	
1,1	96.2	3.22	1222	479	0.41	0.001805	20	0.0887	1.3	0.72	11	0.0589	11	548	6.6	564	240
3,1	189	0.03	1469	655	0.46	0.000018	36	0.1495	1.0	1.46	1.2	0.0706	0.6	898	8.7	946	12
4,1	129	0.09	825	70	0.09	0.000056	24	0.1818	0.9	3.40	1.1	0.1356	0.6	1077	9.3	2171	11
5,1	9.87	14.65	389	54	0.14	0.007938	6	0.0252	1.8	0.20	19	0.0570	19	161	2.8	480	430
8,1	50	0.05	624	490	0.81	0.000026	65	0.0933	1.0	0.77	1.2	0.0600	0.7	575	5.3	604	15
9,1	369	1.21	5025	836	0.17	0.000676	6	0.0845	1.0	0.69	2	0.0590	1.7	523	4.6	568	38
14,1	92.5	0.02	249	312	1.30	0.000147	38	0.4327	1.0	9.51	1	0.1593	0.3	2318	19	2448	5
15,1	165	0.00	434	101	0.24	0.000017	59	0.4417	1.0	9.12	1.7	0.1497	1.4	2358	19	2343	24
Simple crystals (mainly euhedral) and overgrowths																	
2,1	10.5	0.14	262	228	0.90	0.000078	63	0.0467	1.1	0.34	2.2	0.0528	1.9	294	3.1	321	43
3,2	134	0.38	3169	57	0.02	0.000208	10	0.0489	1.1	0.36	1.4	0.0527	0.8	308	3.5	314	18
4,2	154	0.01	603	152	0.26	0.000002	97	0.2968	0.9	4.94	1	0.1207	0.3	1676	14	1967	5
5,2	237	0.82	5504	83	0.02	0.000449	5	0.0498	0.9	0.35	1.4	0.0522	1.1	313	2.8	295	25
6,1	71.6	1.64	1474	109	0.08	0.000901	7	0.0556	1.0	0.43	2.6	0.0556	2.4	349	3.2	435	53
7,1	61.6	0.05	1490	202	0.14	0.000029	58	0.0481	1.0	0.35	1.2	0.0524	0.8	303	2.8	303	17
10,1	26.7	0.27	684	248	0.37			0.0454	1.0	0.33	2.1	0.0521	1.8	286	2.9	291	41
12,1	54	0.03	1285	179	0.14	0.000302	12	0.0489	0.9	0.36	1.1	0.0529	0.6	308	2.8	322	15
15,2	62.9	0.55	1562	8	0.01	0.000010	59	0.0466	0.9	0.34	1.7	0.0525	1.4	294	2.7	305	31

Errors are 1-sigma

Pb_c = common Pb

Error in Standard calibration was 0.31% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).

Common Pb corrected using measured ^{204}Pb in all isotopic ratios and ages.

Table 4.2c: Summary of SHRIMP U-Pb zircon data for sample J707-7

Grain and spot	^{206}Pb (ppm)	$^{206}Pb_c$ %	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	Th/U	$^{204}Pb/^{206}Pb$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$	± %	$^{207}Pb/^{235}U$	± %	$^{207}Pb/^{206}Pb$	± %	$^{206}Pb/^{238}U$ age (Ma)	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$ age (Ma)	±
Discordant cores and anhedral crystals																	
1,1	320	0.11	7323	13	0.020	0.000059	30	0.05078	1.0	0.368	1.3	0.05345	0.53	319.3	3.2	311	17
5,1	66.7	0.57	1255	236	0.194	0.000315	12	0.06146	1.2	0.465	1.7	0.05947	0.56	384.5	4.3	407	29
6,1	85.2	0.00	2006	18	0.009			0.04943	1.0	0.357	1.2	0.05230	0.55	311.0	3.1	299	12
19,1	11.3	1.21	219	68	0.320	0.000666	23	0.05899	1.2	0.514	4.1	0.07281	1.30	369.5	4.2	714	84
20,1	267	0.18	812	100	0.127	0.000121	9	0.38160	1.2	9.120	1.2	0.17489	0.23	2084	20	2590	4
22,1	566	0.37	10166	93	0.009	0.000205	6	0.06462	1.2	0.466	1.3	0.05535	0.21	403.6	4.5	300	12
24,1	42.9	0.00	539	54	0.104	0.000039	41	0.09280	1.2	0.771	1.4	0.05965	0.76	572.2	6.3	612	18
Simple crystals (mainly euhedral), concordant cores and overgrowths																	
2,1	28.5	1.46	734	212	0.297	0.000797	11	0.04451	1.6	0.316	3.5	0.06311	0.84	280.7	4.3	260	71
3,1	192	0.01	4172	90	0.022	0.000006	71	0.05354	1.0	0.388	1.1	0.05267	0.36	336.2	3.3	311	9
4,1	72.9	2.14	1519	259	0.176	0.001176	22	0.05470	3.5	1.031	36	0.15200	31.0	343.0	12	2186	620
7,1	139	7.79	3014	387	0.133	0.004275	3	0.04930	2.7	0.296	24	0.10690	8.20	310.5	8.2	-135	590
8,1	237	0.90	4880	31	0.006	0.000495	5	0.05595	1.0	0.411	1.5	0.06058	0.48	350.9	3.5	343	27
8,2	14.5	0.32	350	210	0.620	0.000176	37	0.04791	1.1	0.345	2.6	0.05477	1.30	301.7	3.3	294	53
9,1	86.7	0.74	2079	36	0.020	0.000403	9	0.04820	1.1	0.341	1.8	0.05723	0.51	303.4	3.3	255	32
10,1	35.3	1.03	858	713	0.858	0.000567	12	0.04739	1.1	0.345	2.6	0.06115	0.75	298.5	3.1	323	53
11,1	27.5	0.13	210	417	2.053	0.000077	41	0.15220	1.1	1.504	1.7	0.07274	1.10	913.5	9.5	976	27
11,2	152	0.24	3373	9	0.003	0.000133	12	0.05225	1.0	0.377	1.2	0.05425	0.36	328.3	3.2	299	15
12,1	57.7	0.34	1403	678	0.499	0.000187	18	0.04766	1.0	0.343	1.6	0.05493	0.62	300.1	3.0	294	27
13,1	48.5	0.44	612	235	0.398	0.000245	16	0.09183	1.0	0.742	1.6	0.06214	0.63	566.3	5.6	552	28
13,2	80.5	0.58	1761	43	0.025	0.000317	11	0.05289	1.1	0.392	1.6	0.05812	0.50	332.2	3.5	349	27
14,1	28.4	0.44	687	386	0.581	0.000243	23	0.04792	1.1	0.334	2.2	0.05417	0.88	301.8	3.1	222	44
15,1	21.1	0.25	533	284	0.550	0.000138	46	0.04589	1.1	0.328	2.3	0.05393	0.94	289.2	3.1	281	47
16,1	51.3	0.64	1228	185	0.156	0.000350	21	0.04837	1.0	0.340	2.5	0.05617	0.72	304.5	3.1	243	53
17,1	46.6	0.41	1135	446	0.406	0.000227	21	0.04760	1.0	0.347	2.6	0.05620	1.80	299.8	3.0	326	54
18,1	150	0.60	3435	4481	1.350	0.000328	28	0.05049	1.1	0.367	3.5	0.05760	1.90	317.5	3.5	319	76
20,2	482	7.68	11259	87	0.008	0.004205	5	0.04597	1.6	0.318	11	0.11200	1.50	289.7	4.4	203	260
21,1	333	0.30	7619	30	0.004	0.000162	25	0.05078	1.0	0.370	1.8	0.05518	0.95	319.3	3.1	320	34
22,2	18.5	0.23	444	233	0.543	0.000124	53	0.04834	1.2	0.374	2.5	0.05394	1.10	304.3	3.5	291	50
23,1	25	1.93	588	147	0.258	0.001060	12	0.04846	1.2	0.353	4.2	0.06834	0.94	305.0	3.5	321	92
25,1	17.5	0.37	415	239	0.595	0.000202	35	0.04906	1.2	0.345	2.6	0.05402	1.10	308.7	3.5	243	54
26,1	215	0.13	4370	24	0.006	0.000070	14	0.05728	1.0	0.416	1.1	0.05371	0.31	359.1	3.5	315	9.9
26,2	5.39	0.68	128	134	1.079	0.000374	53	0.04868	1.3	0.352	6.5	0.05790	2.80	306.4	3.9	304	150
27,1	199	0.12	4373	119	0.028	0.000068	20	0.05296	1.0	0.383	1.2	0.05348	0.44	332.7	3.3	306	14
27,2	32.2	0.72	819	371	0.468	0.000392	16	0.04547	1.0	0.329	2.3	0.05824	0.79	286.7	2.9	307	47
29,1	43.6	0.19	1038	525	0.522	0.000106	32	0.04878	1.0	0.351	1.6	0.05367	0.72	307.0	3.1	291	28
30,1	140	0.86	2673	109	0.042	0.000476	9	0.06057	1.0	0.453	2.3	0.06120	1.30	379.1	3.7	381	47

Errors are 1-sigma
Pb_c = common Pb
Error in Standard calibration was 0.31% (not included in above errors but required when comparing data from different mounts).
Common Pb corrected using measured ^{204}Pb in all isotopic ratios and ages
*Analysis not included in concordia diagrams and histograms in Fig. 11

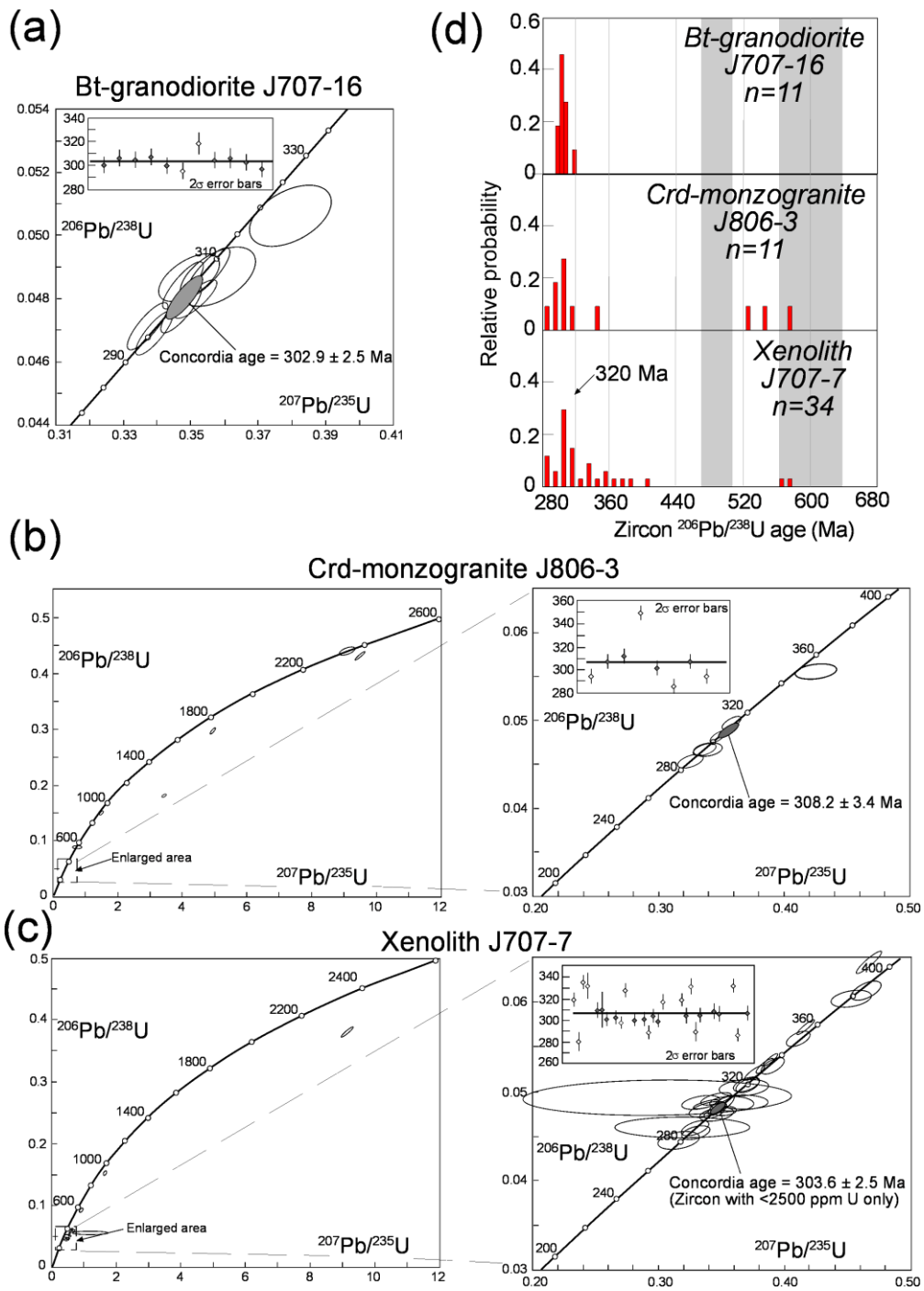


Fig. 4.9 U-Pb Concordia diagrams and relative probability histograms for the three studied samples. Data-point error ellipses in Concordia diagrams are 68.3% conf., including error from standard, and include the 2σ error bars diagram for ages between 280 and 350 Ma. Grey colored rhombs are coherent groups of ages used to obtain mean Concordia age. (a) U-Pb Concordia diagram for Bt granodiorite (sample J707-16). (b) and (c) are Concordia diagrams for the analyzed samples of Crd monzogranite (sample J806-3) and xenolith (sample J707-7), respectively. An enlarged area plot for Variscan ages is also shown. (d) Relative probability histogram for 206Pb/238U ages (listed in Table 2). Grey areas mark main ages of the host sediments to the Central System batholith (see cited works in text).

of other spots with smaller U values (spots 18.1, 5.1 and 27.2, Table 4.2c). Therefore, the use of these data with low Th/U ratios does not modify the pattern of the relative probability histograms. The Concordia age for the used data is 303.6±2.5 Ma (MSWD=0.96) (Fig. 4.9c). The relative probability histogram (Fig. 4.9d) for the xenolith sample shows a main peak at around 305 Ma that agrees with the maximum obtained for the samples of the intrusive units. Older ages of around 325-330 Ma (spots 27.1, 13.2 and 11.2, Table 4.2c) and 350 Ma (spots 26.1 and 8.1, Table 4.2c), coincide with the metamorphic peak and the start of the migmatisation at the Spanish Central System, respectively (Montero *et al*., 2004). A Devonian group of ages (370-410 Ma) is also present. These Devonian ages are older than the Variscan metamorphic peak and younger than the Ordovician ages determined in some regional metasediments and metavolcanic rocks (Valverde-Vaquero & Dunning, 2000; Montero *et al*., 2007; Bea *et al*., 2007). As it has been discussed above, some of these Devonian data have low Th/U ratios, although this is not a general observation (spots 5.1 and 19.1), so that some confidence should be conceded to this age group. Similar ages have been previously described (e.g. Castiñeiras *et al*., 2008), but they have been related to analytical error or mixed ages between thin rims and cores. It is worthy of mention the short number of lower Cambrian ages (only spots 13.1 and 24.1), which are dominant in other country rocks of the Central System batholith (Bea *et al*., 2003; Zeck *et al*., 2004; Castiñeiras *et al*., 2008).

EXPERIMENTAL STUDY

Starting materials and procedures

Table 4.3 shows the compositions and mineral assemblages of the starting materials used in this study. The Bt granodiorite sample has the simple assemblage Bt, Qtz, Pl, Kfs and was collected in an area several km away from the contacts (Puerto del Pico). The pelitic contaminant was taken from the large xenoliths of the Las Pozas outcrops (Fig. 4.1b and 4.3a). Migmatitic hornfelses are characterized by a retrograded assemblage dominated by Chl, Bt, white mica, and Pl resulting from retrogression of Crd. The low-grade assemblage is preferred for the experimental simulation because water released by prograde reactions favours the attainment of equilibrium and simulate the natural effect of water supply from the thermal aureole to the intruding magma.

Small fragments (50-100 µm) from this sample were introduced together with the powder of the Bt granodiorite to simulate bulk assimilation. Part of the same sample was finely crushed and introduced in single capsules. Phase assemblage and melt compositions from the pure end-members, namely the granodiorite and the xenolith, are the baselines to make comparisons with the composite capsules that simulate magma-rock interactions. Fresh Crd crystals from El Pilón cordieritites (Rapela *et al.*, 2002) and Sil-rich (>90 vol% Sil) restitic nodules were used for experiments simulating selective assimilation of restitic residues. In all the composite capsules, 20 wt% of the contaminants were added to 80 wt% of granodiorite. A-single layer or a mixed one with about 90 vol% Crd crystals and 10 vol% granodiorite powder was sandwiched between layers of pure granodiorite. With the exception of the run with the xenolith alone, water was added (4 wt% H2O) with a microsyringe to the experiments. The textures of Bt granodiorites and their comparison with predicted crystallisation sequences in granite to granodiorite systems (Maaloe and Wyllie, 1975; Naney, 1983), indicate that our intrusive granodiorites were undersaturated, possibly bracketed between the minimum represented by the water co-ordinated by hydrous minerals (ca. 1 wt% H2O) and the maximum representing saturation a the pressure of emplacement (ca. 6 wt.% H2O according to Burnham, 1979 saturation model).

The experiments where performed at 850 °C and 400 MPa. The absence of Grt and the conspicuous presence of Crd in the contact aureoles of the large batholith intrusion constrain the pressure of emplacement to a maximum of about 400-600 MPa. Field relations shown in this paper strongly indicate that assimilation of country rocks took place at the level of emplacement, at the depth recorded by mineral assemblages in the contact aureole. In large areas of the contacts, the assimilated materials are migmatitic hornfelses developed locally around the intrusion of granodiorite layers. The maximum pressure (ca. 400 MPa) is recorded by the Crd±Grt-bearing migmatites of the Peña Negra migmatites (Pereira & Bea, 1994) that overlies a granodiorite layer few km west of the Gredos area. Temperature has been set at 850 °C for all the experimental runs. This is the maximum value recorded in mineral assemblages with Crd±Grt of the Peña Negra migmatites (Pereira & Bea, 1994), which were developed or re-equilibrated in the contact areole of intruding granodiorite layers. An independent criterion for choosing this temperature is based on the magmatic evolution of the intruding granodiorites. These are still rich in melt (> 60 vol% melt) at 850 °C and may flow without viscosity

limitations imposed by important interaction among crystals. This is a minimum T for the magma-rock interaction and assimilation. In case of less evolved magmatic stages, temperatures can be higher and up to values close to 1000 °C for low crystal contents (<10 vol%) close to the liquidus. These values are based on experimental results shown later in this work.

Experiments were conducted in Boyd-England type piston-cylinder apparatus at the University of Huelva (Spain). A 12.5 mm (half inch) diameter cell is used in all these experiments. Details on the design of the cell are given in previous papers (Castro *et al.*, 1999, Castro *et al.*, 2010). Gold capsules (3 mm diameter and 0.15 mm wall) were filled, sealed by pressure folding and introduced into MgO pressure containers. Temperatures were measured and controlled with Pt100-Pt87Rh13 thermocouples wired to Eurotherm 808 controllers. Oil pressures were measured with electronic DRUCK PTX 1400 pressure transmitters, connected to OMRON E5CK controllers. Pressure was corrected manually and maintained within a narrow range of ±5 bar oil pressure, equivalent to ±250 bar on the sample. Heating proceeded at the maximum rate allowed by the system of 100 K/minute. The hot-piston-out technique was used in order to minimize friction effects of the pressure container. In order to avoid relic phases in the run with the granodiorite end-member, temperature was set to 1050 °C for 30 hours and then lowered down to the desired T of 850 °C for 50 hours. All minerals were re-equilibrated at the new conditions as demonstrated by the absence of zoning in Pl and the homogeneous composition of melt and minerals. After the desired run time, the

experiments are quenched by switching the power off, which gives a rate of more than 100 K/s. Fast cooling is crucial to avoid the formation of quenching phases. After quenching, capsules were examined for tears and checked for proximity of the thermocouple during the run. They were cut and polished for examination with electron microprobe. Experimental oxygen fugacity conditions are imposed by the assembly at conditions close to the QFM buffer (Patiño Douce and Beard, 1996). Polished capsules were analyzed for major elements in mineral phases and glass (quenched melt) with the same EPMA used for the study of rocks as mentioned above and using the same standards and ZAF corrections. A defocused 915 beam 20 µm diameter was used for glass analyses in order to minimize Na migration. In low melt fraction experiments, a smaller beam is used in order to avoid contamination with X-rays from surrounding phases.

Table 4.3: Chemical compositions and modal abundances (wt.%) of the starting materials

Material	Ref.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO[1]	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	L.O.I.	Total	Qtz[5]	Pl	Kfs	Bt	Ms	Crd
Bt-Granodiorite[2]	J707-16	66.92	0.50	15.70	3.09	0.85	0.05	2.13	3.48	4.77	0.36	1.26	99.46	30	35	20	15	-	-
Xenolith (hornfels)[3]	J606-15	62.81	0.86	20.00	6.26	2.98	0.08	0.68	1.68	4.64	-	-	100.00	27	17	-	18	12	26
Cordierite[4]	-	49.54	-	33.27	8.06	8.62	0.30	0.02	0.05	0.17	-	-	100.08						

(1) Total iron as FeO

(2) Bt-granodiorite from “Puerto del Pico” 20 Km far from the contact with host rocks

(3) Hornfels from the study area (see Fig.1b)

(4) Fresh cordierite from “El Pilón” cordieritites (Argentina, Rapela *et al*., 2002)

(5) Mineral abbreviations after Kretz (1983)

Descriptions of experimental results

Table 4.4 shows the phase assemblages, conditions and compositions of melts and mineral phases of experimental runs with the end members and the composite capsules. Representative BSE images of the experimental capsules are shown in Fig. 4.10. Details of textures and compositions are described here.

Granodiorite and xenolith end members

The granodiorite alone run contains about 62 vol% melt (quenched glass) of leucogranite composition (Run 1, Table 4.4). This melt is rich in potassium (K_2O=4.5 wt%) and peraluminous (ASI=1.25). Plagioclase (29 vol%) and Bt (7 vol%) are the coexisting phases in equilibrium with the melt. The pelitic xenoliths produced a 37 vol% melt of potassium-rich and peraluminous leucogranite composition (Run 2, Table 4.4). This melt is poorer in Mg, Fe and Ca compared with the residual granite formed in the granodiorite at the same P and T conditions. The potassium content is extremely high (K_2O=6.5 wt%), but comparable to many leucogranites from the same region formed by partial melting of similar pelitic materials (Castro *et al.*, 1999; Castro *et al.*, 2000). Euhedral Crd crystals (22 vol%) are formed (Fig. 4.10a) together with new Kfs (12 vol%), Bt (8 vol%), Qtz (10 vol%) and Pl (8 vol%). Phase assemblages and compositions from these two experimental runs at 850 °C and 400 MPa will be used as a reference baseline to assess the changes produced in the melt by the interaction with contaminants.

Crd-doped experiments

Cordierite in anatectic granites is a peritectic phase formed by incongruent breakdown of Bt in the presence of Qtz and Al-silicate. The implication is that Crd is formed together with melt in equilibrium. Both, Crd and melt, are reaction products and the granite magma is not saturated necessarily in the Crd components. Thus, the formation of Crd is not a simple process of magmatic crystallisation when the magma is saturated in Crd. Our aim is to investigate the conditions for Crd stabilisation in a system (granodiorite) in which we know a priori that Crd is not a stable phase and it is present with textural relations (euhedral shape) that indicate equilibrium with the magma.

Selective assimilation of Crd crystals from the surrounding granodiorites has been simulated experimentally (400 MPa, 860 °C; Runs 3 and 4, Table 4.4). The textural

relations of phases and melt on both sides of the interface are shown in Fig. 4.10. It is remarked here that Crd was not dissolved, but re-equilibrated to more Mg-rich composition in a narrow band of few microns. The assemblage in the Crd-free layer is formed by Pl(An_{53})+Bt+Melt±Ilm. This is similar to the assemblage in the run with the granodiorite alone. However, the melt experienced slight increase in Al and K compared with the melt of the granodiorite alone run. The assemblage inside the Crd layer is formed by Crd+Bt+Pl(An_{51})+Melt±Ilm. Newly formed Crd crystals have the same Mg-rich composition than the external rims of the relic fragments of Crd (Fig. 4.10c, d). However, similar to the run with the Sil-rich spot, bulk equilibrium was not reached within the capsule. There is an effective, or reactive, system represented by the external rims of the Crd crystals together with Bt, Pl and melt. The run was repeated at a longer duration (150 h) compared with a previous one (96 h). The results were almost identical in terms of phases and the absence of bulk equilibrium. The results described here correspond to the longer duration run. The only difference between the two runs is the presence of An-rich Pl (An_{90}) in the short duration run. In the longer one Pl shows a homogenous composition. However, the melt in the Crd-rich layer of the capsule is poorer in Ca compared with the melt in the Crd-free layer. It is remarked that melt is homogeneous across the two layers with only appreciable differences in the Ca content. The observed mineral assemblages are compatible with at least two different effective subsystems (Fig. 4.11a). The position of these subsystems is far from the Crd end-member even in the case that Crd is the most abundant mineral.

Sillimanite-doped experiments

A small fragment of a Sil-rich spot (Sil>90 vol%) was added (20 wt%) to the Bt granodiorite powder in composite gold capsules (Run 5, Table 4.4). At the interface with the Sil spot, euhedral Crd crystals were formed (Fig. 4.10e). The new assemblage in the area close to the Sil spot is formed by Sil, Bt, Pl, Kfs, Crd, Ilm and Qtz. The cores of newly formed Pl near the Sil layer are rich in An ($An_{83}Ab_{14}Or_{3}$), while their rims are compositionally equilibrated ($An_{55}Ab_{40}Or_{5}$) to the PT conditions of the experiment (0.4 GPa, 850 ºC). The melt (57 vol%) changed in composition with respect to the residual liquid of the Bt granodiorite at the same PT conditions (Table 4.4). The new melt is poorer in Fe, Mg and Ca and richer in K. Most of the Ca in the system is captured to the An-rich Pl formed in the vicinity of the Sil-rich spot. Apart from this local situation, we

Table 4.4. Experimental conditions and phase compositions

Run	Ref.	Starting Materials	Added contaminant	P (GPa)	T (ºC)	Dura-tion (h)	Water (wt%)	Assemblage[1]	Phase	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	100-total	ASI	Mg#	An%
1	GS_34	J707-16		0.4	860	50	4	Gl (62). Pl (29). Bt (7)	Gl	76.99	0.31	13.52	0.91	0.31	0.01	1.44	2.09	4.40	0.01	100	10.05	1.25	38	24
		(Bt granodiorite)						Mgt (<2)	Pl	57.95	-	24.94	0.96	-	-	9.45	5.17	0.54	-	98.60				66
									Bt	39.19	4.94	14.15	10.16	17.46	-	-	0.91	8.56	-	95.18			75	
2	EA-11	J606-15		0.4	850	120	0	Gl (37). Crd (22).	Gl	75.95	0.31	13.55	0.84	0.15	0.06	0.44	2.17	6.45	0.10	100	3.63	1.19	24	7
		(Xenolith)						Kfs (12). Qtz (10). Bt (8).	Crd	43.61	0.13	38.04	9.24	7.05	0.23	0.26	0.29	0.94	0.02	99.93			58	
								Pl (8). Spl (<2)	Pl 1	62.85	0.08	23.97	0.19	0.02	0.01	4.54	8.34	0.22	0.14	100.43				37
									Pl 2	60.47	0.02	24.69	0.33	0.03	0.03	7.04	5.00	1.74	-	99.70				56
									Bt	36.77	2.99	21.31	18.85	8.41	0.14	0.01	0.38	9.39	0.04	98.90			44	
									Spl	8.45	0.37	44.66	40.40	5.16	0.34	0.10	0.11	0.75	-	100.49			19	
									Kfs core	56.12	0.15	28.61	0.27	0.03	-	1.66	2.68	9.04	0.04	99.58				
									Kfs rim	63.65	0.08	19.31	0.19	0.01	-	0.26	2.17	12.29	0.24	99.44				
3	EA-5	J707-16	Crd	0.4	850	150	4	Mixed zone	Gl	72.04	0.04	17.77	1.77	0.49	0.12	1.01	2.89	3.36	0.51	100	7.84	1.74	33	18
			(20 wt%)					Gl (17). Crd core (44).	Crd core	47.86	-	33.10	7.75	8.46	0.27	0.04	0.19	0.05	-	97.83			66	
								Crd rim (<3). Bt (7).	Crd rim	48.06	0.05	33.31	4.71	10.66	0.12	0.10	0.38	0.11	0.01	97.51			80	
								Pl (28)	Bt core	35.51	5.42	17.16	16.51	11.62	0.14	0.03	0.86	8.57	-	96.97			56	
									Bt rim	37.79	0.67	18.05	13.34	16.36	0.12	0.02	0.73	7.86	-	95.26			69	
									Pl	59.14	0.02	25.12	0.26	0.02	-	6.83	6.87	0.58	-	99.11				51
								Crd-free zone	Gl	72.60	0.09	17.05	1.55	0.36	0.09	1.36	2.94	3.58	0.38	100	8.53	1.53	29	22
								Gl (78). Pl (15) Bt (5)	Bt	35.29	4.07	17.64	15.52	12.64	0.11	0.03	0.88	8.41	0.02	95.11			59	
								Ilm (<2)	Pl	59.12	0.02	25.43	0.16	0.02	-	7.26	6.76	0.49	-	99.26				53
4	EA-7	J707-16	Crd)	0.4	850	96	4	Mixed zone	Gl	75.11	0.40	14.67	0.83	0.20	0.06	0.82	2.50	5.22	0.19	100	4.94	1.30	30	13
			(20 wt%)					Gl (16). Crd core (55).	Crd core	48.12	-	33.76	7.67	8.62	0.24	0.03	0.05	0.08	0.02	98.58			67	
								Crd rim (15). Pl (10).	Crd rim	48.46	0.01	34.46	5.69	10.08	0.29	0.06	0.05	0.05	0.02	99.21			76	
								Ilm (4)	Pl	58.68	0.06	25.30	0.49	0.05	0.01	6.45	6.44	1.20	0.25	99.13				50
								Crd-free zone	Gl	73.98	0.38	15.49	0.72	0.46	0.06	1.10	2.50	4.97	0.34	100	5.08	1.35	53	17
								Gl (68). Pl (25). Bt (5)	Pl core	51.29	0.06	30.22	0.55	0.03	0.03	12.62	3.54	0.40	0.12	98.90				79
								Ilm (<2)	Pl rim	57.07	0.08	26.65	0.32	0.03	0.04	8.43	5.66	0.63	0.05	99.02				61
									Bt	35.29	4.07	17.64	15.52	12.64	0.11	0.03	0.88	8.41	-	95.11			59	

(continued)

Table 4.4 (continue)

Run	Ref.	Starting Materials	Added contaminant	P (GPa)	T (ºC)	Dura-tion (h)	Water (wt%)	Assemblage[1]	Phase	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeOt	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total	100-total	ASI	Mg#	An%
5	EA-8 Sil	J707-16	Sil	0.4	850	240	4	Mixed zone	Gl	75.75	0.23	14.42	0.52	0.33	0.06	0.40	2.31	5.86	0.13	100	4.45	1.33	53	7
			(20 wt%)					Gl (9). Sil (82). Pl (6).	Crd	49.56	0.05	34.52	1.47	12.67	0.17	0.08	0.16	0.32	0.02	99.05			94	
								Crd (<2). Ilm (<1)	Pl	56.92	-	27.61	0.25	0.05	0.01	7.37	5.83	1.08	0.03	99.40				55
								Sil-free zone	Gl	76.69	0.22	13.70	0.56	0.33	0.05	0.38	2.21	5.75	0.12	100	4.58	1.30	51	7
								Gl (56). Pl (24).	Pl core	48.86	0.01	32.38	0.41	0.09	0.07	13.74	2.82	0.42	0.20	99.08				83
								Qtz (8). Bt (6). Kfs (3).	Pl rim	56.92	-	27.61	0.25	0.05	0.01	7.37	5.83	1.08	0.03	99.40				55
								Ilm (<2). Ap (<1)	Bt	41.70	3.84	17.01	9.37	15.67	0.09	0.10	0.50	8.57	0.01	97.05			75	
									Kfs	64.22	0.04	19.05	0.06	0.01	-	0.05	2.41	13.23	0.02	99.18				
6	EA-8 Xen	J707-16	Xen	0.4	850	240	4	Gl (59). Pl (13). Qtz (7).	Mixed zone															
			(20 wt%)					Bt (7). Kfs (5). Crd (4).	Gl	74.48	0.21	15.06	0.90	0.27	0.04	0.52	2.37	6.06	0.09	100	4.88	1.32	35	8
								Sil (2). Spl (2). Ilm (<1).	Crd	48.02	0.01	34.11	9.49	7.40	0.40	0.04	0.10	0.22	-	99.81			58	
								Ap (<1)	Bt	34.48	2.94	21.04	18.28	8.96	0.14	0.04	0.42	9.36	0.03	95.86			47	
									Spl	0.89	0.27	53.64	31.68	12.77	0.49	0.02	0.03	0.09	-	99.91			42	
									Kfs	64.37	0.02	18.75	0.12	0.02	-	0.12	2.42	13.01	0.07	99.08				
									Xen-free zone															
									Gl	76.81	0.19	13.58	0.62	0.28	0.03	0.41	2.13	5.86	0.09	100	4.99	1.28	44	7
									Pl core	62.58	-	23.20	0.13	-	-	3.86	9.03	0.24	0.02	99.13				32
									Pl rim	58.20	0.06	25.79	0.29	0.02	-	7.10	6.31	1.45	0.02	99.48				52
									Bt	41.70	3.84	17.01	9.37	15.67	0.09	0.10	0.50	8.57	0.01	97.05			75	
									Kfs	64.37	0.02	18.75	0.12	0.02	-	0.12	2.42	13.01	0.07	99.08				

Average values in wt% oxides for a total numbers of analisis from 4 to 10 points. Standard deviations (1 sigma) are 1.06-0.22 for SiO_2, 0.05-0.02 for TiO_2, 0.73-0.19 for Al2O3, 0.08-0.02 for FeO, 0.08-0.01 for MgO, 0.18 (only EA-5 and EA-7) to 0.05 for CaO, 0.24-0.04 for Na2O, 0.38-0.04 for K_2O, 0.01 for P_2O_5 and 0.87-0.33 for 100-total.

Dashes (-) denote abundances below the detection limit.

Numbers in brackets beside phases and glass are modal abundances (wt.%) measured by image analysis.

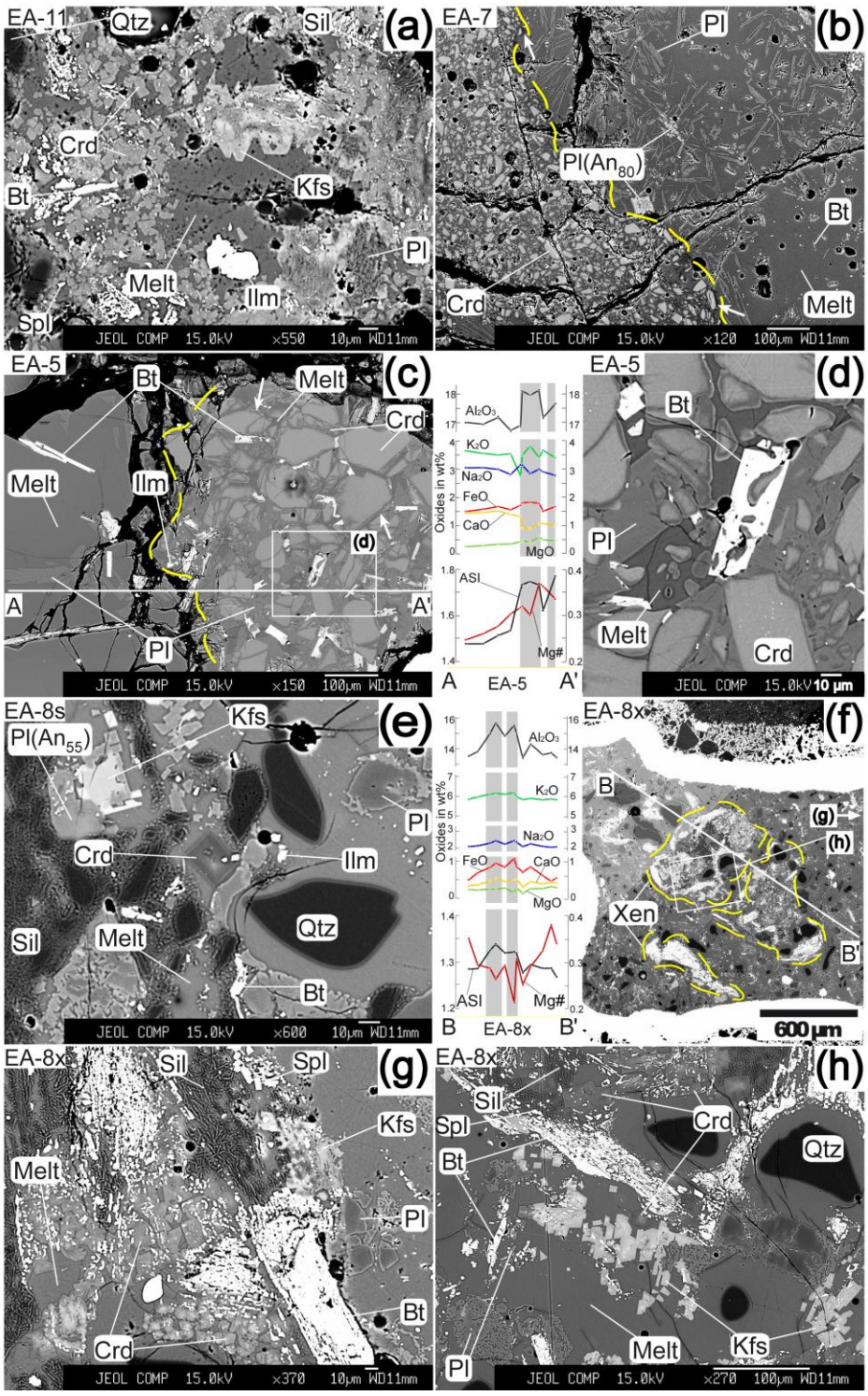


Fig. 4.10 BSE images of experimental runs simulating the interaction between Bt granodiorite and potential mineral and rock contaminants. All experiments were carried out at 850 °C and 400 MPa. (a) Pelitic xenolith end-member. (b), (c) and (d) show the textures of runs with addition of Crd to the Bt granodiorite. (e) Texture and mineral assemblage of the run with addition of a Sil-rich spot to the Bt granodiorite. (f), (g) and (h) show the relations and minerals of the experiment with addition of a fragment of pelitic xenolith to the granodiorite. Compositional profiles of melts across the capsules are shown in (d) and (f). See text.

observed several incompatible assemblages that may report of at least four subsystems in the bulk capsule (Fig. 4.11b).

Pelite-doped experiment: bulk assimilation

Reactive bulk assimilation, as defined by Beard *et al*. (2005) is experimentally simulated by addition of a small fragment of a fine-grained metapelite to the granodiorite magma (Run 6, Table 4.4). After a long duration of ten days (240 h), the limits of the xenoliths fragments are still recognisable in the capsule (Fig. 4.10f). Subtle differences in the compositions of melt across the xenolith and between minerals are found. The assemblage within the area occupied by the xenolith is Crd+Sil+Bt+Spl+Qtz+Kfs+Melt. In the area surrounding the xenolith the assemblage is Pl+Qtz+Kfs+Bt+Melt. The large number of phases indicates that the system is far from equilibrium. However, the euhedral habit and homogeneous composition of Crd in the xenolith area, together with the homogeneous composition of the melt, strongly suggest that, at least, these two phases, melt and Crd, are in chemical equilibrium in the capsule. Melts have a peraluminous leucogranite composition with low contents in Fe, Mg and Ca, and an ASI value of 1.2 (Table 4.4). The only appreciable difference is a higher content in Al (Al2O3=15.06) within the area of the xenolith compared with a lower value (Al2O3=13.58) in the area outside the xenolith. These differences in Al are related to the high Al content of the xenolith where Sil and Spl are coexisting with Crd and melt. It is noteworthy that these differences have survived for 240 h in a water-bearing system and at the scale of several microns. Although the composition of the melt is peraluminous and constant across the capsule, Crd forms only in the xenolith area, where the peritectic reaction took place. Biotites record these slight differences in Al activity between the two areas. The tschermakitic component of Bt increases in the xenolith area compared with the area of the granodiorite magma. These changes in phase compositions are depicted in the ACF diagram (Fig. 4.11c). Although bulk equilibrium is not completely reached, the two subsystems, namely xenolith and magma, tend to converge as denoted by the shift in the compositions of melt and Bt with respect to the compositions in the experiments with the respective end-members. The most important change in the composition of the melt in the granodiorite area is a significant increase in K (K2O=5.86 wt%) compared with the composition of the melt in the granodiorite alone run (K2O=4.40 wt%). This phenomenon is parallel with the

appearance of new-formed, euhedral Kfs in the composite charge. This phase was absent in the granodiorite alone experiment.

DISCUSSION

Indicators of reactive bulk assimilation

Several lines of evidence clearly point in favour of the working hypothesis according to which Crd monzogranites are the product of interaction between the intruding Bt granodiorites and the pelitic country rocks. Clear indicators for assimilation come from: 1) the field relations at scales from outcrop to pluton; 2) the geochemical variations for major elements; 3) the data provided by the inherited zircons in the studied samples; and 4) the determination of phase relations by means of laboratory experiments.

Implications from field relations

Field relations show that there is a clear correlation between the presence of Crd in the granites and the proximity to the contact with the country rocks. The same general observation in neighbouring areas of the Central System batholiths were previously interpreted as resulting from country rock assimilation (Ugidos *et al.*, 2008). However, interesting details about the mechanisms and the feasibility of the assimilation process remained unexplained. The detailed mapping of the Crd-bearing granitoids in the Gredos area (Fig. 4.1) not only show that Crd is preferentially concentrated near the contact with the country rocks, these maps also show that the concentration of Kfs is positively correlated with the abundance of prismatic Crd in the granitoids (Fig. 4.4), which-are monzogranites, and not granodiorites, when they have Crd. The simple view that Crd is a xenocrystic phase is not sufficient to account for the observed field relations. Both phases, Crd and Kfs, have typically a euhedral habit, strongly suggesting precipitation from a melt. This observation is in conflict with our previous experimental results (García-Moreno *et al.*, 2006), which strongly suggested that Crd is not in equilibrium in a magmatic system with the composition of the whole rock (monzogranite) in which it appears forming euhedral, magmatic-like crystals. The heterogeneous distribution, which is not the typical one of magmatic minerals in plutonic rocks, conflicts with the euhedral shape too. Field relations also show that granodiorite intruded forming tabular bodies with a maximum thickness of about 1000

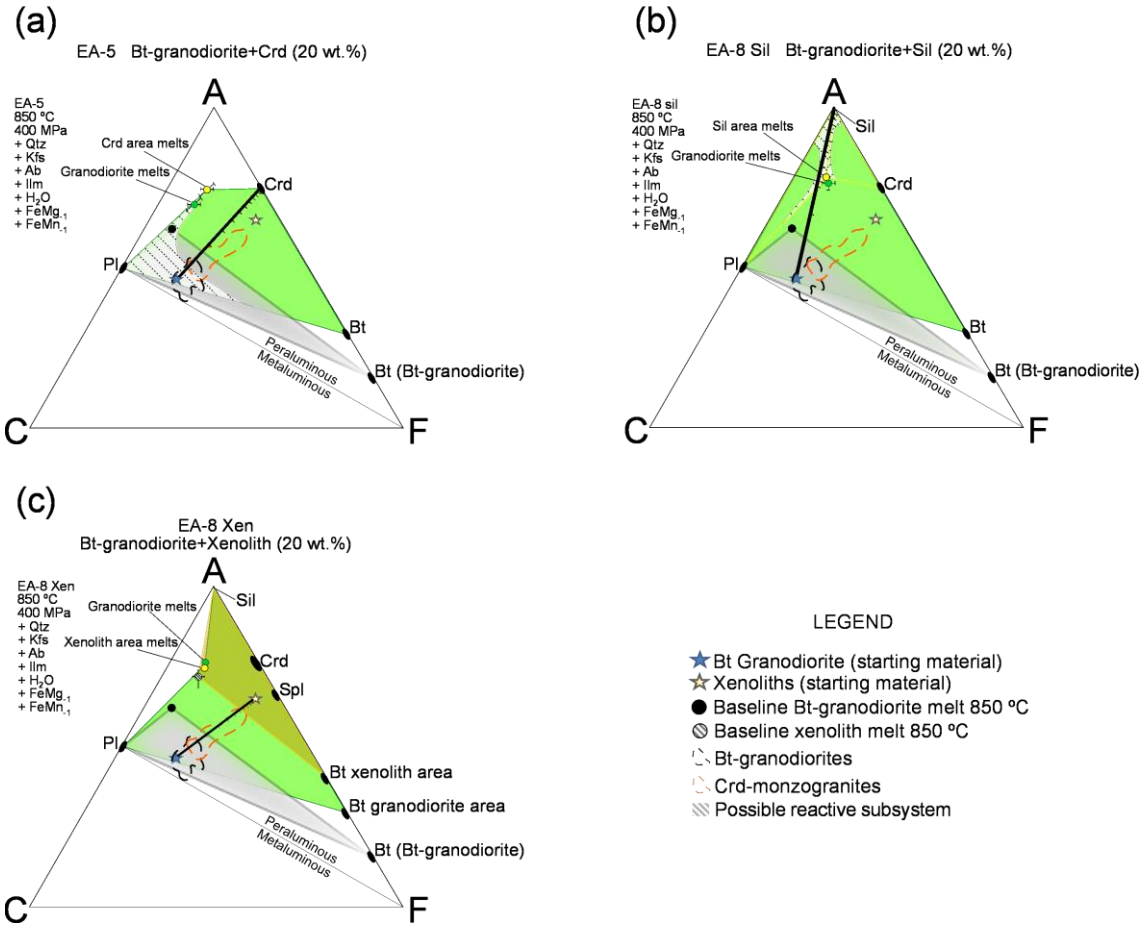


Fig. 4.11 ACF projected diagrams (A=Al2O3; C=CaO; F=FeO) plotting the coexisting assemblages and melts of composite experimental runs with addition of Crd (a), Sil-rich spot (b), and xenolith (c) to the Bt granodiorite. Molar proportions of ACF are projected by algebraic inversion of the compositional space defined by the components A, C, F, Qtz, Kfs, Ab, Ilm, H2O and the exchange vectors FeMg-1 and FeMn-1. The area of reactive subsystems has been traced tentatively according to qualitative observations of textures in the runs. The thick line with tick marks is the bulk mixing line of the two systems represented by the Bt granodiorite and the contaminant. Tick marks represent 10 wt% proportions of one of the two end-members. The composition of Crd monzogranites is close to the mixing array using xenoliths as contaminants (c). (d) represents the constant slope of the Mg# partitioning between Crd and Bt supporting the shift in composition of the local system with time. Note that new-formed Bt, both in the granodiorite layer and the Crd-rich layer, is richer in Al with respect to the baseline represented by the Bt composition in the granodiorite alone. The four phase assemblage depicted in (a) and (c) indicates the peritectic reaction that that forms Crd at expense of Bt. The remaining melt in the granodiorite system alone at the same PT conditions is very close in aluminosity to the melts formed in the composite capsules. These relations point to a potential equilibrium of Crd in the residual melt of a partially crystallized granodiorite.

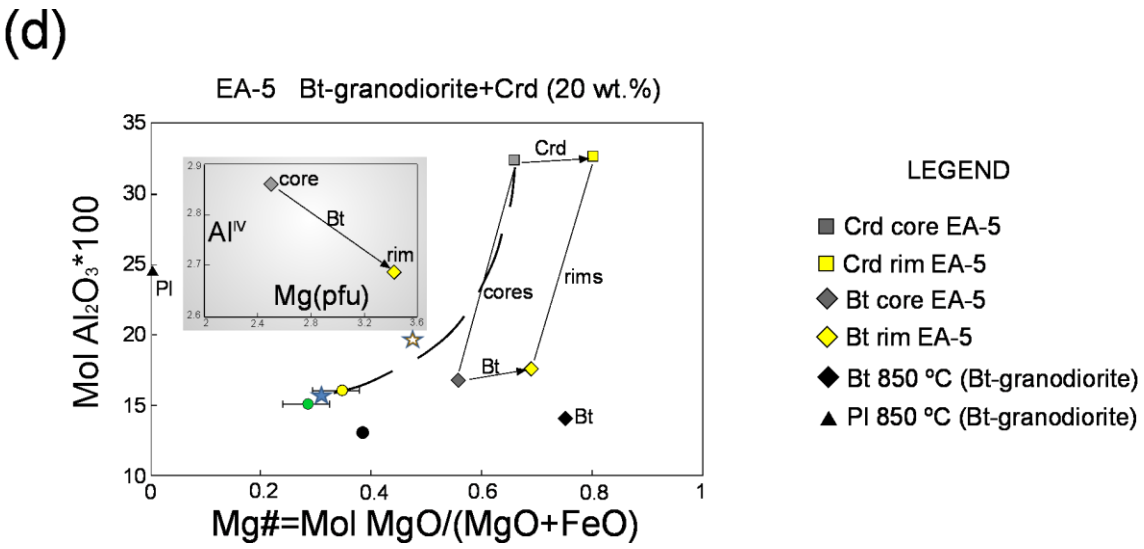


Fig. 4.11 Continued.

m and extending laterally for several km. Assimilation is favoured when the intrusive granodiorite is into contact with the low-grade metasediments. Textural features of these xenoliths, along with the magma-magma contacts observed between granitoids and leucocratic veins, indicate that they were heated and metamorphosed after or during their inclusion in the magma body. In fact these metasediments retain the appearance of typical fine-grained hornfelses. The process seems to be less effective if the granodiorites are intruding into migmatites. These observations point to a greater effectiveness of the assimilation process when the country rocks was previously unmetamorphosed at high grade. Most hydrous minerals (e.g. chlorite) were still present in the pelitic host at the time of granodiorite emplacement. Water released in the thermal aureole probably triggered thermal shock and dismembering of the migmatitic hornfelses in small, cm to m-sized blocks that were enclosed by the intruding magma.

Inherited zircons

The presence of inherited zircons in granitic rocks is commonly interpreted by local assimilation of country rocks (Beard *et al.*, 2005; Clarke, 2007). In the case of anatectic granites, derived from polygenic metasedimentary sources (pelites and greywackes), inherited zircon may be incorporated as inclusions in restitic minerals or isolated crystals. In our case this interpretation is based on two main observations: (1) Inherited cores have not been observed in samples of granodiorites collected several km away from the area of contamination and assimilation with the country rocks. (2) Inherited cores observed in the contaminated granites have the same morphology and ages (548-

575 Ma; Fig. 4.8) than those found in the materials that form the country rock in this region. Other ages in relic cores are 10-40 Ma older than the age of the magmatic rims that represent the time of magma emplacement and crystallisation. These ages may represent the early stages of Variscan migmatisation reported by Montero et al. (2004).

The meaning of geochemical variations

The geochemical features are also in agreement with a process of bulk assimilation. The observed variations in major and trace elements are conclusive about this process as the responsible for the generation of the Crd monzogranites (ACU). Departures from cotectic-like evolutions of liquid compositions are among the most outstanding observations. For instance, in the CaO-MgO diagram (Fig. 4.6d), in which fractional crystallisation is well defined by a regular covariation, Crd monzogranites plot along forbidden lines for magmatic evolution with increasing MgO and decreasing CaO in the residual liquid. Interestingly, Crd monzogranites plot along lines that link a particular point in the cotectic-like trend (e.g. in the CaO-MgO diagram) with the average composition of country rock metapelites. These transversal trends are completely unrelated with any change in pressure or water content. The intersection of this trend with the cotectic marks the composition of the magma at the time of assimilation of the country rocks. It is interesting to emphasize here that Bt granodiorite magmas arrived to the level of emplacement, where they underwent local assimilation, as already fractionated systems. Some granodiorites plot along the cotectic line down the intersection point (Fig. 4.6d). At this evolved region of the diagram, close to the ternary minimum, the cotectic lines for water-undersaturated systems tend to converge toward the minimum melt composition. Thus, it is difficult to know if the more evolved terms of the Bt granodiorite trend, down the assimilation intersection point, are low pressure fractionates produced at the level of emplacement or fractionated pulses of magma coming from depth.

These relations not only tell us about the composition of the assimilating magma, a datum we need to estimate the amount of assimilated material by mass balance, they also are definitive in distinguishing selective from bulk assimilation. The assimilation trends points to the composition of the country rocks, namely metapelites, not to a mineral composition. This position is intermediate between Bt and Or and closer to Bt (Fig. 4.12). According to these relations, the Crd monzogranites are variably enriched in

Fe, Mg and K with respect to the intruding granodiorites. This observation is in agreement with the observed correlation between the increase in the amount of Crd and Kfs megacrysts in the granitoids around the pelitic host (Fig. 4.4a, b). The conclusion is that bulk, and not selective, assimilation is the responsible process for the observed relations.

The assimilation trends defined by Crd monzogranites are, therefore, out of any cotectic or any other equilibrium in the F-Or-An diagram (Fig. 4.12). The meaning is that Crd monzogranites do not represent a magmatic system in which Crd and melt coexist in equilibrium. A possible explanation is that Crd formed in the course of peritectic reaction in country rock xenoliths at the time of xenolith disaggregation and dispersion of other components in the magma as formulated for reactive bulk assimilation (Beard *et al.*, 2005). In this case, Crd may have survive resorption by the magma as the new formed crystals are in local equilibrium with a local melt (the reactive magma; Pichavant *et al.*, 2007)

Geochemical variation for REE (Fig. 4.7) is also in agreement with contamination. Crd monzogranites display REE patterns similar to those of the non-contaminated Bt granodiorites. The REE patterns of the two main contaminants in the studied region, namely hornfelses and Crd-rich nebulites are similar each other (Fig. 4.7d). They show strong HREE depletion and their effect as a contaminant is to produce a slight depletion in the Crd monzogranites compared with the intrusive Bt granodiorites.

The contribution from laboratory experiments

Experimental results about selective assimilation by incorporation of Crd xenocrysts show that Crd can be a stable phase in local subsystems of the whole granodiorite magma (Runs 3 and 4, Table 4.4). Although selective incorporation of Crd from host rocks seems to be discarded in the studied area according to the analysis of geochemical variations, these experiments cast light on how Crd crystals can survive within a Bt granodiorite magma system. Melt in the Crd-free and Crd-rich layers, as well as in the granodiorite alone run at the same PT conditions, has the composition of a peraluminous leucogranite, and is almost identical to experimental melts (Patiño Douce & Johnston, 1991; Castro *et al.*, 2000) formed in equilibrium with Crd by Bt breakdown in pelitic metasediments. They are also similar to Crd-bearing anatectic leucogranites in the Gredos area. In all these cases, melts and natural rocks, Crd is in equilibrium with a

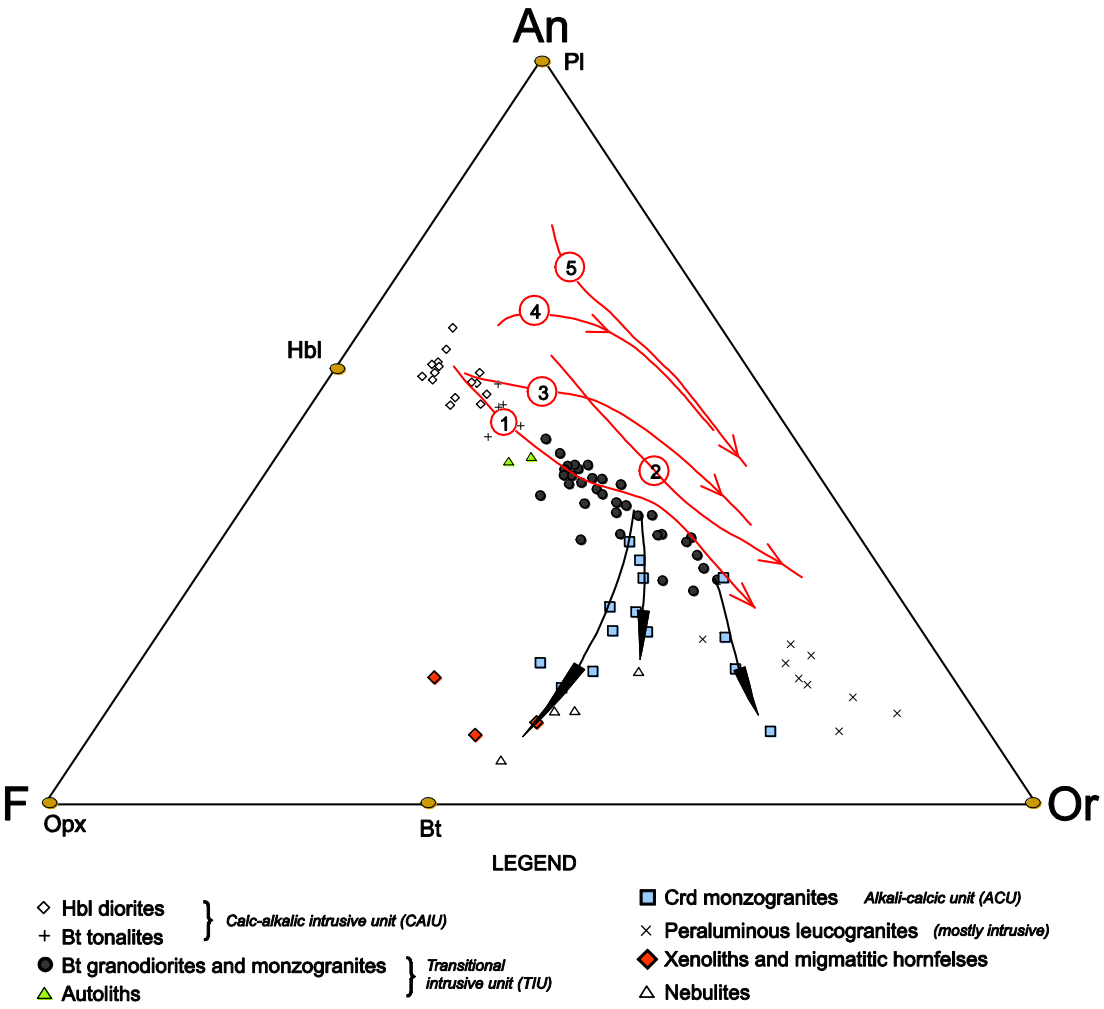


Fig. 4.12 Projection of granitoids of the Gredos massif onto the pseudoternary projection defined by Opx-Or-An. Lines of multisaturation (cotectic like) are traced from experimental data with calc-alkaline systems. These represent liquid trajectories by either crystal fractionation or partial melting. Arrows mark the direction of decreasing T. Bt granodiorites of Gredos (grey circles) fairly follow the cotectic trend corresponding to liquids produced either by fractionation of an andesitic parental magma or by partial melting of a diorite solid source. Crd monzogranites follow a trend transversal to the general attitude of cotectic lines. The main transversal trend points to the composition of country rock pelitic xenoliths. These relations report that Crd monzogranites are resulting by bulk assimilation of pelitic metasediments by Bt granodiorite magma. Cotectic lines (1) and (3) correspond to experiments by Sisson *et al.* (2005) at P=700 MPa and 2.3 and 1.7 wt% H2O respectively; (2) Castro *et al.* (2010) at P=1.5 GPa and 0.9 wt% H2O; (4) Carrol & Wyllie (1990) at P=1.5 GPa and 2.5 wt% H2O ; (5) Skjerlie & Patiño Douce (2002) at P=2.1 GPa and <2 wt% H2O.

moderately peraluminous melt (ASI=1.2-1.4). With the exception of local equilibrium at the Crd-melt boundary layer, that may produce local increase in Al-activity over small areas, our results indicate that Al solubility, recorded by the ASI or the normative corundum, is not strongly dependent on the presence of an Al-rich mineral in

equilibrium with the melt. Experiments with the haplogranite system have shown (Acosta-Vigil *et al.*, 2003) that Al solubility is strongly dependent on the dissolved water in the melt and, in minor extent on the presence of non-haplogranitic components, namely Fe, Mg and Ca. Our melt compositions are not pure haplogranitic, although they are peraluminous leucogranites with low contents of Fe, Mg and Ca. Because water diffuses several orders of magnitude faster than cations in silicate melts, the water content of both, anatectic melts in the migmatite xenoliths and residual liquids from granodiorite crystallisation, can be close each other and, consequently, the Al solubility can be also similar. The existence of a boundary local equilibrium in the Crd-doped experiments, which was formed at the beginning of reaction between the added Crd and the granite melt, is supported by the reverse compositional zoning (Mg# is higher at the rim) of newly formed Bt (Fig. 4.11d). The composition of the local melt around the Fe-rich Crd crystals was possibly richer in Al and Fe, in local equilibrium with the dissolving Crd. Thus, Ca was possibly trapped by An-rich Pl in the Crd-rich layer of our composite capsule and not released to the melt during re-equilibration of the whole system. It must be remarked that local equilibria of this kind are not exclusive of experimental capsules; they may be found at variable scales in nature (Pichavant *et al.*, 2007). In summary, the experiments of Bt granodiorite alone show that these magmas cannot precipitate Crd. However, added Crd can survive in equilibrium with the peraluminous residual melts of Bt granodiorite magmas. These relations are fundamental to understand the presence of euhedral Crd in the monzogranites resulting from the assimilation process.

Selective addition of an Al-silicate (e.g. Sil, Run 5, Table 4.4) has been also tested by means of experiments. The presence of Sil-rich restitic spots is a general feature of nebulitic migmatites that host intrusive granodiorite layers in the Gredos area. The experiments carried out in this paper show that Crd may be formed in local domains in the proximities of the Sil-rich spot. The euhedral habit of Kfs, together with the appearance of euhedral Crd (Fig. 4.10e), suggests the activity of a reaction of the type:

Granodiorite (bulk) + xenolith (Sill-rich) → Cord + Pl (An_{55}), Pl ($An_{>90}$) + Bt + Ilm + Qtz + Kfs + Melt

(2)

This is not a balanced reaction. It is inferred from textural observations and modal changes in the new coexisting assemblage. Reaction with the bulk granodiorite system is unlike because it is partially crystallised at the conditions of the experiment. Thus, only the residual melt (granitic) is available to react with the Sil-rich contaminant. However, it is expected that the new phases formed in the granodiorite magma tend to be in equilibrium with the new contaminated system. Although equilibrium is not reached in the capsule, the observed assemblages are informative on the way the system changes as a response to changing composition. A new local assemblage is formed by Pl (An_{55}) + Bt + An-rich Pl + Ilm. This is in local equilibrium with a new melt that departs considerably from the residual melt of the granodiorite system in the absence of contaminant at the same PT conditions (Run 1, Table 4.4).

These local domains near the Sil-rich spot again represent local equilibrium loci formed at the boundary layer of dissolving crystals as reported for silicate liquids (Kuo & Kirkpatrick, 1985; Tsuchiyama, 1985). The formation of An-rich Pl is an evidence of these local boundary layer melts in which the extremely-high Al activity provokes the formation of An, which is preserved as a metastable phase, surviving re-equilibration because the slow diffusion rate (D) for the $NaSiCa^{-1}Al^{-1}$ interchange in Pl (D ca. 10^{-20} cm^2/s; Grove *et al.*, 1984).

The above-described experimental results demonstrate that reaction between the pelitic xenolith and the granodiorite magma does not impede the generation of Crd, formed in equilibrium with the melt in a local domain –the disintegrating xenolith- where the reactants to the peritectic reaction are located. The formation of Kfs, together with Crd in these domains, is in favour of this interpretation. Interestingly, the composition of the melt outside the xenolith area is close in composition to that of the melt inside the xenolith area where Crd and melt are in contact. These melts are in turn similar to the composition of the remaining melt at 850 °C and 400 MPa in the experiment with the granodiorite alone. The fact that the residual melt of the granodiorite magma converges to a peraluminous leucogranite, makes possible to maintain Crd crystals, which are formed inside the entrapped xenoliths, in equilibrium with the effective subsystem of the granodiorite magma, i.e., the subsystem represented by the residual melt. Experiments also show that K released from the xenolith area fluxed this residual melt.

Because K is a mobile element in silicate melts, the concentration is homogenized throughout the capsule inducing the crystallisation of Kfs. We have shown that the appearance of Crd in the contaminated granites is accompanied by the formation of Kfs megacrysts (Fig. 4.4). The whole composition of the intruding granodiorites is shifted to monzogranitic in areas where they are rich in Crd. According to phase equilibria shown in this paper, the formation of the large Kfs megacrysts that characterize the studied monzogranites is induced by an increase in the K content of the magma resulting from assimilation of pelitic xenoliths. This K increase may happen at any stage of the crystallisation sequence, depending of the melt content of the intruding magma at the time of emplacement and assimilation. In our case, the presence of flow structures that orientate the Kfs megracrysts (Fig. 4.3b) indicate that they were formed in a low-crystallinity system, that is still able to flow. This observation is compatible with our experimental results predicting a melt content of about 60 vol% at the time of magma interaction at 850 °C and 400 MPa, well above the critical melt fraction for dramatic strength drop of partially melted silicate materials (e.g., van der Molen & Paterson, 1979; Lejeune & Richet, 1995) and, therefore, within the flow field of a liquid-supported aggregate. At this crystallinity, the composition of the residual melt is close to a peraluminous leucogranite and may act as a reactive subsystem that maintains Crd formed in trapped xenoliths in equilibrium. The other potential processes of selective assimilation by incorporation of Crd crystals or Sil-rich restites, do not account for all these features of the Crd monzogranites.

Assessing the amount of assimilated material

The fraction of assimilated material that is present in the Crd monzogranites can be estimated by two independent approaches. One is based on the amount of Crd assuming that this mineral is the only recognisable phase of the assimilated material. The other approach is based on mass balance calculations assuming that bulk assimilation is the dominant process. Both estimations are shown here below.

Because Crd is the best recognisable phase from this complex process of peritectic reaction plus assimilation, it is expected that the amount of other not recognized minerals and melt, which were produced together with Crd in the xenoliths, can be estimated if the fraction of Crd produced in the assimilated host is known. Attempts to estimate the amount of assimilated material on the basis of the proportion of Crd

measured in the hybrid rocks were made in the South Mountain batholith (Nova Scotia; Erdmann *et al.*, 2007). It has been reported by experimental studies that the fraction of Crd in metapelites strongly depends on pressure, temperature and composition (Stevens *et al.*, 1997). In the experimental results described above with the composition of xenoliths from Gredos (20 wt% of added metapelite), the fraction of Crd is about 4 % at the conditions of 850 °C and 400 MPa. Accordingly, the amount of assimilated material is five times the proportion of Crd in the granites, an estimation similar to that reached by Erdmann *et al*. (2007) in Nova Scotia. The Crd monzogranites, mapped in the Gredos area for this study, may contain a variable percentage of Crd ranging from 1 to 12 vol%. The implication is that the amount of assimilated material may range from 5 to 60 vol%. In case of more aluminous (more pelitic) compositions the fraction of Crd is increased and, thus, the amount of assimilated material will be lower compared with less aluminous compositions. Ugidos *et al*. (2008) reported the case of assimilation of exotic metasediments that produced more than 60 vol% Crd. Obviously this process can produce a large amount of Crd in the magma resulting by small amount of assimilated material.

A two-component mixing test similar to those used in magma mixing (Cantagrel *et al.*, 1984) has been applied in this study:

$\boldsymbol{C}_H=\boldsymbol{C}_X*\boldsymbol{a}+\boldsymbol{C}_M*(1-\boldsymbol{a})$ (3)

$\boldsymbol{a}=(\boldsymbol{C}_H-\boldsymbol{C}_M)/(\boldsymbol{C}_X-\boldsymbol{C}_M)$ (4)

Where $\boldsymbol{C}_H$ is the composition of a hybrid; $\boldsymbol{C}_X$ the composition of the contaminant, $\boldsymbol{C}_M$ the composition of the intruding granodiorite and $\boldsymbol{a}$ is the fraction of the contaminant.

The estimation by mass balance is addressed by using the following end-member compositions. For the intruding magma ($\boldsymbol{C}_M$) a Bt granodiorite with a composition falling at the intersection between the cotectic trend and the assimilation vector (Fig. 4.12) has been taken. For the contaminant ($\boldsymbol{C}_X$), two xenoliths sampled in the mapped area close to the contact with the migmatitic hornfelses have been used. Several Crd monzogranites ($\boldsymbol{C}_H$) are taken to test the model for major elements. The two metasedimentary contaminants have variable proportions of the pelitic (shale) component. The combination yields six mixing tests with differences in the mass fraction of the assimilated material ($\boldsymbol{a}$) and in the value of the Pearson correlation

coefficient (Table 4.5). By increasing the pelitic (shale) component, the fraction (***a***) of contaminant decreases for a particular hybrid. Assuming that one volume fraction of Crd represent about five times of digested material, 10 vol% of Crd means that 50 vol% of the present granitoid volume corresponds to assimilated material. These high values are restricted to local areas of few m close to the contact with the migmatitic hornfelses. In these areas, the Crd monzogranites are rich in cm-sized xenoliths and Bt-rich schlieren. In areas separated more than 100 m from the contacts, the amount of Crd may be less than 2 vol%, which represent about 10 vol% of assimilated material. Similar values were obtained by mass balance calculation using the CaO content of Crd monzogranites and the Bt granodiorites as the intrusive magmas (Ugidos & Recio, 1993). High values of assimilated crustal metasediments were also estimated by mass balance calculations with Sr-Nd isotopes in other batholiths. These values are of about 25% in the Caledonian Rogart granite (Fowler *et al.*, 2001) and 33% in the South Mountain batholith, Nova Scotia (Clarke *et al.*, 2004).

Table 4.5: Mixing tests for major elements based on the correlation of differences

HIBRIDS
Distance from the assimilant in the diagram An-F-Or

XENOLITHS
Increase of pelitic component in the assimilant

(Fig. 12)

	Hibrid 1	Hibrid 2	Hibrid 3
Xenolith 1	a=0.14	a=0.24	a=0.39
	r^2=0.707	r^2=0.887	r^2=0.963
Xenolith 2	a=0.18	a=0.32	a=0.52
	r^2=0.644	r^2=0.841	r^2=0.929

a: mass fraction of the assimilated material
r^2: Pearson correlation coefficient

An estimation of the amount of contaminant involved in granite composition based on trace elements cannot be accomplished for several reasons. First, the intruding granodiorites are magmas that already have a crustal component from their source. These can be very close to those of metasediments (e.g. the REE patterns) and the effects of metapelite assimilation will be difficult to identify due to the geochemical affinity. Second, and most important, is the fact that late magmatic fractionation (e.g. fluid migration) may modify the original trace element ratios of the hybrid magma after assimilation of pelitic country rocks. A rigorous assessment of assimilation on the basis of trace elements requires a precise knowledge of the behaviour of those in fractionation processes, and this matter is far from been well constrained for the moment. Our approach is based on major elements because these are fairly constrained by intensive variables, which can be estimated by laboratory experiments. Also, major elements have a direct effect on the mineral assemblages that can be easily determined by direct observations of the rocks.

Regional importance of assimilation

The relative importance of the assimilation process on a regional scale can be estimated by the relative volume of the Crd-bearing granitoids with respect to the volume of the non-modified granodiorite. Excepting the Crd leucogranites that appear associated with pelitic migmatites, and some Crd monzogranites, containing mafic microgranular enclaves, that form shallow discordant plutons intrusive into the granodiorites (e.g. the Pedro Bernardo pluton in Gredos; Moreno-Ventas *et al.*, 1995) or even intrusive in low-grade metagreywackes (e.g. the Cabeza de Araya pluton; García-Moreno *et al.*, 2006; Vigneresse & Bouchez, 1997), the largest volumes of Crd-bearing granitoids are local facies of the intruding calc-alkaline granodiorites resulting from assimilation of country rocks. These Crd-bearing granitoids form large masses in the Central System batholith. The results of this study in Gredos show that important mass fractions of about 0.2 to 0.5 of assimilated country rocks are present in the hybrid Crd monzogranites. Mapping of these hybrid facies in Gredos indicate that they occupy bands of several hundred meters at the contacts with the pelitic country rocks. The geometry of the intruding bodies of granodiorite, consisting in sub-horizontal bands, favours the magma-host interaction and enhances the generation of a large relative volume of modified

granodiorite magma. Additionally, it must be remarked the large abundance of pelitic metasediments from the Neo Proterozoic and Lower Paleozoic sequences that characterize the Variscan belt of Western Europe. The high probability of implying these materials as country rocks of the calc-alkaline batholiths is also contributing to the large volume of hybrid facies developed over large regions of the Variscan batholiths in Central Spain.

CONCLUDING REMARKS

The example of the Gredos Massif in the Central System batholith of the Spanish Variscan belt shows that assimilation of country rocks by silicate magmas is a potential mechanism accounting for particular geochemical and mineralogical features of Crd monzogranites. A process of bulk reactive assimilation is identified in this particular case. The apparently paradoxical observation about the presence of euhedral Crd crystals, which is in strong disequilibrium within a non-anatectic monzogranite, is compatible with local domains where Crd was formed by peritectic breakdown of Bt. Several independent lines of evidence point to bulk assimilation. Consequently, the fraction of Crd in the hybrid granitoids may be indicative of the total amount of digested material. At least locally, it is estimated that half of the mass of the Crd monzogranites has been gained by assimilation of country rocks. All these conclusions about bulk assimilation are valid for large areas of the steudied batholith close to the contacts with pelitic metasediments. There, Crd monzogranites pass gradually to non-anatectic Bt granodiorites, which were not affected by the assimilation process.

ACKNOWLEDGEMENTS

Careful reviews of the original manuscript by Barrie Clarke, James Beard and an anonymous reviewer are gratefully acknowledged. The paper is part of the PhD Thesis of the first author (JDA) carried out at the Departments of Geology and Geodynamics and Palaeontology, University of Huelva with a Grant Fellowship from the Spanish Ministry of Science and Innovation (Grant no: AP2005-3489). The project was founded with Grants CGL2004-06808-C04-01/BTE, CGL2004-06808-C04-01/BTE and

CGL2007-63237/BTE. Richard Armstrong assisted with SHRIMP work at ANU, Canberra.

References

Acosta-Vigil, A., London, D., Morgan I, G. B. & Dewers, T. A. (2003) Solubility of excess alumina in hydrous granitic melts in equilibrium with peraluminous minerals at 700-800 ºC and 200 MPa, and applications of the aluminum saturation index. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **146**, 100-119.

Barbey, P., Marignac, C., Montel, J. M., Macaudière, J., Gasquet, D. & Jabbori, J. (1999) Cordierite growth textures and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: The Velay granite complex (Massif Central, France). *Journal of Petrology* **40**, 1425-1441.

Bea, F., Montero, P. & Zinger, T. (2003) The nature, origin, and thermal influence of the granite source layer of Central Iberia. *Journal of Petrology* **111**, 579-595.

Bea, F., Montero, P., González Lodeiro, F., Talavera, C., Molina, J.F., Scarrow, J.H., Whitehouse, M.J. & Zinger, T. (2006). Zircon thermometry and U-Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo anatectic complex, Central Iberia. *Journal of the Geological Society, London* **163**, 847-855.

Bea, F., Montero, P., González-Lodeiro, F. & Talavera, C. (2007) Zircon inheritance reveals exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. *Journal of Petrology* **48**, 2327–2339.

Beard, J. S., Ragland, P. C. & Crawford, M. L. (2005) Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. *Geology* **33**, 681-684.

Burnham, C. W. (1979) The importance of volatile constituents. In: Yoder, H. S. J. (ed.) *The evolution of the igneous rocks*. pp. 439-482. Princeton University Press: Princeton.

Cantagrel, J. M., Didier, J. & Gourgaud, A. (1984) Magma mixing: origin of intermediate rock and "enclaves" from volcanism to plutonism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **35**, 63-76.

Capdevila, R., Corretgé, L. G. & Floor, P. (1973) Les granitoides varisquies de la Mesete Iberique. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7-15**, 209-228.

Carroll M. R. & Wyllie P. J. (1990) The system tonalite-H2O at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magma. *American Mineralogist* **75**, 345-357.

Castiñeiras, P., Villaseca, C., Barbero, L. & Martín Romera, C. (2008) SHRIMP U-Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of central Spain: implications in the Hercynian evolution of Central Iberia. *International Journal of Earth Sciences* **97**, 35-50.

Castro, A. & Stephens, E.W. (1992) Amphibole-rich polycrystalline clots in calc alkaline granitic rocks and their enclaves. *Canadian Mineralogist* **30**, 1093-1112.

Castro, A., Patiño Douce, A., Corretgé L. G., de la Rosa J. D., el-Biad, M. & el-Hmidi H. (1999) Origin of Peraluminous Granites and Granodiorites, Iberian Massif, Spain: an Experimental Test of Granite Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **135**, 255-276.

Castro, A., Corretgé, L. G., El-Biad, M., El-Hmidi, H., Fernández, C. & Patiño Douce, A. (2000) Experimental constraints on Hercynian Anatexis in the Iberian Massif, Spain. *Journal of Petrology* **41**, 1471-1488.

Castro, A., Corretgé, L. G., De La Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F. J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T. & López, S. (2002) Paleozoic Magmatism. In: Gibbons, W. & Moreno, M. T. (eds.) *The Geology of Spain*. pp. 117-153. Geological Society, London: London.

Castro, A., Gerya, T., Garcia-Casco, A., Fernandez, C., Diaz Alvarado, J., Moreno-Ventas, I. & Loew, I. (2010) Melting relations of MORB-sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes. Implications for the origin of cordilleran-type batholiths. *Journal of Petrology* **51,** 1267-1295.

Chappell, B. W. & Stephens, W. E. (1988) Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **79**, 71-86.

Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**, 173-174.

Clarke, D. B. (1995) Cordierite in felsic igneous rocks; a synthesis. *Mineralogical Magazine* **59**, 311-325.

Clarke, D. B. (2007) Assimilation of xenocrysts in granitic magmas: principles, processes, proxies and problems. *The Canadian Mineralogist* **45**, 5-30.

Clarke, D. B., Macdonald, M. A. & Erdmann, S. (2004) Chemical variation in Al2O3-CaO-Na2O-K2O space: Controls on the peraluminosity of the South Mountain Batholith. *Canadian Journal of Earth Sciences* **41**, 785-798.

Collins, W. J. (1996) Lachlan Fold Belt granitoids: products of three component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* **87**, 171-181.

Cummings, G. L. & Richards, J. R. (1975) Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters* **28**, 155-171.

Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J. & Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from 40Ar/39Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics* **277**, 307-337.

Días, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simoes, P. P. & Bertrand, J. M. (1998) U-Pb zircón and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos* **45**, 349-369.

Didier, J. & Lameyre, J. (1969) Les granites du Massif Central Français: étude comparée des leucogranites et granodiorites *Contributions to Mineralogy and Petrology* **24**, 219-238.

Erdmann, S., London, D., Morgan VI, G. B. & Clarke, D. B. (2007) The contamination of granitic magma by metasedimentary country-rock material: An experimental study. *Canadian Mineralogist* **45**, 43-61.

Escuder Viruete, J., Arenas, R. & Martínez Catalán, J. R. (1994) Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics* **238**, 1-22.

Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P. P., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. & Dunning, G. (1998). Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics* **290**, 87-109.

Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J. M., Moreno-Ventas, I. & Corretgé, L. G. (2008) Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. *Gondwana Research* **14**, 451-473.

Fowler, M. B., Henney, P. J., Darbyshire, D. P. F. & Greenwood, P. B. (2001) Petrogenesis of high Ba-Sr granites: The Rogart pluton, Sutherland. *Journal of the Geological Society* **158**, 521-534.

Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* **42**, 2033-2048.

Garcia-Moreno, O., Castro, A., Corretgé, L. G. & El-Hmidi, H. (2006) Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: An experimental study. *Lithos* **89**, 245-258.

Ghiorso, M. S. & Sack, R.O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and

extrapolation of liquid–solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **119**, 197–212.

Grove, T. L., Baker, M. B. & Kinzler, R. J. (1984) Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: Experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 2113-2121.

Hoskin, P. W. O. & Black, L. P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 423–439.

Johannes, W. & Holtz, F. (1996) *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer: Berlin Heidelberg.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* **68**, 277-279.

Kuo, L. C. & Kirkpatrick, R. J. (1985) Dissolution of mafic minerals and its implications for the ascent velocities of peridotite-bearing basaltic magmas. *Journal of Geology* **93**, 691-700.

Le Breton, N. & Thompson, A. B. (1988) Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **99**, 226-237.

Lejeune, A. & Richet, P. (1995) Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research* **100**, 4215-4229.

Maaløe, S. & Wyllie, P. J. (1975) Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimetally with water-undersaturated conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **52**, 175–191.

Martínez Catalán, J. R., Fernández Suárez, J., Jenner, G. A., Belousova, E. & Díez Montes, A. (2004). Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the northwestern Iberian Massif: implications for Paleozoic plate configuration and Variscan evolution. *Journal of the Geological Society, London* **161**, 461-473.

McLaren, A. C., Fitz Gerald, J. D. & Williams, I. S. (1994) The microstructure of zircon and its influence on the age determination from Pb/U isotopic ratios measured by ion microprobe. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**, 993-1005.

Montero, P., Bea, F., Zinger, T. F., Scarrow, J. H., Molina, J. F. & Whitehouse, M. (2004) 55 million years of continuous antexis in Central Iberia: single-zircon dating of the Peña Negra Complex. *Journal of the Geological Society, London* **161**, 255-263.

Montero, P., Bea, F., González-Lodeiro, F., Talavera, C. & Whitehouse, M. J. (2007). Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Palaeozoic evolution of Iberia. *Geological Magazine* **144**, 963–976.

Moreno-Ventas, I., Rogers, G. & Castro, A. (1995) The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **120**, 137-149.

Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38**, 757-773.

Naney, M. T. (1983) Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* **283**, 993-1033.

Paterson, S. R. & Janousek, V. (2008) Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **177**, 457-484.

Patiño Douce, A. E. (1992) Calculated relationships between activity of alumina and phase assemblages of silica-saturated igneous rocks. Petrogenetic implications of magmatic cordierite, garnet and aluminosilicate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **52**, 43-63.

Patiño Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C. & Vigneresse, J. L. (eds.) *Understanding granites. Integrating new and classical techniques*. pp. 55-75. The Geological Society: London.

Patiño Douce, A. E. & Johnston, A. D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **107**, 202-218.

Patiño Douce, A. E. & Beard, J. S. (1996) Effects of P, f(O2) and Mg/Fe ratio on dehydration-melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology* **37**, 999–1024.

Pereira, M. D. & Bea, F. (1994) Cordierite-producing reactions in the Peña Negra complex, Avila batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low-pressure anatexis. *Canadian Mineralogist* **32**, 763-780.

Philpotts, J. A. & Schnetzler, C. C. (1970) Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **34**, 307-322.

Pichavant, M., Costa, F., Burgisser, A., Scaillet, B., Martel, C. & Poussineau, S. (2007) Equilibration Scales in Silicic to Intermediate Magmas Implications for Experimental Studies. *Journal of Petrology* **48**, 1955-1972.

Pin, C. & Duthou, J. L. (1990) Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: Inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chemical Geology* **83**, 281-296.

Rapela, C. W., Baldo, E. G., Pankhurst, R. J. & Saavedra, J. (2002) Cordieritite and leucogranite formation during emplacement of highly peraluminous magma: the El Pilón granite complex (Sierras Pampeanas, Argentina). *Journal of Petrology* **43**, 1003-1028.

Saito, S., Arima, M. & Nakajima, T. (2007) Hybridization of a shallow 'I-type' granitoid pluton and its host migmatite by magma-chamber wall collapse: The Tokuwa pluton, Central Japan. *Journal of Petrology* **48**, 79-111.

Sisson T. W., Ratajeski K., Hankins W. B. & Glazner A. F. (2005) Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **148**, 635–661.

Skjerlie, K. P. & Patiño Douce, A. E. (2002) The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa; implications for melting in thickened continental crust and for subduction zone processes. *Journal of Petrology* **43**, 291–314.

Steiger, R. H. & Jäger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 359-362.

Stephens, W. E. & Halliday, A. N. (1984) Geochemical contrasts between late Caledonian granitoid plutons of northern, central and southern Scotland. *Transactions Royal Society Edinburgh Earth Sciences* **75**, 259-273.

Stevens, G., Clemens, J. D. & Droop, G. T. R. (1997) Melt production during granulite facies anatexis: Experimental data from "primitive" metasedimentary protoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **128**, 352-370.

Thompson, A. B. (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H2O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* **282**, 1567-1595.

Thompson, A. B. (1996) Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **87**, 1-10.

Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **89**, 1-16.

Tuttle, O. F. & Bowen, N. L. (1958) Origin of granites in the light of experimental studies in the system NaAlSi3O8-KAlSi3O8-SiO2-H2O. *Geological Society of America Memoirs* **74**.

Ugidos, J. M. & Recio, C. (1993) Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. *Chemical Geology* **103**, 27-43.

Ugidos, J. M., Stephens, W. E., Carnicero, A. & Ellam, R. M. (2008) A reactive assimilation model for regional-scale cordierite-bearing granitoids: geochemical evidence from the Late Variscan granites of the Central Iberian Zone, Spain. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **99**, 225-250.

Valverde-Vaquero, P. & Dunning, G. R. (2000) New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in central Spain. *Journal of the Geological Society, London* **157**, 15–26.

Van der Molen, I. & Paterson, M. S. (1979) Experimental deformation of partially melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **70**, 299-318.

Vielzeuf, D. & Holloway, J. R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98**, 257-276.

Vigneresse, J. L. & Bouchez, J. L. (1997) Successive granitic magma batches during pluton emplacement: The case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of Petrology* **38**, 1767-1776.

Williams, I. S. & Claesson, S. (1987) Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **97**, 205-217.

Wingate, M. T. D., Campbell, I. H., Compston, W & Gibson, G. M. (1998) Ion microprobe U-Pb ages for Neoproterozoic basaltic magmatism in south-central Australia and implications for the breakup of Rodinia. *Precambrian Research* **87**, 135-159.

Winkler, H. G. F. & Lindemann, W. (1972) The system Qz-Or-An-H2O in the granite system Qz-Or-Ab-An-H2O. Applications to granite magma formation. *Neues Jahrbuch der Mineralogie, Monatschefte*, 49-61.

Zeck, H. P. & Whitehouse, M. J. (2002) Repeated age resetting in zircons from Hercynian–Alpine polymetamorphic schists (Betic–Rif tectonic belt, S. Spain) a U–Th–Pb ion microprobe study. *Chemical Geology* **182**, 275–292.

Zeck, H. P., Wingate, M. T. D., Pooley, G. D. & Ugidos, J. M. (2004) A sequence of Pan-African and Hercynian events recorded in zircons from an orthogneiss from the

hercynian belt of Western Central Iberia – an ion microprobe U-Pb study. *Journal of Petrology* **45**, 1613-1629.

5. ESTRUCTURA

5.1 Magmatic and solid-state fabrics of the granodiorite bodies of the Gredos massif (Variscan Iberian massif): Implications for their kinematic evolution.

--- Enviado a Journal of Structural Geology el 15/07/2011. Sometido a revisión intermedia ---

Magmatic and solid-state fabrics of the granodiorite bodies of the Gredos massif (Variscan Iberian massif): Implications for their kinematic evolution

JUAN DÍAZ-ALVARADO[A], CARLOS FERNÁNDEZ[A], MANUEL DÍAZ-AZPIROZ[B], ANTONIO CASTRO[C], IÑAKI MORENO-VENTAS[C]

[A]DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA Y PALEONTOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE HUELVA, E-21071 HUELVA, SPAIN

[B]DEPARTAMENTO DE SISTEMAS FÍSICOS, QUÍMICOS Y NATURALES, UNIVERSIDAD PABLO DE OLAVIDE, 41013 SEVILLE, SPAIN

[C]DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE HUELVA, E-21071 HUELVA, SPAIN

ABSTRACT

Three granitoid bodies have been identified at the central part of the Gredos massif (Spanish Central System batholith). The geometry of these bodies is tabular, around 1 km in thickness, and intruded into a migmatitic middle crust during the D3 deformation phase of the Variscan Orogeny. Petrologically, they are composed of Bt-granodiorite and Crd-monzongranite and they show variable contents (from <10 to >25 vol%) of large feldspar megacrysts. A detailed study of the SPO magmatic fabric defined by these megacrysts, together with a kinematic analysis of the structures of interaction between them, and the measurement of quartz c-axis fabrics in the migmatites, has evidenced the mechanical coupling between granitic magma and country rocks. The emplacement took place along large-scale, extensional shear zones active during the first stages of the D3 phase. The shape of the SPO ellipsoids systematically varies from constrictional at the centre of the granitic bodies, to flattening or even oblate at their external contacts with the migmatitic host rocks. The favoured interpretation of this spatial fabric variation considers the interplay between

magmatic flow inside the magma chambers (internal flow), and regional deformation of tectonic origin (external flow). Coaxial and non-coaxial components of internal and external flow became unevenly partitioned, such that local magmatic flow overcame regional deformation at the centre of the granitic bodies, while a complex combination of vertical flattening, tectonic simple shearing and magmatic drag generated the flattening ellipsoids at the external margins of the granitic layers. The result is an unequal distribution of fabric intensities, with the largest values located at the upper surfaces of the distinct magma batches. The whole structure was later folded during the period of oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc.

Keywords: Magmatic fabric, SPO, granodiorite, deformation, Variscan belt.

1. Introduction

The study of the processes that condition the emplacement and structural evolution of the large masses of granitoid magmas in the continental crust has attired the attention of petrologists and structural geologists since at least the pioneering work of Hans Cloos (e.g., Cloos, 1925). Considerable efforts were made in this field during the second half of the past century to identify the fundamental importance of the tectonic regime on the segregation, ascent and emplacement of granite magma (e.g., Brown, 1994; Bouchez et al., 1997; Brown and Solar, 1999; Castro et al., 1999; Petford et al., 2000; and references therein). The mechanical behaviour of magmas, the structure, kinematics and rheology of their host rocks, and the stress state of the crust have been found as essential parameters controlling the final shape of plutons and batholiths, and the generation and evolution of fabrics within them (e.g., Berger and Pitcher, 1970; Castro, 1987; Clemens and Mawer, 1992; D'Lemos et al., 1993; Petford et al., 1993; Brown, 1994; Collins and Sawyer, 1996; Clemens et al., 1997; Vigneresse et al., 1999; Petford, 2003; among many others). Modern research about the information provided by the magmatic fabrics follows three main lines. First, and after the identification of the main criteria to distinguish between magmatic and solid-state fabrics in granites (Paterson et al, 1989; Bouchez et al., 1992), measurement and

geometrical characterisation of magmatic fabrics has experienced a considerable improvement that includes 2D and 3D determinations of shape fabrics (e.g., Launeau and Robin, 2005; Higgins, 2006) and AMS studies (e.g., Jelinek, 1981; Bouchez, 1997), apart from the integrated use of classical field techniques, microstructural and geochronological studies. (e.g., Kratinová et al., 2007). Numerical and analogue experiments are offering a new perspective on the development of magmatic fabrics and their kinematic implications (e.g., Fernandez and Fernández-Catuxo, 1997; Arbaret et al., 2000; Mulchrone et al., 2005; Jiang, 2007). There is a consensus on that magmatic fabrics reflect strain and not magma flow (Paterson et al., 1998; Zák et al., 2007). Deformation partitioning in strained magmas has been rarely described for natural cases (Schulmann et al., 1997; Kratinová et al., 2007), and very little is known about the interpretation of the spatial distribution of prolate and oblate magmatic fabrics in plutons. This is partly due to the fact that no simple relationship exists between intensity and orientation of the fabric, and finite strain (Sen and Mantani, 2006), in agreement with the outcomes of the experimental studies cited above. The second research line is devoted to the study of the rheology of granitic magmas. The first experimental data led to the proposal of rheological transitions or thresholds depending on the crystal fraction of the magma (Arzi, 1978; van der Molen and Paterson, 1979; Vigneresse et al., 1996). Granitic melt viscosities have been reasonably determined (Hess and Dingwell, 1996; Dingwell, 1999; Holtz et al., 1999; Giordano et al., 2007). Nevertheless, the scarcity of experimental rheological information on granitic magmas (however, see Rutter and Neumann, 1995; Scaillet et al., 1997; Rutter et al., 2006), and the difficulty to theoretically model such a type of complex and changing natural system, does not allows a rigorous complete understanding of this problem. Partial advances have been presented in recent works dealing, for example, with the flow of magma mushes (e.g., Koenders and Petford, 2000) or the characterisation of the parameters that control the Newtonian and Non-Newtonian rheological behaviour of granitic magmas (e.g., Caricci et al., 2007). Thirdly, the criteria to establish the role that regional deformation plays in forming magmatic fabrics, early emphasised by Berger and Pitcher (1970), have been recently clarified through the use of the degree of structural continuity between pluton and host rock (Paterson et al., 1998; Wilson and Grocott, 1999; Kratinová et al., 2007). There is general agreement that magmatic fabrics form late in the crystallisation history, reflecting emplacement-level deformation (Wilson and Grocott, 1999) and keeping little or no memory of the ascent period (Paterson et al., 1998; Petford, 2003; Zák et al.,

2007), although final crystallisation cannot strongly alter the preferred orientation of Kfs phenocrysts (Kratinová et al., 2010).

In summary, despite the recent advances in the measurement and characterisation of magmatic fabrics, there is a need to develop a rigorous understanding of these fabrics in terms of kinematic and rheologic interpretation. A critical point is that few natural examples illustrating spatial and temporal fabric variation in granite bodies and its relations to regional strains have been analysed up to date. In this work it is presented an exhaustive measurement of magmatic fabrics throughout three tabular granitic bodies of the Gredos massif (Variscan Spanish Central System). The results, which are well constrained by independent geochronological, geochemical and structural studies, show consistent spatial patterns that could aid to improve our comprehension of the kinematic relevance of the spatial distribution of magmatic fabrics generated in syn-tectonic plutons.

2. Geological setting

The Central System batholith (Castro et al., 2002), more than 300 km in length and 60 km in width, constitutes an almost continuous granite exposure in the Central Iberian Zone of the Variscan Iberian Massif (Fig. 5.1a). It represents one of the largest batholiths in the Variscan belt of Western Europe. The Gredos massif, located at the centre of the Central System batholith (Fig. 5.1a) shows good outcrops making it a very interesting place to study the complex kinematic processes associated with the emplacement of large granitic bodies.

More than 90 vol% of the intrusive rocks of the Gredos massif is of monzogranite to granodiorite composition, although minor amounts of more basic rocks ranging from Qtz-diorite to gabbro can also be found. Geochemically all these plutonic rocks form a typical K-rich calc-alkaline association (Capdevila et al., 1973; Moreno-Ventas et al., 1995; Díaz-Alvarado et al., 2011a). Basic rocks represent a mantle input to the source region of the granitoids and radiometric dating indicates that they are coeval or slightly earlier with respect to granodiorite generation (Bea et al., 1999). Granodiorites are coarse-grained, mesocratic rocks, commonly porphyritic (Fig. 5.2a, b) with large Kfs

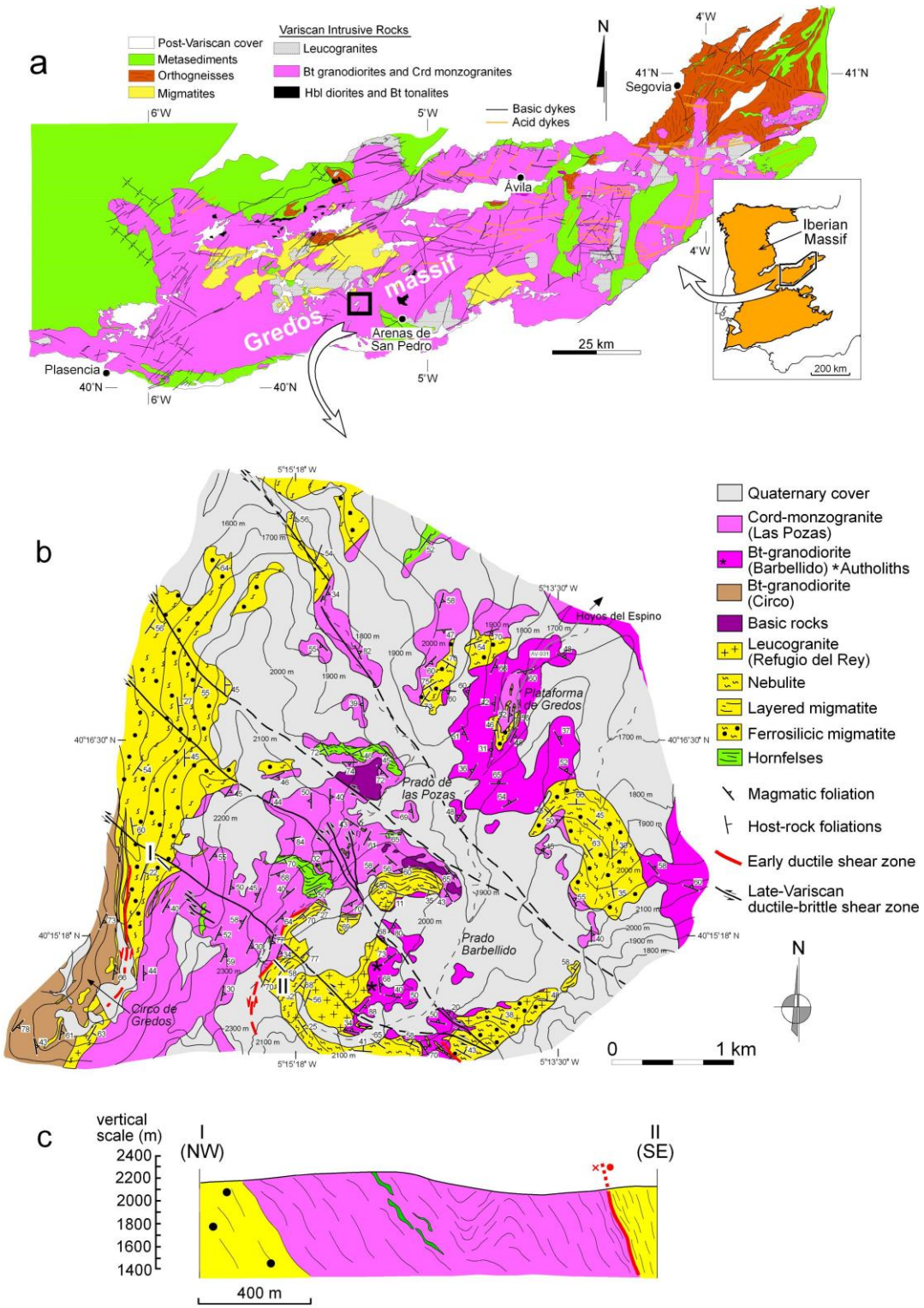


Fig. 5.1 Geological location of the studied area. (a) Sketch of the Spanish Central System (the inset shows its location in the Variscan Iberian Massif). (b) Detailed map of the central part of the Gredos massif. (c) Cross section showing the structure of the Las Pozas Crd-monzogranite tabular body. Location in Fig. 5.1b.

phenocrysts (up to 10 cm length). They are mainly composed of Qtz, Pl (An_{65-32}), Kfs and Bt (mineral abbreviations after Kretz, 1983). Monzogranites show variable contents of Crd, particularly in areas close to the contacts with the country rocks (Díaz-Alvarado et al., 2011a). Crd-monzogranites are composed of Qtz, Pl (An_{50-32}) with complex zoning patterns, Crd and Bt. They also exhibit a porphyritic character with large Kfs phenocrysts.

The igneous rocks in the Gredos region intruded a previously structured host in which large extensional detachments put into contact low-grade metasediments and anatectic complexes. Country rocks appear as large tabular septa, several km in length, and xenoliths to the scale of a few centimetres to hundred of metres. The low-grade metasediments were mostly transformed into migmatitic hornfelses due to the contact metamorphism associated with granite intrusion. These migmatitic hornfelses possibly represent Ordovician-Silurian sediments. They are composed of phlebites and agmatites, with a paleosome formed by fine- to medium-grained metasediments and trondhjemitic to granitic leucosome veins injected parallel to the axial surface of folds affecting the layering of the paleosome. Metagreywackes are foliated rocks with lepidoblastic texture, containing rounded detrital grains of Qtz, subhedral Bt, Pl and And, and anhedral Crd, Ms and Sil. Besides, the anatectic complexes formed low-P metamorphic units, characterised by the presence of migmatites derived from pelitic, semi-pelitic and sammitic metasediments assigned to a several km thick Neo-Proterozoic turbiditic series and Ordovician ferrosilicic igneous rocks similar to the Ollo de Sapo Formation (Fernández et al., 2008; Castro et al., 2009; Díaz-Alvarado et al., 2011a). Coarse-grained stromatic and nebulitic migmatites are melanocratic, heterogeneous laminated rocks, alternating with bands of felsic nebulites and schlieren of Bt. Crd-Sill-Bt-rich restites, basic enclaves of quart-diorites, resisters of metaquartzites and enclaves of phlebitic migmatites are abundant in the nebulitic migmatites. The mineral assemblage of these nebulitic migmatites is composed of Qtz with undulose extinction, subhedral Bt, Pl with normal zonation, and Kfs with pertitic textures, as well as anhedral and suhedral crystals of Crd and Sil.

The tectono-metamorphic evolution of the northern half of the Central Iberian Zone includes three main ductile deformation phases (see the relevant structural and geochronological information in e.g., Dallmeyer et al., 1997; Escuder Viruete et al., 1998; Dias et al., 1998; Martínez-Catalán et al., 2004; Montero et al., 2004; Bea et al.,

2006; Castiñeiras et al., 2008): D1 (upright folds, contractional deformation), 360?-337 Ma; D2 (the extensional detachments referred to above), 337-320 Ma; D3 (upright folds and transcurrent shear zones), 320-300 Ma. The metamorphic peak and migmatisation of the middle crust in the area occupied by the Central System batholith took place coeval or slightly later than the D2 phase. U-Pb and Pb-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan granitoids and mafic igneous rocks of the Central System batholith and nearby regions (e.g., Dias et al., 1998; Montero et al., 2004; Bea et al., 2004; Casquet et al., 2004; Valle Aguado et al., 2005; Zeck et al., 2007) reveals that most of the Variscan magmatism is contemporary with the D3 phase. PT determinations in the anatectic complexes of the Central System batholith yielded around 400 MPa and 750 ºC for the migmatitic conditions (Pereira, 1993; Pereira and Bea, 1994). More complete analyses have been possible at the Eastern Spanish Central System, where it is preserved an evolution from a first stage attaining up to 1400-1500 MPa and 700-800 ºC, followed by an exhumation stage triggered by the D2 extensional phase, with low-pressure re-equilibration at 400-500 MPa and associated migmatisation (Castiñeiras et al., 2008).

3. Magmatic and solid-state structures

The granitoids of the Gredos massif are well structured in parallel layers of variable thickness, commonly approaching 1 km (Fig. 5.1b, c), and extending laterally for several km. Three main granitoid bodies have been mapped in the studied area. The Circo Bt granodiorite is the floor layer and its total extension is not covered by the detailed map. The Las Pozas Crd monzogranite constitutes an around 800 m thick sheet, intruded between two migmatite layers and including several septa of migmatite hornfels, particularly near its top. The Barbellido Bt granodiorite overly the migmatite-leucogranite body located at the top of Las Pozas Crd monzogranite (Fig. 5.1b, c).

The granitoid layers show a variably developed magmatic foliation, mostly defined by the preferred orientation of Kfs megacrysts, and also by the parallel arrangement of enclave corridors, schlieren, xenolith septa and igneous leucocratic veins (Fig. 5.2). The volume fractions of Kfs megacrysts vary from <10% to >25%, with the highest contents

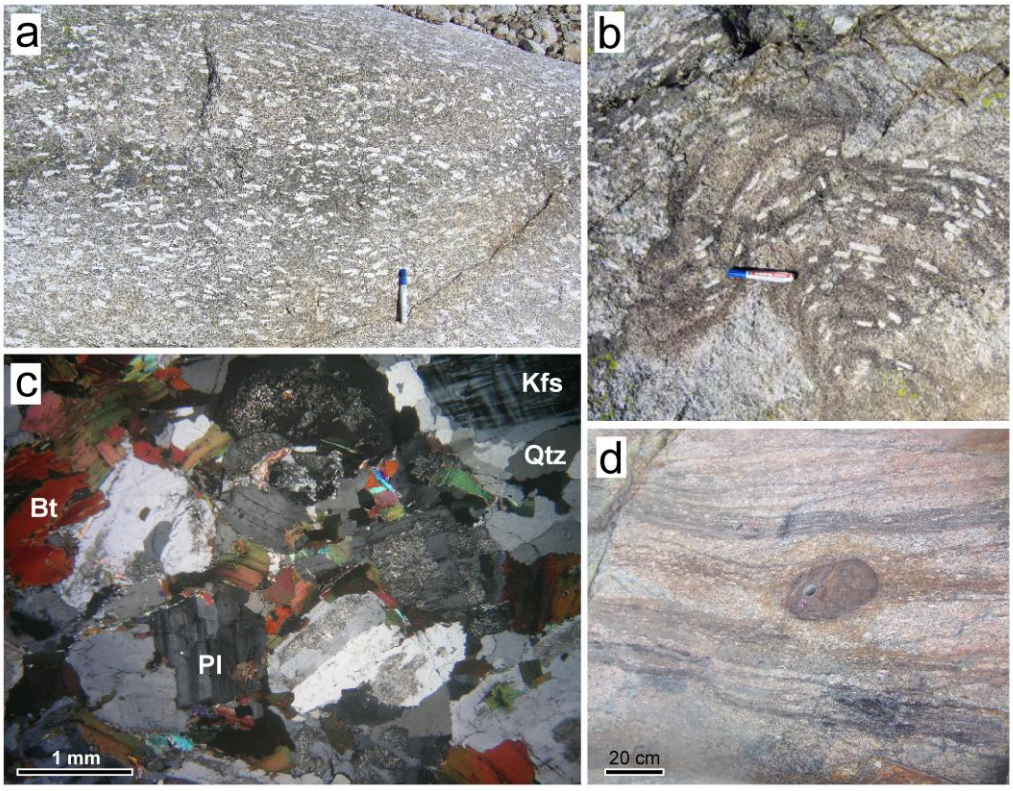


Fig. 5.2 Field photographs of the Gredos massif. (a) Magmatic foliation defined by the preferred orientation of the long axes of Kfs megacrysts. (b) Folded magmatic foliation. (c) Microphotograph showing the typical texture of the matrix of the studied granitoids. Pl and Kfs are euhedral to sub-euhedral crystals, the Pl often showing complex oscillatory zoning. Qtz occupies interstitial sites and shows scarce microstructures indicating plastic deformation, mostly ondulatory extinction and ocasional subgrain boundaries. Overall, the rocks show an igneous texture. Symbols of minerals according to Kretz (1983). (d) Magmatic and ductile shear zone at the top of Las Pozas Crd-monzogranite. Mafic enclave of rounded shape embraced by the magmatic foliation of granitoids defined by schlieren, septa of migmatites, and preferred orientation of Kfs megacrysts and xenoliths.

observed near the contacts between granitoids and host rocks. Scarce structures indicative of solid-state deformation can be seen in the granitoid layers (Fig. 5.2c), although shear zones with predominant magmatic flow and weak ductile deformation have been occasionally observed in some contacts between granitoids and migmatites. The alternating layers of migmatites and granitoids as well as their country rock bodies are affected by at least two generations of folds, which originates a complex fold interference pattern (Fig. 5.3). This superposed folding pattern is depicted by the contacts between migmatites, granitoids and hornfels septa, as well as by the foliation

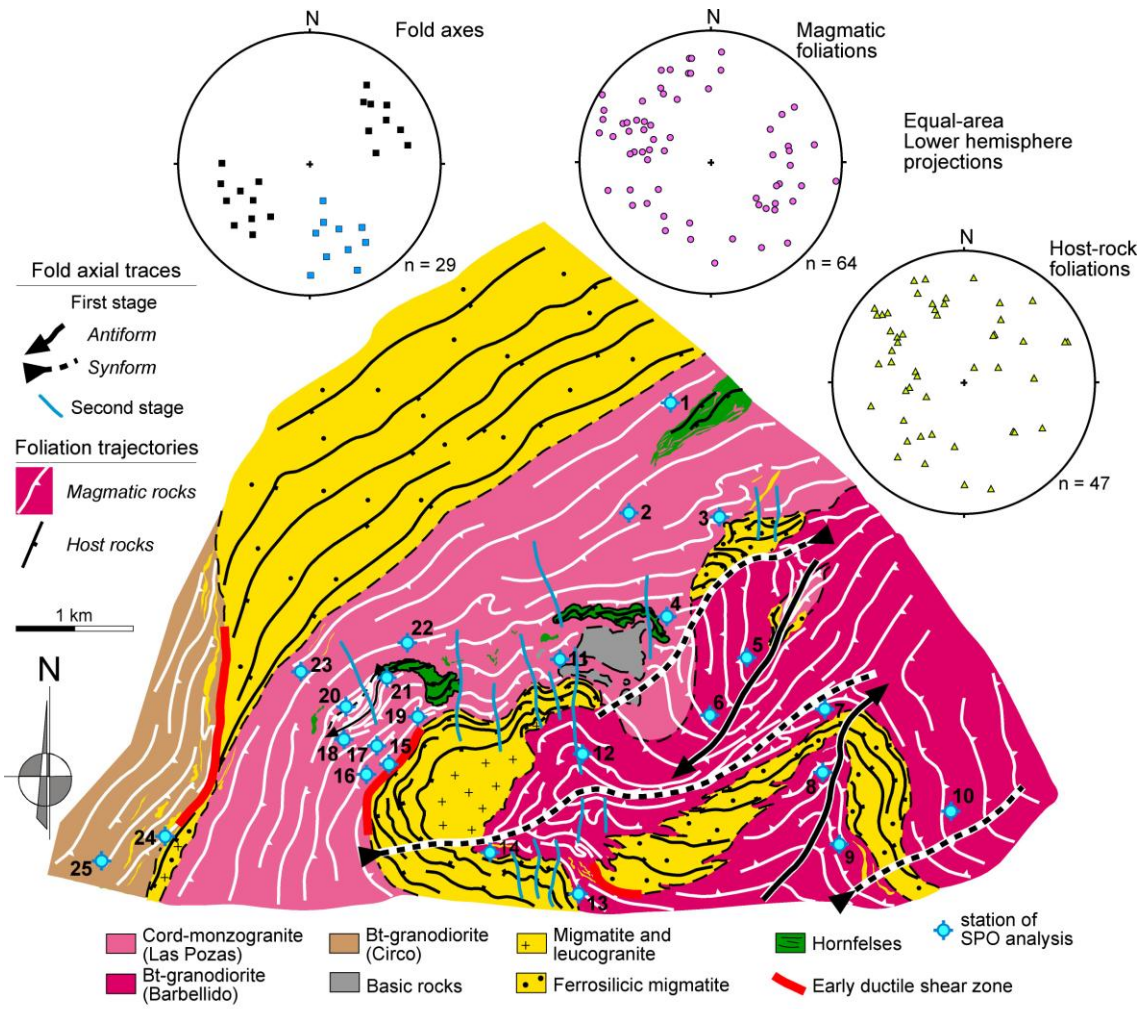


Fig. 5.3 Structural map of the studied zone restored after eliminating the effect of the late ductile shear zones and interpolating unexposed boundaries by removal of the post-Variscan cover.

inside each layer, which is mostly sub-parallel to the external contacts (Figs. 5.1 and 5.3). The axial traces of the folds of the first stage are NNE-SSW to N-S directed (Fig. 5.3). Folds of this stage are upright or steeply inclined, polyharmonic, with wavelengths ranging from <1 m to >1 km (Fig. 5.2b). Fold hinges are curved due to the interference with the second set of folds, and periclinal closures are frequently observed (Figs. 5.1b and 5.3). In profile, folds of the first stage are open to tight, single or double hinge. The axial traces of the folds of the second stage are NNW-SSE directed (Fig. 5.3). En-echelon offsets of the second fold traces can be locally observed. Several late Variscan, WNW-ESE-oriented, strike slip shear zones have been mapped in the studied area (Fig. 5.1b, c). These shear zones are sub-vertical, showing decimetric to metric thickness and metric to kilometric displacement. They appear commonly associated, branching into imbricate fans. Deformation within these shear zones is ductile-brittle, with a sub-

vertical foliation and a sub-horizontal stretching lineation and slickenside striation. The abundant kinematic criteria shown by the ductile-brittle shear zones (S/C composite fabrics, asymmetric folds, extensional crenulation cleavage and many others) consistently indicate sinistral displacement. Figure 5.3 shows a geometric reconstruction of the mapped area after eliminating the displacement associated with the late ductile-brittle shear zones. The fold interference pattern, although rather irregular, tends to be intermediate between types 1 and 2 of Ramsay (1967). The whole system is pervasively invaded by several sets of leucocratic veins mostly resulting from the partial melting of the country rocks. In some cases, these leucocratic veins are emplaced parallel to the main foliation in the hornfelses, or along a conjugate system of ductile-brittle shear zones, albeit they also appear commonly folded.

4. SPO fabric of Kfs megacrysts

Kfs megacrysts are a characteristic feature in some granitic facies or suites with granodioritic to granitic compositions that build large composite batholiths (Moore and Sisson, 2008; Farina et al., 2010). In the case of the Central System batholith, these megacrysts are present in granodiorític and monzogranitic facies (Fig. 5.2a), which imply more than 80% vol. of the exposed batholith. However the distribution of the Kfs megacrysts is not homogeneous and varies according to the proximity with the metasedimentary and anatectic bodies appearing between the granitic layers (Díaz Alvarado et al., 2010a).

Even though the origin of Kfs megacrysts is still controversial (Vernon and Paterson., 2008; Johnson and Glazner., 2010), many evidences point to a magmatic origin, e.g. idiomorphic habit, large size, or the concentric distribution of inclusions (Bt, Pl and Qtz). Additionally, in the study area, the foliation defined by the megacrysts is parallel to the main contacts between igneous and metamorphic units in the batholith, and the solid-state deformation is almost constrained to the late ductile-brittle shear zones, so the Kfs megacryst fabric is assumed to be a magmatic fabric and Kfs megacrysts (phenocrysts) have been considered as suitable markers to estimate SPO fabrics. Magmatic foliation has been measured in more than 150 sites. SPO ellipsoids have been

Table 5.1. Ellipsoids data calculated by Ellipsoid 2003 (Robin 2002 and Launeau & Robin 2005)

Station	Measured foliation	Calculated foliation	Ellipsoid axis[1] X	Ellipsoid axis[1] Y	Ellipsoid axis[1] Z	Normalized axis values X	Normalized axis values Y	Normalized axis values Z	Aspect ratios X/Z	Aspect ratios X/Y	Aspect ratios Y/Z	Ellipsoid parameters Flinn	Ellipsoid parameters Єs (NADAI)	Ellipsoid parameters υ (LODE)	Confidence level (%)
1	N40E/40SE	N54E/62SE	N150E/62	N56E/2	N324E/28	1.145	0.999	0.874	1.311	1.146	1.143	1.021	0.191	-0.010	0.5
2	N148E/55SW	145E/40SW	N249E/36	N154E/7	N55E/53	1.391	0.983	0.731	1.902	1.416	1.344	1.209	0.455	-0.081	12.4
3	N43E/64SE	N60E/71SE	N76E/39	N220E/45	N330E/19	1.181	1.036	0.818	1.444	1.140	1.267	0.524	0.263	0.286	12.0
4	N79E/30SE	N89E/74SE	N122E/62	N262E/23	N359E/16	1.335	0.974	0.769	1.735	1.370	1.266	1.391	0.391	-0.144	0.8
5	N20E/20NW	N16E/80SE	N119E/80	N17E/2	N286E/10	1.397	0.914	0.783	1.783	1.529	1.167	3.168	0.424	-0.467	11.6
6	N168E/55SW	N111E/81SW	N127E/59	N286E/29	N21E/9	1.897	0.778	0.677	2.801	2.437	1.15	9.580	0.790	-0.729	2.7
7	N70E/52NW	N8E/90	N96E/90	N188E/0	N278E/0	1.202	0.940	0.885	1.358	1.278	1.062	4.484	0.229	-0.604	10.0
8	N26E/37NW	N29E/74SE	N130E/74	N30E/3	N299E/16	1.203	0.936	0.888	1.355	1.285	1.054	5.278	0.230	-0.652	3.3
9	N147E/55NE	N153E/36E	N70E/35	N338E/4	N243E/54	1.389	0.982	0.733	1.896	1.414	1.340	1.218	0.453	-0.084	4,8
10	N143E/48NE	N115E/74E	N35E/74	N296E/3	N205E/16	1.139	1.025	0.856	1.332	1.111	1.198	0.561	0.205	0.263	11,0
11	N130E/65SW	N118E/60SW	N259E/47	N136E/27	N28E/30	1.281	0.919	0.850	1.507	1.393	1.081	4.852	0.308	-0.618	8,0
12	N4E/48SE	N57E/34SE	N109E/28	N209E/18	N327E/56	1.261	0.961	0.825	1.528	1.311	1.165	1.885	0.304	-0.278	4.4
13	N139E/42NE	N155E/51SW	N223E/49	N326E/11	N65E/39	1.183	0.970	0.872	1.357	1.22	1.112	1.964	0.219	-0.303	2.3
14	N12E/90	N171E/82NE	N5E/59	N166E/30	N261E/8	1.172	0.970	0.880	1.332	1.207	1.103	2.010	0.206	-0.315	12.9
15	N42E/63SE	N56E/31SE	N121E/28	N217E/11	N326E/59	1.371	1.218	0.599	2.289	1.126	2.034	0.122	0.633	0.714	5.8
16	N26E/30SE	N27E/17SE	N179E/8	N87E/15	N297E/73	1.158	0.981	0.880	1.315	1.180	1.115	1.565	0.195	-0.207	17.0
17	N34E/59SE	N164E/68NE	N78E/68	N345E/1	N254E/22	1.114	1.031	0.870	1.281	1.081	1.185	0.438	0.179	0.374	5.7
18	N20E/73SE	N144E/87SW	N307E/81	N144E/9	N54E/3	1.317	0.886	0.857	1.537	1.487	1.034	14.324	0.338	-0.846	2.0
19	N48E/64SE	N140E/73SW	N265E/69	N144E/11	N50E/17	1.277	0.909	0.861	1.482	1.404	1.056	7.214	0.301	-0.724	7.0
20	N174E/57NE	N99E/66NE	N336E/63	N93E/13	N189E/24	1.175	0.999	0.852	1.379	1.176	1.173	1.017	0.227	-0.009	14.6
21	N82E/41NW	N43E/82NW	N270E/80	N42E/7	N133E/8	1.559	0.893	0.718	2.172	1.746	1.244	3.057	0.566	-0.437	0.4
22	N18E/24SE	N39E/74SE	N45E/19	N182E/64	N309E/16	1.137	1.091	0.806	1.41	1.042	1.353	0.119	0.265	0.759	10.6
23	N26E/28SE	N59E/31SE	N123E/28	N219E/12	N329E/59	1.099	1.001	0.909	1.210	1.098	1.102	0.961	0.135	0.022	6.2
24	N25E/44SE	N9E/59SE	N21E/19	N138E/52	N279E/31	1.162	1.129	0.762	1.526	1.029	1.482	0.060	0.334	0.863	12.9
25	N35E/47SE	N57E/27SE	N89E/15	N185E/21	N327/63	1.284	1.097	0.710	1.807	1.170	1.544	0.313	0.433	0.468	13.4

[1] Immersion trend / Plunge

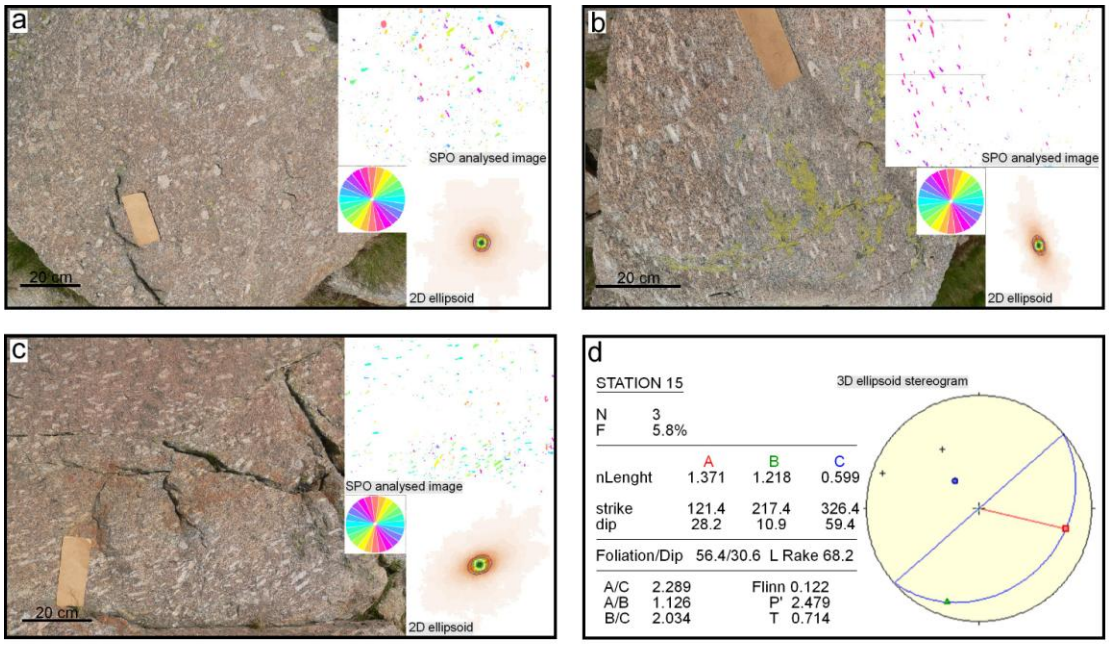


Fig. 5.4 Results of the SPO determination at one selected station. The fabric defined by the Kfs megacrysts has been analysed at three differently oriented surfaces (a, b, c) with the SPO 2003 software (Launeau and Robin, 2005). The orientation and shape of the 3D fabric ellipsoid (d) has been obtained according to the program Ellipsoid 2003 (Launeau and Robin, 2005).

determined at 25 stations (Fig. 5.3) using the software SPO and Ellipsoid (2003) of Launeau and coworkers (Robin, 2002; Launeau and Robin, 2005). Three perpendicular field sections have been analysed at each station. High-resolution digital images were taken at the studied sections and edited with Photoshop® and ImageJ editor software to extract megacrysts from the matrix, reduce image noise and to get a grey scale image file. These final images have then been analysed to obtain the shape ratio and long axis orientation of the sectional fabric ellipses (Fig. 5.4a, b and c). With this information the three dimensional ellipsoid data has been determined for each station. This includes the orientation and normalised length of each principal axis (Fig. 5.4d). Table 5.1 contains the ellipsoid data of the studied stations. The ellipsoid axes are represented in Fig. 5.5c.

The orientation of *XY* planes (or *Z* axes) from calculated fabric ellipsoids and that of *in situ* measured foliations are similar (compare Fig. 5.3 and Fig. 5.5a, b, c), with differences in azimuth smaller than 20º at any given measurement site, and almost identical dips. Larger deviations have been observed in stations 16 to 20, characterised by the presence of abundant xenolite and schollen bands or corridors. Confidence levels are between 0.5 and 17 %.

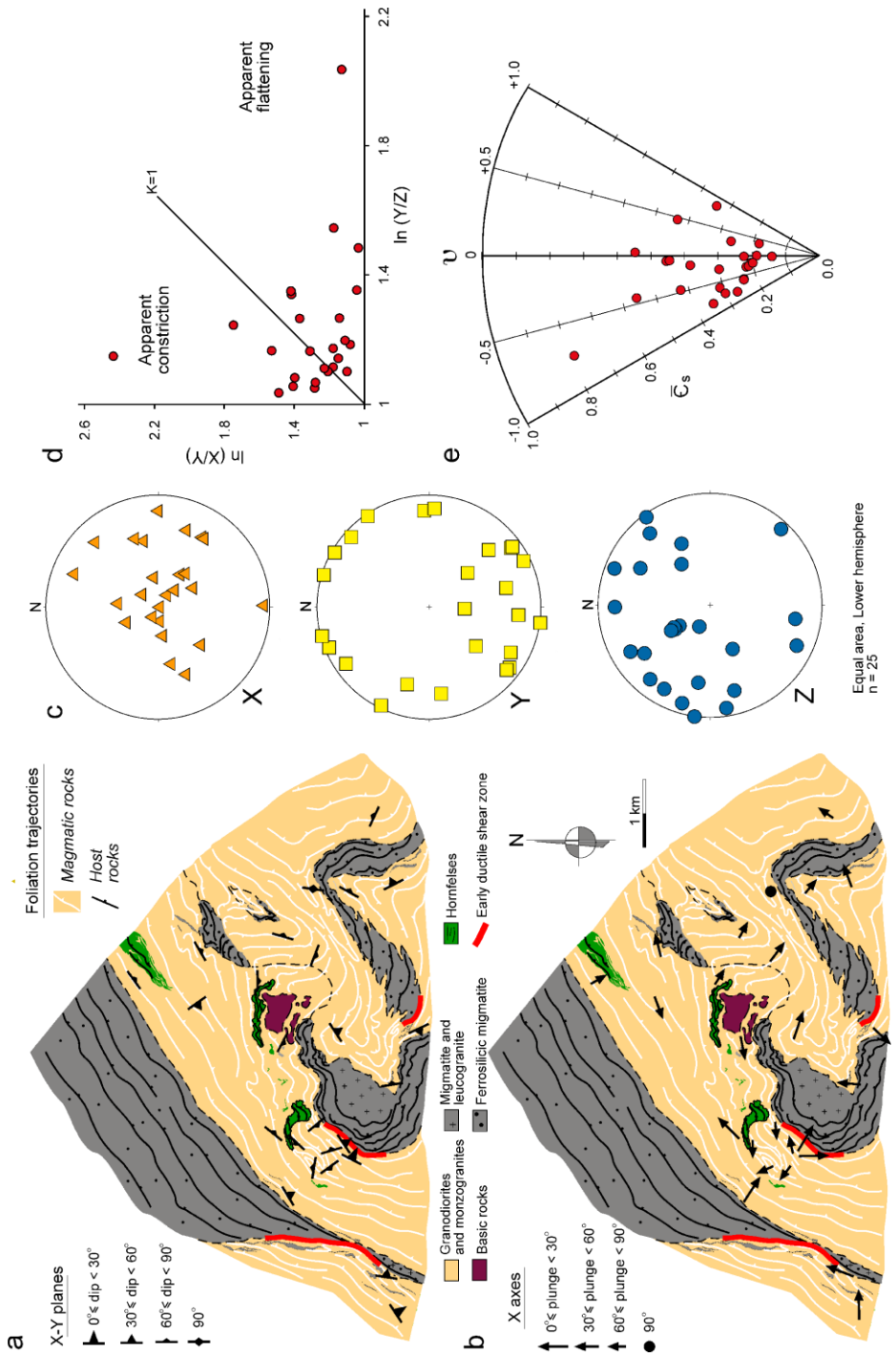


Fig. 5.5 Results of the SPO fabric measurement at the 25 selected sites. Plot of the orientation of the *XY* planes (a) and *X* axes (b) on a geological sketch of the studied area. (c) Spherical projection of the orientation of the *X* (left), *Y* (centre) and *Z* (right) axes of the SPO ellipsoid. (d) Logarithmic Flinn (1962) diagram showing the shape of the measured SPO ellipsoids (Table 5.1). (e) Hossack (1968) diagram plotting the Lode (1926, υ) and Nadai (1963,ε_s) parameters (Table 5.1).

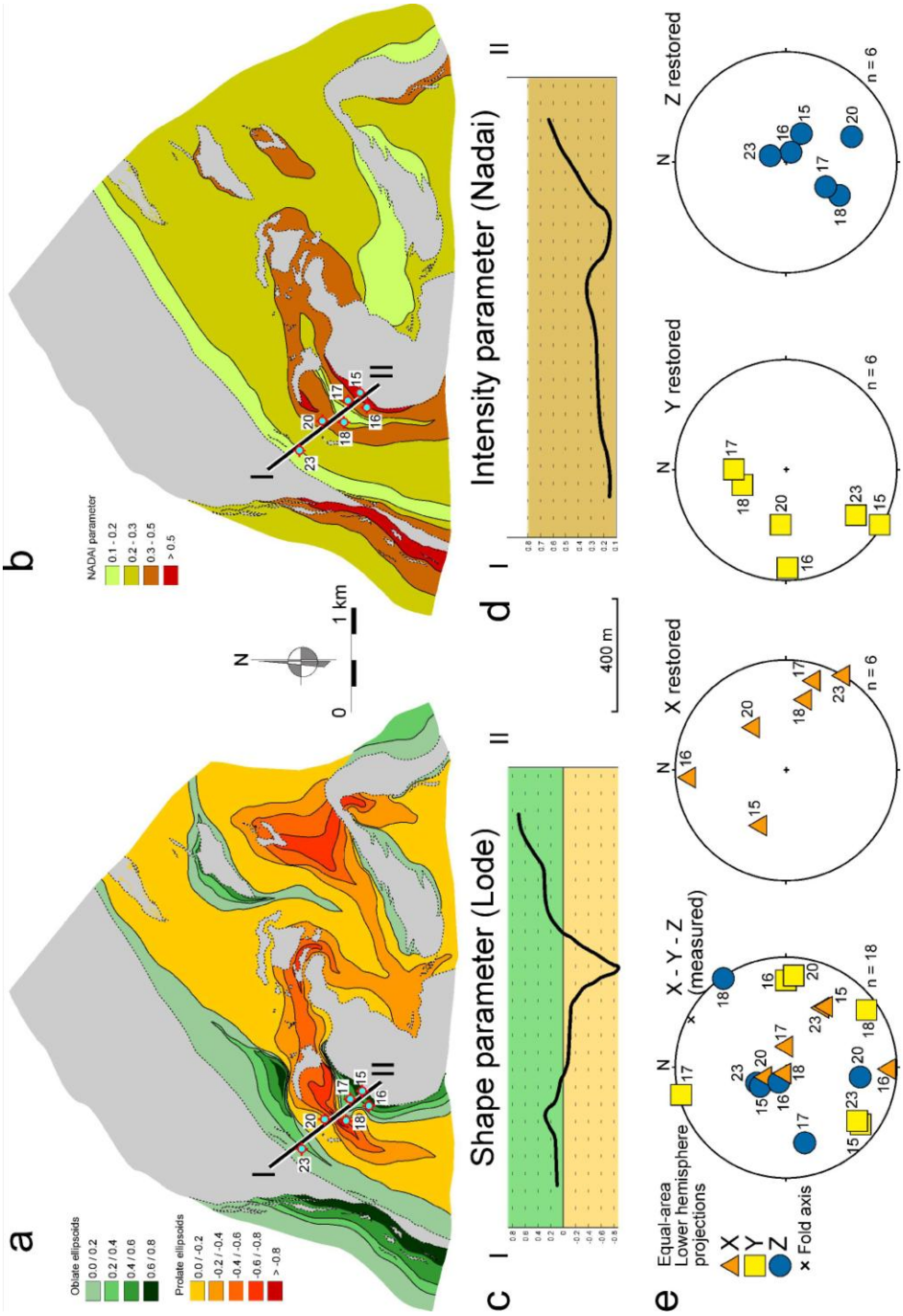


Fig. 5.6 Spatial distribution of (a) the shape (Lode's parameter) and (b) intensity (Nadai's parameter) of the SPO fabric ellipsoid of Kfs megacrysts. (c) and (d) show the variation across cross section I-II (see Fig. 1c) of the Lode's and Nadai's parameters, respectively. (e) Projection of the *X*, *Y* and *Z* principal axes of the SPO fabric ellipsoids found at 6 measurement places (15, 16, 17, 18, 20, 23, see Table 1) near cross section I-II. Left diagram: Present-day attitude of the principal axes. Rest of diagrams: Restored orientation of the *X*, *Y* and *Z* axes after eliminating the late folding episode giving place to a tabular, sub-horizontal granitoid body. The primitive coincides with the boundaries of the granitoid body at the diagrams with the restored position of the principal axes of the SPO ellipsoid.

The highest absolute values of the Lode's shape parameter (υ, Lode, 1926) coincide with the highest Nadai's intensities ($\bar{\varepsilon}_S$, Nadai, 1963) for both prolate and oblate ellipsoids (Figs. 5.5e and 5.6), whereas most ellipsoids with shape values close to K=1 (υ ≈0) show low intensities ($\bar{\varepsilon}_S \leq 0.2$). Similar relations can be observed in the Flinn diagram (Fig. 5.5d). Isocontour maps of υ and $\bar{\varepsilon}_S$ (Fig. 5.6a, b) reveal that oblate ellipsoids are found near granitoids contacts, the closer to metasedimentary bodies the higher positive values of shape parameter. Instead, prolate ellipsoids are found at the internal zones of the large granitoid bodies. Intensity values are higher at the roof of the tabular granitoid layers. Some of the high intensity values of prolate ellipsoids coincide with late NNW-SSE ductile-brittle shear zones. These values might reflect this late deformation event, so these stations have not been considered in the isocontour maps. These features are well illustrated in a NW-SE trending cross section (Fig. 5.6c, d). The post-emplacement deformation, mainly NNE-SSW folds, has been eliminated at the six stations located near the cross section, to evaluate the original orientation of the ellipsoid axes inside the tabular, sub-horizontal granitoid body of Las Pozas. The restoration only considers the rotations necessary to unfold the magmatic foliation assuming that no strain affected the limbs and hinge zones of the folds. This assumption seems adequate as a first approach, because no systematic variation of the SPO fabric has been found associated with the geometric elements of the mapped folds (compare Figs. 5.3 and 5.6a, b). Figure 5.6e shows the attitude of the principal axes of the SPO ellipsoid before (left stereogram) and after (X, Y and Z restored stereograms) this restoring process. The X and Y axes are located along major circles in their supposedly old attitude, whereas the restored Z axes are nearly vertical.

5. The sheared top of the Las Pozas Crd-monzogranite

The top of the Las Pozas monzogranite in contact with its migmatitic host rock is affected by a sub-parallel shear zone around 15 m thick (Figs. 5.1 and 5.2d). The most important feature of this shear zone is that it records a continuous transition from magmatic to solid-state flow, as shown below. Therefore, a detailed description of this shear zone is relevant to understand the mechanisms that operated in the Gredos massif

to generate the observed magmatic fabrics. A similar shear zone can be observed at the top of the Circo and Barbellido Bt-granodiorites.

5.1. Structure

The shear zone is characterised by the presence of alternating bands composed of Crd-monzogranite and migmatite (melanosome with Qtz resisters, restites with Bt+Crd+Sil±And, and Crd-bearing nebulites). These bands, 5-30 cm thick (Fig. 5.2d), are arranged parallel to the boundaries of the shear zone. The average orientation of the shear zone is N45ºE, dipping around 60ºSE (Fig. 5.1). The foliation observed inside the bands, parallel to their borders, is marked by a strong preferred orientation of the long axes of the Kfs megacrysts in the Crd-monzogranite, and by the planar arrangement of leucosome, mesosome and melanosome layers in the migmatites. The lineation defined by the preferred orientation of the Kfs megacrysts is sub-horizontal. The banding is believed to have generated by successive intrusion of sill-like bodies of granitoid magma inside the migmatitic host rocks, at the boundary of the main magma batch of Las Pozas, and contemporary stretching of the alternating bodies (magma and host-rock septa) along the shear zone (Díaz Alvarado et al., 2006, 2007).

The available field kinematic criteria are best seen at surfaces normal to the foliation and parallel to the lineation. These shear sense indicators are defined by the systems composed of restite blocks or mafic enclaves asymmetrically embraced by the foliation, yielding geometries akin to those of the σ-type and δ-type mantled porphyroclasts (Passchier and Trouw, 1996). Accordingly, it is deduced a predominantly right-handed, strike-slip shear sense for the present-day attitude of the shear zone. The study of thin sections has revealed that most of the deformation took place in magmatic state, due to the absence of microstructures indicating plastic deformation in the minerals constituting the Crd-monzogranite. However, some evidences of solid-state deformation can be observed at the base of the shear zone, where Crd-monzogranite bands show stretched Qtz grains defining a foliation oblique to the borders of the bands. This obliquity is compatible with the right-handed sense of shear mentioned above, which

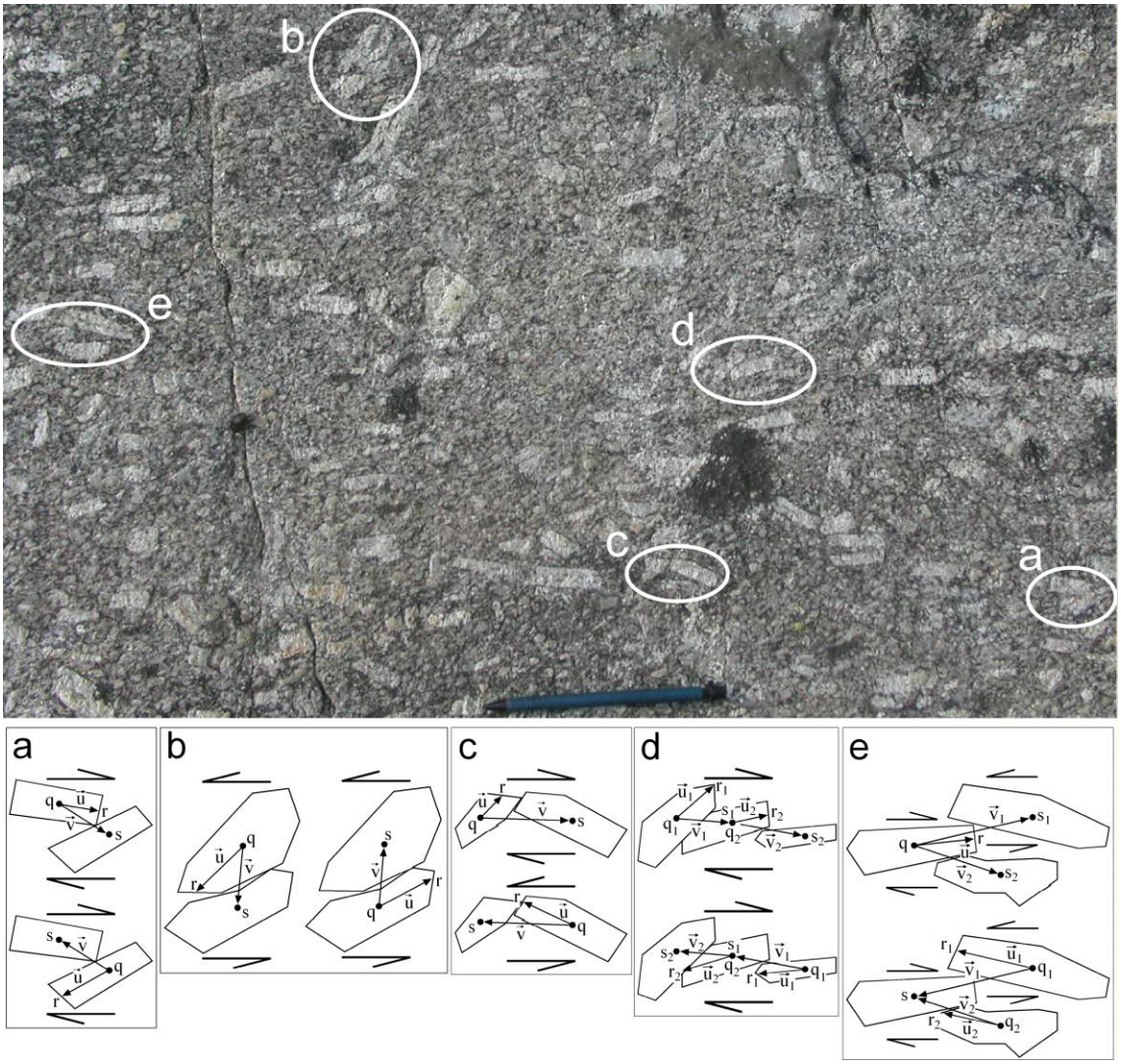


Fig. 5.7 Field examples illustrating determination of the sense of rotation from interacting groups of Kfs megacrysts (see the main text for details). (a) Dextral pair. (b) Sinistral pair (note how it is antithetically oriented). (c) Inconsistent pair. (d) Unambiguous dextral group. (e) Ambiguous group. From these, only groups (a), (b) and (d) should be computed to deduce the sense of shear and kinematic vorticity.

suggests that the activity of this shear zone continued after the complete crystallisation of the Crd-monzogranite.

Two distinct techniques have been used here to quantitatively characterise the kinematics of this shear zone: First, the interaction between Kfs megacrysts, which is commonly observed at the Crd-monzogranite bands. And secondly, the determination of the Qtz LPO acquired at the migmatitic bands. The later deformation phases (folds due to later stages of D3 and younger phases) passively rotated the structures resulting from this shear zone.

5.2. Interaction between Kfs megacrysts

5.2.1. Methodology

Magmatic tiling is defined as the interaction between early-formed crystals, oriented mutually sub-parallel, that translate and rotate within a viscous melt due to magmatic flow and/or deformation (e.g., Mulchrone et al., 2005 and references therein). As a result, it is commonly accepted that tiling can be used as a kinematic criterion to deduce the sense of shear of magmatic flow or deformation imposed on magmatic media (e.g., Blumenfeld and Bouchez, 1988). However, there is still a relative large proportion of tiling particles that show opposing sense of shear relative to the overall flow, which led different authors to consider magmatic tiling as a low reliable sense of shear criterion (e.g., Passchier and Trouw, 1996). To avoid this problem, Mulchrone et al. (2005) suggest analysing a minimum of 50 tiling megacrysts would generate consistent sense of shear results. In addition to sense of shear calculations, it has been recently proposed (Mulchrone et al., 2005) that magmatic tiling can be used also as a kinematic vorticity gauge, although a minimum of 200 tiling megacrysts should be analysed to produce reliable results.

Most models on magmatic tiling simulate rotation of megacrysts using equations developed by Jeffery (1922) and Ghosh and Ramberg (1976), according to which, the rotation rate ($\dot{\phi}$) of a rigid ellipse major axis depends on the original axis orientation (*Ø*), shear strain rate ($\dot{\gamma}$) and ellipse axial ratio (*R*). Therefore, assuming steady-state flow and constant axial ratio, only those particles that are initially parallel can finally interact as magmatic tiling *s.s.* (i.e., mutually parallel tiled pairs). Therefore, considering a randomly oriented initial fabric, few tiled pairs would be produced in a sample. A corollary of this statement is that most interactions between rotating megacrysts within the magma would be non-parallel (Fig. 5.7). However, general megacryst interactions (not necessarily tiled pairs) could be also used as sense of shear criterion and vorticity gauges.

In this work, the mathematical determination of sense of tiling (in two dimensions) proposed by Mulchrone et al. (2005) is used to determine sense of interaction. The procedure is the following (Fig. 5.7): (1) Determine the centre point of

the interacting megacrysts (*q* and *s*); (2) construct a vector $\vec{u}$ between *q* and *s*; (3) construct a vector $\vec{v}$ between *q* and the central point (*r*) of the short side of the particle, considering that $\vec{u}$ and $\vec{v}$ define an acute angle; (4) the sense of interaction (*SI*) is finally given by the third component of the cross product,

$$SI = \frac{\vec{u} \times \vec{v}}{\left|\vec{u} \times \vec{v}\right|},$$

for which +1 and -1 indicate dextral and sinistral sense of interaction, respectively. This sense of interaction can be also deduced, graphically, by the rotation sense of $\vec{u}$ towards $\vec{v}$. A clockwise rotation indicates dextral sense and *vice versa*. It is remarkable that, whereas in magmatic tiling, the deduced sense of a given tiled pair is the same, irrespective of the particle where the origin of $\vec{u}$ and $\vec{v}$ is located (Mulchrone et al., 2005), this is not always the case when general interacting pairs are considered. Depending on the relative position of the interacting megacryst and the major axis orientation of both particles, the deduced senses of interaction using each particle as a reference can be mutually consistent (i.e., both dextral or both sinistral, Fig. 5.7a, b) or inconsistent (i.e., one dextral and the other sinistral, Fig. 5.7c). In this work, only mutually consistent interactions have been considered as reliable kinematic indicators. Furthermore, in real magmatic rocks, interactions between more than two particles (interacting groups) are common (Fig. 5.7d, e). When this has been the case in the studied sample, each interacting pair has been analysed separately and only unambiguous sense of interaction have been computed for the entire group. Groups with unambiguous senses have been considered when at least 75% of interacting pairs within the group show mutually consistent senses (Fig. 5.7d). Otherwise, the interacting group has been dismissed to determine sense of rotation (Fig. 5.7e).

5.2.2. Results

The analysed sample is located at the shear zone that affects the top of the Las Pozas Crd-monzogranite, as indicated before. The section is approximately orthogonal to the foliation defined by the megacrysts and parallel to the lineation marked by their preferred alignment (Fig. 5.7). All interaction groups identified in the sample (501) have been analysed. 138 groups produced ambiguous sense of interaction, because of mutually inconsistent senses within pairs and/or because distinct senses of interaction deduced from pairs of the same group. This gives a total number of 363 consistent senses of interaction. From these, 213 (59%) were dextral and 150 (41%) were sinistral (Table 5.2). Considering the most common sense in the studied sample, the lower and upper limits for the proportion of dextral interaction senses (M_L and M_U) are given by (Fleiss, 1981; Mulchrone et al., 2005):

$$M_{L/U} = \frac{(2nM + z^2 - 1) \pm \sqrt{z^2 - (2 + 1/n) + 4M[n(1-M)+1]}}{2(n + z^2)},$$

where M is the proportion of dextral senses (59%), n is the total sample size (363 in this case, excluding the 138 ambiguous groups) and z equals to 1.96, giving the 95% confidence interval for M. M_L is obtained using the negative sign before the root, whereas M_U is obtained using the positive sign. The results are shown in Table 5.2. The confidence interval (M_U-M_L) in the studied sample is 0.1, which is within the range of acceptable values proposed by Mulchrone et al. (2005) to obtain reliable kinematic vorticity estimations.

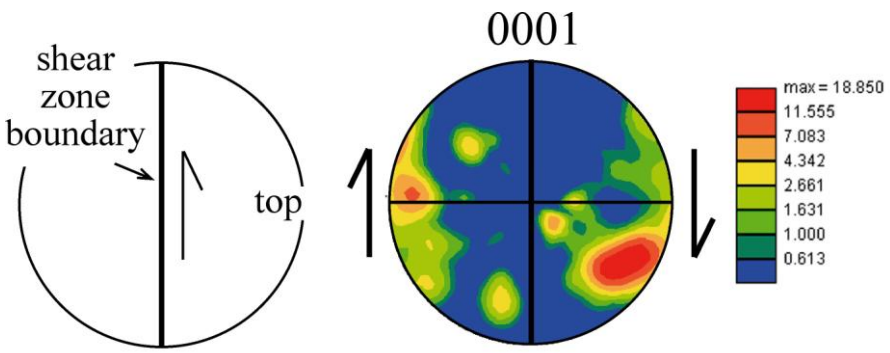


Fig. 5.8 Quartz c-axis fabrics measured by SEM-EBSD at the early shear zone affecting the top of the Las Pozas Crd-monzogranite body. The LPO fabric has been determined in a sample taken from a Qtz-rich level inside a migmatite band of the shear zone located at the top of Las Pozas Crd-monzogranite.

5.3. Quartz lattice preferred orientation

The sample used to analyse the quartz lattice preferred orientation is a quartzite layer within the stromatic migmatites affected by the shear zone. Quartz grain size is highly variable, ranging from 1-20 mm in diameter. Different microstructures include undulose and chess-board extinction, lobulated and serrated grain boundaries, "island grains", subgrain boundaries and polygonal aggregates, suggesting grain boundary migration and subgrain rotation dynamic recrystallization as the main deformation mechanisms (Díaz-Alvarado et al., 2007 and references therein).

Quartz lattice preferred orientation was determined via electron backscattered diffraction (EBSD) in a Philips XL-30 scanning electron microscope (SEM) at the Seville University. Operating conditions were: 20 kV accelerating voltage, a working distance of 10 mm with the sample tilted at 75º. Samples were prepared via mechanical and chemical polishing, followed by thin carbon coating. EBSD patterns were indexed and processed to obtain pole figures by software OIM-analysis v.3.5 of TSL. The measured quartz c-axis fabric (Fig. 5.8) show a prominent maximum located 30º away, in a clockwise sense, from the pole of the shear zone boundary and the migmatitic layering. There is a secondary maximum close to the *Y*-direction.

6. Discussion

6.1. Kinematic interpretation of the emplacement and shearing of the studied granitoids

The emplacement of the large volumes of granitoid magmas of Circo, Las Pozas and Barbellido as a sort of huge sills is partly recorded in the magmatic and solid-state fabrics described in this work. The interpretation of this history is analysed here considering first the information extracted from the Kfs SPO fabrics, then the kinematic data provided by the Kfs interaction structures and, finally the characteristics of the quartz LPO fabrics measured at the shear zone that outlines the top of the Las Pozas body. This section concludes with a discussion of the implications of this information on the analysis of the mechanisms and kinematics of intruding granitic magmas at the Central System batholith.

6.1.1. SPO

Kfs SPO fabrics of the Gredos massif are potentially a powerful tool to cast some light on emplacement mechanisms and coeval regional tectonics. This work offers a new perspective to evaluate the shape, orientation and intensity of the SPO fabric in terms of the interplay between internal (magmatic) and external (tectonic) displacements (in the sense of Mulchrone et al., 2005). Kratinová et al. (2010) argued that the feldspar fabrics reflect the heterogeneous flow of crystal-rich magma and were developed during its initial emplacement. Minimal modification of the Kfs phenocrysts fabric took place during crystallisation of matrix minerals according to Kratinová et al. (2010). It is necessary to alert that it is not easy to relate the spatial variation in the shape of the fabric ellipsoid with finite strain (Sen and Mantani, 2006). This is partly a consequence of the complex process of acquisition of SPO fabrics of rotating rigid crystals under distinct flow types (e.g., Fernandez and Fernández-Catuxo, 1997; Arbaret et al., 2000; Jiang, 2007), and partly due to the diachronous and heterogeneous evolution of magmatic fabrics during and after emplacement, cooling and even reheating of distinct

magmatic units along active tectonic structures (Zák et al., 2007, 2008; Kratinová et al., 2007).

In the Gredos massif, magmatic and solid-state foliations measured in more than 100 sites across the studied area reveal a structural continuity between the metasedimentary host and granitic bodies during, at least, the post-emplacement folding stages (Figs. 5.3, 5.5). The same can be said about the measured Kfs SPO fabrics (Fig. 5.6). Continuity between the magmatic fabrics in the granitoid bodies and the country-rock structures suggests a high degree of mechanical coupling, implying that fabric patterns were probably very influenced by regional deformation (in this case the D3 Variscan deformation phase), in agreement with the results obtained elsewhere (Paterson et al., 1998; Benn et al., 2001; Sen and Mantani, 2006; Kratinová et al., 2007). The small difference in viscosity between the migmatitic host rocks and the partly crystallised granitic bodies explains the strong tectonic signature of the magmatic fabrics (Benn et al., 2001) and the concentration of deformation along magmatic shear zones located at the margins of the tabular plutons.

Two distinct types of SPO fabrics have been observed (Figs. 5.5, 5.6): Near the contacts with the metasedimentary host rocks, fabrics indicating apparent flattening dominate; whereas the inner zone of the granite bodies are characterised by constriction SPO fabric ellipsoids. This feature can be described as a sort of SPO fabric partitioning. There is no simple, consistent relation between the fabric symmetry and the late fold stages. Thus, the data presented in this work suggest that this fabric pattern was acquired previously to the folding stages, during the syn-tectonic emplacement and deformation of the granitoid bodies. Sen and Mantani (2006) found a positive correlation between the intensity of magmatic SPO in granites and the proximity to a large-scale shear zone. In the Gredos massif, extensional shear zones operated during the initial episodes of the D3 phase. Syn-tectonic intrusion of the granitic magmas of the Central System batholith along crustal-scale shear zones was first proposed by Doblas (1991). Schulmann et al. (1997) described a very similar pattern measured along *ca.* 1 km of a borehole drilled across a porphyritic granite. Schulmann et al. (1997) compared their results with the predictions of a numerical model simulating combined simple shearing and distinct coaxial components, suggesting that their oblate fabric ellipsoids observed at the top and bottom of the profile responded to a predominant non-coaxial vertical flattening, while the central part of the pluton with prolate fabrics exhibited

either a lower amount of total flow or a distinct flow regime with combination of pure and simple shear. The second explanation requires the presence of mechanical incompatibilities separating laminae with contrasted flow types. The example studied here shows a two-dimensional rather than one-dimensional picture. It is tempting to interpret the observed fabric pattern as a result of distinct flow regimes. However, we have not been found evidences of structures accommodating the mechanical instabilities mentioned above. Also, apart from some very intense fabrics that are in the flattening field, there is no simple correlation between fabric intensity and symmetry (Fig. 5.5d, e). Therefore, it is not straightforward to explain the observed fabric pattern as different stages of fabric development under a constant flow regime.

The internal, magmatic flow, can generate linear prolate fabrics due to convergent flow (e.g., where magma is transported from a wide region into a narrower one), while the contrary occurs (flattening fabrics) under divergent flow (Paterson et al., 1998). Progressive non coaxial flow can be a consequence of drag along a boundary surface. On the other side, external, tectonic displacements can combine simple shearing and coaxial flow components. The shape and orientation of the principal axes of the SPO fabric ellipsoid can show a noticeable complexity only as a result of the spatial and temporal relative variation of the external and internal flow components. Therefore, the hypothesis preferred in this work is that of a multiple fabric recording superposition of magmatic –internal and tectonic –external- flows. The fabric generated by local or chamber-wide flow would have overcome the regional, tectonic displacements at the centre of the tabular intrusions, while the latter would have predominated at the boundaries of the magmatic bodies, along the contact with their migmatitic host rocks, particularly during the last stages of crystallization. Similar evolutions have been described by Zák et al. (2007). After passive rotation of the fold limbs, the *Z* axis of the fabric ellipsoid is almost vertical for the samples located at the limit of the Las Pozas monzogranite body, with almost oblate shape and a high value of the intensity parameter (points 15 and 16, Fig. 5.6c), while the *XY* plane is sub-horizontal or slightly NNW dipping. Besides, the *X* axis is moderately plunging to the E and NE for the constriction ellipsoids located at the centre of the same body (Fig. 5.5 b and points 18 and 20, Fig. 5.6c). The constrictional fabric at the centre of the granitic bodies can be due to divergent magma flow, which is in accordance with the relatively high angle (30º-50º) between the *X* axis and the boundary of the Las Pozas body at the restored

cross-section (Fig. 5.6c). However, other possibilities cannot be discarded, like a sort of E-NE plunging squeezed magma flow due to shortening of the short boundaries of parallelepipedic and laterally constrained magma chambers. Only a three-dimensional study, unfeasible nowadays, could help to solve this uncertainty. Besides, the SPO fabrics near the boundaries of the magma bodies can be better understood. It can be proposed that these SPO fabrics are due to the activity of a bulk vertical flattening, probably related to the widespread extensional regime, simultaneous to a simple-shearing component of both internal and external origins. Concerning the relative importance of these three components (vertical flattening, external and internal simple shearing), additional data come from the study of the shear zone at the top of the Las Pozas body. These data will be discussed latter in this section, before to advance a qualitative model of emplacement and deformation of the studied granitic bodies.

6.1.2. Interaction between Kfs megacrysts

The results of senses of orientation obtained from interacting groups analysed in the shear zone affecting the top of the Las Pozas Crd-monzogranite are given in section 5.2.2 and Table 5.2. Taking into account that the number of analysed groups is larger than 200 (n=363) and the resulting confidence interval between the lower and upper limits for dextral interactions is low (M_U-M_L=0.1), these interactions could be used to (1) deduce the sense of shear of the Las Pozas shear zone and (2) estimate the kinematic vorticity number of the flow that operated within it. The deduced sense of shear is obviously dextral, as 59% of interacting groups that show an unambiguous sense are dextral.

To estimate the kinematic vorticity from the senses of interaction, the obtained results have been compared with the mathematical simulation carried out by Mulchrone et al. (2005). To do so, not only the proportion of dextral interactions is needed, but also the average aspect ratio of the rotating megacryst (R) and the spacing (p) among them have to be taken into account. Mulchrone et al. (2005) proposed a function that relates crystal fraction (f_c), average aspect ratio of particles and spacing, which could be expressed as:

$$p = \sqrt{\frac{2000000}{\sqrt{3} f_c R}}.$$

In the studied sample, the crystal fraction, given as the proportion of the area occupied by the entire megacrysts population to the total sampled area, is ~15% (which is within the range of the estimated fraction of Kfs megacrysts across the studied area, i.e., around 10-25%), and the average aspect ratio of megacryst is R≈2. With these parameters, the resulting spacing is ~200. Therefore, the analysed magma was far below the rheological critical melt percentage (Arzi, 1978) and thus, rigid body rotation of megacrysts included in a viscous magma with Newtonian behaviour can be assumed in this case (e.g., Vigneresse et al., 1996).

n	Dextral (M)	Sinistral	M_L	M_U	M_U-M_L	W_{kL}	W_k	W_{kU}
363	0.59	0.41	0.53	0.63	0.1	0.81	0.85	1.03

Table 5.2 Results of the analysis of sense of rotation deduced from the interacting groups of the shear zone affecting the top of the Las Pozas Crd-monzogranite body.

The obtained results are compared (Fig. 5.9) with theoretical predictions of tiling with a spacing of 200 and an average aspect ratio of 3 (Mulchrone et al., 2005). In spite that the aspect ratio used to produce theoretical results (R=3) differs from that of the studied megacrysts (R=2), Mulchrone et al. (2005) pointed out that such differences do not affect significantly the outcome and thus, both results would be comparable in this case. From Figure 5.9, the lower limit of dextral interactions (M_L=0.53) would correspond to a kinematic vorticity of W_k=0.81, whilst the upper limit (M_U=0.63) would match with a kinematic vorticity of W_k=1.03. Theoretical results indicate that super-simple shearing produces relatively high proportions of end-on-end tiling (Mulchrone et al., 2005), which are not observed in the studied sample. Therefore, kinematic vorticity values larger than 1.0 are not likely in this case. The central value (M=0.59) gives a kinematic vorticity of W_k=0.85 (Table 5.2). Therefore, the analysis of interacting megacrysts in the granite affected by the Las Pozas shear zone suggests this shear zone was dominated by a simple-shearing component with dextral sense of movement, probably accompanied by a minor coaxial component yielding a kinematic vorticity of around 0.85.

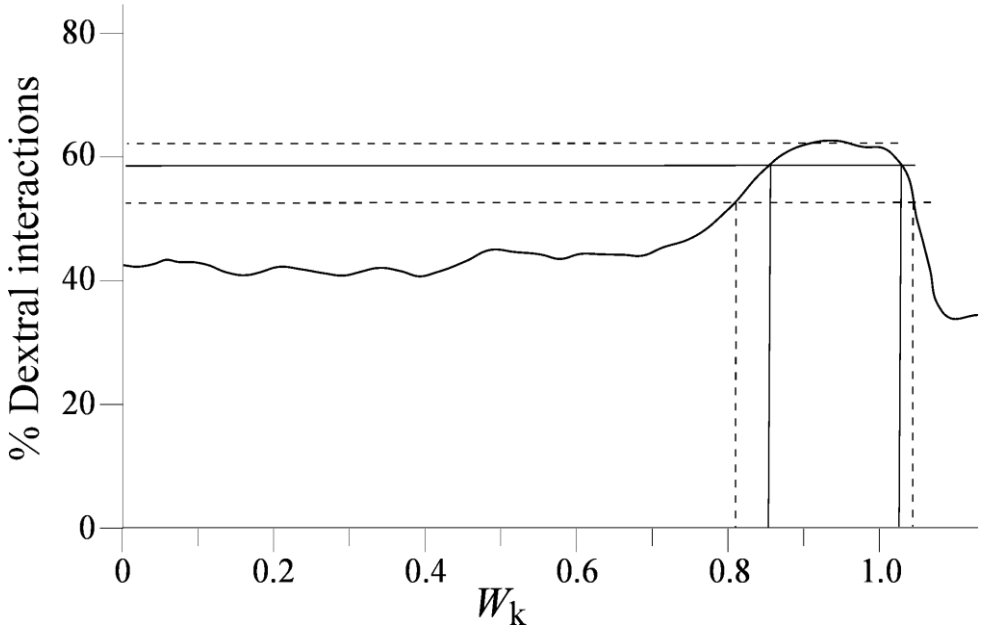


Fig. 5.9 Relation between proportion of interactions with dextral sense and kinematic vorticity W_k (thin solid line). The thick line corresponds to the proportion of dextral tiling pairs mathematically reproduced with aspect ratio R=3 and spacing p=200 (from Fig. 14c of Mulchrone et al., 2005). Dashed lines represent lower and upper limits for dextral interactions (confidence interval) and their respective W_k values (see also Table 2).

6.1.3. Quartz lattice preferred orientation

The shape of the observed quartz c-axis fabric (Fig. 5.8) suggests a rotational component with a dextral sense of shear. The absence of asymmetric crossed girdles can be attributed to dynamic recrystallisation (Jessell, 1988) and/or to the contribution of a non-rotational component during deformation (Lister and Hobbs, 1980; Schmid and Casey, 1986), which would correspond, in this case, to flattening with the shortening direction orthogonal to the migmatitic layering (Díaz-Alvarado et al., 2007).

6.1.4. Implications for the analysis of emplacement mechanisms

The characteristics of the SPO fabric at the boundaries of the granitic bodies are consistent with the information gathered from the study of interaction of Kfs megacrysts and the measured quartz c-axis fabric. SPO ellipsoids are in the apparent flattening field (Fig. 5.5), the fabric intensity increasing towards the top contact, but decreasing towards the bottom (Fig. 5.6b, d). The estimated average kinematic vorticity of around 0.85

points to a simple-shearing dominated general flow. Flattening and even oblate ellipsoids are expected under this value of kinematic vorticity after moderate to intense finite strains (e.g., Fernández and Díaz-Azpiroz, 2009). Recall that *a priori* there is no simple relation between Kfs SPO fabric and finite strain; although a general consistency has been obtained in this work. The features of the crystallographic fabrics acquired by the quartz in the migmatitic layers of the studied shear zone are in agreement with the magmatic structures, suggesting a vertical flattening combined with a dextral simple-shear component. Taking into account that the intrusion took place profiting large-scale D3 shear zones (external simple-shearing component), unfolding of these structures reveals a predominant top-to-the-SW displacement. Flow gradients due to drag inside the intruding magma generated simple shearing with opposite sense at the top and bottom of each magma batch (internal simple-shearing component). The tectonic (external) simple-shearing component added to the internal flow near one of the tabular pluton walls, reinforcing there the magmatic fabrics, while the contrary is true for the other pluton wall (Fig. 5.10). This model can explain the asymmetric distribution of the Nadai's parameter observed at Fig. 5.6b. For this model to systematically produce more intense fabrics at the top of the granitic bodies it is necessary that the intrusion direction were from SW to NE, i.e., opposite to the displacement of the hanging-wall of the extensional shear zones (Figs. 5.10 and 5.11). Vertical shortening is supposed to be combined with the simple-shearing components to give the bulk flow with a vorticity of around 0.85. Crystallisation coeval to emplacement led to the preferred localisation of deformation at the addition boundary of the pluton, where a discrete ductile shear zone started to affect the nearly or completely crystallised granitoid. At the central region of the magmatic bodies deformation related to magma flow would have swamped this regional strain, although the details of this process are poorly understood.

This model of syn-tectonic emplacement and deformation of granitoid magmas at the Gredos massif can be used to clarify some points about the late episodes of structural evolution of this part of the Variscan Belt, as will be shown below.

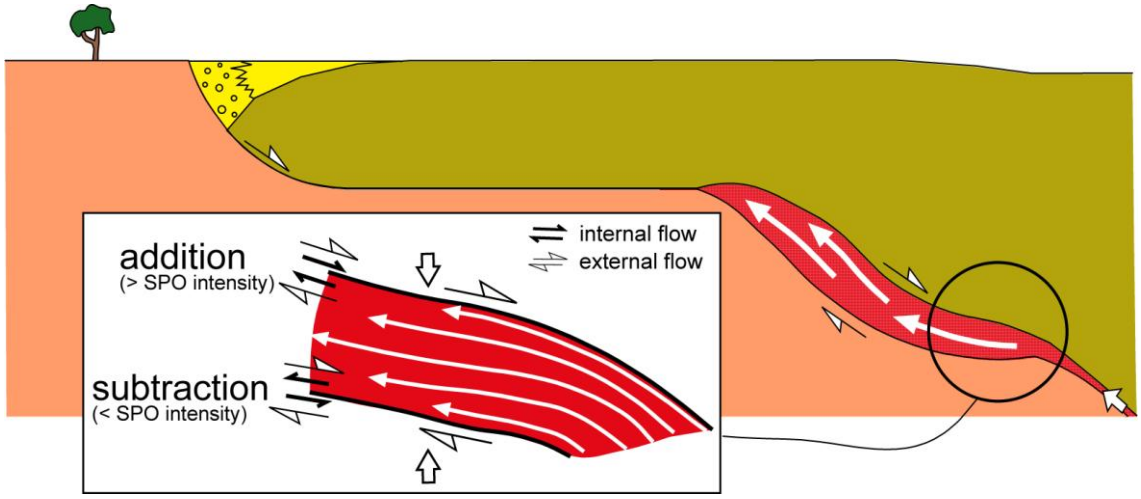


Fig. 5.10 Conceptual model of emplacement of magma batches at extensional detachments. See text for details.

6.2. Structural evolution

The emplacement of the granodiorites and monzogranites of the Gredos massif occurred at shallow depths (ca. 400 MPa; Pereira, 1993; Pereira and Bea, 1994; Castiñeiras et al., 2008), mostly contemporary to a regional tectonic event, the Variscan D3 deformation phase (Fig. 5.11), as will be shown later in this section. At the intrusion level, the granitoid magma became variably contaminated with the host rocks (Díaz-Alvarado et al., 2010). In the studied area, the successive magma batches intruded sequentially along a rather prolonged time period spanning near 10 Ma, from 312 to 303 Ma (Díaz-Alvarado et al., 2011b). Previously, at 320 Ma low-grade metamorphic rocks became tectonically juxtaposed to high-grade domains after the activity of the D2 extensional detachments (Fig. 5.11a). The high-grade domains became partially molten during D1+D2 to generate a mid-crustal migmatitic belt. The structures of the D1 and D2 Variscan deformation phases have been observed crosscut by the granitoids at the northern boundary of the Central System batholith (e.g., Fernández and Castro, 1999), implying that the emplacement of the granodiorite bodies and the folding stages described here are later than the D2 phase. This agrees with the previously cited geochronological data. This stage was followed by a period (≈320-300 Ma) of highly heterogeneous and complex deformation (e.g., Martínez Catalán et al., 2009), which

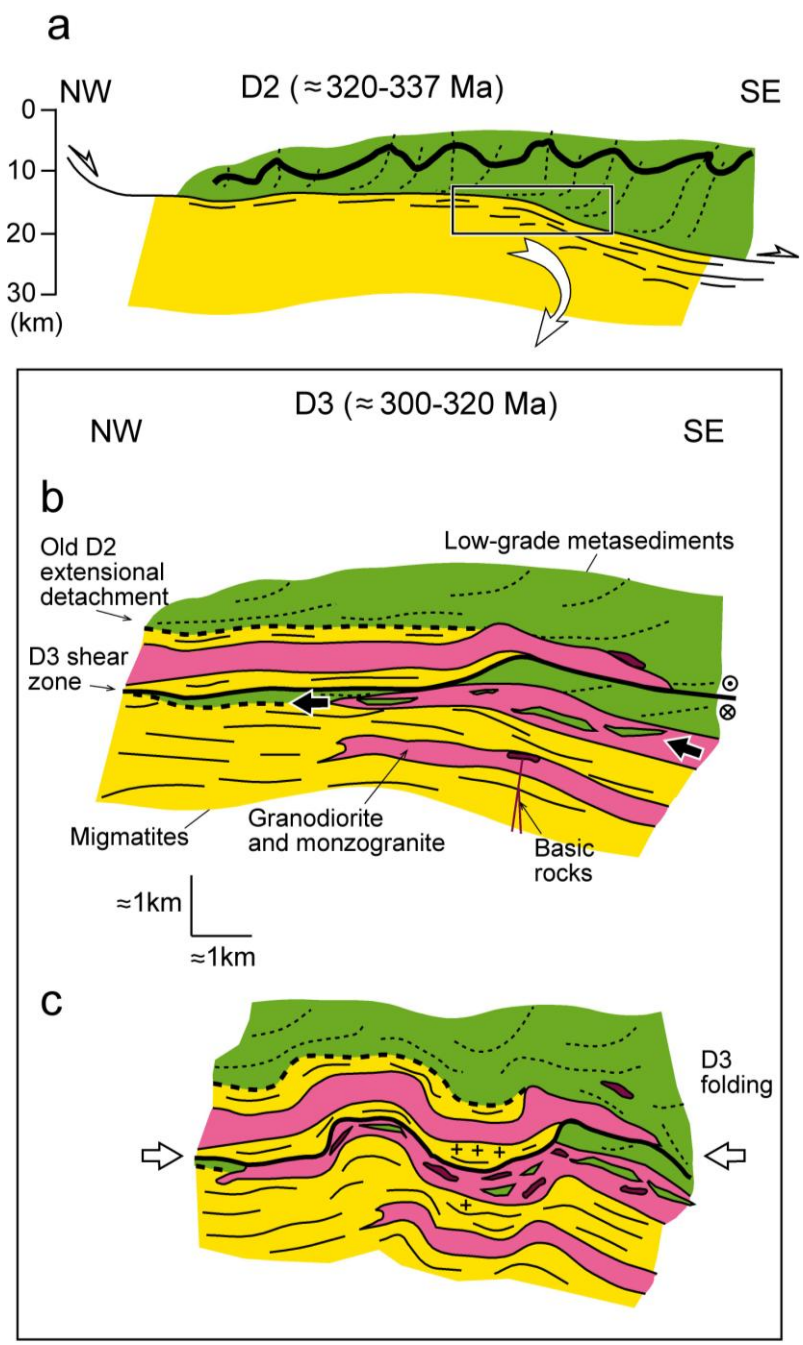


Fig. 5.11 Evolution model of the Spanish Central batholith in the frame of the last stages of ductile Variscan deformation of the Central Iberian Zone. (a) Schematic cross section of the central part of the Spanish Central System during the activity of the extensional detachments characteristic of the Variscan second deformation phase (D2). Low-grade metamorphic rocks (green) were tectonically juxtaposed to high-grade domains (yellow), which became partially molten to generate a mid-crustal migmatitic belt. The rectangle indicates the approximate location of the area enlarged in (b) and (c). (b) Starting of the Variscan deformation phase D3, characterized by the activity of ductile extensional structures and sequential emplacement of granitoid batches. (c) Finally, the last deformation associated with this period gave place to two generations of upright folds and ductile-brittle, sub-vertical, discrete shear zones that deformed the entire system.

corresponds to the D3 deformation phase, starting with renewed extension, inception of metamorphic domes and sequential granitoid emplacement (Fig. 5.11b), immediately followed by generation of transpressional and transtensional structures and upright folds (Fig. 5.11c) like those described in this work. Displacement along the early D3 extensional shear zones, profited by the distinct magma batches in the Gredos region, was NE-SW-directed, according to the previous discussion. The axial traces of the first-stage folds are sub-parallel to this extension direction, which can be tentatively explained as due to switching of the regional deformation axes following transition from a predominantly extensional or transtensional regime to a more transpressional setting, with NW-SE-oriented principal shortening axis. On the other side, the second-stage folds described in this work affecting the granitoids of the Gredos massif appear kinematically related to the system of NW-SE trending, ductile-brittle, sinistral shear zones, and both systems of structures are compatible with an ENE-WSW shortening episode, rotated with regard to the shortening direction of the first-stage folding. Similar complex structural evolutions have been described elsewhere for the D3 phase at the Central Iberian zone (Días et al., 1998; Escuder Viruete et al., 1994; Valle Aguado et al., 2005). In particular, the structures described in this work affecting the distinct magma batches, with switching and rotation of the principal deformation axes, can be best understood in the realm of the oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc that took place at about 295-310 Ma according to Weil et al. (2010), Gutiérrez Alonso et al. (2011), Pastor-Galán et al. (2011).

Therefore, the general structure of the Central System batholith in the studied area is that of a layered intrusive complex, with distinct magma batches successively intruding a migmatitic crust. The emplacement of these tabular magma bodies, broadly syn-tectonic with the late stages (D3) of the Variscan Orogeny, profited the main mechanical heterogeneities of country rocks, which includes crustal-scale D2 extensional detachments, which represented bands of strong mechanical weakness mainly due to the presence of migmatites at the footwall of those tectonic accidents, lithological contacts and previous foliation.

7. Conclusions

A detailed mapping and structural study of the granitoid bodies of the central region of the Gredos massif (Spanish Central System batholith) reveals that these are tabular-like bodies intruded into a predominantly migmatitic country-rock during the first stages of the D3 deformation phase of the Variscan Orogeny. The geometrical continuity and similarity between the magmatic fabrics of the granitic bodies and the structures of the host rocks suggests a high degree of mechanical coupling at the emplacement level. The magmatic intrusions profited large-scale, sub-horizontal, extensional shear zones with a predominantly top-to-the-SW displacement. Kfs SPO ellipsoids measured at the margins of the granitic bodies are in the apparent flattening field, and their short axes are oriented nearly normal to these margins. Kinematic criteria allowed estimating a kinematic vorticity number of around 0.85. Combination of vertical flattening, probably due to the extensional collapse of the crust, with tectonic simple shearing along the shear zones, and magmatic simple shear resulting from drag along the margins of the intruding magma batches, explains the fabric patterns at the margins of the studied magma bodies. Instead, Kfs SPO ellipsoids are in the constriction field at the centre of the distinct granitic septa. It is supposed that this feature is a consequence of magmatic flow overcoming the external tectonic flow, although more detailed studies are needed to constrain this hypothesis. Finally, the last stages of the Variscan D3 phase, associated with the tightening of the Ibero-Armorican Arc, repeatedly folded the previous structures, giving place to their present-day geometry.

Acknowledgments

References

Arbaret, L., Fernandez, A., Jezek, J., Ildefonse, B., Launeau, P., Diot, H., 2000. Analogue and numerical modelling of shape fabrics: Application to strain and flow

determination in magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 91, 97-109.

Arzi, A.A., 1978. Critical phenomena in the rheology or partially melted rock. Tectonophysics 44, 173-184.

Bea, F., Montero, P., Molina, J.F., 1999. Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. Journal of Geology 107, 399-419.

Bea, F., Montero, P., Zinger, T., 2004. Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$ en cristal único de circón de las rocas máficas y ultramáficas del sector de Gredos, Batolito de Ávila (Sistema Central Español). Revista de la Sociedad Geológica de España 17, 157-167.

Bea, F., Montero, P., González Lodeiro, F., Talavera, C., Molina, J.F., Scarrow, J.H., Whitehouse, M.J., Zinger, T., 2006. Zircon thermometry and U-Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo anatectic complex, Central Iberia. Journal of the Geological Society, London 163, 847-855.

Benn, K., Paterson, S.R., Lund, S.P., Pignotta, G.S., Kruse, S., 2001. Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics: Example of the Cretaceous Mt. Stuart Batholith. Physics and Chemistry of Earth (A) 26, 343-354.

Berger, A.R., Pitcher, W.S., 1970. Structures in granitic rocks: a commentary and critique on granite tectonics. Proceedings of the Geological Society, London 81, 441-461.

Blumenfeld, P., Bouchez, J.L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. Journal of Structural Geology 10, 361-372.

Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer, Dordrecht, pp. 95-112.

Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. Geology 20, 35-38.

Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), 1997. Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics.Kluwer, Dordrecht, p. 358.

Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. Earth Science Reviews 36, 83-130.

Brown, M., Solar, G.S., 1999. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. Tectonophysics 312, 1-33.

Capdevila, R., Corretgé, L.G., Floor, P., 1973. Les granitoides varisques de la Mesete Iberique. Bulletin de la Société Géologique de France 7-15, 209-228.

Caricchi, L., Burlini, L., Ulmer, P., Gerya, T., Vassalli, M., Papale, P., 2007. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics. Earth and Planetary Science Letters 264, 402-419.

Casquet, C., Montero, P., Galindo, C., Bea, F., Lozano, R., 2004. Geocronología $^{207}Pb/^{206}Pb$ en cristal único de circón y Rb-Sr del plutón de La Cabrera (Sierra del Guadarrama). Geogaceta 35, 71-74.

Castiñeiras, P., Villaseca, C., Barbero, L., Martín Romera, C., 2008. SHRIMP U-Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of central Spain: implications in the Hercynian evolution of Central Iberia. International Journal of Earth Sciences 97, 35-50.

Castro, A., 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. Geologische Rundschau 76, 101-124.

Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), 1999. Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publication 168, p. 288.

Castro, A., Corretgé, L. G., De La Rosa, J., Enrique, P., Martínez, F.J., Pascual, E., Lago, M., Arranz, E., Galé, C., Fernández, C., Donaire, T., López, S., 2002. Paleozoic Magmatism. In: Gibbons, W., Moreno, M. T. (Eds.), The Geology of Spain. Geological Society, London, pp. 117-153.

Castro, A., García Casco, A., Fernández, C., Corretgé, L.G., Moreno-Ventas, I., Gerya, T., Löw, I., 2009. ordovician ferrosilicic magmas: experimental evidence for ultrahigh temperatures affecting a metagreywacke source. Gondwana Research 16, 622-632.

Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics 204, 339-360.

Clemens, J.D., Petford, N., Mawer, C.K., 1997. Ascent mechanisms of granitic magmas: causes and consequences. In: Holness, M.B. (Ed.), Deformation-Enhanced Fluid Transport in the Earth's Crust and Mantle. Chapman Hall, London, pp. 145-172.

Cloos, H., 1925. Einfurhung in die tectonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Pt 1: Das Riesengebirge in Shlesien. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Collins, W.J., Sawyer, E.W., 1996. Pervasive granitoid magma transport through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. Journal of Metamorphic Geology 14, 565-579.

Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J., Bastida, F., 1997. Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of regional fabrics. Tectonophysics 277, 307-337.

Días, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simoes, P.P., Bertrand, J.M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). Lithos 45, 349-369.

Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Moreno-Ventas, I., Castro, A., 2006. Estructura de los cuerpos plutónicos y migmatíticos en la parte central del Macizo de Gredos. Geogaceta 39, 27-30.

Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Díaz Azpiroz, M., Martínez-Rico, J., Moreno-Ventas, I., Castro, A., 2007. Análisis de la microfábrica de cuarzo en los resister cuarcíticos de la zona de cizalla dúctil de la Garganta de las Pozas, parte central del Macizo de Gredos. Geogaceta 43, 31-34.

Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C., Moreno-Ventas, I., 2011a. Assessing bulk assimilation in cordierite-bearing granitoids from the Central System batholith, Spain; experimental, geochemical and geochronological constraints. Journal of Petrology 52, 223-256.

Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C., Moreno-Ventas, I., Armstrong, R., 2011b. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of intrusive granitoids and anatectic leucogranites in the Gredos Massif, Central System batholith, Spain. Implications of the building of the batholith. Geophysical Research Abstracts 13, EGU2011-6231.

Dingwell, D.B., 1999. Granitic melt viscosities. In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications 168, pp. 27-38.

D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1993. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. Journal of the Geological Society, London 149, 487-490.

Doblas, M., 1991. Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. Tectonophysics 191, 325-334.

Escuder Viruete, J., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., 1994. Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). Tectonophysics 238, 1-22.

Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P. P., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R., Dunning, G., 1998. Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). Tectonophysics 290, 87-109.

Farina, F., Dini, A., Innocenti, F., Rocchi, S., Westerman, D. S., 2010. Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets. Geological Society of America Bulletin 122, 1463-1479.

Fernandez, A., Fernández-Catuxo, J., 1997. 3D biotite shape fabric experiments under simple shear strain. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer, Dordrecht, pp. 145-157.

Fernández, C., Castro, A., 1999. Brittle behaviour of granitic magma: the example of Puente del Congosto, Iberian Massif, Spain. In: Castro, A., Fernández, C., Vigneresse, J.L. (Eds.) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geological Society, London, Special Publications 168, pp. 191-206.

Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., 2009. Triclinic transpression zones with inclined extrusion. Journal of Structural Geology 31, 1255-1269.

Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J. M., Moreno-Ventas, I., Corretgé, L.G., 2008. Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. Gondwana Research 14, 451-473.

Fleiss, J.L., 1981. Statistical Methods for Rates and Proportions. John Wiley and Sons, New York.

Flinn, D., 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. Quarterly Journal of the Geological Society, London 118, 385-428.

Ghosh, S.K., Ramberg, H. 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. Tectonophysics 34, 1-70.

Giordano, D., Russell, J.K., Dingwell, D.B., 2007. Viscosity of magmatic liquids: A model for volcanology. Geophysical Research Abstracts 9.

Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., Franco, M.P., Gonzalo, J.C., 2011. Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle. Geology 39, 155-158.

Hess, K.U., Dingwell, D.B., 1996. Viscosities of hydrous leucogranitic metls: a non-Arrhenian model. American Mineralogist 81, 1297-1300.

Jeffery, G.B., 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. Proceedings of the Royal Society of London A 102, 201-211.

Jessell, M.W., 1988. Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates. 2: Example model runs. Journal of Structural Geology 10, 779-793.

Jiang, D., 2007. Numerical modelling of the motion of rigid ellipsoidal objects in slow viscous flows: A new approach. Journal of Structural Geology 29, 189-200.

Johnson, B. R., Glazner, A. F., 2010. Formation of K-feldspar megacrysts in granodioritic plutons by thermal cycling and late-stage textural coarsening. Contributions to Mineralogy and Petrology 159, 599-619.

Higgins, M.D., 2006. Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology. Cambridge University Press, Cambridge, p. 265.

Holtz, F., Roux, J., Ohlhorst, S., Behrens, H., Schulze, F., 1999. The effects of silica and water on the viscosity of hydrous quartzofeldspathic melts. American Mineralogist 84, 27-36.

Hossack, J.R., 1968. Pebble deformation and thrusting in the Bygdin area (S. Norway). Tectonophysics 5, 315-339.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. Tectonophysics 79, 63-67.

Koenders, M.A., Petford, M. 2000, Quantitative analysis and scaling of sheared granitic magmas. Geophysical Research Letters 27, 1231-1234.

Kratinová, Z., Schulmann, K., Edel, J.B., Jezek, J., Schaltegger, U., 2007. Model of successive granite sheet emplacement in transtensional setting: Integrated microstructural and anisotropy of magnetic susceptibility study. Tectonics 26, doi:10.1029/2006TC002035.

Kratinová, Z., Jezek, J., Schulmann, K., Hrouda, F., Shail, R.K., Lexa, O., 2010. Noncoaxial K-feldspar and AMS subfabrics in the Land's End granite, Cornwall. Evidence of magmatic fabric decoupling during late deformation and matrix crystallization. Journal of Geophysical Research 115, B09104, doi:10.1029/2009JB006714.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68, 277-279.

Launeau, P., Robin, P-Y.F., 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – Implementation and applications. Journal of Structural Geology 27, 2223-2233.

Lister, G.S., Hobbs, B.E., 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. Journal of Structural Geology 2, 355-371.

Lode, W., 1926. Versuche ubre den Einfluss der mittleren Hauptspannung auf das Fliessen der Metalle Eisen, Kupfer und Nickel. Zeitschrift für Physik 36, 913-939.

Martínez Catalán, J.R., Fernández Suárez, J., Jenner, G.A., Belousova, E., Díez Montes, A., 2004. Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the northwestern Iberian Massif: implications for Paleozoic plate configuration and Variscan evolution. Journal of the Geological Society, London 161, 461-473.

Martínez Catalán, J.R., and 16 others, 2009. A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. Comptes Rendus Geoscience 341, 114-126.

Montero, P., Bea, F., Zinger, T.F., Scarrow, J.H., Molina, J.F., Whitehouse, M., 2004. 55 million years of continuous antexis in Central Iberia: single-zircon dating of the Peña Negra Complex. Journal of the Geological Society, London 161, 255-263.

Moore, J. G., Sisson, T. W., 2008. Igneous phenocrystic origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks from the Sierra Nevada batholith. Geosphere 4, 387-400.

Moreno-Ventas, I., Rogers, G., Castro, A., 1995. The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes. Contributions to Mineralogy and Petrology 120, 137-149.

Mulchrone, K.F., Grogan, S., De, P., 2005. The relationship between magmatic tiling, fluid flow and crystal fraction. Journal of Structural Geology 27, 179-197.

Nadai, A., 1963. Theory of Flow and Fracture of Solids. McGraw-Hill, New York.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics. Springer, Berlin.

Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Weil, A., 2011. Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. Tectonophysics 507, 31-46.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. Journal of Structural Geology 11, 349-363.

Paterson, S.R., Fowler, T.K., Schmidt, K.G., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44, 53-82.

Pereira, M.D., 1993. Termobarometría de rocas con la asociación granate - cordierita - biotita; trayectorias P-T en el complejo anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila). Implicaciones sobre el metamorfismo hercínico en la Zona Centro Ibérica. Revista de la Sociedad Geológica de España 6, 131-140.

Pereira, M.D., Bea, F., 1994. Cordierite-producing reactions in the Peña Negra complex, Avila batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low-pressure anatexis. Canadian Mineralogist 32, 763-780.

Petford, N., 2003. Rheology of granitic magma during ascent and emplacement. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 31, 399-427.

Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R., 1993. Dike transport of granitoid magmas. Geology 21, 845-848.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669-673.

Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York.

Robin, P–Y.F., 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. Journal of Structural Geology 24, 531-544.

Rutter, E.H., Neumann, D.H.K., 1995. Experimental deformation of partially molten Westerly granite under fluid-absent conditions, with implications for the extraction of granitic magmas. Journal of Geophysical Research 100, 15697-15715.

Rutter, E.H., Brodie, K.H., Irving, D.H., 2006. Flow of synthetic, wet, partially molten "granite" under undrained conditions: An experimental study. Journal of Geophysical Research 111, doi:10.1029/2005JB004257.

Scaillet, B., Holtz, F., Pichavant, M., 1997. Rheological properties of granitic magmas in their crystallization range. In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer, Dordrecht, pp. 11-29.

Schmid, S.M., Casey, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz *c*-axis patterns. Geophysical Monographs 36, 263-286.

Schulmann, K., Jezek, J., Venera, Z., 1997. Perpendicular linear fabrics in granite: Markers of combined simple shear and pure shear flows? In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. Kluwer, Dordrecht, pp. 159-176.

Sen, K., Mamtani, M.A., 2006. Magnetic fabric, shape preferred orientation and regional strain in granitic rocks. Journal of Structural Geology 28, 1870-1882.

Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R., Nolan, J., 2005. U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. Lithos 82, 169-184.

van der Molen, I., Paterson, M.S., 1979. Experimental deformation of partially melted granite. Contributions to Mineralogy and Petrology 70, 299-318.

Vernon, R. H., Paterson, S.R., 2008. How late are K-feldspar megacrysts in granites?. Lithos 104, 327–336.

Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. Journal of Petrology 37, 1579-1600.

Vigneresse, J.L., Tikoff, B., Améglio, L., 1999. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. Tectonophysics 302, 203-224.

Weil, A., Gutiérrez-Alonso, G., Conan, J., 2010. New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a paleomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia. Journal of the Geological Society, London 167, 127-143.

Wilson, J., Grocott, J., 1999. The emplacement of the granitic Las Tazas complex, northern Chile: The relationships between local and regional strain. Journal of Structural Geology 21, 1513-1523.

Zák, J., Paterson, S.R., Memeti, V., 2007. Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): Implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. Geological Society of America Bulletin 119, 184-201.

Zák, J., Verner, K., Tycová, P., 2008. Multiple magmatic fabrics in plutons: An overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation? Geological Magazine 145, 537-551.

Zeck, H.P., Wingate, M.T.D., Pooley, G.D., 2007. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of a late tectonic granitic-gabbroic rock complex within the Hercynian Iberian belt. Geological Magazine 144, 157-177.

6. GEOCRONOLOGIA

6.1 Geocronología U-Pb mediante el estudio con SHRIMP de circones de granitoides intrusivos y de leucogranitos anatécticos del macizo de Gredos, batolito del Sistema Central, España. Implicaciones para el estudio de la construcción y de la evolución térmica del batolito.

--- Artículo enviado en enero de 2012 ---

Geocronología U-Pb mediante el estudio con SHRIMP de circones de granitoides intrusivos y de leucogranitos anatécticos del macizo de Gredos, batolito del Sistema Central, España. Implicaciones para el estudio de la construcción y de la evolución térmica del batolito.

JUAN DÍAZ-ALVARADO[A], ANTONIO CASTRO[B], CARLOS FERNÁNDEZ[A], IÑAKI MORENO-VENTAS[B]

[A]*DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA Y PALEONTOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE HUELVA, E-21071 HUELVA, SPAIN*
[B]*DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, UNIVERSIDAD DE HUELVA, E-21071 HUELVA, SPAIN*

RESUMEN

Se ha llevado a cabo un estudio geocronológico de detalle en los granitoides intrusivos que forman el Macizo de Gredos, en la parte central del batolito del Sistema Central español. El trabajo cartográfico previo nos permite reconocer que el batolito se compone de varios cuerpos granodioríticos y monzograníticos tabulares de aproximadamente 1 km de potencia, intruidos en metasedimentos pelíticos (desde corneanas a migmatitas) y en leucogranitos. Se ha seleccionado una población de circones de 4 granitoides y 2 granitos anatécticos para ser analizados en la microsonda de alta resolución SHRIMP II en el Research School of Earth Sciences en Canberra (Australia), y en el Beijing SHRIMP Center (China). El gran rango de edades encontrado en una sola muestra nos ha llevado a agrupar los análisis según su edad, la

morfología del circón y la ubicación del punto de análisis, obteniendo grupos de edades significativas con grandes diferencias entre ellos. El resultado obtenido muestra importantes diferencias entre las edades de cristalización de los circones de los granitoides intrusivos (desde 312.6 ± 1.1 Ma a 303.5 ± 1.6 Ma en el grupo con mayor número de datos), lo que se interpreta en términos de un proceso de emplazamiento secuencial para la formación del batolito. Además, las edades de los leucogranitos son ligeramente más jóvenes que los cuerpos intrusivos que están en contacto con ellos, por lo que podemos concluir que estos fundidos anatécticos se generaron debido al efecto térmico provocado por la intrusión granodiorítica. Este efecto térmico se reprodujo durante el sucesivo emplazamiento de los magmas calcoalcalinos, manteniendo la temperatura del batolito en el entorno de las temperaturas de saturación del circón en los fundidos de composición granítica (unos 750 ºC), periodo durante el cual los metasedimentos permanecieron parcialmente fundidos y los granitoides intrusivos mantuvieron un importante porcentaje de fundido residual.

Keywords: Geocronología del circón, granitoides intrusivos, grupos de edades, emplazamiento secuencial, rejuvenecimiento térmico.

1.- Introducción

Las ideas tradicionales sobre la dinámica y origen de las cámaras magmáticas y sobre la formación de batolitos están siendo reformuladas debido a nuevos estudios. Cada vez son más los ejemplos de batolitos compuestos formados en varios episodios de recarga magmática (p. ej., Coleman et al., 2004 y Farina et al., 2010), y sobre la influencia de este proceso en las relaciones entre los fenómenos plutónicos y volcánicos (p. ej., Eichelberger et al., 2000 y Bachmann y Bergantz, 2004). Los nuevos resultados de la geocronología del circón sugieren que muchos sistemas magmáticos pueden residir en la corteza durante prolongados periodos de tiempo, del orden de 10^6 años, tiempos de residencia mayores a los obtenidos mediante la modelización térmica de grandes cuerpos magmáticos (Walker, 2006 y referencias citadas en dicho trabajo).

Hasta hace unos años, las evidencias extraídas de las tasas de deformación y de las consideraciones mecánicas sugerían que el crecimiento de los plutones, lejos de ser un proceso geológicamente lento, sería rápido y dinámico, cuya duración estaría en el entorno de los 10^5 años, con tasas de deformación del orden de los 10^{-10} s^{-1},

independientemente del contexto tectónico (Fernández y Castro, 1999, Petford et al., 2000). Sin embargo, Glazner et al. (2004), basándose en los nuevos datos geocronológicos (p. ej., Tuolumne en Sierra Nevada, Coleman et al., 2004), observaciones de campo (formas lacolíticas y contactos comagmáticos entre las diferentes suites de muchos batolitos) y métodos sísmicos (ausencia de grandes cámaras magmáticas con altos porcentajes de fundido en zonas activas), afirman que al menos algunos de los grandes batolitos son compuestos, formados mediante pequeños incrementos (nuevas inyecciones magmáticas) a lo largo de periodos de tiempo superiores al millón de años.

Este modelo explica en muchos aspectos la naturaleza bipolar de los grandes batolitos y sus equivalentes volcánicos: extrema homogeneidad a gran escala, pero heterogeneidad espacial y temporal a pequeña escala (Burgisser y Bergantz, 2011). La recarga magmática favorece la removilización de los cuerpos previamente intruidos, mucho más viscosos y cristalinos, produciendo la adición de material magmático con distintas edades, además de complejas variaciones químicas. Las manifestaciones térmicas de este proceso han sido ampliamente estudiadas (p. ej., Bachmann et al., 2002) y los grandes rangos de tiempo, superiores a varios millones de años, identificados gracias a los estudios geocronológicos en muestras individuales de estos batolitos, es uno de los argumentos que apoyan este modelo (Miller et al., 2011).

Las recargas pueden “rejuvenecer” un magma con alto porcentaje de cristales que, de otra manera, no podría fluir ni hacer erupción (Bachmann y Bergantz, 2004). La intrusión episódica de nuevo magma en una cámara magmática puede incrementar el volumen y la presión hasta el punto de superar la resistencia del encajante y provocar una erupción. El modelo de recarga magmática propone un marco reológico que permite entender la conexión entre las emisiones volcánicas y los granitoides que forman los grandes batolitos, que serían los vestigios de las erupciones riolíticas (Bachmann y Bergantz, 2004). O, lo que es lo mismo, el modelo de intrusión episódica representa un mecanismo que desentraña la formación simultánea de plutones (construcción de la corteza) e ignimbritas que dan lugar a las super-erupciones (Burgisser y Bergantz, 2011). El efecto de los volátiles que aportan las nuevas intrusiones, y el aumento de la presión interna que provoca el rejuvenecimiento térmico del magma, juegan un papel importante para desbloquear el entramado cristalino y generar volúmenes importantes de productos volcánicos a partir de magmas parcialmente cristalizados (Huber et al., 2010 y Huber et al., 2011).

La determinación de las edades de los circones ha permitido avanzar en el conocimiento de la formación de batolitos por emplazamiento secuencial (Paterson et al., 2008). Pero más allá del conocimiento de la edad que proporcionan las relaciones isotópicas del U, Th y Pb del circón, podemos obtener mucha más información de estos cristales. La interpretación de estas edades se vincula generalmente al emplazamiento de los magmas en la corteza, simplificando así un proceso que parece mucho más complejo si atendemos conjuntamente a la edad, morfología, estructura interna, zonaciones y geoquímica, y es objeto de un intenso debate cuando los circones y todas sus características forman parte de las evidencias que prueban procesos globales como por ejemplo la asimilación (Díaz Alvarado et al., 2011a), la naturaleza de las fuentes magmáticas (Belousova et al., 2002), o la formación de grandes batolitos (Coleman et al., 2004).

De las diferentes tipologías de circones descritas en los numerosos trabajos de geocronología de batolitos graníticos (aciculares, complejos, concéntricos, bandeados, etc.), dos son los tipos que mayores controversias suscitan: circones compuestos con núcleos heredados y "antecristales". Los circones heredados son interpretados como cristales resistentes a la fusión (Bea et al., 2003) o como xenocristales procedentes de la asimilación de metasedimentos (Beard et al., 2005; Clarke, 2007). Esta interpretación está íntimamente relacionada con el problema del origen de los granitoides y los mismos circones son utilizados para argumentar diversas hipótesis. Los "antecristales" son interpretados como vestigio de los diversos pulsos que componen un batolito (Hildreth, 2004, Bacon y Lowenstern, 2005 o Vazquez y Reid, 2002). La presencia en muestras individuales de circones cuyas edades abarcan un rango mayor que el de la edad de emplazamiento y enfriamiento de un pulso magmático sugiere la existencia de circones pertenecientes a las primeras etapas en la formación del batolito que son reciclados en los nuevos pulsos. Estas evidencias están en estrecha relación con las investigaciones que apuntan al rejuvenecimiento térmico que implica la recarga magmática durante la construcción de un batolito (Bachmann et al., 2002, Miller et al., 2011 y Burgisser y Bergantz, 2011). La geocronología tradicional obtiene una edad de concordia de los datos de una muestra característica para datar pulsos, facies o incluso batolitos enteros. Ciertamente, la cada vez mayor calidad de los datos geocronológicos nos permiten trabajar con errores cada vez menores, y esto nos lleva a la observación de que para muchos granitoides, en una sola muestra obtenemos un rango de edades superior en ocasiones a los 20 Ma. El siguiente paso es identificar esas edades con

procesos característicos de la evolución magmática, ayudándonos para ello de otras observaciones y datos que nos aportan los circones como son el hábito, la zonación y sus discontinuidades, las relaciones U-Th o la presencia de xenocristales. Uniendo las edades a toda esta información se pueden obtener grupos de datos cuyas diferencias de edad son mayores que los errores inherentes a la datación mediante isótopos de U-Th-Pb.

Los circones también son una de las herramientas utilizadas para conocer las temperaturas de generación e intrusión de los magmas, un dato esencial para evaluar la evolución térmica de los granitoides y del encajante durante la formación secuencial de batolitos. El estudio experimental de las condiciones de saturación del Zr ha permitido conocer el comportamiento del circón en los fundidos graníticos en función de su origen y composición (Watson y Harrison, 1983). El desarrollo de estos trabajos ha permitido aproximarse a las temperaturas de nucleación del circón, y a clasificar los granitoides en función de estas temperaturas y otras observaciones de carácter general (composición y abundancia de circones heredados) (Miller et al., 2003).

En el caso del batolito de Gredos, sólo en la zona de estudio (≈ 30 km^2) se han encontrado hasta 3 láminas granodioríticas distintas (Díaz Alvarado et al., 2011b). Estas láminas tienen un promedio de 1 km de potencia y se extienden fuera del límite del área estudiada. Las similitudes geoquímicas y petrogenéticas entre las tres láminas son evidentes: megacristales de feldespato potásico, enclaves máficos microgranulares, y su signatura geoquímica calcoalcalina. Sin embargo, a pequeña escala, la presencia de cordierita, circones heredados o xenolitos del encajante representan diferencias y complejidades provocadas en parte por la interacción con el encajante (*bulk assimilation*, Díaz Alvarado et al., 2011a). En pocos afloramientos han sido observados contactos entre los diferentes pulsos magmáticos, ya que estos suelen estar separados por cuerpos metasedimentarios. Donde se observan, estos contactos son co-magmáticos. La intrusión de los granitoides parece haberse producido a través de zonas de cizalla extensionales cuyo efecto queda marcado por una fuerte deformación a techo de las láminas intrusivas y a muro de los complejos anatécticos (Díaz Alvarado et al., 2011b), cuyos fundidos también presentan relaciones en estado magmático con los magmas intrusivos. Estas observaciones apuntan a que la fusión del encajante en la zona de estudio se produjo contemporáneamente a la intrusión de los magmas graníticos, o se mantuvo durante dicha intrusión. En el caso de los magmas granodioríticos originados en profundidad, como aquellos estudiados en este trabajo, la temperatura a la que se

generan puede ser más de 100 ºC mayor que en el caso de los granitos anatécticos corticales (Miller et al., 2003), por lo que la presencia de circones heredados en algunas muestras previamente estudiadas está en relación con un proceso de asimilación local (xenocristales), como así atestiguan también las observaciones de campo, los datos experimentales y la geoquímica (Díaz Alvarado et al., 2011a).

El propósito de este trabajo es ordenar temporalmente la intrusión de las diferentes láminas granodioríticas que componen el batolito de Gredos en su parte central. Para ello se ha llevado a cabo el estudio geocronológico de los circones pertenecientes a varias muestras, selectivamente escogidas entre los granitoides y el encajante. Los nuevos avances realizados en el conocimiento de los mecanismos de intrusión y la evolución mineralógica y geoquímica de los magmas intrusivos en la corteza están en relación con el desarrollo de los estudios geocronológicos, que permiten conocer el tiempo de residencia de los magmas parcialmente fundidos en su lugar de emplazamiento, periodos que permiten a los granitoides registrar fábricas magmáticas, interaccionar con el encajante o fluir y hacer erupción en función de la reactivación térmica. Además, la comparación entre las edades de los granitoides y los fundidos anatécticos debe arrojar luz sobre la relación entre la sucesiva intrusión granodiorítica y la fusión del encajante, así como sobre el rejuvenecimiento de los magmas previamente emplazados y las escalas de tiempo necesarias para la construcción del batolito.

2.- Contexto geológico de la zona estudiada

El batolito del Sistema Central, con más de 300 km de longitud y 60 km de anchura, constituye un afloramiento granítico casi continuo en la Zona Centroibérica del Macizo Ibérico. Los granitoides de macizo de Gredos, localizado en el centro del batolito del Sistema Central (Fig. 6.1a), están estructurados en láminas paralelas de diferente potencia (alrededor de 1 km) que se extienden longitudinalmente durante varios kilómetros. Estas láminas están generalmente separadas por cuerpos metasedimentarios, desde corneanas hasta complejos anatécticos (Díaz-Alvarado et al., 2011a). Estos cuerpos metamórficos de baja presión forman grandes *roof-pendants*

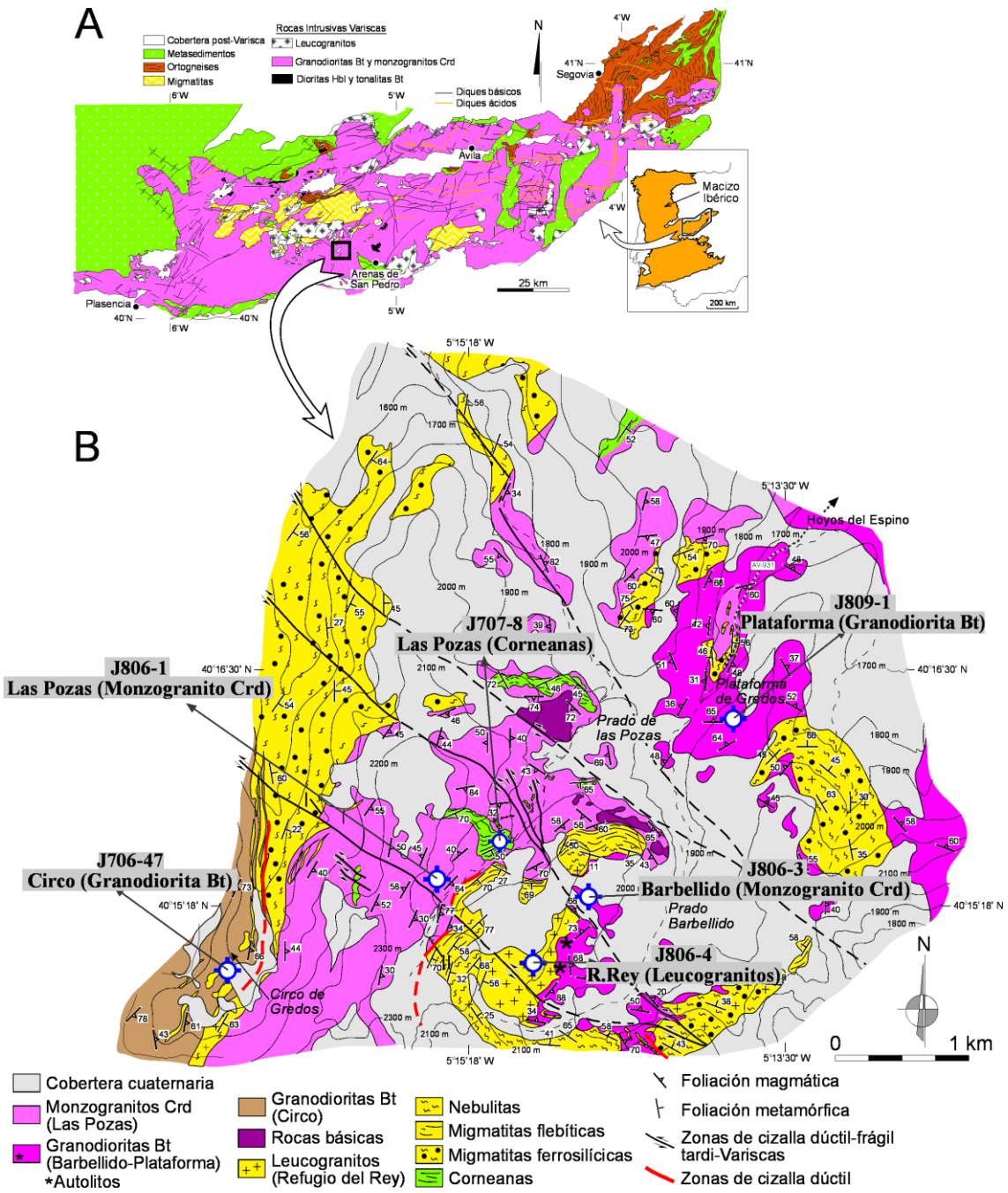


Fig. 6.1 (a) Mapa geológico del Sistema Central español. (b) Cartografía de detalle de la zona de estudio comprendida entre Barbellido, el Circo de Gredos y el puerto de Candeleda (Sierra de Gredos, batolito del Sistema Central). Localización en Fig. 6.1a. La figura muestra la localización de las 6 muestras seleccionadas para el estudio geocronológico.

cuando se localizan en los márgenes del batolito (Fig. 6.1). Las corneanas están migmatizadas localmente en los contactos con los granitoides intrusivos, mientras que los complejos anatécticos se caracterizan por la asociación de migmatitas con granitos anatécticos (de tipo S). La mayoría de esos metasedimentos de alto grado derivan de

sedimentos pelíticos a semipelíticos que forman parte de series turbidíticas neoproterozoicas de varios kilómetros de potencia, y depósitos metavolcánicos ferrosilícicos pertenecientes a series ordovícicas (Fernández et al., 2008) ampliamente representadas en el Macizo Ibérico.

Más del 90 %vol de las rocas intrusivas del macizo de Gredos tiene una composición granodiorítica a monzogranítica, encontrándose además menores cantidades de rocas básicas, variando entre cuarzo-dioritas y gabros. Estas rocas básicas representan la adición de material mantélico en el área fuente de los granitoides, y su datación radiométrica indica que son contemporáneos o ligeramente anteriores con respecto a la generación de las granodioritas (Bea et al., 1999). En general, todas las rocas plutónicas, desde gabros a granodioritas, forman una típica asociación calco-alcalina rica en K (Moreno-Ventas et al., 1995) muy similar a las de los batolitos Caledonianos de tipo I (Chappell y Stephens, 1988), que pertenece a un extenso grupo de rocas intrusivas catalogadas como "series calco-alcalinas" en las síntesis y clasificaciones regionales del magmatismo varisco (Capdevila et al., 1973; Castro et al., 2002).

Los datos geocronológicos del batolito del Sistema Central son escasos. La evolución tectono-metamórfica de la mitad norte de la Zona Centroibérica comprende tres fases principales de deformación dúctil (Tabla 6.1, Fig. 6.2): D1 (deformación contraccional, pliegues verticales), 360? – 337 Ma; D2 (cizallas extensionales), 337 – 320 Ma; D3 (zonas de cizalla extensionales, seguidas de pliegues verticales y zonas de cizalla transcurrentes), 300 – 320 Ma. El pico metamórfico y la migmatización de la zona intermedia de la corteza ocupada por el batolito del Sistema Central tuvo lugar durante la fase D2 o ligeramente más tarde (Tabla 6.1). La geocronología de circón y monacita realizada en los granitoides y rocas básicas variscas del batolito del Sistema Central y regiones aledañas revelan que la mayor parte del magmatismo varisco es contemporáneo con la fase D3 (Tabla 6.1, Fig. 6.2). Las determinaciones de presión y temperatura realizadas en los complejos anatécticos dan como resultado unas condiciones para la migmatización de 400 MPa y 750 ºC (Pereira, 1993; Pereira y Bea, 1994). En la zona este del Sistema Central español han podido llevarse a cabo análisis más completos. Allí donde se preservan vestigios de la fase D1 de la deformación varisca, se han obtenido condiciones de hasta 1400 - 1500 MPa y 700 – 800 ºC, seguidos por la etapa extensional de exhumación (fase D2), donde se produce un re-equilibrio a baja presión (400 – 500 MPa) y una migmatización asociada (Castiñeiras *et al.*, 2008).

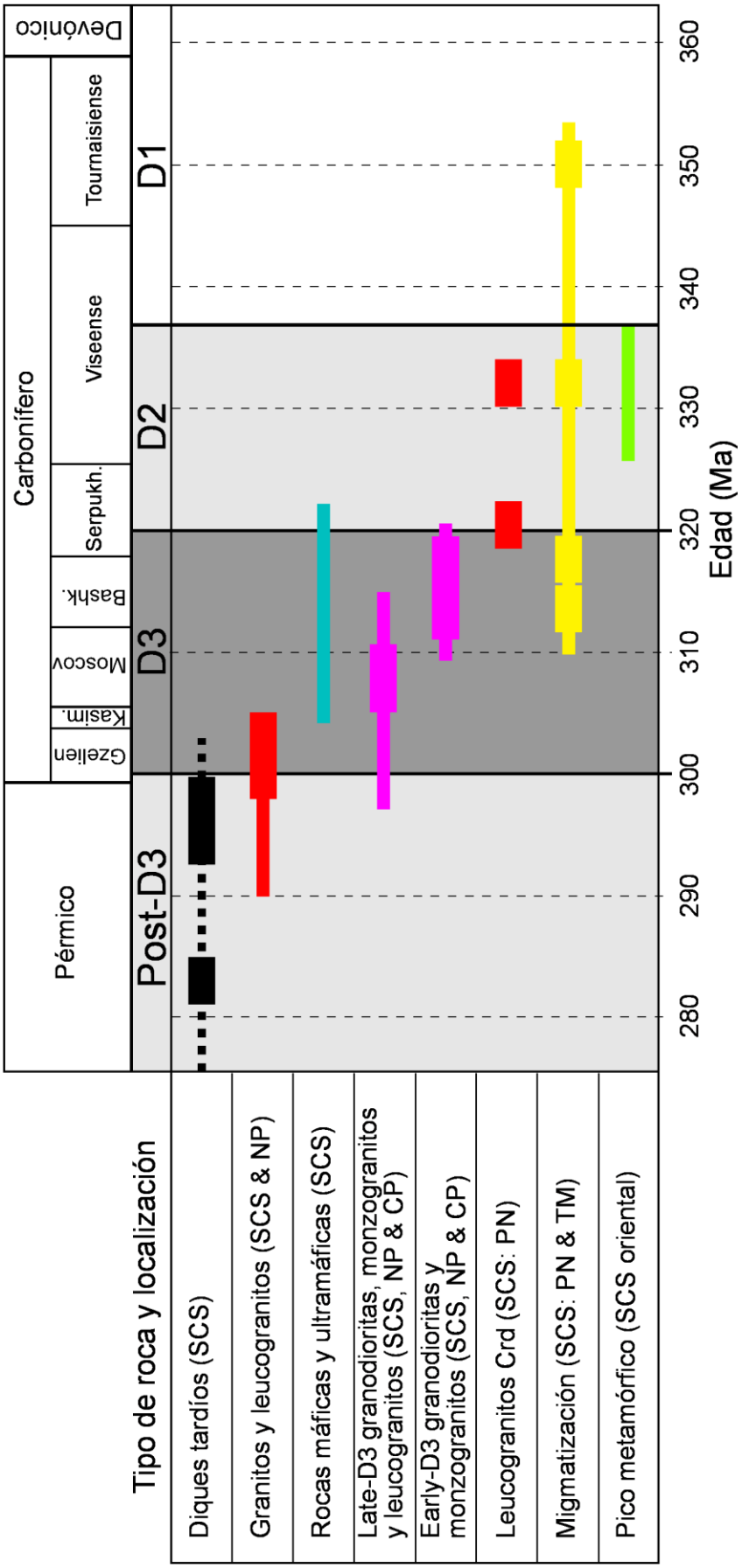


Fig. 6.2 Diagrama que muestra las variaciones de edad y las relaciones en el tiempo de los principales procesos tectónicos y metamórficos, y la generación e intrusión de los granitoides en el batolito del Sistema Central español y regiones aledañas de la Zona Centro Ibérica (Macizo Ibérico). SCS: Sistema Central español; NP: Norte de Portugal; CP: Centro de Portugal; PN: Peña Negra; TM: Macizo de Tormes. D1 a D3:

Tabla 6.1: Datos geocronológicos de las rocas graníticas y eventos tectono-metamórficos del Sistema Central español y regiones cercanas

Rocas y eventos tectono-metamórficos	Localización geológica	Edad (Ma)	Método	Referencia
Deformación and metamorfismo				
D1 (pliegues verticales)	NW Dominio Ollo de Sapo	359	$^{40}Ar/^{39}Ar$ roca total	Dallmeyer *et al.* (1997)
	Sistema Central español (este)	> 337	U-Pb mnz ID-TIMS	Escuder Viruete *et al.* (1998)
D2 (zonas de cizallas extensionales y subhorizontales)	NW Dominio Ollo de Sapo	343	$^{40}Ar/^{39}Ar$ roca total	Dallmeyer *et al.* (1997)
	NW Iberia (Sinforme Sil)	324 ± 7	U-Pb LA-ICP-MS	Martínez Catalán *et al.* (2004)
	Domo del Tormes	310-325	$^{87}Rb/^{87}Sr$ y $^{40}Ar/^{39}Ar$	Escuder Viruete *et al.* (1994) (*)
	Sistema Central español (este)	321-337	U-Pb mnz, ttn ID-TIMS	Escuder Viruete *et al.* (1998)
	Sistema Central español (oeste)	332	U-Pb, zrn ID-TIMS	Castiñeiras *et al.* (2008) (*)
Pico metamórfico	Sistema Central español (este)	326-337	U-Pb mnz, ttn ID-TIMS	Escuder Viruete *et al.* (1998)
Migmatización	Sistema Central español (este)	330	U-Pb zrn SHRIMP	Castiñeiras *et al.* (2008)
	Sistema Central español (Peña Negra)	350, 332, 313	U-Pb zrn ID-TIMS	Montero *et al.* (2004)
	Macizo de Toledo	317	U-Pb zrn SHRIMP	Castiñeiras *et al.* (2008)
	Macizo de Toledo	332	U-Pb zrn SIMS	Bea *et al.* (2006)
D3 (pliegues, zonas de cizalla transcurrentes)	Norte de Portugal	300-320	U-Pb zrn, mnz ID-TIMS	Dias *et al.* (1998)
Granitoides Variscos y rocas ígneas máficas				
Leucogranitos Crd	Sistema Central español (Peña Negra)	321, 332	U-Pb zrn ID-TIMS	Montero *et al.* (2004)
Granodioritas Bt y monzogranitos	Norte de Portugal	313-319	U-Pb mnz, zrn ID-TIMS	Dias *et al.* (1998)
Granodioritas y monzogranitos	Centro-Norte de Portugal	311-314	U-Pb mnz, zrn ID-TIMS	Valle Aguado *et al.* (2005)
Granodioritas	Sistema Central español (Peña Negra)	315 ± 6	U-Pb zrn ID-TIMS	Bea *et al.* (2004)
Monzogranitos Bt	Norte de Portugal	306-311	U-Pb mnz, zrn ID-TIMS	Dias *et al.* (1998)
Granodioritas y monzogranitos	Centro-Norte de Portugal	306 ± 9	U-Pb mnz, zrn ID-TIMS	Valle Aguado *et al.* (2005)
Granitos Bt y granitos Crd	Sistema Central español (Béjar)	306.6 ± 1.2	U-Pb zrn SHRIMP	Zeck *et al.* (2007)
Leucogranitos peralumínicos	Centro-Norte de Portugal	307.8 ± 0.7	U-Pb mnz, zrn ID-TIMS	Valle Aguado *et al.* (2005)
Rocas máficas y ultramáficas	Sistema Central español (Gredos)	307-322	$^{207}Pb/^{206}Pb$ zrn ID-TIMS	Montero *et al.* (2004)
Gabro-noritas	Sistema Central español (Béjar)	305.6 ± 1.4	U-Pb zrn SHRIMP	Zeck *et al.* (2007)
Granitos y leucogranitos	Sistema Central español (La Cabrera)	302 ± 3	$^{207}Pb/^{206}Pb$ zrn ID-TIMS	Casquet *et al.* (2004)
Leucogranitos de dos micas	Norte de Portugal	300	U-Pb mnz, zrn ID-TIMS	Dias *et al.* (1998)
Granitos Bt	Norte de Portugal	290-296	U-Pb mnz, zrn ID-TIMS	Dias *et al.* (1998)
Diques tardíos	Sistema Central español (este)	296 ± 3	$^{87}Rb/^{87}Sr$ roca total	Galindo *et al.* (1994)
Diques camptoniticos	Sistema Central español (Gredos)	283 ± 30	$^{87}Rb/^{87}Sr$ roca total	Bea *et al.* (1999)

(*) Recopilación de trabajos previos. Símbolos de minerales: mnz, monacita; ttn, titanita; zrn, circon.

3.- Configuración estructural de las laminas de granodiorita y de su encajante

Previamente al estudio geocronológico se ha llevado a cabo un exhaustivo trabajo de campo. El detallado reconocimiento geoquímico y estructural de la zona de estudio nos ha permitido identificar 3 grandes láminas intrusivas de composición granodiorítica a monzogranítica, con significativas diferencias geoquímicas y mineralógicas, así como varios cuerpos metasedimentarios entre ellas. Estas tres láminas intrusivas son, de muro a techo, la del Circo de Gredos, la de Las Pozas y la de Barbellido-Plataforma. Como se ha descrito con anterioridad, al menos dos fases de deformación, una de ellas contraccional (D1) y otra asociada a grandes cizallas extensionales sub-horizontales (D2), se anteponen a la fase principal de emplazamiento de los granitoides (Tabla 6.1, Fig. 6.2). Por lo tanto, la intrusión tuvo lugar en un nivel cortical previamente estructurado en el cual se habían puesto en contacto metasedimentos de bajo grado con complejos anatécticos.

La lámina intrusiva del Circo de Gredos aparece a muro estructuralmente respecto al conjunto del batolito en la zona estudiada (Fig. 6.1b). Sólo su parte superior se encuentra en el área cartografiada por lo que se desconoce su extensión. Está compuesta por granodioritas biotíticas esencialmente, aunque en las proximidades de su contacto de techo se intercalan niveles de metasedimentos y leucogranitos. En esta zona de contacto es donde las granodioritas incluyen gran cantidad de xenolitos del encajante parcialmente fundidos y cristales euhedrales de Crd (de ahora en adelante se utilizarán las abreviaturas de Kretz, 1983 para designar a los distintos minerales). Estas granodioritas no son homogéneas en todo su afloramiento, sino que aparecen facies con diferentes porcentajes de megacristales y enclaves microgranulares, organizadas en grandes dominios laminares con contactos co-magmáticos entre ellas (Fig. 6.3A). Su contacto de techo es una gran zona de cizalla magmática (Fig. 6.3B), de dirección NE-SO y moderadamente inclinada hacia el SE en su posición actual, cuyos criterios cinemáticos indican movimiento del bloque de techo hacia el NE (Díaz-Alvarado et al., 2011b), que pone en contacto las granodioritas del Circo con un complejo anatéctico formado por migmatitas ferrosilícicas, nebulitas y leucogranitos con nódulos de Crd.

La lámina intrusiva de Las Pozas es un cuerpo tabular granodiorítico a monzogranítico de unos 800 m de potencia. Sus contactos de muro y techo son dos complejos anatécticos, mientras que en su parte central incluye un gran cuerpo metasedimentario de corneanas migmatíticas (Fig. 6.1b). La composición de los granitoides de este cuerpo

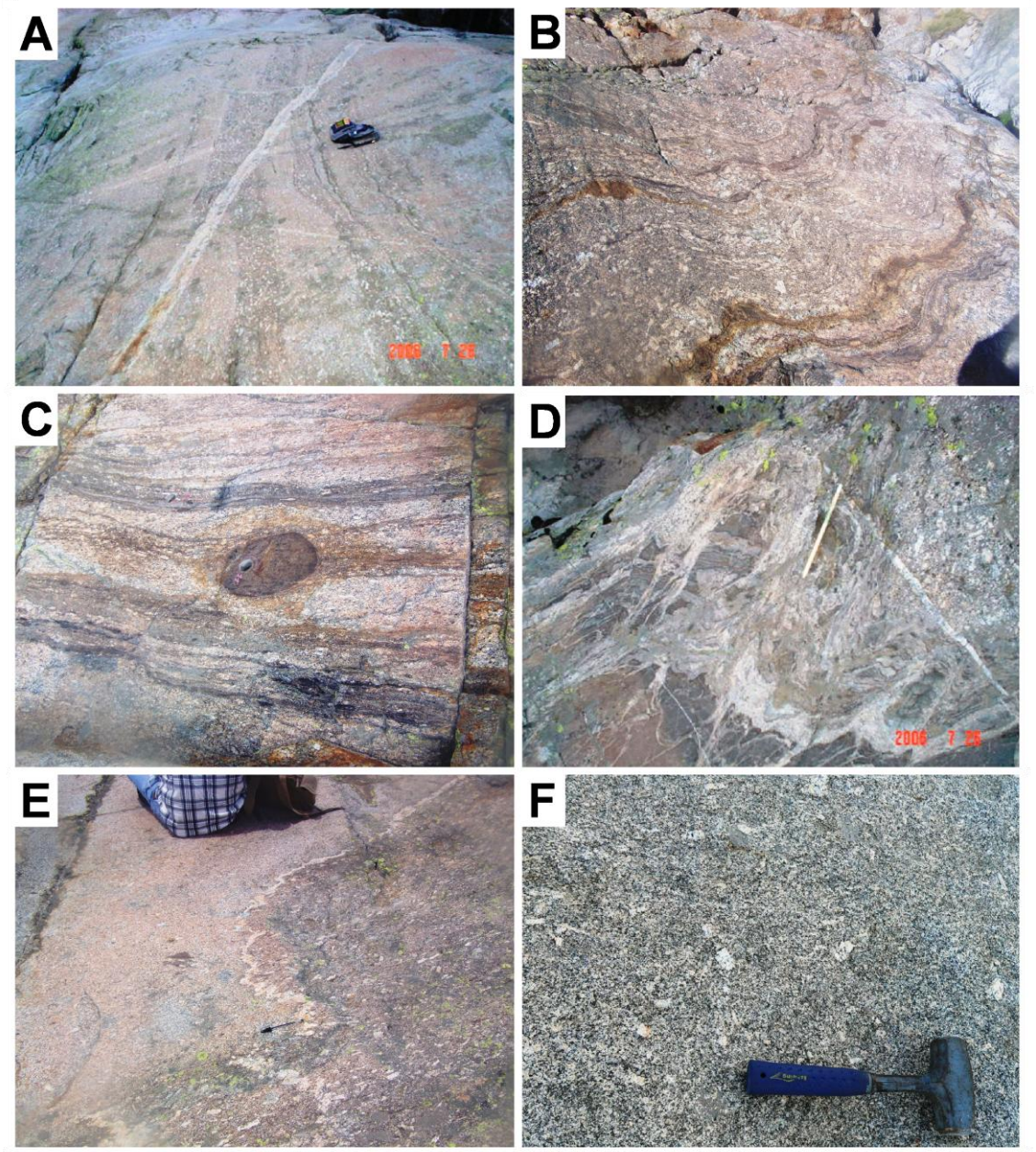


Fig. 6.3 (a) Imagen de las granodioritas biotíticas del Circo de Gredos. En ella se muestra el carácter laminar de las intrusiones que componen el cuerpo intrusivo y sus relaciones co-magmáticas. El cuerpo se encuentra intruido a su vez por fundidos leucograníticos procedentes de los metasedimentos. (b) Zona de deformación en estado magmático en el contacto entre la lámina intrusiva del Circo y los metasedimentos que se encuentran a techo de la misma. La alternancia de láminas granodioríticas y metasedimentarias se encuentran plegadas solidariamente en estado magmático. (c) Zona de cizalla de Las Pozas. Esta zona marca el contacto entre el cuerpo intrusivo de Las Pozas (a muro) y las migmatitas del Refugio del Rey (a techo). (d) Contacto entre los monzogranitos cordieríticos de Las Pozas y las corneanas migmatíticas. La progresiva brechificación y fusión del cuerpo metasedimentario termina aislando grandes cuerpos de corneanas parcialmente fundidos en los granitoides intrusivos. (e) Contacto magmático entre los leucogranitos del Refugio del Rey y las granodioritas de la lámina intrusiva de Barbellido-Plataforma. (f) Granodioritas biotíticas del Área de la Plataforma de Gredos (localización de la muestra J809-1). El escaso porcentaje de megacristales de Kfs y la ausencia de Crd y enclaves metasedimentarios son características de los granitoides lejos de los contactos con el encajante.

intrusivo es fundamentalmente monzogranítica, si bien en las zonas centrales de la lámina, lejos de los xenolitos y de los contactos con el encajante, la composición es más granodiorítica. Los porcentajes de megacristales de Kfs, xenolitos del encajante y Crd son más elevados que en la lámina del Circo, aumentando la abundancia de estos elementos con la cercanía a los metasedimentos (Díaz-Alvarado et al., 2011a). A muro, los granitoides de Las Pozas se ponen en contacto con migmatitas ferrosilícicas y nebulitas con gran cantidad de restitas con Bt-Sill-Crd y nódulos de Crd. Este contacto es lobulado y co-magmático cuando se trata de fundidos anatécticos, y no muestra una fuerte deformación. A techo, los monzogranitos intrusivos están en contacto con las migmatitas del Refugio del Rey a través de una gran zona de cizalla de dirección NE-SO, buzante hacia el SE y con movimiento del bloque de techo hacia el SO (Fig. 6.3C). Esta zona de fuerte deformación, de unos 15-20 m de potencia, está compuesta por bandas sub-paralelas alternantes de monzogranitos y migmatitas, y registra una evolución continua desde la deformación magmática hasta la deformación estado sólido, representada ésta última por bandas centimétricas de milonitización en las granodioritas y por la deformación que afecta a los cristales de cuarzo de los *resisters* de cuarcita. Una de las características más llamativas de la lámina de Las Pozas es la presencia de un gran cuerpo tabular y desmembrado de corneanas migmatíticas incluido en los monzogranitos como un gran xenolito o *screen*. Está compuesto por migmatitas flebíticas y menor cantidad de agmatitas fuertemente deformadas, y se caracteriza por un tamaño de grano muy pequeño, la presencia de Crd en los paleosomas y neosomas, y por la ausencia de minerales diagnóstico de alta presión y temperatura (sólo la And está presente en algunos mesosomas). Pequeños fragmentos de corneanas parcialmente fundidas son muy abundantes en los granitoides del batolito, aumentando en la cercanía del encajante metasedimentario, aunque en pocas ocasiones podemos acceder a un afloramiento tan extenso en el cual se puedan estudiar los mecanismos mediante los cuales un fragmento cortical se incorpora al magma intrusivo (Fig. 6.3D).

El cuerpo intrusivo de Barbellido-Plataforma se encuentra estructuralmente a techo en la zona de trabajo. Está compuesto esencialmente por granodioritas biotíticas, con porcentajes de megacristales de Kfs muy bajos (Fig. 6.3F), a excepción de las zonas de contacto con metasedimentos, donde la presencia de Crd y numerosos xenolitos del encajante provocan un cambio importante en la composición de los granitoides. A muro, las granodioritas de Barbellido se ponen en contacto con un pequeño plutón de leucogranitos enraizado en las migmatitas del Refugio del Rey. Las relaciones de campo

indican que el contacto se produjo cuando ambos sistemas se encontraban en estado magmático (Fig. 6.3E).

Tanto las láminas granodioríticas y monzograníticas como los complejos anatécticos del batolito de Gredos muestran fábricas magmáticas y metamórficas desarrolladas a altas temperaturas. Las estructuras indicativas de la deformación en estado sólido son muy escasas y se desarrollan en bandas centimétricas, preferentemente en zonas donde previamente se concentró la deformación magmática (principales zonas de cizalla). Las láminas alternantes registran la deformación solidariamente, según indica la continuidad de las direcciones medidas en las fábricas y contactos de granitoides y metasedimentos, debido a la escasa diferencia reológica entre cuerpos que contienen un elevado porcentaje de fundido. En conjunto, el batolito de Gredos está afectado por dos generaciones de pliegues que originan un complejo patrón de interferencia que, aunque algo irregular, tiende a ser intermedio entre los tipos 1 y 2 de Ramsay (1967) (Diaz-Alvarado et al., 2011b). La transición dúctil-frágil la marcan unas zonas de cizalla sub-verticales, de potencia métrica y dirección ONO-ESE, con sentido de movimiento lateral izquierdo, que desplazan centenares de metros grandes bloques del batolito y en las cuales intruyen en ocasiones pórfidos graníticos tardíos.

4.- Muestreo, preparación de las circones para su análisis con SHRIMP y descripción petrográfica de las muestras analizadas

Muestreo

Más de 100 muestras y puntos de análisis han sido utilizados para caracterizar petrográfica, geoquímica y estructuralmente la zona central del batolito de Gredos. Para este estudio geocronológico se han seleccionado seis muestras. Cuatro de ellas corresponden a las tres láminas de granitoides identificadas en la zona de trabajo. Con ellas se pretende conocer si existen diferencias en la edad de los circones de los distintos cuerpos de granitoides identificados en la cartografía, y en ese caso, ordenar cronológicamente la intrusión de los pulsos graníticos. En la lámina de Barbellido-Plataforma se han seleccionado dos muestras con el objetivo de comprobar si existen diferencias laterales en la edad de una sola lámina y estudiar las posibles variaciones que provocan los procesos de asimilación del encajante en la morfología y edad de los circones. Para conocer los efectos de la intrusión magmática en el encajante, así como la

edad de la generación y segregación de los leucogranitos asociados a los complejos anatécticos en la zona de estudio, se han seleccionado dos muestras correspondientes a los leucogranitos de las migmatitas del Refugio del Rey y a los leucosomas del cuerpo de corneanas migmatíticas incluido en la lámina intrusiva de Las Pozas (Fig. 6.1).

Metodología de separación y análisis de los circones

El procesado de las muestras y la separación de los circones fueron realizadas en los Servicios Centrales de la Universidad de Huelva usando los procedimientos habituales, que incluyen la molienda de la muestra hasta el tamaño de grano de los circones, identificados previamente mediante microscopio óptico, limpieza y utilización de métodos de separación magnética y por densidad. Los circones fueron separados del concentrado de cristales pesados y no-magnéticos en el laboratorio de la *Research School of Earth Sciences* (*Australian National University*, Canberra). La muestra J809-1 fue analizada en el *Beijing-SHRIMP Center* (*Chinese Academy of Geological Sciences*, Pekín) con una sonda de similares características (SHRIMP II), y con una metodología y *standards* idénticos a los análisis realizados en Canberra. Una selección representativa de los circones de la muestra fue montada en resina epoxi junto con los *standards* SL13 (U=238) y TEMORA ($^{206}Pb/^{238}U$=0·06683). El taco de resina con los circones fue pulido hasta hacer aflorar en su superficie el núcleo de los circones y fotografiado en luz reflejada y transmitida, para obtener posteriormente las correspondientes imágenes de catodoluminiscencia en un microscopio electrónico de barrido (SEM) (Fig. 6.4). Previamente al análisis, la muestra fue limpiada y cubierta con Au de alta pureza. Las áreas seleccionadas en los cristales de circón fueron analizadas para isótopos de U, Th y Pb en la microsonda iónica SHRIMP II usando un procedimiento similar al descrito por Williams y Claesson (1987). El diámetro medio de los análisis fue de 20 µm, con un haz primario de O^2 negativos a 10 kV. Los iones secundarios positivos fueron recogidos a 10 kV y su masa analizada para los isótopos de interés en un multiplicador electrónico ETP mediante *peak stepping*. La tabla 6.2 recoge los datos obtenidos y la figura 6.5 muestra los diagramas de concordia para las diferentes muestras estudiadas. La precisión estimada en los análisis es de 1σ y estos fueron corregidos para el Pb común usando el ^{204}Pb medido en todas las relaciones isotópicas y edades (Cumming y Richards, 1975). Las edades fueron calculadas usando las constantes recomendadas por la Subcomisión en Geocronología de la IUGS (Steiger y Jäger, 1977).

Petrografía de las muestras estudiadas geocronológicamente

Granodioritas biotíticas (J706-47 y J809-1)

Las granodioritas biotíticas son las rocas más abundantes en todo el batolito. Son rocas mesocráticas de tamaño de grano grueso, normalmente porfídicas, con grandes fenocristales de Kfs (más de 10 cm de largo) heterogéneamente distribuidos. Están compuestas por Qtz, Pl (An_{65-32}), Kfs y Bt. Los minerales accesorios más comunes son el circón y el apatito. Las Pl se caracterizan por tener un complejo zonado oscilatorio con superficies de reabsorción y núcleos cálcicos esqueléticos (An_{65-60}). Las Bt tienen un Mg#=31-40.

Monzogranitos cordieríticos (J806-1 y J806-3)

Los monzogranitos con Crd son texturalmente parecidos a las granodioritas y monzogranitos biotíticos. Poseen un tamaño de grano grueso, textura porfídica con grandes fenocristales de Kfs, que suelen ser especialmente abundantes en estas rocas, y Pl con núcleos esqueléticos y complejos zonados oscilatorios (An_{50-32}). Existen pequeñas diferencias en la composición de las Bt (en zonas muy cercanas a los contactos con el encajante). La Crd está generalmente alterada a agregados con Chl (pinnita) y sericita de grano muy fino, preservando siempre el hábito prismático rectangular.

Leucogranitos (J806-4)

Los leucogranitos del Refugio del Rey son rocas equigranulares, con un tamaño de grano medio a grueso. Contiene abundantes restitas [Bt (Mg#=39-41)+Sil+Crd (Mg#=52)] y *resisters* de Qtz y Crd en las zonas más próximas a las migmatitas, hacia la base del cuerpo de leucogranitos, aunque van perdiéndose hacia techo. Su mineralogía consiste en Qtz, Bt, Ms, Kfs y Pl. El Qtz forma cristales anhedrales con extinción ondulante. La Bt (Mg#=45-49) aparece como granos subhedrales a anhedrales con inclusiones de Zrn y Ap. El Kfs forma granos subhedrales con texturas pertíticas. La Pl aparece como granos subhedrales a anhedrales, con zonación normal desde nucleos de oligoclasa ($\approx An_{29}$) y albita en las zonas externas ($\approx An_{4}$). La Ms aparece principalmente como cristal ígneo (no secundario) en granos subhedrales a anhedrales.

Corneanas migmatíticas (J707-7)

Las corneanas migmatíticas aparecen como xenolitos, con dimensiones mayores que varían desde unos pocos centímetros hasta cientos de metros, dentro de los monzogranitos con Crd. Están compuestos por dos tipos de migmatitas principalmente: flebitas y agmatitas. El paleosoma está formado por metasedimentos de grano fino a

medio que consisten en metagrauvacas intercaladas con metacuarcitas. Las venas de leucosoma seleccionadas para el estudio geocronológico son de tamaño de grano medio, con minerales de texturas mayoritariamente alotriomórficas. Su mineralogía consiste en Qtz anhedral, Kfs anhedral a subhedral, Pl subhedral con núcleos de andesina-oligoclasa (≈An_{19-17}) y oligoclasa-albita en los bordes (≈An_{2-18}), Bt subhedral (Mg#=40), Ms subhedral y Crd subhedral a anhedral (Mg#=52-55), más férrica que el promedio de las Crd analizadas en los paleosomas. La Crd contiene frecuentemente inclusiones de Qtz redondeado, Bt y granos de Zrn. Granos corroídos de And pueden encontrarse en los leucogranitos de manera ocasional. Los minerales accesorios son Ap y Zrn.

5.- Geocronología U-Pb mediante SHRIMP

Para estudiar geocronologicamente las muestras seleccionadas en el batolito de Gredos se han analizado las edades obtenidas del estudio de los isótopos de U, Pb y Th en las microsondas iónicas de alta resolución SHRIMP II de la *Australian National University* (Canberra) y del *Beijing SHRIMP Centre* (Pekín), y se ha cruzado esta información con el estudio de la morfología y la estructura interna de los circones a través de las imágenes de CL. Las edades obtenidas en cada una de las muestras comprende un rango superior a 10-12 Ma sin tener en cuenta las edades consideradas como heredadas (Tabla 6.2). Todos los análisis que han sido incluidos en el estudio geocronológico del batolito son estadística y analíticamente válidos: tienen discordancias <20%, un contenido en Pb común <2%, y los *spots* están ubicados en zonas del circón alejadas de fracturas, discontinuidades o zonas de alta luminosidad (como se puede comprobar en las imágenes de CL). Cualquier excepción a estas características del análisis son explicadas en la siguiente descripción de los resultados. Debido a lo expuesto anteriormente, concluimos que no debemos discriminar ninguna de las edades a la hora de establecer una edad promedio (edad de concordia o “mean age”). Sin embargo es posible establecer grupos de análisis con edades coherentes en circones con características morfológicas similares. A continuación se describen las características más destacables de las poblaciones de circones seleccionados y se detallan los rasgos principales y las edades de los grupos establecidos para cada muestra. En la figura 6.4 se presentan la totalidad de los circones seleccionados para el estudio de las 6 muestras. La figura 6.5

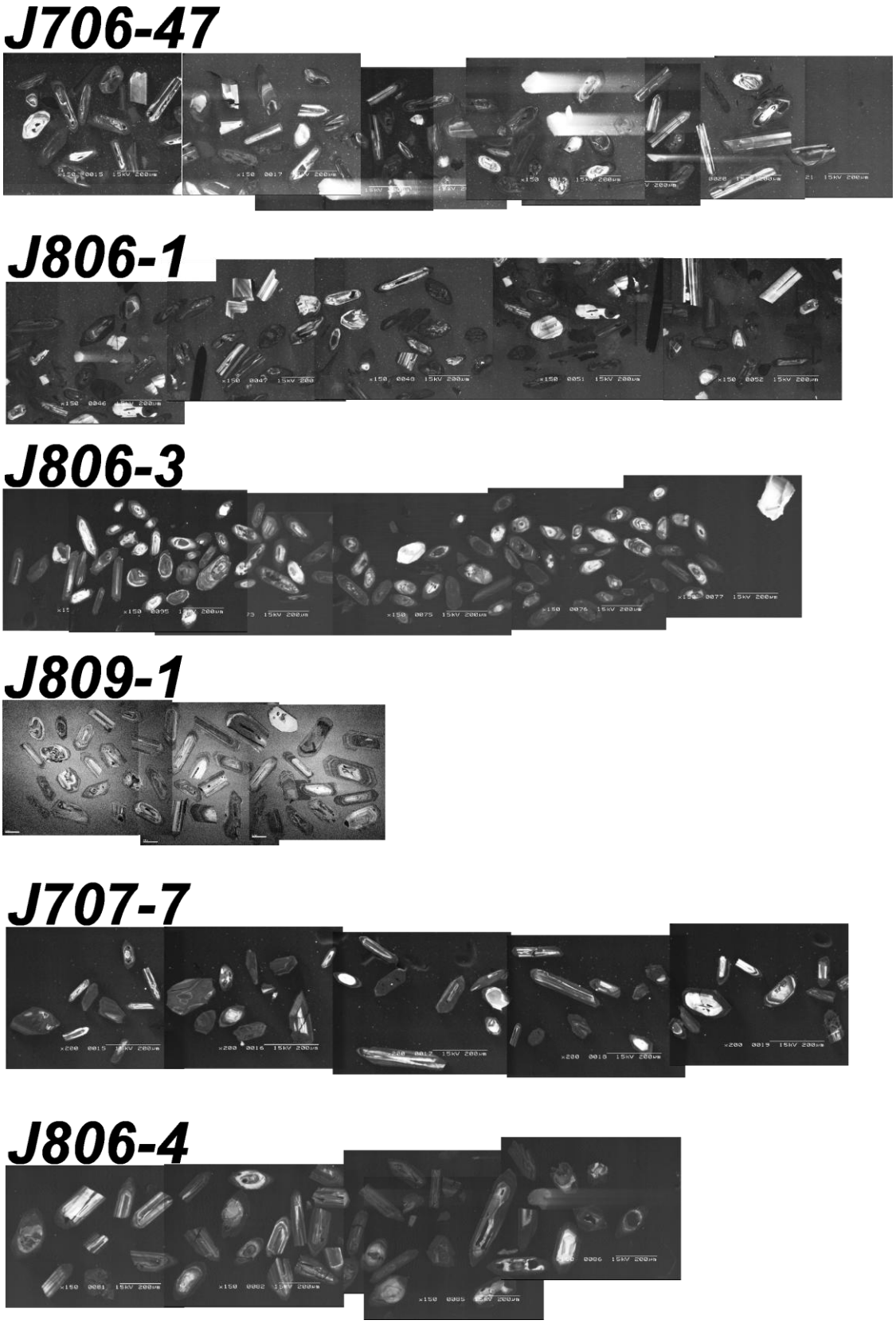


Fig. 6.4 Imágenes de catodoluminiscencia de los circones seleccionados para el estudio geocronológico de la zona central del batolito de Gredos. Ver en el texto su descripción morfológica.

muestra los diagramas de concordia donde se destacan los grupos y sus edades de concordia. Para cada grupo se destaca algún cristal representativo de la edad y morfología de los circones de dicho grupo. La tabla 6.2 contiene todos los resultados analíticos utilizados en este trabajo. En la descripción de los puntos de análisis se utiliza una clasificación según tipos de circón (tipos 1a, 1b, 2, 3 y 4) que puede ser útil para visualizar mejor las características morfológicas del cristal. Las muestras J806-3 y J707-7 pertenecen al trabajo Díaz-Alvarado et al. (2011a).

Granodiorita biotítica del Circo de Gredos (J706-47)

Muchos de los circones de la muestra son de gran tamaño (>250 µm de largo) y aciculares, con bandeados internos paralelos o zonados concéntricos (Fig. 6.4). El otro grupo de circones que podemos destacar, también muy abundantes, tienen un índice de elongación menor y un núcleo destacado sobre el cual, sin continuidad, crece el resto del cristal con zonación concéntrica. Alguno de estos cristales presentan zonas de alta luminosidad que atraviesan el desarrollo natural de las zonaciones. En otros circones se desarrollan crecimientos externos que no tienen una clara continuidad con el interior del cristal, en ocasiones sobre todo el cristal y en otros casos sólo en la culminación apical. En la figura 6.5a se muestra el diagrama de concordia de esta muestra y en la tabla 6.2a están recogidos los análisis que a continuación se describen.

- *Herencias.* Según las imágenes de catodoluminiscencia no son muy abundantes los circones heredados en esta muestra. Los 3 análisis realizados en núcleos de cristales compuestos dan edades proterozoicas.
- *Grupo 1*. Dos análisis con las edades más antiguas: 317.4 ± 3.2 y 322.4 ± 3.5. Se corresponden con núcleos de circones ígneos rotos o con un parón en el crecimiento del cristal, y con recristalizaciones posteriores. Las edades de las zonas externas del cristal son más de 5 Ma más jóvenes que el núcleo del cristal.
- *Grupo 2 (N=8, Edad de concordia = 312.6 ± 1.1 Ma / Mean = 311.8 ± 3.5 Ma)*. Este grupo de análisis resulta tener la edad más representada de la muestra. La mayoría de estas edades corresponden a crecimientos oscilatorios sobre núcleos (heredados o no), con relaciones U-Th mayores a 0.05.
- *Grupo 3 (N=3, Edad de concordia = 304.1 ± 2.0 Ma / Mean = 304.0 ± 5.8 Ma)*. Los circones aciculares de menor tamaño analizados tienen una edad más joven. Una edad incluida en este grupo resulta del análisis del crecimiento de alta luminosidad que limita un núcleo heredado de sus crecimientos.

- *Grupo 4 (N=3, Edad de concordia = 299.7 ± 1.8 Ma / Mean = 299.5 ± 5.2 Ma)*. El grupo con las edades más jóvenes contiene análisis con baja relación Th/U localizados en crecimientos externos del cristal. Un análisis de este grupo corresponde a una zona de aparente desequilibrio en el circón original.

Monzogranito Crd de las Pozas (J806-1)

En esta muestra podemos destacar los cristales de gran tamaño, en su mayoría aciculares con bandeados paralelos. Sin embargo, la mayoría de circones son de menor tamaño y compuestos por un núcleo y crecimientos concéntricos (Fig. 6.4). Gran parte de los análisis realizados en esta muestra han sido desechados debido a diversas inconsistencias analíticas que salen a la luz a lo largo del procesado de los datos. En la figura 6.5b se muestra el diagrama de concordia de esta muestra y en la tabla 6.2b están recogidos los análisis que a continuación se describen.

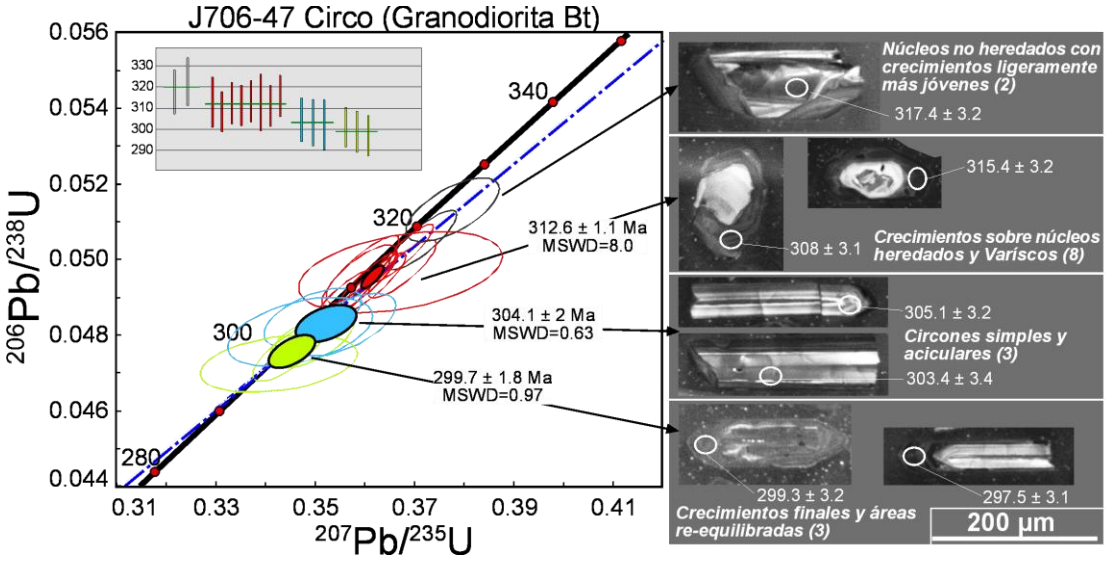
- *Herencias*. Los circones con núcleos heredados son mucho más abundantes que en las muestras de granodioritas biotíticas. Los resultados del análisis de estos circones muestran un núcleo de edad proterozoica y dos del Cámbrico inferior, que se encuentran rodeados por crecimientos oscilatorios con una relación Th/U muy baja y edad varisca: 343.6 ± 3.6 y 320.2 ± 3.2 Ma.
- *Grupo 1 (N = 4, Edad de concordia = 303.5 ± 1.6 Ma / Mean = 303.9 ± 4.8 Ma)*. Este grupo incluye la mayoría de los análisis con edades variscas. Resultan indistintamente del análisis de crecimientos sobre núcleos heredados y cristales simples aciculares.
- *Grupo 2*. Un único circón acicular con irregularidades en su zonación interna de edad 294.6 ± 3.

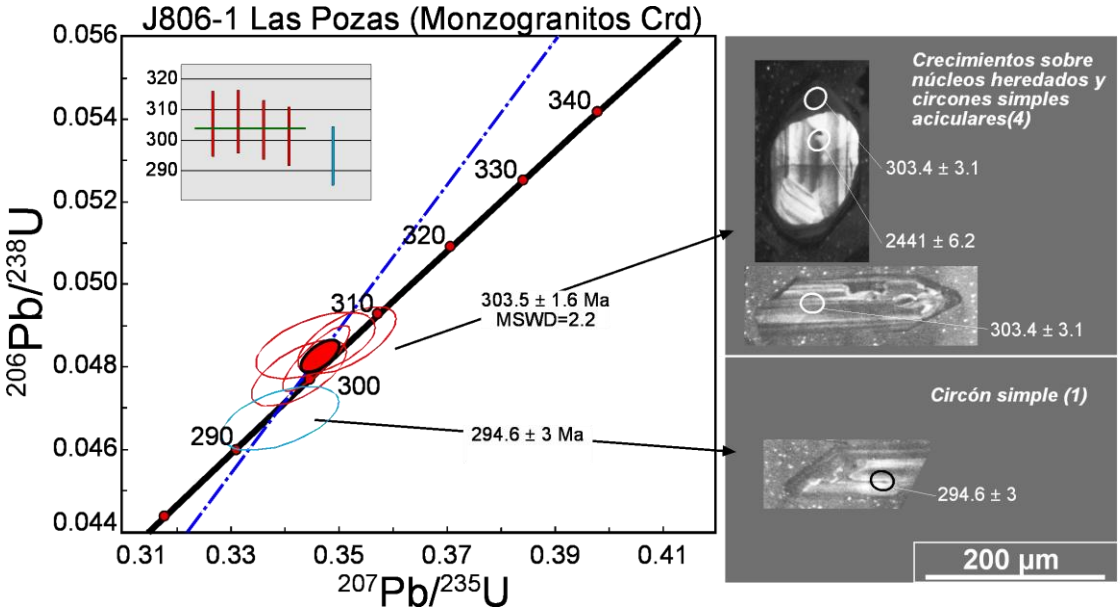
Granodioritas biotíticas y monzogranitos con Crd de Barbellido-Plataforma (J809-1 y J806-3)

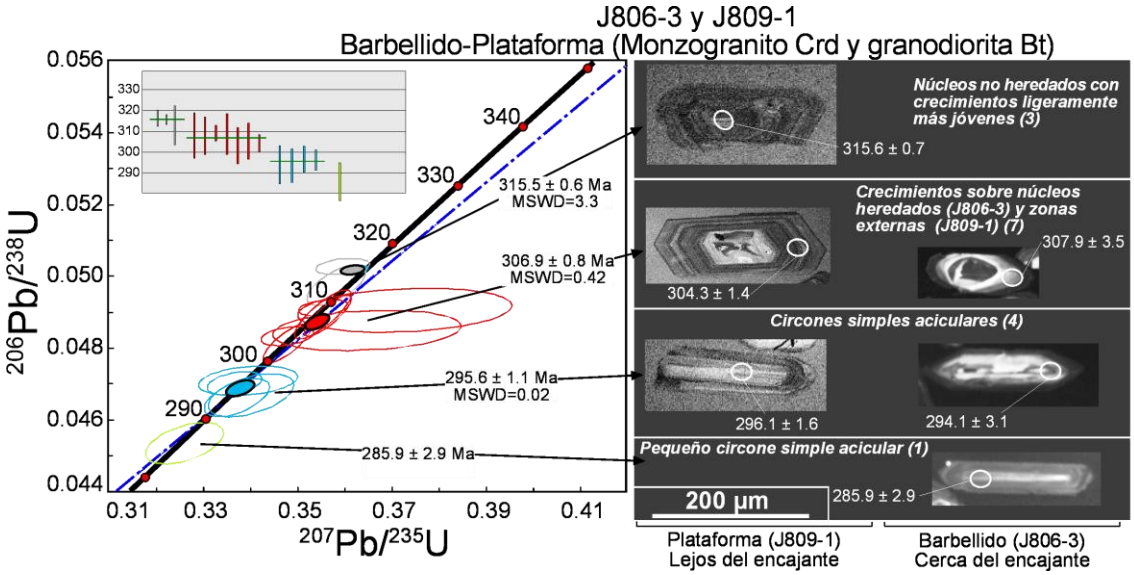
Las muestras J809-1 y J806-3 se han estudiado conjuntamente ya que los datos de campo indican que pertenecen a la misma lámina intrusiva y, efectivamente, las edades de ambas muestras han resultado ser muy parecidas (Tabla 6.2). Sin embargo, los circones registran grandes diferencias morfológicas. Los cristales de los monzogranitos con Crd de Barbellido son generalmente de menor tamaño que el resto de los granitoides estudiados. Los circones aciculares simples son minoría, siendo muy abundantes los cristales complejos con núcleos heredados con índices de elongación muy bajos. En la muestra de las granodioritas biotíticas de la Plataforma, los circones son de gran tamaño, simples, con un crecimiento continuo zonado concéntricamente o

aciculares con un bandeado paralelo al eje largo del cristal. Sólo algunos de los circones tienen núcleos que se diferencian en luminosidad o en el tipo de zonado del resto del cristal. En la figura 6.5c se muestra el diagrama de concordia de esta muestra y en la tabla 6.2c están recogidos los análisis que a continuación se describen.

- *Herencias*. Sólo la muestra J806-3 tiene circones con núcleos heredados. La presencia de gran cantidad de este tipo de circones en esta muestra hace que se haya tenido que aumentar el número de análisis para obtener una muestra representativa. Cinco de las edades son proterozoicas, mientras que dos pertenecen al Cámbrico inferior. El Cámbrico superior está representado por una muestra mientras que también aparece un crecimiento con baja relación Th/U de 348.8 ± 3.2 Ma.
- *Grupo 1 (N = 3, Edad de concordia = 315.5 ± 0.59 Ma / Mean = 315.6 ± 1.8 Ma)*. Los circones de la muestra J809-1 con esta edad tienen en común un pequeño núcleo con bandeado paralelo cuyo crecimiento está interrumpido por la zona externa del cristal, con zonado oscilatorio. Las edades de una y otra zona difieren en más de 5 Ma. El circón de esta edad perteneciente a la muestra J806-3 está compuesta por un núcleo muy brillante (dato eliminado del análisis por pérdida de Pb) y un crecimiento con Th/U= 0.02 de esta edad.
- *Grupo 2 (N = 7, Edad de concordia = 306.9 ± 0.75 Ma / Mean = 306.8 ± 2.2 Ma)*. Edad que aglutina la mayoría de los análisis de la muestra. Estos datos se obtienen en los crecimientos oscilatorios de los circones de ambas muestras, aunque en los monzogranitos se producen sobre núcleos heredados, y en las granodioritas se analizan principalmente en circones simples.
- *Grupo 3 (N = 4, Edad de concordia = 295.6 ± 1.1 Ma / Mean = 295.6 ± 3.1 Ma)*. Esta edad representa circones simples aciculares de ambas muestras, aunque también encontramos un crecimiento con Th/U= 0.005 en este grupo.
- *Grupo 4*. La edad más joven de todas las muestras se encuentra en un pequeño cristal acicular de la muestra J806-3 (285.9 ± 2.9 Ma).


J706-47 Circo (Granodiorita Bt)
206Pb/238U
207Pb/235U
312.6 ± 1.1 Ma
MSWD=8.0
304.1 ± 2 Ma
MSWD=0.63
299.7 ± 1.8 Ma
MSWD=0.97
Núcleos no heredados con crecimientos ligeramente más jóvenes (2)
317.4 ± 3.2
315.4 ± 3.2
308 ± 3.1
Crecimientos sobre núcleos heredados y Varíscos (8)
305.1 ± 3.2
Circones simples y aciculares (3)
303.4 ± 3.4
299.3 ± 3.2
297.5 ± 3.1
Crecimientos finales y áreas re-equilibradas (3)
200 µm


J806-1 Las Pozas (Monzogranitos Crd)
206Pb/238U
207Pb/235U
303.5 ± 1.6 Ma
MSWD=2.2
294.6 ± 3 Ma
Crecimientos sobre núcleos heredados y circones simples aciculares(4)
303.4 ± 3.1
2441 ± 6.2
303.4 ± 3.1
Circón simple (1)
294.6 ± 3
200 µm


J806-3 y J809-1
Barbellido-Plataforma (Monzogranito Crd y granodiorita Bt)
206Pb/238U
207Pb/235U
315.5 ± 0.6 Ma
MSWD=3.3
306.9 ± 0.8 Ma
MSWD=0.42
295.6 ± 1.1 Ma
MSWD=0.02
285.9 ± 2.9 Ma
Núcleos no heredados con crecimientos ligeramente más jóvenes (3)
315.6 ± 0.7
Crecimientos sobre núcleos heredados (J806-3) y zonas externas (J809-1) (7)
307.9 ± 3.5
304.3 ± 1.4
Circones simples aciculares (4)
296.1 ± 1.6
294.1 ± 3.1
Pequeño circone simple acicular (1)
285.9 ± 2.9
200 µm
Plataforma (J809-1)
Lejos del encajante
Barbellido (J806-3)
Cerca del encajante

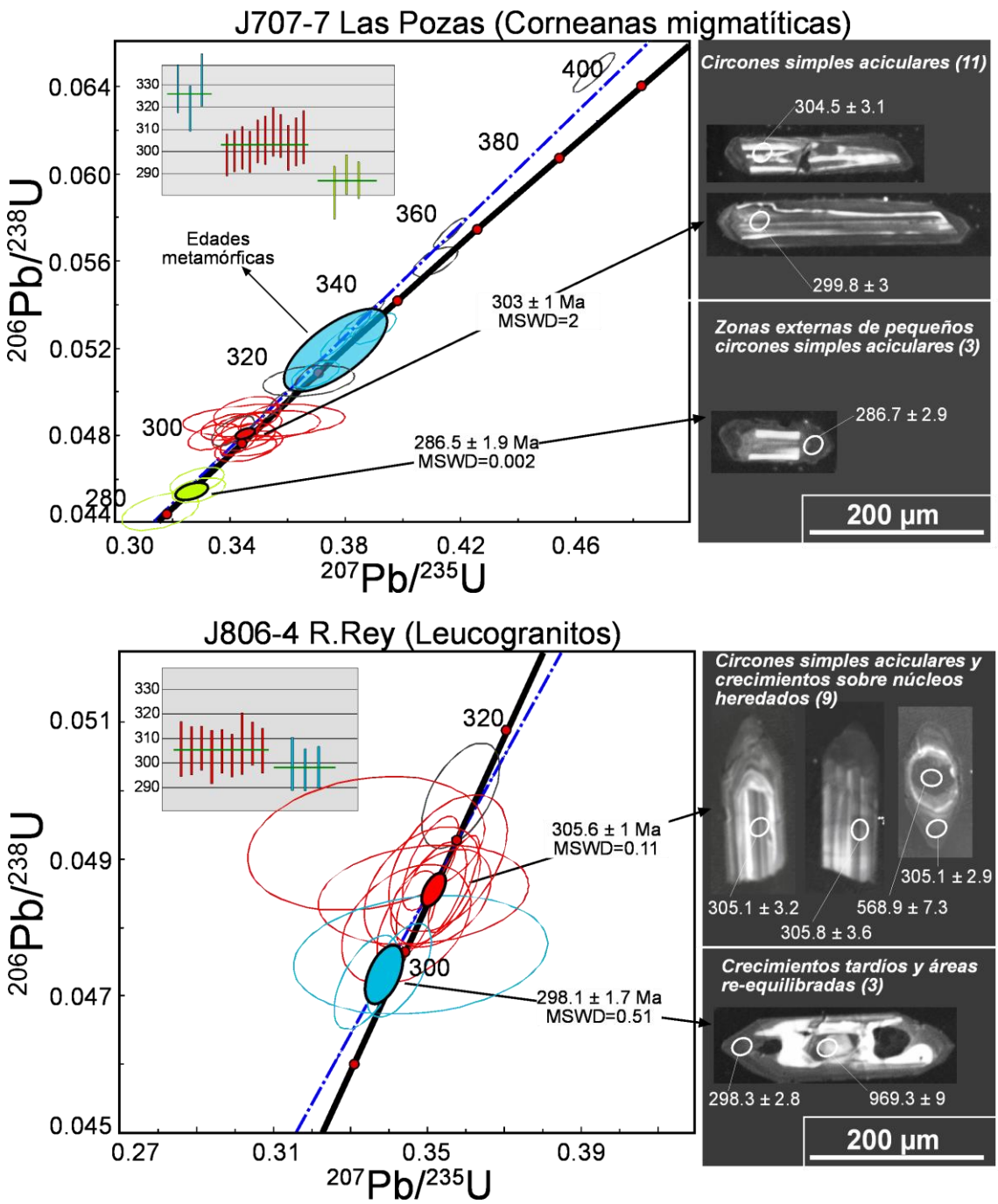


Fig. 6.5 Diagramas de concordia U-Pb de las muestras estudiadas, incluyendo diagramas de barras de errores 2σ. En las concordias se han señalado con diferentes colores las edades de concordia calculadas para cada grupo, que son relacionadas a un tipo morfológico de circones. Una muestra representativa de los circones de cada grupo y sus edades $^{206}Pb/^{238}U$ se muestran a la derecha de cada diagrama. Las elipses de error en los diagramas de Concordia tienen un 68.3% conf., incluyendo el error del estándar. (a) Diagrama de concordia de las granodioritas biotíticas del Circo (J706-47). (b) Diagrama de concordia de los monzogranitos cordieríticos de Las Pozas (J806-1). (c) Diagrama de concordia de las granodioritas y monzogranitos de Barbellido-Plataforma (J806-3 y J809-1). (d) Diagrama de concordia de las corneanas migmatíticos de Las Pozas (J707-7). (e) Diagrama de concordia de los leucogranitos del Refugio del Rey (J806-4).

Corneanas migmatíticas de las Pozas (J707-7).

Los circones de las corneanas migmatíticas son de pequeño tamaño, al igual que el resto de minerales de estas rocas (a excepción de algunos blastos de Crd). Se trata de una selección muy heterogénea, en la que se incluyen circones aciculares simples, muchos cristales con núcleos claramente heredados y un grupo muy llamativo con muy baja luminosidad (Fig. 6.4) y un zonado interno caótico. En algunos cristales destacan zonasde alta luminosidad, que en este caso están relacionadas con circones cuyas edades están invertidas (edad más antigua en el borde que en el núcleo) como veremos a continuación. En la figura 6.5d se muestra el diagrama de concordia de esta muestra y en la tabla 6.2e están recogidos los análisis que a continuación se describen.

- *Herencias.* No son muy abundantes, ya que muchos de estos núcleos parecen haber sufrido algún tipo de recristalización. Encontramos edades que ya se han descrito en los núcleos heredados de los circones de los monzogranitos, dos edades proterozoicas y dos del Cámbrico inferior. La gran novedad es la presencia de edades devónicas entre las herencias de esta muestra. Estas edades son más antiguas que el pico metamórfico Varisco y más jóvenes que las edades ordovícicas halladas en algunos metasedimentos regionales (Valverde-Vaquero y Dunning, 2000; Montero *et al*., 2007; Bea *et al*., 2007). Edades similares han sido descritas (p.ej. Castiñeiras *et al*., 2008), pero se han relacionado con errores analíticos y edades mezcladas entre núcleos y crecimientos. De los tres análisis que dan como resultado esta edad, uno de ellos (19.1) tiene una alta discordancia que pone en duda la fiabilidad del análisis, cosa que no ocurre con el 5.1, un pequeño núcleo heredado, y el 24.2, localizado en el crecimiento oscilatorio de un cristal compuesto.
- *Análisis con U>2000 ppm.* Este grupo es muy heterogéneo y en él se han incluido varias tipologías que tienen en común su alto contenido en U, siempre por encima de 2000 ppm. Sus edades también son muy diversas, desde devónicas hasta otras que están en torno a los 300 Ma. La calibración U-Pb para el circón en la sonda iónica (SHRIMP) se interrumpe cuando los valores de U son superiores a 2300-2500 ppm (McLaren *et al.*, 1994). Como resultado de lo anterior, estos datos se proyectan sobre una línea de pseudo-discordia y resultan tener edades $^{206}Pb/^{238}U$ aparentes más altas de las esperadas. A mayor contenido en U, mayor es el error en el análisis, mientras que la edad $^{207}Pb/^{206}Pb$ no se ve afectada. Los circones de esta muestra incluidos en este grupo se han analizado

por separado y no han sido incluidos en el cálculo de las edades promedio, aunque según lo expuesto con anterioridad, los datos con porcentajes de discordancia muy baja pueden considerarse válidos (el análisis 24.2 de edad 379.1 ± 3.7 y U=2673 ppm se ha incluido en el grupo de las herencias por tener un porcentaje de discordancia 0). Hemos diferenciado 3 tipos morfológicos dentro de este grupo: 1) *Circones tipo 4*. Son circones anhedrales de muy baja luminosidad en la CL. Tienen diferentes tamaños, pueden presentar una zonación caótica o no tener zonación alguna. La relación Th/U es menor de 0.02 excepto en el análisis 18.1. Sus edades $^{206}Pb/^{238}U$ van desde los 335 a los 305 Ma. 2) *Crecimientos en circones con inversión de edades*. Todos están por encima de los 4000 ppm de U (22.2 tiene 10000 ppm y mayor discordancia) y sus edades $^{206}Pb/^{238}U$ están entre los 330 y los 400 Ma. 3) *Crecimientos sobre núcleos heredados*. Son crecimientos con muy baja relación Th/U sobre núcleos antiguos. Sus edades $^{206}Pb/^{238}U$ están entre los 330 y 320 Ma.

- *Grupo 1 (N = 11, Edad de concordia = 303.0 ± 0.99 Ma / Mean = 303.1 ± 2.9 Ma).* Es la edad de la mayor parte de los circones aciculares con bandeado paralelo típicamente ígneos. Además de estos, han sido incluidos tres análisis en núcleos con alta luminosidad de circones con inversión de edades.
- *Grupo 2 (N = 3, Edad de concordia = 286.5 ± 1.9 Ma / Mean = 286.4 ± 5.4 Ma).* Los circones con esta edad son pequeños circones simples con alguna recristalización en las zonas externas del cristal.

Leucogranitos del Refugio del Rey (J806-4)

Esta muestra presenta cristales de gran tamaño, seleccionados en una fracción de entre 125 y 250 µm. Los dos tipologías más abundantes son los circones aciculares con bandeados paralelos al eje largo del cristal y los cristales compuestos con núcleo heredado y crecimientos con zonados oscilatorios. En la figura 6.5e se muestra el diagrama de concordia de esta muestra y en la tabla 6.2e están recogidos los análisis que a continuación se describen.

- *Herencias.* Las edades proteroziocas vuelven a estar presentes en las herencias de esta muestra, así como un análisis de edad Cámbrico inferior. Respecto a los datos de otras muestras, la única novedad es la presencia de 3 circones ediacarienses.
- *Circones no agrupados.* Un circón con alto contenido en U, de baja luminosidad y no zonado, con una edad $^{206}Pb/^{238}U$ de 351.1 ± 3.1 Ma, y un circón

morfológicamente similar a los del grupo 1 que se describe a continuación, pero con una edad más antigua (314.1 ± 3.1 Ma).

- *Grupo 1 (N = 9, Edad de concordia = 305.6 ± 1.0 Ma / Mean = 305.3 ± 3.1 Ma).* Son circones aciculares típicamente ígneos, excepto 3 de las edades que pertenecen a crecimientos sobre núcleos heredados (con relaciones Th/U>0.1).
- *Grupo 2 (N = 3, Edad de concordia = 298.1 ± 1.7 Ma / Mean = 298.3 ± 5 Ma).* En los 3 circones con esta edad aparecen rasgos de desequilibrio o procesos de disolución sobre un cristal ya formado. Dos de las edades resultan del análisis de los crecimientos externos del circón y el otro se ubica en la propia zona de alta luminosidad donde se produce el desequilibrio (Th/U= 1.14 y 1.69 % de Pb común).

6.- Discusión

El estudio geocronológico de los granitoides de la zona central del batolito de Gredos pone de manifiesto que es posible encontrar en una muestra dada un rango de edades que sobrepasa ampliamente el tiempo requerido para que un magma granítico se emplace y cristalice dentro de la corteza. La precisión de las técnicas analíticas y del procesado de los datos, extraídos del análisis de los isótopos de U-Th-Pb en los circones, es suficiente para excluir los errores analíticos de las causas de estas diferencias de edades encontradas. Las edades que registran los circones de los granitoides intrusivos y los leucogranitos anatécticos definen un proceso que se prolonga aproximadamente desde los 320 hasta los 285 Ma. Sin embargo, los análisis no se distribuyen periódicamente a lo largo de los más de 30 Ma, sino que se agrupan en torno a episodios concretos, dejando espacios de más de 5 Ma sin registro en las edades de circón. Además, los circones con edades semejantes tienen características morfológicas (hábito, composición o zonaciones) parecidas, según se deduce del estudio conjunto de los datos analíticos y morfológicos (Fig. 6.5). Estas consideraciones previas requieren que el análisis de los resultados se lleve a cabo a través de grupos de edades. Aunque no es el objetivo de este estudio relacionar cada uno de estos grupos con un proceso magmático concreto, es posible determinar fases principales de cristalización del circón que deben ser muy útiles a la hora de comparar la edad de los diferentes cuerpos magmáticos entre sí.

Tabla 6.2a: Resumen de los análisis SHRIMP U-Pb en circón para la muestra J706-47

Spot	Tipo[(2)(3)]	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm $^{206}Pb^{(1)}$	(1)Edad $^{206}Pb/^{238}U$		(1)Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$		% Dis-cor-dancia	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	err corr
Circones heredados: edades Proterozoicas																								
12.1	c,t2	0.26	301	207	0.710	103	2059	±26	2557.2	± 6.1	19	2.523	1.3	0.17218	0.3	2.529	1.3	0.16996	0.37	9.27	1.3	0.3954	1.3	.961
11.1	c,t2	--	382	159	0.429	95.8	1622	±19	1899	±22	15	3.429	1.2	0.1162	1.2	3.429	1.2	0.1163	1.2	4.675	1.7	0.2917	1.2	.686
4.1	c,t2	--	319	113	0.367	94.4	1895	±20	2011.6	± 7.2	6	2.902	1.1	0.12348	0.39	2.9	1.1	0.12379	0.41	5.885	1.2	0.3448	1.1	.936
Grupo 1: Núcleos no heredados con crecimientos ligeramente más jóvenes																								
10.1	c,t3	--	1423	901	0.654	61.7	317.4	± 3.2	344	±15	8	19.8	1	0.05321	0.64	19.8	1	0.05335	0.64	0.3716	1.2	0.05051	1	.850
13.1	c,t3	--	453	59	0.134	20	322.4	± 3.5	345	±28	7	19.5	1.1	0.05297	1.2	19.49	1.1	0.05338	1.2	0.3776	1.7	0.05131	1.1	.657
Grupo 2: Crecimientos sobre núcleos heredados y Varíscos																								
2.1	r,t2	0.38	3638	392	0.111	156	312.7	± 3.8	304	±16	-3	20.05	1.2	0.05548	0.34	20.13	1.2	0.05241	0.7	0.3591	1.4	0.04969	1.2	.871
4.2	r,t2	0.10	1998	153	0.079	84.1	308	± 3.1	316	±14	3	20.41	1	0.05351	0.52	20.43	1	0.05271	0.6	0.3557	1.2	0.04895	1	.861
5.1	t1b	--	1540	401	0.269	65.6	312.1	± 3.2	309	±19	-1	20.16	1	0.05237	0.81	20.16	1	0.05254	0.82	0.3593	1.3	0.04961	1	.782
6.1	c,t3	--	330	211	0.661	13.9	309.3	± 3.4	423	±43	27	20.34	1.1	0.05272	1.4	20.28	1.1	0.0553	1.9	0.3758	2.2	0.04932	1.1	.509
7.1	r,t2	--	2587	308	0.123	110	310.8	± 3.1	325	±11	4	20.24	1	0.0529	0.46	20.24	1	0.05292	0.46	0.3606	1.1	0.04941	1	.910
10.2	r,t3	0.04	1377	124	0.093	58.9	312.6	± 3.2	353	±15	11	20.09	1	0.0539	0.63	20.1	1	0.05358	0.65	0.3675	1.2	0.04975	1	.847
11.3	r,t2	0.05	2184	178	0.084	92.7	310.6	± 3.1	335	±12	7	20.23	1	0.05353	0.49	20.24	1	0.05315	0.54	0.362	1.2	0.0494	1	.884
12.3	r,t2	0.13	4962	185	0.038	214	315.4	± 3.2	335	±11	6	19.91	1	0.05422	0.35	19.93	1	0.05314	0.48	0.3675	1.1	0.05016	1	.903
Edad de concordia = 312.6 ± 1.1 Ma (MSWD = 8.0, Probabilidad = 0.005)													**Mean = 311.8 ± 3.5 Ma (MSWD = 0.19, Probabilidad = 0.99)**											
Grupo 3: Circones simples y aciculares																								
8.1	t1a	0.04	644	230	0.368	26.8	305.1	± 3.2	298	±34	-2	20.63	1.1	0.05265	1.5	20.64	1.1	0.0523	1.5	0.3494	1.8	0.04846	1.1	.575
9.1	t1a	0.05	284	146	0.532	11.8	303.4	± 3.4	352	±33	14	20.71	1.1	0.05393	1.4	20.72	1.1	0.05354	1.5	0.3562	1.8	0.04826	1.1	.614
12.2	hlr,t2	0.34	175	62	0.370	7.23	302.7	± 3.8	300	±57	-1	20.73	1.3	0.0551	2	20.8	1.3	0.0523	2.5	0.3469	2.8	0.04808	1.3	.451
Edad de concordia = 304.1 ± 2.0 Ma (MSWD = 0.63, Probabilidad = 0.43)													**Mean = 304.0 ± 5.8 Ma (MSWD = 0.051, Probabilidad = 0.95)**											
Grupo 4: Crecimientos finales y áreas re-equilibradas																								
1.1	r,t3	0.43	2099	299	0.147	86.7	301.2	± 3	326	±29	8	20.8	1	0.05637	0.65	20.89	1	0.05293	1.3	0.3493	1.6	0.04787	1	.632
3.1	r,t3	0.24	2964	74	0.026	121	299.3	± 3.2	311	±20	4	20.99	1.1	0.05447	0.66	21.04	1.1	0.05258	0.88	0.3446	1.4	0.04753	1.1	.774
6.2	r,t3	2.43	4511	155	0.036	188	297.5	± 3.1	312	±65	5	20.65	1	0.07212	0.92	21.17	1.1	0.0526	2.9	0.343	3.1	0.04725	1.1	.347
Edad de concordia = 299.7 ± 1.8 Ma (MSWD = 0.97, Probabilidad = 0.32)													**Mean = 299.5 ± 5.2 Ma (MSWD = 0.17, Probabilidad = 0.84)**											

Errores calculados según 1-sigma; Pb_c y Pb^* indican Pb común y radiogénico, respectivamente.

Error en la calibración del Estándar es 0.21% (no incluido en el cálculo del error de los análisis pero reuqerido a la hora de comparar muestras diferentes).

(1) Pb común corregido usando el ^{204}Pb medido.

(2) Tipos de circón según la siguiente clasificación:

Tipo 1a: Circones aciculares, con una alta elongación. En las imágenes CL destacan por tener bandeados regulares paralelos al eje largo del cristal.

Tipo 1b: Circones aciculares, con menor elongación que el Tipo 1a. Están compuestos por una oscilatoria sucesión de bandas de crecimiento que se nuclean concéntricamente a una zona central, sin discontinuidades aparentes durante el crecimiento del cristal.

Tipo 2: Circones compuestos por un núcleo heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Estos crecimientos suelen ser concéntricos al núcleo y oscilatorios. Según el desarrollo de la zona externa, pueden ser prismáticos o anhedrales.

Tipo 3: Circones compuestos por un núcleo no heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Este núcleo registra una edad varios millones de años mayor que en la parte externa del cristal, pero pertenece al mismo cuerpo o proceso magmático.

Tipo 4: Circones sin estructura interna distinguible o caótica, de luminiscencia muy baja. Suelen presentarse en cristales anhedrales.

(3) c: núcleo; r: crecimiento externo; hl: zona de alta luminosidad (imágenes CL)

Tabla 6.2b: Resumen de los análisis SHRIMP U-Pb en circón para la muestra J806-1

Spot	Tipo(2)(3)	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm ^{206}Pb(1)	(1)Edad $^{206}Pb/^{238}U$		(1)Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$		% Dis-cor-dancia	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	err corr
Circones heredados: edades Proterozoicas																								
8.1	c,t2	0.01	137	235	1.772	51	2320	±22	2441.3	± 6.2	5	2.309	1.1	0.15874	0.36	2.309	1.1	0.15864	0.37	9.47	1.2	0.4331	1.1	.952
Circones heredados: edades Cámbrico Inferior																								
10.1	c,t2	0.08	758	362	0.493	60.7	573.4	± 6.3	579	±13	1	10.74	1.1	0.05998	0.49	10.75	1.1	0.05933	0.61	0.7611	1.3	0.093	1.1	.883
14.1	c,t2	0.24	87	127	1.506	6.83	561.4	± 6.9	567	±40	1	10.96	1.3	0.06092	1.4	10.99	1.3	0.059	1.8	0.74	2.2	0.091	1.3	.577
Circones heredados: crecimientos con relación Th/U muy baja																								
10.2	r,t2	0.00	716	12	0.017	33.7	343.6	± 3.6	374	±15	8	18.27	1.1	0.05408	0.69	18.27	1.1	0.05408	0.69	0.4082	1.3	0.05474	1.1	.841
14.2	r,t2	0.05	3773	25	0.007	165	320.2	± 3.2	313.1	± 8	-2	19.63	1	0.05301	0.3	19.64	1	0.05264	0.35	0.3696	1.1	0.05093	1	.945
Grupo 1: Crecimientos sobre núcleos heredados y circones simples aciculares																								
11.1	t1a	0.16	347	474	1.409	14.5	305.4	± 3.4	270	±41	-13	20.58	1.1	0.05297	1.1	20.61	1.1	0.05165	1.8	0.3456	2.1	0.04852	1.1	.532
12.1	t1a	0.15	482	298	0.639	20.1	306.1	± 3.3	304	±31	-1	20.53	1.1	0.05366	0.89	20.57	1.1	0.05243	1.4	0.3515	1.7	0.04863	1.1	.631
8.2	r,t2	0.07	975	51	0.054	40.4	303.4	± 3.1	286	±15	-6	20.73	1.1	0.05255	0.64	20.75	1.1	0.05202	0.65	0.3457	1.2	0.0482	1.1	.853
9.1	t1a	0.47	1303	897	0.711	53.8	301.3	± 3.1	283	±29	-6	20.8	1.1	0.05571	0.73	20.9	1.1	0.05194	1.3	0.3426	1.7	0.04784	1.1	.640
Edad de concordia = 303.5 ± 1.6 Ma (MSWD = 2.20, Probabilidad = 0.14)														**Mean = 303.9 ± 4.8 Ma (MSWD = 0.20, Probabilidad = 0.90)**										
Grupo 2: Circón simple																								
13.1	t1a	0.65	1138	1168	1.060	46	294.6	± 3	312	±41	6	21.25	1.1	0.05786	0.63	21.39	1.1	0.0526	1.8	0.3391	2.1	0.04675	1.1	.508

Errores calculados según 1-sigma; Pb_c y Pb^* indican Pb común y radiogénico, respectivamente.

Error en la calibración del Estándar es 0.21% (no incluido en el cálculo del error de los análisis pero reuqerido a la hora de comparar muestras diferentes).

(1) Pb común corregido usando el ^{204}Pb medido.

(2) Tipos de circón según la siguiente clasificación:

Tipo 1a: Circones aciculares, con una alta elongación. En las imágenes CL destacan por tener bandeados regulares paralelos al eje largo del cristal.

Tipo 1b: Circones aciculares, con menor elongación que el Tipo 1a. Están compuestos por una oscilatoria sucesión de bandas de crecimiento que se nuclean concéntricamente a una zona central, sin discontinuidades aparentes durante el crecimiento del cristal.

Tipo 2: Circones compuestos por un núcleo heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Estos crecimientos suelen ser concéntricos al núcleo y oscilatorios. Según el desarrollo de la zona externa, pueden ser prismáticos o anhedrales.

Tipo 3: Circones compuestos por un núcleo no heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Este núcleo registra una edad varios millones de años mayor que en la parte externa del cristal, pero pertenece al mismo cuerpo o proceso magmático.

Tipo 4: Circones sin estructura interna distinguible o caótica, de luminiscencia muy baja. Suelen presentarse en cristales anhedrales.

(3) c: núcleo; r: crecimiento externo; hl: zona de alta luminosidad (imágenes CL)

Tabla 6.2c: Resumen de los análisis SHRIMP U-Pb en circón para las muestras J806-3 y J809-1

Spot	Tipo(2)(3)	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm ^{206}Pb(1)	(1)Edad $^{206}Pb/^{238}U$		(1)Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$		% Dis-cor-dancia	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	err corr
Circones heredados: edades Proterozoicas																								
J806-3-14.1	c,t2	0.02	249	312	1.297	92.5	2318	±19	2448.6	± 4.9	5	2.311	0.98	0.15947	0.29	2.311	0.98	0.15933	0.29	9.506	1	0.4327	0.98	.959
J806-3-15.1	c,t2	0.00	434	101	0.241	165	2358	±19	2343	± 24	-1	2.264	0.96	0.1497	1.4	2.264	0.96	0.1497	1.4	9.12	1.7	0.4417	0.96	.560
J806-3-4.1	c,t2	0.09	825	70	0.087	129	1077	± 9.3	2171	± 11	50	5.494	0.94	0.1363	0.63	5.499	0.94	0.13556	0.64	3.399	1.1	0.1818	0.94	.824
J806-3-4.2	r,t2	0.00	603	152	0.261	154	1676	±14	1967.2	± 4.5	15	3.369	0.94	0.12077	0.25	3.369	0.94	0.12074	0.25	4.942	0.97	0.2968	0.94	.966
J806-3-3.1	c,t2	0.03	1469	655	0.460	189	898.2	± 8.7	946	± 12	5	6.686	1	0.07086	0.59	6.688	1	0.07061	0.61	1.456	1.2	0.1495	1	.864
Circones heredados: edades Cámbrico Inferior																								
J806-3-8.1	t1b	0.05	624	490	0.811	50	575.2	± 5.3	604	± 15	5	10.71	0.96	0.0604	0.58	10.71	0.96	0.06002	0.71	0.7724	1.2	0.09333	0.96	.802
J806-3-1.1	c,t2	3.22	1222	479	0.405	96.2	547.8	± 6.6	564	±240	3	10.91	1.1	0.0851	3.5	11.28	1.3	0.0589	11	0.72	11	0.0887	1.3	.115
Circones heredados: edades Cámbrico Superior-Ordovícico																								
J806-3-9.1	t1b	1.21	5025	836	0.172	369	523.1	± 4.6	568	± 38	8	11.69	0.92	0.06885	0.88	11.83	0.92	0.059	1.7	0.688	2	0.08452	0.92	.470
Circones heredados: crecimientos con relación Th/U muy baja																								
J806-3-6.1	r,t2	1.64	1474	109	0.076	71.6	348.8	± 3.2	435	± 53	20	17.69	0.94	0.06871	0.82	17.99	0.95	0.0556	2.4	0.426	2.6	0.05559	0.95	.369
Grupo 1: Núcleos no heredados con crecimientos ligeramente más jóvenes																								
J809-1-4.1	c,t3	0.22	1794	268	0.154	77.7	316.2	±1.2	279	± 28	-13	19.85	0.4	.0537	0.8	19.89	0.4	0.05185	1.2	0.3595	1.3	0.05028	0.38	.292
J809-1-7.1	c,t3	0.16	3661	109	0.031	158	315.59	±0.67	299	± 14	-6	19.90	0.2	.0536	0.5	19.93	0.2	0.05231	0.63	0.3619	0.67	0.05017	0.22	.326
J806-3-5.2	r,t2	0.82	5504	83	0.016	237	313	± 2.8	295	± 25	-6	19.93	0.92	0.05879	0.4	20.1	0.92	0.05221	1.1	0.3582	1.4	0.04976	0.92	.652
Edad de concordia = 315.5 ± 0.59 Ma (MSWD = 3.3, Probabilidad = 0.069)												**Mean = 315.6 ± 1.8 Ma (MSWD = 0.23, Probabilidad = 0.80)**												
Grupo 2: Crecimientos sobre núcleos heredados (J806-3) y zonas externas (J809-1)																								
J806-3-3.2	r,t2	0.38	3169	57	0.019	134	307.9	± 3.5	314	± 18	2	20.36	1.1	0.05571	0.38	20.44	1.1	0.05266	0.78	0.3553	1.4	0.04893	1.1	.829
J806-3-12.1	t1b	0.03	1285	179	0.144	54	307.8	± 2.8	322	± 15	4	20.44	0.94	0.05309	0.58	20.45	0.94	0.05285	0.64	0.3563	1.1	0.0489	0.94	.825
J806-3-7.1	t1a	0.05	1490	202	0.140	61.6	303	± 2.8	303	± 17	0	20.77	0.95	0.05282	0.58	20.78	0.95	0.0524	0.75	0.3477	1.2	0.04813	0.95	.785
J809-1-5.1	t1b	0.09	919	495	0.556	38.8	309.1	±1.2	306	± 27	-1	20.34	0.4	.0532	1.0	20.36	0.4	0.05248	1.2	0.3554	1.2	0.04911	0.39	.318
J809-1-2.1	t1b	0.63	133	49	0.377	5.66	308.7	±3.1	416	±110	26	20.26	1.0	.0601	2.5	20.38	1.0	0.0551	4.9	0.373	5	0.04906	1	.207
J809-1-6.1	t1b	0.49	154	66	0.443	6.45	305.2	±2.8	394	± 98	22	20.53	0.9	.0585	2.3	20.63	0.9	0.0545	4.4	0.365	4.5	0.04848	0.94	.211
J809-1-1.1	t1b	0.26	1891	335	0.183	78.7	304.3	±1.4	293	± 28	-4	20.64	0.5	.0542	1.0	20.69	0.5	0.05218	1.2	0.3478	1.3	0.04833	0.46	.347
Edad de concordia = 306.9 ± 0.75 Ma (MSWD = 0.42, Probabilidad = 0.52)												**Mean = 306.8 ± 2.2 Ma (MSWD = 0.71, Probabilidad = 0.64)**												
Grupo 3: Circones simples aciculares																								
J806-3-2.1	t1a	0.14	262	228	0.899	10.5	294.1	± 3.1	321	± 43	8	21.39	1.1	0.05397	1.3	21.42	1.1	0.0528	1.9	0.34	2.2	0.04669	1.1	.486
J806-3-15.2	r,t2	0.55	1562	8	0.005	62.9	293.6	± 2.7	305	± 31	4	21.34	0.94	0.05687	0.77	21.46	0.94	0.05245	1.4	0.337	1.7	0.0466	0.94	.563
J809-1-3.1	t1a	0.42	283	120	0.438	11.5	296.6	±2.1	298	± 55	0	21.15	0.7	.0556	1.9	21.24	0.7	0.0523	2.4	0.3394	2.5	0.04708	0.72	.285
J809-1-8.1	t1a	0.14	501	102	0.210	20.2	296.1	±1.6	282	± 30	-5	21.24	0.6	.0531	1.3	21.27	0.6	0.05192	1.3	0.3365	1.4	0.04701	0.55	.389
Edad de concordia = 295.6 ± 1.1 Ma (MSWD = 0.023, Probabilidad = 0.88)												**Mean = 295.6 ± 3.1 Ma (MSWD = 0.17, Probabilidad = 0.92)**												
Grupo 4: pequeño circón simple acicular																								
J806-3-10.1	t1a	0.27	684	248	0.374	26.7	285.9	± 2.9	291	± 41	2	21.99	1	0.05428	0.84	22.05	1	0.05213	1.8	0.3259	2.1	0.04535	1	.499

Los análisis de la muestra J806-3 pertenecen al trabajo Díaz-Alvarado et al. (2011a)

Errores calculados según 1-sigma; Pb_c y Pb^* indican Pb común y radiogénico, respectivamente.

Error en la calibración del Estándar es 0.21% (no incluido en el cálculo del error de los análisis pero reuqerido a la hora de comparar muestras diferentes).

(1) Pb común corregido usando el ^{204}Pb medido.

(2) Tipos de circón según la siguiente clasificación:

Tipo 1a: Circones aciculares, con una alta elongación. En las imágenes CL destacan por tener bandeados regulares paralelos al eje largo del cristal.

Tipo 1b: Circones aciculares, con menor elongación que el Tipo 1a. Están compuestos por una oscilatoria sucesión de bandas de crecimiento que se nuclean concéntricamente a una zona central, sin discontinuidades aparentes durante el crecimiento del cristal.

Tipo 2: Circones compuestos por un núcleo heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Estos crecimientos suelen ser concéntricos al núcleo y oscilatorios. Según el desarrollo de la zona externa, pueden ser prismáticos o anhedrales.

Tipo 3: Circones compuestos por un núcleo no heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Este núcleo registra una edad varios millones de años mayor que en la parte externa del cristal, pero pertenece al mismo cuerpo o proceso magmático.

Tipo 4: Circones sin estructura interna distinguible o caótica, de luminiscencia muy baja. Suelen presentarse en cristales anhedrales.

(3) c: núcleo; r: crecimiento externo; hl: zona de alta luminosidad (imágenes CL)

Tabla 6.2d: Resumen de los análisis SHRIMP U-Pb en circón para la muestra J707-7

Spot	Tipo(2)(3)	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm ^{206}Pb(1)	(1)Edad $^{206}Pb/^{238}U$		(1)Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$		% Dis-cor-dancia	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	err corr
Circones heredados: edades Proterozoicas																								
20.1	c,t2	0.18	812	100	0.127	267	2084	±20	2590.5	± 4.2	20	2.616	1.2	0.17489	0.23	2.621	1.2	0.17337	0.25	9.12	1.2	0.3816	1.2	.977
11.1	hlc,t2	0.13	210	417	2.053	27.5	913.5	± 9.5	976	± 27	6	6.56	1.1	0.07274	1.1	6.569	1.1	0.07164	1.3	1.504	1.7	0.1522	1.1	.650
Circones heredados: edades Cámbrico Inferior																								
13.1	c,t2	0.44	612	235	0.398	48.5	566.3	± 5.6	552	± 28	-3	10.84	1	0.06214	0.63	10.89	1	0.05858	1.3	0.742	1.6	0.09183	1	.637
24.1	c,t2	--	539	54	0.104	42.9	572.2	± 6.3	612	± 18	7	10.78	1.2	0.05965	0.76	10.77	1.2	0.06022	0.84	0.771	1.4	0.0928	1.2	.808
Circones heredados: edades Devónicas																								
5.1	c,t2	0.57	1255	236	0.194	66.7	384.5	± 4.3	407	± 29	6	16.18	1.2	0.05947	0.56	16.27	1.2	0.05487	1.3	0.465	1.7	0.06146	1.2	.671
24.2	r,t2	0.86	2673	109	0.042	140	379.1	± 3.7	381	± 47	0	16.37	1	0.0612	1.3	16.51	1	0.0542	2.1	0.453	2.3	0.06057	1	.439
19.1	hlc,t2	1.21	219	68	0.320	11.3	369.5	± 4.2	714	± 84	48	16.75	1.1	0.07281	1.3	16.95	1.2	0.0632	4	0.514	4.1	0.05899	1.2	.284
Circones heredados: crecimientos con relación Th/U muy baja																								
13.2	r,t2	0.58	1761	43	0.025	80.5	332.2	± 3.5	349	± 27	5	18.8	1.1	0.05812	0.5	18.91	1.1	0.05348	1.2	0.39	1.6	0.05289	1.1	.665
Análisis con U>2000 ppm: circones tipo 4																								
1.1	t4	0.11	7323	13	0.002	320	319.3	± 3.2	311	± 17	-3	19.67	1	0.05345	0.53	19.69	1	0.05259	0.74	0.3682	1.3	0.05078	1	.811
3.1	t4	0.01	4172	90	0.022	192	336.2	± 3.3	311.2	± 8.6	-8	18.68	1	0.05267	0.36	18.68	1	0.05259	0.38	0.3882	1.1	0.05354	1	.937
18.1	t4	0.60	3435	4481	1.348	150	317.5	± 3.5	319	± 76	0	19.69	1.1	0.0576	1.9	19.8	1.1	0.0528	3.4	0.367	3.5	0.05049	1.1	.319
6.1	t4	0.00	2006	18	0.009	85.2	311	± 3.1	299	± 12	-4	20.23	1	0.0523	0.55	20.23	1	0.0523	0.55	0.3565	1.2	0.04943	1	.881
9.1	t4	0.74	2079	36	0.018	86.7	303.4	± 3.3	255	± 32	-19	20.6	1.1	0.05723	0.51	20.75	1.1	0.05132	1.4	0.341	1.8	0.0482	1.1	.632
Análisis con U>2000 ppm: crecimientos en circones con edades inversamente zonadas																								
22.2	r,t2	0.37	10166	93	0.009	566	403.6	± 4.5	300	± 12	-35	15.42	1.2	0.05535	0.21	15.48	1.2	0.05234	0.52	0.4664	1.3	0.06462	1.2	.911
8.2	r,t2	0.90	4880	31	0.006	237	350.9	± 3.5	343	± 27	-2	17.71	1	0.06058	0.48	17.87	1	0.05334	1.2	0.4114	1.5	0.05595	1	.653
26.2	r,t2	0.13	4370	24	0.006	215	359.1	± 3.5	315	± 9.9	-14	17.43	1	0.05371	0.31	17.46	1	0.05268	0.44	0.4161	1.1	0.05728	1	.918
27.2	r,t2	0.12	4373	119	0.028	199	332.7	± 3.3	306	± 14	-9	18.86	1	0.05348	0.44	18.88	1	0.05248	0.6	0.3832	1.2	0.05296	1	.858
Análisis con U>2000 ppm: crecimientos normales																								
11.2	r,t2	0.24	3373	9	0.003	152	328.3	± 3.2	299	± 15	-10	19.09	1	0.05425	0.36	19.14	1	0.0523	0.64	0.3768	1.2	0.05225	1	.846
21.2	r,t2	0.30	7619	30	0.004	333	319.3	± 3.1	320	± 34	0	19.63	1	0.05518	0.95	19.69	1	0.0528	1.5	0.3697	1.8	0.05078	1	.553
Grupo 1a: Circones simples aciculares																								
16.1	t1a	0.64	1228	185	0.156	51.3	304.5	± 3.1	243	± 53	-25	20.54	1	0.05617	0.72	20.67	1	0.051	2.3	0.3404	2.5	0.04837	1	.408
23.1	hlt1a	1.93	588	147	0.258	25	305	± 3.5	321	± 92	5	20.24	1.2	0.06834	0.94	20.64	1.2	0.0528	4.1	0.353	4.2	0.04846	1.2	.279
25.1	t1a	0.37	415	239	0.595	17.5	308.7	± 3.5	243	± 54	-27	20.31	1.1	0.05402	1.1	20.38	1.2	0.0511	2.4	0.3454	2.6	0.04906	1.2	.439
29.1	t1a	0.19	1038	525	0.522	43.6	307	± 3.1	291	± 28	-5	20.46	1	0.05367	0.72	20.5	1	0.05212	1.2	0.3505	1.6	0.04878	1	.644
10.1	t1a	1.03	858	713	0.858	35.3	298.5	± 3.1	323	± 53	8	20.88	1	0.06115	0.75	21.1	1.1	0.0529	2.4	0.3454	2.6	0.04739	1.1	.408
12.1	t1a	0.34	1403	678	0.499	57.7	300.1	± 3	294	± 27	-2	20.91	1	0.05493	0.62	20.98	1	0.05219	1.2	0.3429	1.6	0.04766	1	.659
14.1	t1b	0.44	687	386	0.581	28.4	301.8	± 3.1	222	± 44	-36	20.77	1	0.05417	0.88	20.87	1.1	0.05059	1.9	0.3343	2.2	0.04792	1.1	.480
17.1	t1a	0.41	1135	446	0.406	46.6	299.8	± 3	326	± 54	8	20.92	1	0.0562	1.8	21.01	1	0.0529	2.4	0.3474	2.6	0.0476	1	.398
Grupo 1b: núcleos en circones con edades inversamente zonadas																								
26.1	hlc,t2	0.68	128	134	1.079	5.39	306.4	± 3.9	304	±150	-1	20.4	1.2	0.0579	2.8	20.54	1.3	0.0524	6.4	0.352	6.5	0.04868	1.3	.197
22.1	hlc,t2	0.23	444	233	0.543	18.5	304.3	± 3.5	291	± 50	-5	20.64	1.2	0.05394	1.1	20.69	1.2	0.0521	2.2	0.3474	2.5	0.04834	1.2	.472
8.1	hlc,t2	0.32	350	210	0.620	14.5	301.7	± 3.3	294	± 53	-3	20.81	1.1	0.05477	1.3	20.87	1.1	0.0522	2.3	0.3448	2.6	0.04791	1.1	.430
Edad de concordia = 303.0 ± 0.99 Ma (MSWD = 2, Probabilidad = 0.16)												**Mean = 303.1 ± 2.9 Ma (MSWD = 0.45, Probabilidad = 0.92)**												
Grupo 2a: Zonas externas de pequeños circones simples aciculares																								
15.1	t1a	0.25	533	284	0.550	21.1	289.2	± 3.1	281	± 47	-3	21.74	1.1	0.05393	0.94	21.79	1.1	0.0519	2.1	0.3284	2.3	0.04589	1.1	.472
2.1	hlt1b	1.46	734	212	0.298	28.5	280.7	± 4.3	260	± 71	-8	22.14	1.6	0.06311	0.84	22.47	1.6	0.0514	3.1	0.316	3.5	0.04451	1.6	.456
Group 2b: Core in inverse zoned zircon																								
27.1	hlc,t2	0.72	819	371	0.468	32.2	286.7	± 2.9	307	± 47	7	21.83	1	0.05824	0.79	21.99	1	0.0525	2.1	0.3292	2.3	0.04547	1	.454
Edad de concordia = 286.5 ± 1.9 Ma (MSWD = 0.002, Probabilidad = 0.97)												**Mean = 286.4 ± 5.4 Ma (MSWD = 0.63, Probabilidad = 0.53)**												

Los análisis de la muestra J707-7 pertenecen al trabajo Díaz-Alvarado et al. (2011a)

Errores calculados según 1-sigma; Pb_c y Pb^* indican Pb común y radiogénico, respectivamente.

Error en la calibración del Estándar es 0.21% (no incluido en el cálculo del error de los análisis pero reuqerido a la hora de comparar muestras diferentes).

(1) Pb común corregido usando el ^{204}Pb medido.

(2) Tipos de circón según la siguiente clasificación:

Tipo 1a: Circones aciculares, con una alta elongación. En las imágenes CL destacan por tener bandeados regulares paralelos al eje largo del cristal.

Tipo 1b: Circones aciculares, con menor elongación que el Tipo 1a. Están compuestos por una oscilatoria sucesión de bandas de crecimiento que se nuclean concéntricamente a una zona central, sin discontinuidades aparentes durante el crecimiento del cristal.

Tipo 2: Circones compuestos por un núcleo heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Estos crecimientos suelen ser concéntricos al núcleo y oscilatorios. Según el desarrollo de la zona externa, pueden ser prismáticos o anhedrales.

Tipo 3: Circones compuestos por un núcleo no heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Este núcleo registra una edad varios millones de años mayor que en la parte externa del cristal, pero pertenece al mismo cuerpo o proceso magmático.

Tipo 4: Circones sin estructura interna distinguible o caótica, de luminiscencia muy baja. Suelen presentarse en cristales anhedrales.

(3) c: núcleo; r: crecimiento externo; hl: zona de alta luminosidad (imágenes CL)

Tabla 6.2e: Resumen de los análisis SHRIMP U-Pb en circón para la muestra J806-4

Spot	Tipo(2)(3)	% $^{206}Pb_c$	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm ^{206}Pb(1)	(1)Edad $^{206}Pb/^{238}U$		(1)Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$		% Dis-cor-dancia	Total $^{238}U/^{206}Pb$	±%	Total $^{207}Pb/^{206}Pb$	±%	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	err corr
Circones heredados: edades Proterozoicas																								
1.1	c,t2	0.13	293	27	0.10	86.6	1905	±20	2293.4	± 5.9	17	2.904	1.2	0.14659	0.3	2.908	1.2	0.14548	0.34	6.897	1.3	0.3438	1.2	.963
1.2	r,t2	0.48	547	148	0.28	99.1	1229	±10	1883	± 10	35	4.739	0.94	0.11911	0.43	4.762	0.94	0.11522	0.57	3.336	1.1	0.21	0.94	.855
18.1	c,t2	0.11	256	96	0.39	39.2	1056.2	± 9.8	1682	± 12	37	5.611	1	0.10409	0.62	5.617	1	0.10319	0.66	2.533	1.2	0.178	1	.836
17.1	c,t2	0.04	214	148	0.72	29.8	969.3	± 9	1000	± 15	3	6.161	1	0.07288	0.66	6.163	1	0.07251	0.73	1.622	1.2	0.1623	1	.807
Circones heredados: edades Proterozoico Superior																								
16.1	c,t2	0.00	82	37	0.47	7.69	665.2	± 7.6	680	± 32	2	9.2	1.2	0.06218	1.5	9.2	1.2	0.06218	1.5	0.932	1.9	0.1087	1.2	.633
5.1	c,t2	0.04	458	329	0.74	41.1	640.3	± 6.2	657	± 17	3	9.573	1	0.06182	0.69	9.577	1	0.0615	0.77	0.885	1.3	0.1044	1	.797
12.1	hlc,t2	0.27	58	153	2.72	4.96	608.7	± 7.7	585	± 52	-4	10.07	1.3	0.0617	1.9	10.1	1.3	0.0595	2.4	0.812	2.7	0.099	1.3	.484
Circones heredados: edades Cámbrico Inferior																								
15.1	c,t2	1.25	706	427	0.63	56.7	568.9	± 7.3	602	± 38	5	10.7	1.3	0.07018	0.56	10.84	1.3	0.06	1.8	0.763	2.2	0.0923	1.3	.603
Análisis con U>2000 ppm																								
13.2	r,t2	0.21	2872	1618	0.58	138	351.1	± 3.1	312	± 15	-13	17.83	0.92	0.05434	0.38	17.87	0.92	0.05261	0.66	0.4061	1.1	0.05597	0.92	.811
Circón simple acicular (alta discordancia)																								
8.1	t1a	0.13	388	124	0.33	16.7	314.1	± 3.1	290	± 36	-8	20	1	0.05316	1.4	20.03	1	0.05211	1.6	0.3587	1.9	0.04993	1	.546
Grupo 1: Circones simples aciculares y crecimientos sobre núcleos heredados																								
3.1	t1a	0.22	247	121	0.51	10.3	305.8	± 3.6	288	± 59	-6	20.54	1.2	0.05387	1.4	20.59	1.2	0.0521	2.6	0.3487	2.9	0.04857	1.2	.423
4.1	t1a	0.00	259	128	0.51	10.8	305.1	± 3.2	309	± 31	1	20.63	1.1	0.05254	1.4	20.63	1.1	0.05254	1.4	0.3511	1.7	0.04846	1.1	.614
6.1	t1a	0.02	1519	35	0.02	63.5	306.1	± 2.9	339	± 18	10	20.56	0.97	0.0534	0.75	20.56	0.97	0.05323	0.78	0.3569	1.2	0.04863	0.97	.779
7.1	r,t2	0.24	241	66	0.28	9.97	302.5	± 3.6	286	± 68	-6	20.77	1.2	0.0539	2	20.82	1.2	0.052	3	0.345	3.2	0.04804	1.2	.377
9.2	r,t2	1.17	728	38	0.05	30.7	304.8	± 2.9	327	± 51	7	20.41	0.96	0.06238	0.74	20.65	0.97	0.053	2.3	0.3536	2.5	0.04842	0.97	.395
10.1	t1a	0.23	741	345	0.48	30.7	303	± 2.8	283	± 27	-7	20.73	0.96	0.0538	0.76	20.78	0.96	0.05195	1.2	0.3447	1.5	0.04813	0.96	.629
11.1	hlc,t3	0.22	184	164	0.92	7.77	308	± 4.1	315	± 57	2	20.39	1.3	0.05443	1.5	20.43	1.3	0.0527	2.5	0.355	2.9	0.04894	1.3	.471
11.2	r,t3	0.41	1862	170	0.09	78.6	308	± 2.8	287	± 23	-7	20.35	0.93	0.05529	0.46	20.44	0.93	0.05203	1	0.351	1.4	0.04893	0.93	.676
15.2	r,t2	2.10	836	30	0.04	35.6	305.1	± 2.9	295	±120	-3	20.2	0.95	0.0691	2.3	20.63	0.98	0.0522	5.1	0.349	5.2	0.04847	0.98	.190
					Edad de concordia = 305.6 ± 1.0 Ma (MSWD = 0.11, Probabilidad = 0.74)								**Mean = 305.3 ± 3.1 Ma (MSWD = 0.15, Probabilidad = 0.99)**											
Grupo 2: Crecimientos tardíos y áreas re-equilibradas																								
13.1	hlc,t2	1.69	157	172	1.14	6.52	299.7	± 3.5	332	±140	10	20.66	1.1	0.0666	2.3	21.01	1.2	0.0531	6.2	0.348	6.3	0.0476	1.2	.192
14.1	r,t2	0.13	670	461	0.71	27.2	297.3	± 2.8	256	± 31	-16	21.16	0.96	0.05234	0.83	21.19	0.97	0.05133	1.3	0.3341	1.7	0.0472	0.97	.583
17.2	r,t2	0.88	2387	237	0.10	98	298.3	± 2.8	306	± 29	3	20.93	0.96	0.05953	0.38	21.11	0.96	0.05248	1.3	0.3427	1.6	0.04736	0.96	.603
					Edad de concordia = 298.1 ± 1.7 Ma (MSWD = 0.51, Probabilidad = 0.47)								**Mean = 298.3 ± 5 Ma (MSWD = 0.07, Probabilidad = 0.94)**											

Errores calculados según 1-sigma; Pb_c y Pb^* indican Pb común y radiogénico, respectivamente.

Error en la calibración del Estándar es 0.21% (no incluido en el cálculo del error de los análisis pero reuqerido a la hora de comparar muestras diferentes).

(1) Pb común corregido usando el ^{204}Pb medido.

(2) Tipos de circón según la siguiente clasificación:

Tipo 1a: Circones aciculares, con una alta elongación. En las imágenes CL destacan por tener bandeados regulares paralelos al eje largo del cristal.

Tipo 1b: Circones aciculares, con menor elongación que el Tipo 1a. Están compuestos por una oscilatoria sucesión de bandas de crecimiento que se nuclean concéntricamente a una zona central, sin discontinuidades aparentes durante el crecimiento del cristal.

Tipo 2: Circones compuestos por un núcleo heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Estos crecimientos suelen ser concéntricos al núcleo y oscilatorios. Según el desarrollo de la zona externa, pueden ser prismáticos o anhedrales.

Tipo 3: Circones compuestos por un núcleo no heredado sobre el que recrece una zona externa del cristal en una etapa posterior. Este núcleo registra una edad varios millones de años mayor que en la parte externa del cristal, pero pertenece al mismo cuerpo o proceso magmático.

Tipo 4: Circones sin estructura interna distinguible o caótica, de luminiscencia muy baja. Suelen presentarse en cristales anhedrales.

(3) c: núcleo; r: crecimiento externo; hl: zona de alta luminosidad (imágenes CL)

En la granodiorita biotítica del Circo de Gredos se han definido cuatro grupos. El primero de ellos está formado por dos análisis con las edades más antiguas (entre 317 y 322 Ma), encontradas en los núcleos de cristales compuestos que responden a la definición de antecristal (Hildreth et al., 2004). Similares características y edades se han encontrado en algunos circones de la lámina de Barbellido-Plataforma. El grupo 2 aglutina el mayor número de edades, un total de 8, con una edad de concordia de 312.6 ± 1.1 Ma y edades $^{206}Pb/^{238}U$ comprendidas entre 308 y 315 Ma. Se trata por lo tanto de la fase principal de cristalización en este cuerpo magmático que se manifiesta con la nucleación del circón sobre cristales preexistentes en el fundido (circones heredados antiguos y antecristales). Los grupos 3 y 4 tienen edades de concordia de 304 ± 2 y 299.7 ± 1.8 Ma, respectivamente. Sus edades abarcan un rango de edades casi continuo entre los 305 y los 298 Ma, pero han sido separados por las características de los circones que responden a un cambio en sus condiciones de cristalización, ya que el grupo 3 representa los cristales aciculares con bandeado paralelo y el grupo 4 contiene circones con crecimientos tardíos y muy bajas relaciones Th/U. La muestra del monzogranito con Crd de las Pozas tiene menos datos que el resto debido a problemas en la calibración de la sonda en el momento de los análisis. Los datos que son estadísticamente válidos, sin tener en cuenta los circones heredados, pertenecen a un solo grupo (4 datos) con una edad de concordia de 303.5 ± 1.6 Ma. A esto hay que sumar la presencia de un único circón con una edad $^{206}Pb/^{238}U$ más joven de 294.6 ± 3. Para el estudio de la lámina de Barbellido-Plataforma se han analizado dos muestras diferentes (J806-3 y J809-1). El estudio geocronológico confirma los datos de campo que indican que ambas muestras corresponden a la misma lámina granodiorítica. Las edades de la muestra J806-3 están comprendidas entre 313 y 293 Ma (sin tener en cuenta un pequeño circón de 286 Ma), mientras que la muestra J809-1 tiene edades entre 316 y 296 Ma. A esta coincidencia se une que el patrón de las edades refleja las mismas frecuencias por lo que ambas muestras se han estudiado conjuntamente. El primer grupo de edades, con una edad de concordia de 315.5 ± 0.59 Ma, supera en casi 10 Ma la edad del siguiente grupo. Al igual que en la lámina del Circo, estas edades corresponden con núcleos de antecristales. El grupo con más datos, un total de 7, tiene una edad de concordia de 306.9 ± 0.75 Ma, en lo que es la fase principal de cristalización del circón en esta lámina, teniendo el tercer grupo un retardo de 10 Ma respecto a esta fase. Al igual que en las granodioritas del Circo, la fase principal se traduce en el recrecimiento de circones preexistentes en el magma, mientras que en la

etapa posterior aparecen nuevos cristales aciculares. Encontramos además la edad más joven de todo el trabajo en un pequeño circón acicular de 285.9 ± 2.9 Ma. Si bien hemos visto cómo hay coincidencia entre las edades de las dos muestras recogidas en el cuerpo intrusivo de Barbellido-Plataforma, las imágenes de CL muestran la grandes diferencias en la morfología entre las poblaciones de circones que representan a las muestras J806-3, recogida en las proximidades del contacto con los metasedimentos, y J809-1, lejos de cualquier contacto con el encajante (Fig. 6.4). Si los circones con edades heredadas proviniesen del área fuente del magma intrusivo sería de esperar que ambas muestras tuviesen una cantidad de núcleos heredados parecida. Sin embargo, la ausencia de estas herencias en la muestra J809-1 parece indicar que estos circones son xenocristales incorporados al magma intrusivo durante el proceso de asimilación que implica además importantes cambios geoquímicos en los granitoides (Díaz-Alvarado et al., 2011a). La coincidencia entre las edades heredadas de los fundidos anatécticos claramente asociados a su área fuente y algunos granitoides intrusivos cerca de las zonas de contacto, y la relación entre la cantidad de circones heredados en los granitoides y su proximidad a los contactos con los metasedimentos confirman la naturaleza xenocrística de los circones heredados en los magmas intrusivos.

Los circones de los fundidos leucograníticos que aparecen en las corneanas de las Pozas tienen una gran diversidad morfológica debido a la mezcla de cristales generados durante la cristalización del fundido anatéctico y aquellos circones arrastrados desde la fuente metasedimentaria. Las herencias regionales no son muy abundantes y se encuentran en los núcleos de algunos circones compuestos. Existe una amplia representación de circones con un gran contenido en U, hábito xenomorfo y zonación interna caótica. Las bajas relaciones Th/U son relacionadas con circones metamórficos (Williams, 1998 y Wang et al., 2011) y muchas de las edades que registran este tipo de circones coinciden con el metamorfismo regional de la Zona Centroibérica (Montero et al., 2004). A pesar de las cautelas ya mencionadas sobre los análisis con altos valores de U, estos circones parecen estar presentes en los leucogranitos como cristales resistentes a la fusión del encajante. Los circones aciculares con bandeado paralelo están bien representados en la muestra con edades $^{206}Pb/^{238}U$ entre 308 y 298 Ma, con una edad de concordia de 303.0 ± 0.99 Ma. Esta edad representa el momento de cristalización del circón a partir del magma granítico. Además se han encontrado edades más jóvenes, por debajo de los 290 Ma, en zonas externas de pequeños cristales aciculares.

Los leucogranitos del Refugio del Rey se diferencian de los leucosomas de las corneanas de las Pozas por un tamaño de grano considerablemente más grande, que evidencia un proceso de segregación y emplazamiento más lento y con más espacio. Las edades variscas están presentes en los circones aciculares y algunos crecimientos sobre núcleos heredados con una edad de concordia de 305.6 ± 1.0 Ma, edad de la principal fase de cristalización en los leucogranitos. En zonas externas de algunos cristales se han encontrado edades más jóvenes de 298.1 ± 1.7 Ma.

El estudio de las edades heredadas no es objetivo de este trabajo, aunque en el transcurso de los análisis de los núcleos y algunos circones simples se han encontrado un buen número de herencias tanto en los leucogranitos como en los granitoides intrusivos (xenocristales). La escasez de datos no permiten la comparación con otros trabajos que caracterizan las edades pre-Variscas presentes en los metasedimentos del encajante del batolito (p.ej. Castiñeiras et al., 2008 y Fernández-Suarez et al., 2010), aunque las edades más repetidas son Cámbrico Inferior y Neoproterozoico, con presencia de algunos núcleos antiguos (Proterozoico Medio e Inferior).

Secuencia de intrusión

Una vez identificadas las principales etapas de cristalización del circón en cada una de las muestras estudiadas, es necesario conocer si estas fases repiten un mismo patrón, si coinciden en el tiempo para estimar una secuencia de intrusión relativa y, si es posible, datar procesos magmáticos y metamórficos dentro de la construcción del batolito. La figura 6.6 muestra las edades promediadas ("mean ages") de cada uno de los grupos definidos en este trabajo según la edad y las características morfológicas de los circones de granitoides y leucogranitos. A pesar de que las edades de concordia proporcionan un menor error, se han escogido las "mean ages" debido a que su porcentaje de probabilidad es mayor en todos los grupos (Tabla 6.2). Las tres muestras de granitoides intrusivos siguen un patrón similar: 1) una etapa de cristalización principal (color rojo) que aglutina el mayor número de análisis generalmente localizados en los crecimientos sobre núcleos heredados y antecristales. 2) Una etapa previa (color gris), con circones de edades superiores en más de 5 Ma a la fase principal, que se relaciona con núcleos en antecristales. Estas edades no aparecen en los monzogranitos de las Pozas, probablemente por la escasez de datos. 3) Una tercera fase de cristalización del circón (color azul), que se produce tras un importante hiato en las edades de la muestra (3, 6 y 8 Ma en las muestras del Circo, Las Pozas y Barbellido-Plataforma, respectivamente). Suele encontrarse asociada a los circones simples aciculares. Se han analizado algunas

edades más jóvenes en las tres muestras (color verde) relacionadas con pequeños cristales. En el caso de la muestra del Circo (J706-47), estas edades pueden considerarse dentro del grupo anterior, aunque han sido estudiadas por separado debido a la localización de sus análisis (crecimientos externos con baja relación Th/U en vez de circones aciculares). Los granitos anatécticos también responden a un patrón similar, con un grupo de edades más numeroso que responde a una etapa de cristalización principal, seguido de una parada importante en la aparición de circones (más de 5 Ma), y posteriormente un nuevo grupo menos representativo. Previamente a la interpretación de las principales fases de cristalización del circón en los granitoides estudiados, la repetición de los patrones de edades en cada una de las muestras nos permite componer una secuencia relativa de intrusión para la formación del batolito. Así, el primer pulso intrusivo fue el de las granodioritas biotíticas del Circo, la lámina de muro, seguido de las granodioritas y monzogranitos de Barbellido-Plataforma (a techo del área estudiada), y por último se produjo el emplazamiento de la lámina de monzogranitos con Crd de las Pozas, que intruyó en una posición intermedia entre las dos anteriores. Los patrones de repetición de edades de los cuerpos granodioríticos del Circo y de Plataforma-Barbellido son muy parecidos, por ello la comparación entre ambos es muy sencilla, existiendo unos 5 Ma de diferencia entre la aparición de las principales etapas de cristalización del circón (con características morfológicas semejantes). La lámina de las Pozas tiene un menor número de análisis, por lo que su patrón resulta incompleto, aunque según los datos válidos que se analizan en este trabajo, sus picos de máxima frecuencia de edades tienen un retardo de 3-4 Ma respecto al cuerpo de Barbellido-Plataforma. Los leucogranitos anatécticos también tienen una posición muy concreta en la secuencia (Fig. 6.6). La fase principal de cristalización del circón en los leucogranitos del Refugio del Rey se produce inmediatamente después de que se presente esta etapa en la lámina de Barbellido-Plataforma, justo a techo del cuerpo anatéctico. Lo mismo ocurre en los leucosomas de las corneanas migmatíticas con respecto a la lámina de las Pozas que contiene el cuerpo de metasedimentos. En ambos cuerpos aparece una nueva fase de cristalización tras un importante lapso de tiempo sin edades, mayor en las corneanas que en los leucogranitos del Refugio del Rey.

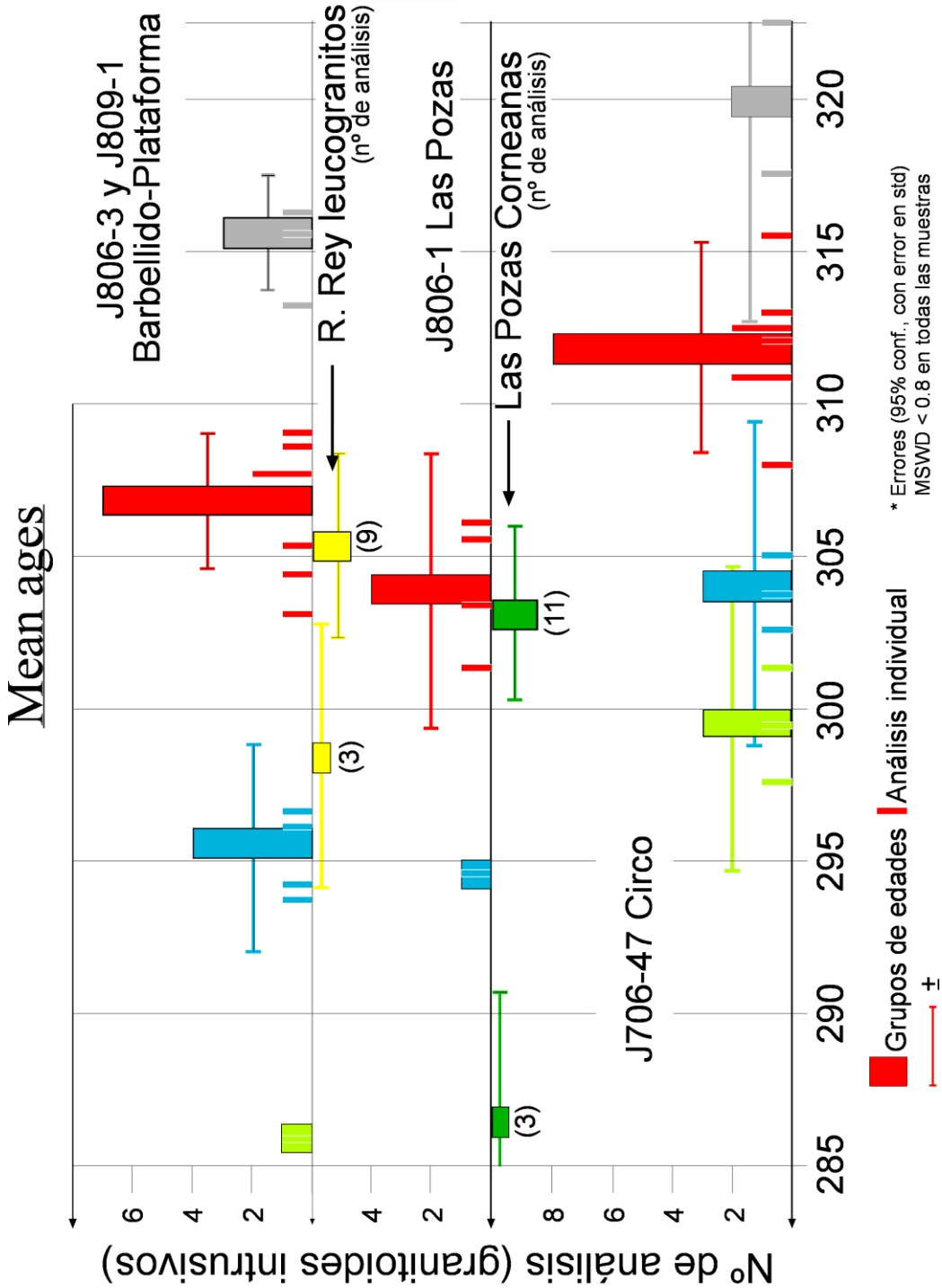


Fig. 6.6 Cronograma que muestra las "*mean ages*" (y sus correspondientes errores) de los principales grupos de edades analizados en este trabajo. Para cada muestra se representan también los análisis individuales que forman estos grupos (con el mismo color). A la izquierda se señala el número de análisis que forman cada grupo para las 3 muestras de granitoides intrusivos, mientras que en las muestras del encajante este número se señala bajo cada barra representativa de la edad del grupo.

Significado de los grupos de edades. Efecto térmico del emplazamiento secuencial

La morfología de los circones nos permite deducir que la fase principal de cristalización del circón en los cuerpos intrusivos (Fig. 6.6, color rojo) se corresponde con la etapa principal de emplazamiento de cada lámina de granitoides. La mayoría de estas edades se obtienen del análisis de los crecimientos del circón sobre núcleos heredados. Algunos de estos núcleos son antecristales que pueden ser interpretados como el resultado de las

primeras etapas de crecimiento secuencial de cada lámina granítica. Por tanto, el emplazamiento de cada cuerpo puede haberse extendido a lo largo de varios millones de años, aunque sistemáticamente se identifica una etapa principal en la que debe de haberse producido la intrusión del volumen principal de magma en cada lámina. Dentro de cada grupo pueden haberse producido recargas o incrementos menores (10^5 años) que conforman estos grupos principales en torno a un rango de 5-6 Ma, lo que supondría además incrementos térmicos más constantes y un rejuvenecimiento mantenido durante la formación del batolito (p.ej., Miller et al., 2011 y Huber et al., 2011).

Como hemos comprobado en las dos muestras de la lámina Barbellido-Plataforma, los núcleos heredados son en su mayoría xenocristales obtenidos en el proceso de interacción entre el magma intrusivo y el encajante metasedimentario. Por lo tanto, la edad de este grupo nos aporta una edad máxima de emplazamiento. Por su parte, la respuesta en el encajante a la intrusión de las sucesivas láminas granodioríticas es la generación de fundidos anatécticos. Tanto en los leucogranitos del Refugio del Rey como en los leucosomas de las corneanas migmatíticas, la edad de la fase principal de cristalización es inmediatamente posterior al emplazamiento de la lámina que está en contacto con ellos (Fig. 6.6). Esto corrobora las observaciones de campo que muestran contactos co-magmáticos entre las granodioritas y monzogranitos y los leucogranitos anatécticos. Las edades más jóvenes que aparecen en los granitoides tras un largo lapso de tiempo sin edades puede responder también a la intrusión de otras nuevas láminas granodioríticas en zonas cercanas. Así, los grupos más jóvenes del cuerpo granodiorítico del Circo coinciden con la intrusión de la lámina de las Pozas a techo. Tentativamente, podríamos explicar la aparición de edades de 295 Ma en los cuerpos de Barbellido-Plataforma y las Pozas con la intrusión de una nueva lámina a techo de las anteriores, no aflorante actualmente en la zona cartografiada.

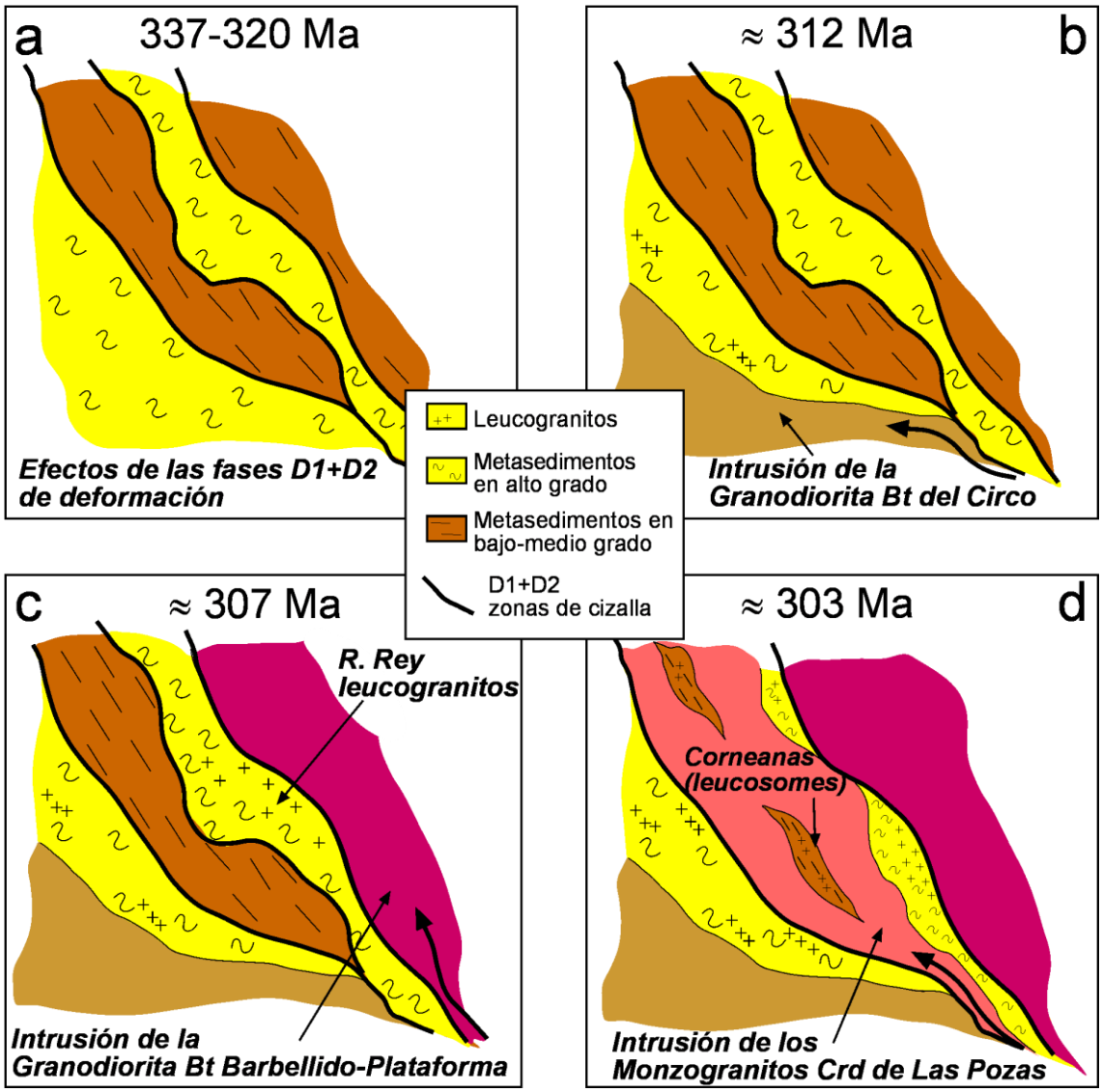


Fig. 6.7 Esquema temporal de la intrusión y evolución del encajante. (a) Estructuración de la corteza media durante las primeras fases de deformación Variscas. Metasedimentos en diferentes grados metamórficos se ponen en contacto por efecto de la fase de colapso extensional. (b) Intrusión de la lámina de muro (Circo de Gredos). (c) Intrusión de la lámina de techo (Barbellido-Plataforma). A continuación se produce la segregación y emplazamiento de los leucogranitos del Refugio del Rey. (d) Intrusión en posición intermedia de la lámina de Las Pozas, que coincide con la aparición de circones ígneos en los leucosomas de las corneanas migmatíticas de Las Pozas, y con la cristalización de nuevos circones en la lámina del Circo (a muro).

La figura 6.7 propone un esquema de intrusión según las edades obtenidas en este estudio. Estas dataciones nos hablan de un largo periodo de tiempo en el cual los circones se siguen nucleando o recristalizando, para lo cual es determinante que la temperatura en el conjunto del batolito se mantenga en el entorno de las temperaturas de saturación del circón. Según los trabajos de Watson y Harrison (1983) y de Miller et al. (2003), las temperaturas de saturación en circón para los fundidos anatécticos pueden situarse en el entorno de los 750 ºC. Si consideramos que los magmas granodioríticos intrusivos deben comenzar a cristalizar previamente o inmediatamente al inicio de su emplazamiento debido al descenso de temperatura asociado a la transferencia de calor hacia su encajante, los fundidos residuales deben tener una composición próxima a la de los leucogranitos peralumínicos (Patiño Douce y Johnston, 1991; Castro et al., 2000), por lo que la temperatura de saturación en circón de los granitoides en la etapa posterior al emplazamiento sería muy parecida a la de los fundidos anatécticos. Estas temperaturas coinciden con las de las reacciones de fusión de la Bt en condiciones saturadas (Thompson, 1982, 1996; Vielzeuf y Holloway, 1988; Patiño Douce y Johnston, 1991; Castro et al., 2000) que dan como resultado los leucogranitos anatécticos formados a raíz del emplazamiento de los pulsos magmáticos. Por tanto, la repetida intrusión granodiorítica podría rejuvenecer térmicamente el batolito, favoreciendo la permanencia durante dilatados periodos de tiempo (varios millones de años) de un encajante parcialmente fundido y de cuerpos magmáticos que conservan un importante porcentaje de fundido. La temperatura en estos cuerpos magmáticos fluctuaría con cada nueva intrusión cercana alrededor de los valores de saturación en circón, dando lugar a los distintos grupos de circones observados en este trabajo.

7.- Conclusiones

El estudio geocronológico a través de los circones es una herramienta esencial para alcanzar un conocimiento detallado de los batolitos compuestos por sucesivos pulsos magmáticos y sus mecanismos de emplazamiento. Así podemos establecer la secuencia de intrusión y obtener una relación temporal entre el emplazamiento y otras características geoquímicas y estructurales del batolito. Aun así, existen muchos detalles en discusión acerca del significado de las edades obtenidas del análisis de los isótopos de U-Th-Pb en el circón, o de los amplios rangos de edad encontrados en una sola muestra. La metodología utilizada en este trabajo consiste en agrupar los análisis

estadísticamente válidos de acuerdo con su edad U-Pb, la localización del punto de análisis y las características morfológicas del circón. Estos grupos son fundamentales para conocer las principales etapas de cristalización del circón en los fundidos graníticos. Los grupos de edades y sus patrones de frecuencia son la clave para la comparación entre las diferentes muestras de granitoides y metasedimentos, y los nuevos estudios en este campo deben estar dirigidos a conocer el significado de esas edades en el proceso de evolución y emplazamiento magmático.

En el caso de la parte central del batolito de Gredos, la principal etapa de intrusión de los granitoides tuvo lugar entre los 320 y 300 Ma, contemporáneamente con la fase D3 de deformación varisca (que comenzó con la actividad de grandes zonas de cizalla extensionales y fue seguida por el desarrollo de pliegues y zonas de cizalla transcurrentes). De acuerdo con los datos geocronológicos, primero se produjo la intrusión de la lámina del Circo, en el muro estructural del área de estudio, seguida del cuerpo granodiorítico y monzogranítico de Barbellido-Plataforma (a techo) y de los monzogranitos de las Pozas, que intruyeron en una posición intermedia entre los pulsos que les precedieron. Se ha observado en este trabajo un lapso de tiempo de unos 4-5 Ma entre las sucesivas intrusiones que forman el batolito en el área de estudio. Así, la estructura general es la de un batolito compuesto por la sucesiva intrusión de pulsos magmáticos en una corteza previamente estructurada y metamorfizada, que sufrió un nuevo episodio de fusión parcial debido al aumento térmico provocado por el repetido emplazamiento magmático.

Agradecimientos

Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral de Juan Díaz Alvarado, desarrollada en los Departamentos de Geodinámica y Paleontología y de Geología de la Universidad de Huelva. La tesis ha sido financiada con una beca FPU del Ministerio de Ciencia en Innovación (AP2005-3498). El trabajo ha contado con la fnanciación de los proyectos CGL2004-06808-CO4-01/BTE, CGL2004-06808-CO4-02/BTE, CGL2007-63237/BTE, y CGL2010-22022-CO2-01 del Ministerio de Ciencia e Innovación.

Referencias

Bachmann, O.; Dungan, M.A. y Lipman, P.W. (2002) The Fish Canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado; rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. Journal of Petrology 43 (8), 1469-1503.

Bachmann, O. y Bergantz, G.W. (2004) On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from
batholithic crystal mushes. Journal of Petrology 45, 1565–1582.

Bacon, C.R. y Lowenstern, J.B. (2005) Late Pleistocene granodiorite source for recycled zircon and phenocrysts in rhyodacite lava at Crater Lake, Oregon. Earth and Planetary Science Letters 233 (3-4), 277-293.

Bea, F., Montero, P. & Molina, J. F. (1999) Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *Journal of Geology* **107**, 399-419.

Bea, F., Montero, P. y Zinger, T. (2003) The nature, origin, and thermal influence of the granite source layer of Central Iberia. Journal of Petrology 111, 579-595.

Bea, F., Montero, P. & Zinger, T. (2004). Edad $^{207}Pb/^{206}Pb$ en cristal único de circón de las rocas máficas y ultramáficas del sector de Gredos, Batolito de Ávila (Sistema Central Español). *Revista de la Sociedad Geológica de España* **17**, 157-167.

Bea, F., Montero, P., González Lodeiro, F., Talavera, C., Molina, J.F., Scarrow, J.H., Whitehouse, M.J. & Zinger, T. (2006). Zircon thermometry and U-Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo anatectic complex, Central Iberia. *Journal of the Geological Society, London* **163**, 847-855.

Bea, F., Montero, P., González-Lodeiro, F. y Talavera, C. (2007) Zircon inheritance reveals exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. Journal of Petrology 48, 2327-2339.

Beard, J. S.; Ragland, P. C. y Crawford, M. L. (2005) Reactive bulk assimilation: A model for crust-mantle mixing in silicic magmas. Geology 33, 681-684.

Belousova, E. A.; Griffin, W. L.; O'Reilly, S.Y. Y Fisher, N. J. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib Mineral Petrol 143, 602-622.

Burgisser, A. y Bergantz, C. W. (2011) A rapid mechanism to remobilize and homogenize highly crystalline magma bodies. Nature 471, 212–215.

Capdevila, R.; Corretge, G. y Floor, P. (1973) Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. Bull.Soc.Geol.France, 15, 3-4, 209-228.

Casquet, C., Montero, P., Galindo, C., Bea, F. & Lozano, R. (2004). Geocronología $^{207}Pb/^{206}Pb$ en cristal único de circón y Rb-Sr del plutón de La Cabrera (Sierra del Guadarrama). *Geogaceta* **35**, 71-74.

Castiñeiras, P., Villaseca, C., Barbero, L. & Martín Romera, C. (2008) SHRIMP U-Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of central Spain: implications in the Hercynian evolution of Central Iberia. *International Journal of Earth Sciences* **97**, 35-50.

Castro, A.; Corretgé, L. G.; El-Biad, M.; El-Hmidi; H., Fernández, C. y Patiño Douce, A. (2000) Experimental constraints on Hercynian Anatexis in the Iberian Massif, Spain. Journal of Petrology 41, 1471-1488.

Castro, A.; Corretgé, L. G.; De La Rosa, J.; Enrique, P.; Martínez, F. J.; Pascual, E.; Lago, M.; Arranz, E.; Galé, C.; Fernández, C.; Donaire, T. y López, S. (2002). Paleozoic magmatism. In: Gibbons,W. y Moreno, M. T. (eds) The Geology of Spain. London: Geological Society, pp. 117-153.

Chappell B. W. y Stephens W. E. (1988) Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 79: 71-86.

Clarke, D. B. (2007). Assimilation of xenocrysts in granitic magmas: principles, processes, proxies and problems. Canadian Mineralogist 45, 5-30.

Coleman, D.S.; Gray, W. y Glazner, A.F., (2004) Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. Geology 32, 433–436.

Cummings, G. L. y Richards, J. R. (1975). Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. Earth and Planetary Science Letters 28, 155-171.

Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Aller, J. & Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from 40Ar/39Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics* **277**, 307-337.

Días, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simoes, P. P. & Bertrand, J. M. (1998) U-Pb zircón and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos* **45**, 349-369.

Díaz-Alvarado, J.; Castro, A.; Fernández, C. y Moreno-Ventas, I. (2011a) Assessing bulk assimilation in cordierite-bearing granitoids from the Central System batholith, Spain; experimental, geochemical and geochronological constraints. Journal of Petrology 52, 223-256.

Díaz-Alvarado, J.; Fernández, C.; Díaz-Azpiroz, M.; Castro, A. y Moreno-Ventas, I. (2011b) Magmatic and solid-state fabrics of the granodiorite bodies of the Gredos massif (Variscan Iberian massif): Implications for their kinematic evolution. Journal of Structural Geology, en revision.

Eichelberger, J.C.; Chertkoff, D.G.; Dreher, S.T. y Nye, C.J. (2000) Magmas in collision; rethinking chemical zonation in silicic magmas. Geology 28 (7), 603-606.

Escuder Viruete, J., Arenas, R. & Martínez Catalán, J. R. (1994) Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics* **238**, 1-22.

Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P. P., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. & Dunning, G. (1998). Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics* **290**, 87-109.

Fernández, C. y Castro, A. (1999). Pluton accommodation at high strain rates in the upper continental crust. The example of the Central Extremadura batholith, Spain. *Journal of Structural Geology* **12**, 1143-1149.

Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J. M., Moreno-Ventas, I., Corretgé, L.G., 2008. Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation. Gondwana Research 14, 451-473.

Fernández-Suárez, J.; Gutierrez-Alonso, G.; Johnston, S.T.; Jeffries, T.E.; Pastor-Galán, D.; Jenner, G.A. y Murphy, J.B. (2010) Iberian late-Variscan granitoids: Some considerations on crustal sources and the significance of “mantle extraction ages”. Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2010.09.010.

Farina, F.; Dini, A.; Innocenti, F.; Rocchi, S. y Westerman, D. S., (2010) Rapid incremental assembly of the Monte Capanne pluton (Elba Island, Tuscany) by downward stacking of magma sheets. Geological Society of America Bulletin 122, 1463-1479.

Galindo, C., Huertas, M. J. & Casquet, C. (1994). Cronología Rb-Sr y K-Ar de diques de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Geogaceta* **16**, 23-26.

Glazner, A.F.; Bartley, J.M.; Coleman, D.S.; Gray, W. y Taylor, R.Z. (2004) Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers. GSA Today 14 (no. 4), 4–11.

Hildreth, W. (2004) Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain and Mono Craters: several contiguous but discreet systems. Journal of Volcanology and Geothermal Research 136, 169-198.

Huber, C.; Bachmann, O. y Manga, M. (2010) Two competing effects of volatiles on heat transfer in crystal-rich magmas: thermal insulation vs defrosting. J. Petrol. 51, 847–867.

Huber, C.; Bachmann, O. y Dufek, J. (2011) Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas. Earth and Planetary Science Letters doi:10.1016/j.epsl.2011.02.022, 12 p.

Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68, 277-279.

Martínez Catalán, J. R., Fernández Suárez, J., Jenner, G. A., Belousova, E. & Díez Montes, A. (2004). Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the northwestern Iberian Massif: implications for Paleozoic plate configuration and Variscan evolution. *Journal of the Geological Society, London* **161**, 461-473.

McLaren, A. C., Fitz Gerald, J. D. y Williams, I. S. (1994) The microstructure of zircon and its influence on the age determination from Pb/U isotopic ratios measured by ion microprobe. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 993-1005.

Miller, C.F.; McDowell, S.M. y Mapes, R.W. (2003) Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology 31 (6), 529-532.

Miller, C. F.; Furbish, D. J.; Walker, B. A.; Claiborne, L. L.; Koteas, G. C.; Bleick, H. A. y Miller, J. S. (2011) Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. Tectonophysics 500, 65–77.

Montero, P., Bea, F., Zinger, T. F., Scarrow, J. H., Molina, J. F. & Whitehouse, M. (2004) 55 million years of continuous antexis in Central Iberia: single-zircon dating of the Peña Negra Complex. *Journal of the Geological Society, London* **161**, 255-263.

Montero, P., Bea, F., González-Lodeiro, F., Talavera, C. y Whitehouse, M. J. (2007) Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to Early Palaeozoic evolution of Iberia. Geological Magazine 144, 963–976.

Moreno-Ventas, I., Rogers, G. & Castro, A. (1995) The role of hybridization in the genesis of Hercynian granitoids in the Gredos massif, Spain: inferences from Sr-Nd isotopes. Contributions to Mineralogy and Petrology 120, 137-149.

Paterson, S.R.; Zák, J. y Janoušek, V. (2008) Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California. Journal of Volcanology and Geothermal Research 177, 457–484.

Patiño Douce, A. E. y Johnston, A. D. (1991) Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Contributions to Mineralogy and Petrology 107, 202-218.

Pereira, M.D., (1993) Termobarometría de rocas con la asociación granate - cordierita - biotita; trayectorias P-T en el complejo anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila). Implicaciones sobre el metamorfismo hercínico en la Zona Centro Ibérica. Revista de la Sociedad Geológica de España 6, 131-140.

Pereira, M.D. y Bea, F., (1994) Cordierite-producing reactions in the Peña Negra complex, Avila batholith, Central Spain: the key role of cordierite in low-pressure anatexis. Canadian Mineralogist 32, 763-780.

Petford, N.; Cruden, A.R.; McCaffrey, K.J.W. y Vigneresse, J.L. (2000) Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. Nature 408, 669-673.

Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York.

Steiger, R. H. y Ja«ger, E. (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36, 359-362.

Thompson, A. B. (1982) Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H2O-undersaturated granitic liquids. American Journal of Science 282, 1567-1595.

Thompson, A. B. (1996) Fertility of crustal rocks during anatexis. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87, 1-10.

Valle Aguado, B., Azevedo, M. R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J. R. & Nolan, J. (2005) U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in Central Northern Portugal. *Lithos* **82**, 169-184.

Valverde-Vaquero, P. y Dunning, G. R. (2000) New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in central Spain. Journal of the Geological Society, London 157, 15–26.

Vazquez, J.A. y Reid, M.R. (2002) Time scales of magma storage and differentiation of voluminous high-silica rhyolites at Yellowstone caldera, Wyoming. Contributions to Mineralogy and Petrology 144, 274-285.

Vielzeuf, D. y Holloway, J. R. (1988) Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 257-276.

Walker, B. A. (2006) Geology and geochronology of the spirit mountain batholith, southern nevada: implications for timescales and physical processes of batholith construction. Master Thesis, Vanderbilt University, 78 p.

Wang, X., Griffin, W.L., Chen, J., Huang, P. y Li, X. (2011) U and Th contents and Th/U ratios of zircon in felsic and mafic magmatic rocks: Improved zircon-melt distribution coefficients. Acta Geologica Sinica 85, 164-174.

Watson, E.B. y Harrison, T.M. (1983) Zircon saturation revisited—temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters 64 (2), 295-304.

Williams, I. S. y Claesson, S. (1987) Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology 97, 205-217.

Williams, I. S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In McKibben, M. A., Shanks III, W. C., and Ridley, W. I. (eds.): Applications Of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Economic Geology v.7. Pages 1-35.

Zeck, H. P., Wingate, M. T. D. & Pooley, G. D. (2007). Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of a late tectonic granitic-gabbroic rock complex within the Hercynian Iberian belt. *Geological Magazine* **144**, 157-177.

7. CONCLUSIONES

El ejemplo del batolito de Gredos, parte central del batolito del Sistema Central español, muestra que la asimilación de rocas encajantes por parte de magmas intrusivos es un mecanismo que puede dar lugar a las particulares características geoquímicas y mineralógicas de los monzogranitos cordieríticos. La paradójica presencia de cordierita euhedral en fuerte desequilibrio con los monzogranitos no anatécticos, junto con su heterogenea distribución, es compatible con la existencia de dominios locales en los que se la Crd se forma a través de la fusión peritéctica de la biotita.

Existen varias evidencias que apuntan a un proceso de "*bulk assimilation*" como causante de las características de los monzogranitos con Crd descritas en este trabajo:

1. Las relaciones de campo muestran una clara correlación entre la presencia de Crd y la cercanía de los contactos con el encajante pelítico. Esta misma observación se ha realizado repetidamente en zonas cercanas del batolito del Sistema Central (Ugidos *et al*., 2008).

2. La presencia de circones heredados en las rocas graníticas es habitualmente interpretada como resultado de un proceso de asimilación (Beard et al., 2005; Clarke, 2007). Los núcleos y circones heredados no han sido encontrados en las granodioritas muestreadas a varios km de los contactos con el encajante donde se produce la asimilación. Si los circones con edades heredadas proviniesen del área fuente del magma intrusivo, sería de esperar que las muestras de las granodioritas con Bt y monzogranitos con Crd tuviesen una cantidad de núcleos heredados parecida.

3. Las variaciones observadas en los elementos mayores y trazas evidencian que el proceso de "*bulk assimilation*" es responsable de la generación de los monzogranitos con Crd. Las trayectorias observadas en los diagramas de variación, que se desvían ostensiblemente de una evolución cotéctica, están entre las observaciones más concluyentes.

4. Los resultados experimentales demuestran que la reacción entre los xenolitos pelíticos y los magmas granodioriticos no impide la generación de Crd, que se forma en equilibrio con el fundido en dominios locales de los xenolitos arrastrados por el magma intrusivo, donde están presentes los componentes de la

reacción peritéctica Bt+Qtz+Pl+Als → Crd+Kfs+Melt. Nuestros experimentos también muestran que el K liberado por el xenolito puede fluir hacia el fundido residual. El estudio de campo muestra como la aparición de Crd en los granitos contaminados va acompañada de un mayor porcentaje de megacristales de Kfs.

La fracción de Crd en los granitoides híbridos puede indicar la cantidad de material pelítico digerido que contienen. Los resultados de este estudio en el batolito de Gredos muestra que la cantidad de material asimilado presente en los monzogranitos con Crd puede estar entre el 15 y el 60% en volumen, dependiendo de la proximidad a los contactos y del contenido pelítico del material asimilado.

La importancia relativa de este proceso de asimilación a escala del batolito puede ser estimada en función del volumen de granitoides cordieríticos con respecto al volumen de granodioritas no contaminadas. Exceptuando a los leucogranitos con Crd asociados a las migmatitas pelíticas, y a algunos monzogranitos con Crd que forman plutones discordantes intrusivos en las granodioritas o incluso en measedimentos de bajo grado, por ejemplo el plutón de Pedro Bernardo (Moreno-Ventas *et al*., 1995) o el Plutón de Cabeza de Araya (Vigneresse y Bouchez,1997 y García-Moreno *et al*., 2006), los grandes volúmenes de granitoides con Crd presentes en el batolito constituyen facies locales de las granodioritas calco-alcalinas que resultan de la asimilación del encajante pelítico presente en las ámplias secuencias sedimentarias Neoproterozoicas y Paleozoicas presentes en el cinturón Varisco. La geometría laminar de los cuerpos intrusivos y la abundancia de estos sedimentos pelíticos en el encajante del batolito favorecen la presencia de un gran volumen de facies híbridas en los batolitos Variscos de la Zona Centroíberica.

El emplazamiento de enormes volúmenes de magmas granodioríticos en la región central del batolito de Gredos como grandes *sills* está recogido en parte por las fábricas magmáticas y en estado sólido descritas en este trabajo. El mapa de detalle y el estudio estructural de los cuerpos intrusivos muestra como estos cuerpos tabulares intruyeron en un encajante parcialmente fundido durante las primeras etapas de la fase de deformación D3 de la Orogenia Varisca. La continuidad geométrica y la similitud entre las fábricas magmáticas de los cuerpos graníticos y las estructuras del encajante sugiere un

comportamiento mecánicamente solidario en el nivel de emplazamiento. Estos cuerpos graníticos intruyeron favorecidos por grandes zonas de cizalla extensional sub-horizontales, con movimiento de techo hacia el SW predominantemente.

Este trabajo ofrece una nueva perspectiva para evaluar la forma, orientación y la intensidad de la fábrica SPO (*shape preferred orientation*) en términos de interacción entre los desplazamientos internos (magmáticos) y externos (tectónicos):

- Los elipsoides SPO se han obtenido del estudio de la foliación registrada en los megacristales de Kfs. Los elipsoides medidos en los márgenes de los cuerpos graníticos se encuentran en el campo del aplastamiento, con sus ejes cortos situados perpendicularmente a estos contactos.
- Los criterios cinemáticos permiten estimar un número de vorticidad cinemática de alrededor de 0.85 en la zona de cizalla de Las Pozas. En esta misma zona, la forma observada en la fábrica de los ejes *c* en el cuarzo sugiere un componente rotacional con un componente dextro en la cizalla.

La combinación de un aplastamiento vertical, probablemente debido al colapso extensional de la corteza, con un componente tectónico de cizalla simple a lo largo de estas zonas de cizalla, unido a la cizalla simple resultante del arrastre provocado por la intrusión en los contactos con el encajante, explica las características de las fábricas en los márgenes de los cuerpos intrusivos. Aún así, los elipsoides SPO del Kfs en el centro de las láminas graníticas se encuentran en el campo constrictivo. Esta característica puede ser consecuencia del flujo magmático, que se impone al flujo tectónico externo en las zonas internas, aunque se requiere un estudio más detallado de este hecho para corroborar esta hipótesis.

La geometría actual del batolito de Gredos fue resultado de varias fases de plegamiento asociadas a las últimas etapas de la fase D3 Varisca. En particular, las estructuras descritas en este trabajo, incluyendo la rotación de los ejes principales de la deformación, pueden ser mejor entendidos en el contexto del plegamiento oroclinal del Arco Iberoarmoricano que tuvo lugar entre 295-310 Ma según Weil *et al*. (2010), Gutiérrez Alonso *et al*. (2011) and Pastor-Galán *et al*. (2011).

El estudio geocronológico a través de los circones es una herramienta esencial para alcanzar un conocimiento detallado de los batolitos compuestos por sucesivos pulsos

magmáticos y sus mecanismos de emplazamiento. Así podemos establecer la secuencia de intrusión y obtener una relación temporal entre el emplazamiento y otras características geoquímicas y estructurales del batolito. Aun así, existen muchos detalles en discusión acerca del significado de las edades obtenidas del análisis de los isótopos de U-Th_Pb en el circón, o de los amplios rangos de edad encontrados en una sola muestra.

La metodología utilizada en este trabajo consiste en agrupar los análisis estadísticamente válidos de acuerdo con su edad U-Pb, la localización del punto de análisis y las características morfológicas del circón. Estos grupos son fundamentales para conocer las principales etapas de cristalización del circón en los fundidos graníticos. Los grupos de edades y sus patrones de frecuencia son la clave para la comparación entre las diferentes muestras de granitoides y metasedimentos, y los nuevos estudios en este campo deben estar dirigidos a conocer el significado de esas edades en el proceso de evolución y emplazamiento magmático.

Las edades que registran los circones de los granitoides intrusivos y los leucogranitos anatécticos definen un proceso que se prolonga aproximadamente desde los 320 hasta los 285 Ma. Sin embargo, los análisis no se distribuyen periódicamente a lo largo de los más de 30 Ma, sino que se agrupan en torno a episodios concretos, dejando espacios de más de 5 Ma sin registro en las edades de circón. La principal etapa de intrusión de los granitoides tuvo lugar entre los 320 y 300 Ma, contemporáneamente con la fase D3 de deformación varisca (que comenzó con la actividad de grandes zonas de cizalla extensionales y fue seguida por el desarrollo de pliegues y zonas de cizalla transcurrentes). De acuerdo con los datos geocronológicos, primero se produjo la intrusión de la lámina del Circo, en el muro estructural del área de estudio, seguida del cuerpo granodiorítico y monzogranítico de Barbellido-Plataforma (a techo) y de los monzogranitos de las Pozas, que intruyeron en una posición intermedia entre los pulsos que les precedieron.

Se ha observado en este trabajo un lapso de tiempo de unos 4-5 Ma entre las sucesivas intrusiones que forman el batolito en el área de estudio. La respuesta en el encajante a la intrusión de las sucesivas láminas granodioríticas es la generación de fundidos anatécticos. Tanto en los leucogranitos del Refugio del Rey como en los

leucosomas de las corneanas migmatíticas, la edad de la fase principal de cristalización es inmediatamente posterior al emplazamiento de la lámina que está en contacto con ellos. Así, la estructura general es la de un batolito compuesto por la sucesiva intrusión de pulsos magmáticos en una corteza previamente estructurada y metamorfizada, que sufrió un nuevo episodio de fusión parcial debido al aumento térmico provocado por el repetido emplazamiento magmático.

Estas dataciones nos hablan de un largo periodo de tiempo en el cual los circones se siguen nucleando o recristalizando, para lo cual es determinante que la temperatura en el conjunto del batolito se mantenga en el entorno de las temperaturas de saturación del circón (Watson y Harrison ,1983 y Miller *et al*., 2003). Si consideramos que los magmas granodioríticos intrusivos deben comenzar a cristalizar previamente o inmediatamente al inicio de su emplazamiento debido al descenso de temperatura asociado a la transferencia de calor hacia su encajante, los fundidos residuales deben tener una composición próxima a la de los leucogranitos peralumínicos, por lo que la temperatura de saturación en circón de los granitoides en la etapa posterior al emplazamiento sería muy parecida a la de los fundidos anatécticos, en el entorno de los 750º C. Por tanto, la repetida intrusión granodiorítica podría rejuvenecer térmicamente el batolito, favoreciendo la permanencia durante dilatados periodos de tiempo (varios millones de años) de un encajante parcialmente fundido y de cuerpos magmáticos que conservan un importante porcentaje de fundido.

ANEXO 1: INDICE DE FIGURAS Y TABLAS

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Contexto geológico.

Figura 1.1 Afloramientos Proterozoicos y Paleozoicos del orógeno Varisco europeo …..…….pag. 3

Figura 1.2 Zonación del macizo Ibérico (Díez Balda *et al*., 1990)……pag. 5

Figura 1.3 Distribución de las rocas intrusivas en el Macizo Ibérico (Castro *et al*., 2002) ……..…….. pag. 9

Figura 1.4 Diagramas de clasificación de granitoides (batolito de Gredos) ……...……pag. 11

1.2 Granitoides.

Figura 1.5 Comparación entre fundidos experimentales (Castro *et al*., 2010) y las composiciones de los típicos batolitos cordilleranos…….…….pag. 14

Figura 1.6 Modelo 1D de las geotermas de la corteza post-colisional (Bea *et al*., 2003) …….…..pag. 16

Figura 1.7 Última fase de la evolución del orógeno Varisco (Scarrow *et al*., 2009) …….….pag.17

Figura 1.8 Generación de magmas calcoalcalinos por fusión de la melange (Castro *et al*., 2010) ……pag. 19

Figura 1.9 Proyección de los granitoides del batolito de Gredos en un sistema definido por Opx-An-Or. Imágenes de los experimentos realizados añadiendo xenolitos a un material de partida granodiorítico **……..** pag. 22

1.3 Estructura.

Figura 1.10 Modelo de recarga magmática de Miller *et al*. (2011). Imagen tomográfica de un reservorio magmático del área de Yellowstone (Bachmann y Bergantz, 2008) …….……pag. 26

Figura 1.11 Imágenes de la fusión del encajante y la estructura laminar interna de uno de los cuerpos intrusivos en el batolito de Gredos …….……pag. 27

Figura 1.12 Reología de los magmas graníticos (Vigneresse *et al*., 1996)…....pag. 29
Figura 1.13 Comparación entre las estructuras magmáticas en el batolito de Tuolumne, California (Zàk *et al*., 2007) y en el batolito de Gredos ……..…pag. 30
Figura 1.14 Relación entre los estados reológicos del magma y las fábricas que se generan (Paterson *et al*., 1998) ……...……pag. 31
Figura 1.15 Megacristal de Kfs. Textura poiquilítica del Kfs en los enclaves de bordes fríos de las granodioritas de Gredos ……...……pag. 32
Figura 1.16 Mapa estructural de la zona central del batolito de Gredos…...…pag. 33
Figura 1.17 Modelo conceptual del emplazamiento de pulsos magmáticos a través de cizallas extensionales ……pag. 34

1.4 Geocronología.

Figura 1.18 Típicos circones simples ……...…….pag. 38
Figura 1.19 "Antecristales" y circones heredados ……..……..pag. 39
Figura 1.20 Diagrama de concordia e imágenes CL de los circones de uno de los granitoides intrusivos del batolito de Gredos …….……pag. 40
Figura 1.21 Isotermas obtenidas de los experimentos de Watson y Harrison en 1983 ……...pag. 41
Figura 1.22 Evolución de la concentración de Zr en fundidos y residuos durante el proceso de fusión cortical (Miller *et al*., 2003) …….…pag. 42

4. PETROLOGÍA

Figura 4.1 Mapa geológico del Sistema Central español (a), mapa de detalle de la zona central de batolito de Gredos (b) y corte WNW-ESE de la zona de estudio (c) …….....pag. 74 y 75
Figura 4.2 Diagramas de clasificación de Frost *et al.* (2001) (a, b) y O'Connor (c) .....pag. 76
Figura 4.3 Imágenes de diferentes afloramientos del batolito de Gredos …….pag. 78
Figura 4.4 Mapa de isocontornos de los porcentajes en volume de Crd y Kfs en el área de estudio ……...…pag. 79
Figura 4.5 Diagramas Harker de variación con los granitoides y rocas encajantes del batolito de Gredos …….…pag. 84

Figura 4.6 Diagramas de variación de elementos mayores y trazas de los granitoides y rocas encajantes del batolito de Gredos ……..……...……..pag. 85
Figura 4.7 Diagramas de tierras raras .....pag. 87
Figura 4.8 Imágenes CL de una selección representativa de los circones analizados para el estudio geocronológico ...……pag. 92
Figura 4.9 Diagramas de concordia U-Pb e histogramas de probabilidad relativa de las muestras estudiadas ……..pag. 96
Figura 4.10 Imágenes BSE de los experimentos que simulan la interacción entre las granodioritas con Bt y los potenciales contaminantes ……...……..pag. 105
Figura 4.11 Diagramas de proyección ACF ……..……pag. 108 y 109
Figura 4.12 Proyección de los granitoides del batolito de Gredos según la proyección pseudoternaria definida por Opx-Or-An …….……..pag. 112
Tabla 4.1 Análisis geoquímicos de roca total de los granitoides y rocas encajantes del batolito de Gredos ……pag. 90 y 91
Tabla 4.2 Resumen de los análisis para U-Pb-Th con SHRIMP de las muestras seleccionadas para el estudio geocronológico ……pag. 93 a 95
Tabla 4.3 Composición química de los materiales de partida del trabajo Experimental ……pag. 100
Tabla 4.4 Condiciones experimentales y composición de las fases de los experimentos ……..……pag. 103 y 104
Tabla 4.5 Test de mezcla para elementos mayores …….…pag. 117

5. ESTRUCTURA

Figura 5.1 Mapa geológico del Sistema Central español (a), mapa de detalle de la zona central de batolito de Gredos (b) y corte WNW-ESE de la zona de estudio (c) …….....pag. 139
Figura 5.2 Imágenes de diferentes afloramientos del batolito de Gredos …...pag. 142
Figura 5.3 Mapa estructural restaurado de la zona de estudio ……pag. 143
Figura 5.4 Resultados de la obtención del elipsoide de forma tridimensional en una de las estaciones de medida ……..…pag. 146
Figura 5.5 Resultados de la medición de la fábrica SPO en las 25 estaciones seleccionadas ……pag. 147

Figura 5.6 Distribución espacial de los parámetros de forma e intensidad y proyección X, Y y Z de los ejes principales de los elipsoides SPO …….pag. 148
Figura 5.7 Ejemplos de la determinación del sentido de rotación de los grupos de megacristales de Kfs ……..……..pag. 151
Figura 5.8 Fábricas en los ejes c del cuarzo medidas mediante SEM-EBSD en la zona de cizalla de Las Pozas ……...…….pag. 155
Figura 5.9 Relación entre el porcentaje de interacciones con sentido de movimiento dextro y la vorticidad cinemática W_k ……pag. 161
Figura 5.10 Modelo conceptual del emplazamiento de pulsos magmáticos a través de cizallas extensionales ……..…pag. 163
Figura 5.11 Modelo evolutivo del batolito del Sistema Central en las últimas etapas de la deformación varisca ……...…..pag. 164
Tabla 5.1 Datos de los elipsoides calculados con Ellipsoid 2003 (Robin 2002 y Launeau y Robin 2005) ……pag. 145
Tabla 5.2 Resultados de los análisis del sentido de rotación deducido a partir de los grupos de megacristales de Kfs en la zona de cizalla de Las Pozas ……pag. 160

6. GEOCRONOLOGIA

Figura 6.1 Mapa geológico del Sistema Central español (a) y cartografía de detalle de la zona de estudio (b) …….……..pag. 185
Figura 6.2 Diagrama que muestra las variaciones de edad y las relaciones en el tiempo de los principales procesos tectónicos y metamórficos, y la generación e intrusión de los granitoides en el batolito del Sistema Central español y regiones aledañas de la Zona Centro Ibérica (Macizo Ibérico) ……..pag. 187
Figura 6.3 Imágenes de diferentes afloramientos del batolito de Gredos …...pag. 190
Figura 6.4 Imágenes de catodoluminiscencia de los circones seleccionados para el estudio geocronológico de la zona central del batolito de Gredos ……..….pag. 196
Figura 6.5 Diagramas de concordia U-Pb de las muestras estudiadas, incluyendo diagramas de barras de errores 2σ ……..pag. 200 y 201
Figura 6.6 Cronograma que muestra las "*mean ages*" (y sus correspondientes errores) de los principales grupos de edades analizados en este trabajo……..pag. 214

Figura 6.7 Esquema temporal de la intrusión y evolución del encajante …..pag. 216

Tabla 6.1 Datos geocronológicos de las rocas graníticas y eventos tectono-metamórficos del Sistema Central español y regiones cercanas ……..…pag. 188

Tabla 6.2 Resumen de los análisis para U-Pb-Th con SHRIMP de las muestras seleccionadas para el estudio geocronológico ……pag. 205 a 209