

# El macizo de Gredos (Sistema Central español): un ejemplo mundial de procesos magmáticos en el nivel de emplazamiento

## *The Gredos massif (Spanish Central system): a global example of magmatic processes at the emplacement level*

Juan Díaz-Alvarado<sup>1</sup>, Carmen Rodríguez<sup>2</sup>, Carlos Fernández<sup>3</sup>, Antonio Castro<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica. Universidad Rey Juan Carlos. Madrid. <https://orcid.org/0000-0002-3293-0056>

<sup>2</sup> Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC, Avda. de las Palmeras, 4, 18100, Armilla, Granada. <https://orcid.org/0000-0003-4785-6714>

<sup>3</sup> Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. <https://orcid.org/0000-0001-5135-7972>

<sup>4</sup> Museo Nacional de Ciencias Naturales. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (MNCN-CSIC). Calle José Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid. <https://orcid.org/0000-0002-7257-2556>

\*Correspondencia: [juan.diaz@urjc.es](mailto:juan.diaz@urjc.es)

### RESUMEN

El macizo de Gredos ocupa la parte central del batolito del Sistema Central español. Está constituido principalmente por granodioritas y monzogranitos de afinidad calco-alcalina, ricos en álcalis, con cantidades menores de rocas leucograníticas y básicas. Donde se han estudiado con detalle, las unidades intrusivas forman cuerpos tabulares emplazados en las rocas metamórficas que conformaban la corteza media en el Carbonífero tardío, que quedan como *septas* de metasedimentos y migmatitas entre las láminas intrusivas. La historia reciente de levantamiento y glaciario en la Sierra de Gredos ha permitido que muchas de sus gargantas y laderas expongan excelentes afloramientos rocosos que ofrecen la oportunidad de observar ejemplos de interés mundial de procesos magmáticos en el nivel de emplazamiento. El estudio de las relaciones de campo en afloramientos como el del macizo de Gredos ha permitido discutir en profundidad el origen de las fábricas y estructuras magmáticas, observar la variedad de tipos de enclaves y como estos ayudan a profundizar en aspectos petrogenéticos y reológicos, o interpretar más precisamente los procesos de interacción (asimilación) entre los magmas intrusivos y los metasedimentos encajantes.

Este trabajo representa un viaje al interior de la corteza donde se produjeron todos estos procesos magmáticos, mostrando sus principales características basandonos en las relaciones de campo, y apoyados en otro conjunto de evidencias geoquímicas, petrológicas, estructurales, experimentales y geocronológicas.

**Palabras clave:** Batolito; Magma intrusivo; Enclave; Asimilación; Macizo de Gredos.

### ABSTRACT

The Gredos massif occupies the central part of the Spanish Central system batholith. It primarily comprises calc-alkaline granodiorites and monzogranites rich in alkalis, with lesser amounts of leucogranitic and basic rocks.

In areas where detailed studies have been conducted, the intrusive units form tabular bodies emplaced within the metamorphic rocks that constituted the mid-crust during the Late Carboniferous, remaining as *septa* of metasediments and migmatites between the intrusive sheets. The recent history of uplift and glaciation in the Si-

---

Recibido el 17 de febrero de 2025; Aceptado el 28 de abril de 2025; Publicado online el 7 de enero de 2026

**Cómo citar:** Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, C. & Fernández, C., Castro, A. (2025). El macizo de Gredos (Sistema Central español): un ejemplo mundial de procesos magmáticos en el nivel de emplazamiento. *Estudios Geológicos*, 81(2), 1128. <https://doi.org/10.3989/egeol.45705.1128>

**Copyright:** ©2025 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0) License.

erra de Gredos has exposed many of these plutonic and metamorphic rocks, revealing excellent outcrops that provide opportunities to observe world-class examples of magmatic processes at the emplacement level. The study of field relations in outcrops such as the Gredos massif has enabled an in-depth discussion on the origin of magmatic fabrics and structures, the observation of the variety of enclave types and how these contribute to a deeper understanding of petrogenetic and rheological aspects, as well as a more precise interpretation of the interaction (assimilation) processes between intrusive magmas and the host metasediments.

This work represents a journey into the crust where all these magmatic processes occurred, highlighting their main characteristics based on field relationships and supported by geochemical, petrological, structural, experimental, and geochronological evidence.

**Keywords:** Batholith; Intrusive magma; Enclave; Assimilation; Gredos massif.

## Introducción

A pesar de ser la corteza continental, junto con la corteza oceánica, la capa más externa de nuestro planeta y, por su grado de exposición, la más accesible al estudio directo de las rocas que la componen, su origen y evolución a lo largo de más de 3000 millones de años (3 Ga), han sido, y siguen siendo, materia de debate. Los datos de relaciones isotópicas de las rocas ígneas que forman la corteza continental apoyan un proceso de crecimiento continuo, aunque no constante, del volumen de corteza desde el Arcaico, siendo la etapa de mayor producción la transición Arcaico-Proterozoico, entre los 2.5 y 2.0 Ga (Condie, 1997; Dhuime et al., 2012; Taylor y McLennan, 1985; Windley, 1995). Una vía importante, posiblemente la más directa, para entender el origen y evolución de los continentes es conocer el origen de las masas graníticas, los batolitos, que forman una parte esencial de la corteza continental. Sin embargo, entender y conocer el origen de los magmas que han dado lugar a las masas graníticas que forman un batolito no son tareas sencillas. Los avances más relevantes se han hecho mediante una combinación multidisciplinar de estudios de campo, geoquímicos, geocronológicos, geofísicos y experimentales. Cualquiera de estas disciplinas por sí sola ofrece una visión parcial del problema. Esta concepción multidisciplinar es la que actualmente se tiene de una de las mayores controversias que ha ocupado a los petrólogos de todo el s. XX, controversia conocida mundialmente como “el problema granítico”. Los granitos son un problema de campo, de escalas kilométricas, pero también son un problema de relaciones de fases (Termodinámica), o un problema de la geometría de las intrusiones (Geofísica) y flujo de los magmas (Reología) y, por supuesto, un problema de la composición y fraccionación química de los continentes (Geoquímica). En este trabajo vamos a mostrar algunos aspectos de las relaciones de campo más significativas de las rocas graníticas, contempladas desde el punto de vista de los conocimientos físicos y químicos que tenemos en la actualidad de los sistemas magmáticos. El avance de los conocimientos hace que ahora podamos ver en el campo mucho más de lo que podía verse hace solo unas décadas. Todo ello nos ayudará a entender cómo se forma nueva corteza y cómo se recicla parte de la que ya estaba formada. Por eso este artículo es un viaje al interior de la corteza, a los procesos que la han generado y reciclado hace unos 300 millones de años, la edad de las rocas que se van a describir. Las dataciones absolutas de los procesos magmáticos, mediante determinaciones isotópicas *in situ* de la sistemática U–Pb en zircones con la sonda iónica SHRIMP II (Servicio IBERSIMS, Universidad de Granada), en conjunto con las simulaciones experimentales a alta presión (*Piston-cylinder*, Universidad de Huelva; Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra IACT-CSIC, Granada; MNCN-CSIC, Madrid), han sido determinantes para entender las relaciones de campo y los procesos que se describen en este trabajo.

La composición geoquímica de la corteza continental se asemeja en promedio a la composición de las andesitas (Taylor y McLennan, 1995). Sin embargo, ni las andesitas, ni sus equivalentes plutónicos (dioritas), son las rocas más abundantes en la corteza, siendo este uno de los hechos paradójicos más intrigantes de las Ciencias de la Tierra hoy en día. La coincidencia de la composición de la corteza con la composición de las rocas ígneas más abundantes de los márgenes de placa activos —las andesitas— tiene varias implicaciones. La primera, y posiblemente la más intrigante, es que las andesitas no son magmas primarios procedentes del manto subyacente; se puede decir que la corteza continental no procede directamente de las rocas ultramáficas (peridotitas) del manto. La segunda implicación es que la corteza continental puede haberse generado, y estar generándose hoy, en los márgenes de placa activos, principalmente en los márgenes continentales activos, como es el caso de Los Andes o la Cordillera de Norteamérica. Aunque la composición promedio es

andesítica, la corteza continental está estructurada en al menos dos capas de distinta composición: una capa inferior —corteza inferior— formada por rocas máficas granulíticas de composición norítica (ortopiroxeno y plagioclasa) mayoritariamente, y una capa superior —corteza superior— de composición granodiorítica, formada por metasedimentos, granulitas félsicas y mayoritariamente por grandes batolitos de granitos y granodioritas. Cómo se han generado estos batolitos es clave para entender cómo se han generado los continentes.

Una observación relevante es que no todos los batolitos se han generado en márgenes de placa activos (p. ej., Batolito Patagónico en Los Andes). De hecho, algunos de los batolitos graníticos más voluminosos se han originado en las etapas póstumas de las colisiones entre continentes como en la orogenia Varisca. Estos se denominan batolitos postcolisionales para distinguirlos de los batolitos andinos, formados en márgenes activos (Gómez-Frutos et al., 2023). Los estudios experimentales recientes apuntan a los batolitos postcolisionales como contribuyentes esenciales al crecimiento de los continentes (Gómez-Frutos et al., 2023; Gómez-Frutos y Castro, 2022). Este hecho ha despertado un renovado interés por el estudio de los granitos que forman los batolitos, en particular en el Macizo Ibérico, en el que grandes batolitos postcolisionales graníticos (*sensu lato*), como el caso de Los Pedroches, han sido reinterpretados recientemente (Castro et al., 2023; Gómez-Frutos y Castro, 2023).

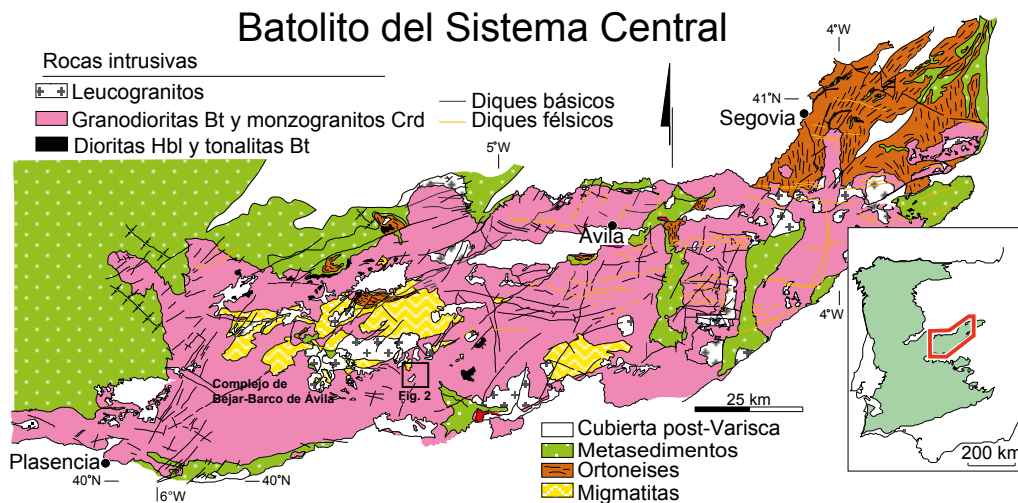
El estudio de los batolitos graníticos en general, postcolisionales o de cualquier otro tipo, es considerado hoy una materia relevante para la conceptualización de los procesos naturales profundos. Desde los trabajos del insigne geólogo escocés James Hutton (1726-1797), los batolitos, y particularmente sus constituyentes petrológicos mayoritarios —los granitos—, son motivo de estudio y de una debatida controversia internacional que ha enfrentado científicamente a grandes escuelas. Hoy en día, el problema del origen de los magmas que forman los batolitos sigue siendo debatido. No obstante, los estudios experimentales en torno a las relaciones de fases de los magmas, desde el origen a la consolidación final, han permitido identificar patrones en las tendencias composicionales de las rocas que se asemejan a patrones termodinámicos de líquidos cotécticos, de una forma similar a como se relacionan los líquidos derivados de sistemas basálticos con los patrones geoquímicos de muchas rocas volcánicas. Esta nueva conceptualización de los sistemas graníticos, como miembros de tendencias cotécticas, ha permitido apuntar orígenes insospechados que plantean un nuevo paradigma en el contexto del origen de los magmas y del crecimiento de la corteza continental. Por otra parte, se han producido importantes avances en el estudio de las propiedades físicas y reológicas de los sistemas magmáticos, de tal manera que es posible entender e interpretar las estructuras, contactos, relaciones espaciales, etc. que se observan en los afloramientos naturales de rocas plutónicas. El objetivo de este trabajo, centrado en las observaciones realizadas en Gredos, es precisamente explicar las relaciones de campo desde la base conceptual de los nuevos avances en el conocimiento de los sistemas magmáticos graníticos. En definitiva, es un viaje al interior de la corteza continental en el que podremos “observar” y discutir los complejos procesos implicados en la formación de nueva corteza granítica por la llegada de nuevos pulsos de magma y por el reciclaje e hibridación con fundidos supra-corticales locales.

## Contexto geológico

### *Gredos y el batolito del Sistema Central*

Al igual que el anteriormente mencionado batolito de Los Pedroches —caso de un batolito postcolisional paradigmático— el batolito del Sistema Central, del que forma parte el macizo de Gredos, es un batolito postcolisional generado en torno a los 300 millones de años (Ma), con posterioridad a los eventos tectónicos y metamórficos relacionados con la colisión entre Laurasia y Gondwana que dio lugar a la Cadena Varisca en el periodo 350–315 Ma aproximadamente. Se trata de un gran batolito de unos 200 km de longitud que se extiende desde la ciudad de Plasencia en Cáceres hasta la Sierra de Guadarrama en la Comunidad de Madrid (Fig. 1). Las rocas que lo componen son esencialmente granitos (*sensu lato*), abarcando el espectro composicional de las rocas graníticas desde leucogranitos hasta tonalitas, pero con un marcado dominio de monzogranitos y granodioritas. Otras rocas de composición básica a intermedia, junto con complejos migmatíticos y rocas metamórficas están también presentes

(Fig. 2). Los procesos de reciclaje cortical, principalmente de materiales metasedimentarios terrígenos, tuvieron lugar durante las principales etapas orogénicas asociados a procesos de engrosamiento y adelgazamiento con posible aporte de calor del manto. Los procesos de crecimiento y nuevo reciclaje se produjeron durante episodios extensionales posteriores al proceso orogénico. Se ha especulado con la vinculación de tales procesos post-orogénicos, o postcolisionales, con otro evento tectónico no relacionado con la colisión Varisca (Pereira et al., 2015).



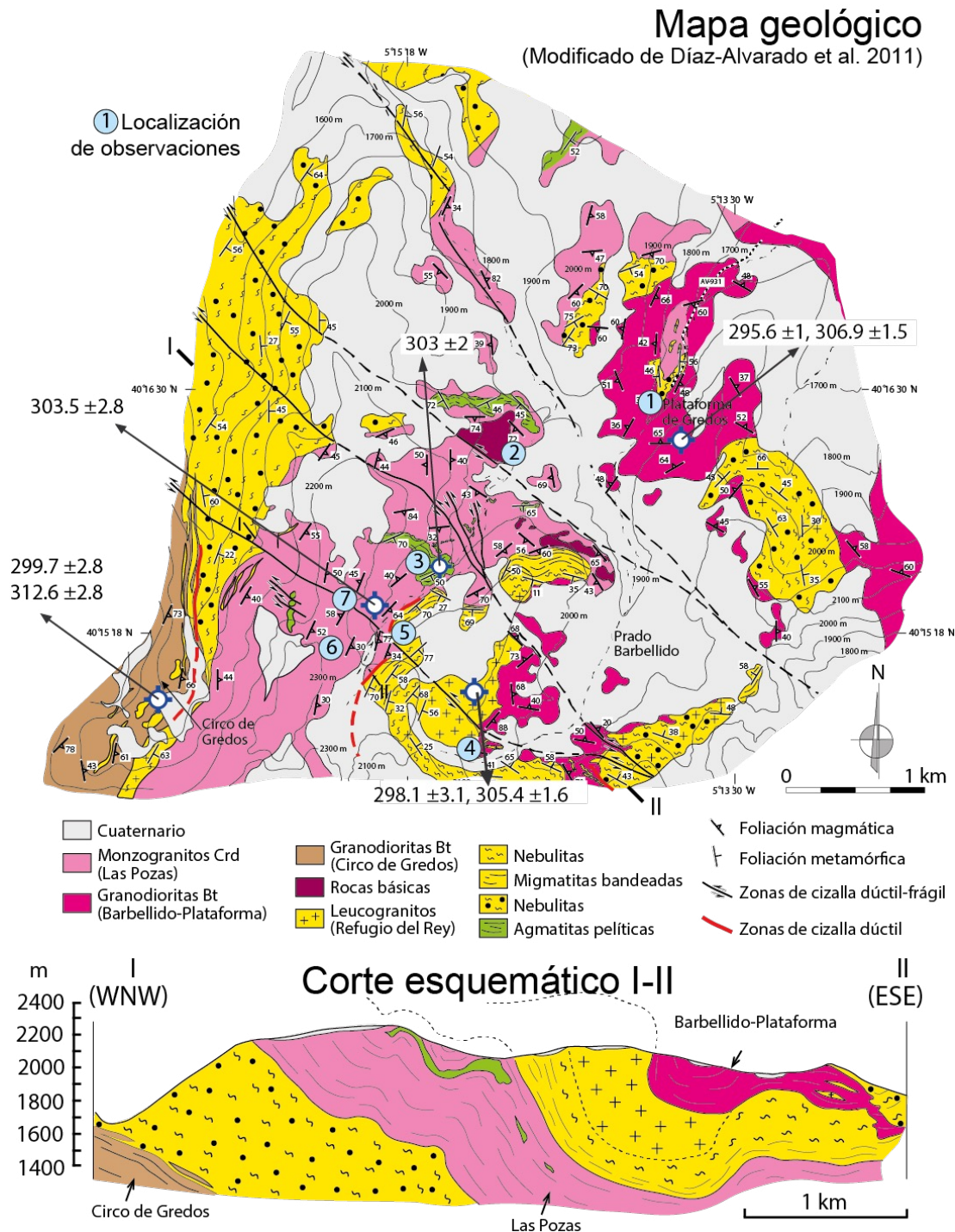
**Figure 1.**— Esquema geológico del batolito del Sistema Central (basado principalmente en el visor geológico del Instituto

Los dos principales tipos de rocas graníticas existentes en la corteza continental están bien representados en el batolito del Sistema Central. Estos son los denominados clásicamente tipo-S y tipo-I. En principio las letras S e I hacían alusión a la fuente sólida de la que se han generado los magmas por fusión parcial, S para las fuentes sedimentarias e I para las fuentes ígneas (Chappell y White, 1974). Una revisión de la clasificación abandona los criterios genéticos (fuente) por otros criterios más acordes con la observación y hace corresponder la letra I con “infracortical” (debajo de la corteza) y la letra S con “supracortical” (Chappell y Stephens, 1988), en alusión a la localización de las respectivas fuentes con independencia de la naturaleza ígnea o sedimentaria de las mismas. Si observamos el mapa de la Figura 1, veremos que la localización de este sector de la Sierra de Gredos se sitúa en una zona particular del gran batolito del Sistema Central, una zona cercana al contacto con el complejo metamórfico-anatóctico de Béjar-Barco de Ávila. Este hecho confiere a la zona de Gredos una complejidad adicional, pero muy interesante como microcosmos de procesos corticales. La complejidad viene dada por la profusión de procesos de hibridación entre los dos tipos de magmas: los de tipo S, generados in situ por fusión de los materiales metasedimentarios supracorticales, y los de tipo I, cuyo origen es aún más profundo, posiblemente infracortical, y que son intrusivos en el nivel cortical de observación, aproximadamente 12 km de profundidad. Estos magmas intrusivos son los que inducen los efectos térmicos locales sobre la corteza encajante. Ambos magmas se hibridan con frecuencia, de tal manera que es posible observar todo tipo de transiciones composicionales y texturales.

Además de los granitos, tanto de tipo S como de tipo I y los híbridos locales, existen rocas procedentes de magmas de composición básica a intermedia, mayoritariamente dioritas, que son una parte interesante del batolito a pesar de su reducido volumen en comparación con los granitos. Estas rocas, conocidas regionalmente por términos como vaugneritas o appinitas, y actualmente denominadas sanukitoides, están mejor representadas en otros sectores del batolito.

El emplazamiento del batolito del Sistema Central se produce en un contexto de extensión cortical. Los contactos originales con el encajante regional son escasos, dominando los contactos por fallas alpinas, principalmente inversas y de desgarre, que han actuado levantando unos bloques con

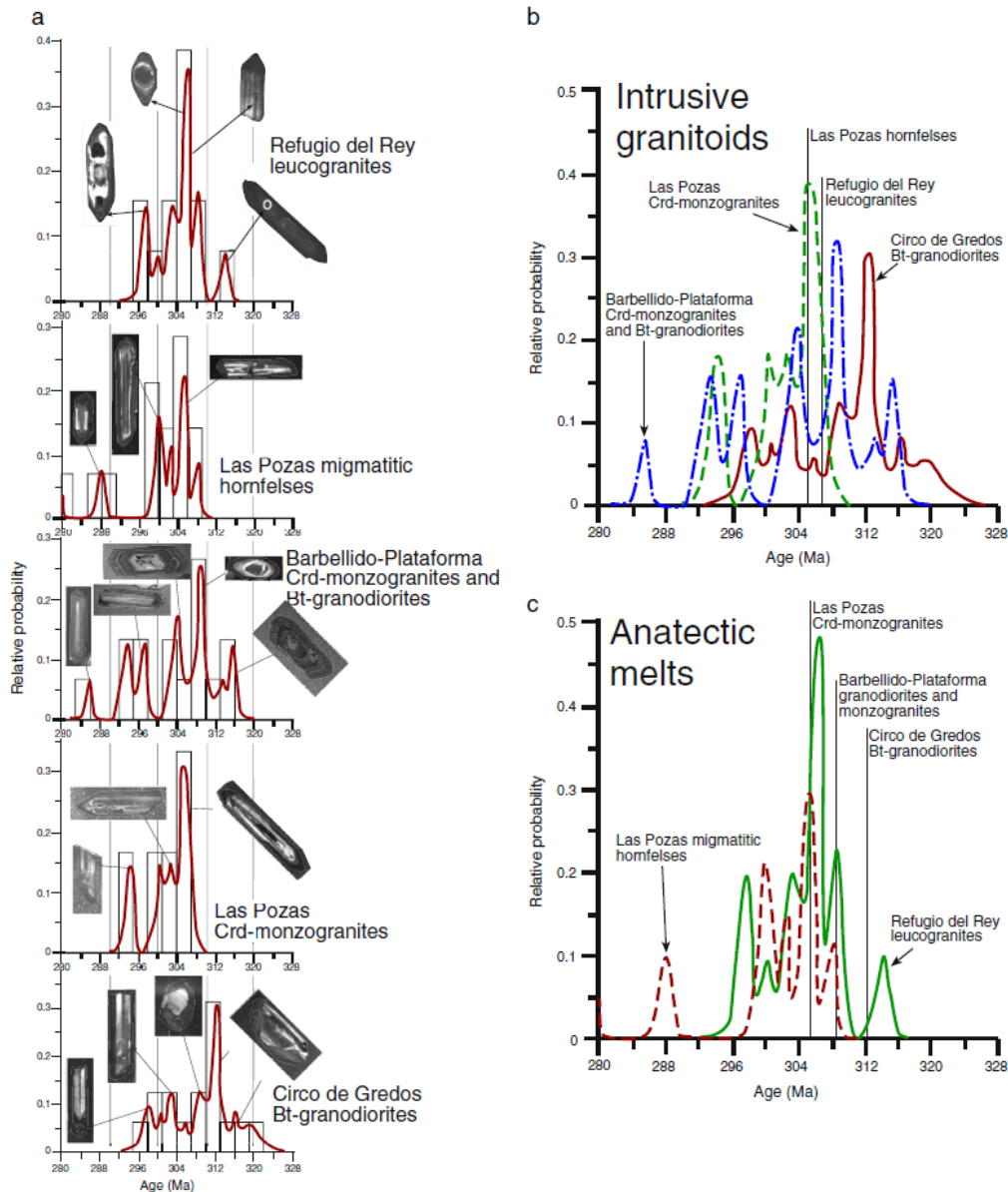
respecto a otros (p.ej., De Vicente et al., 2018). Sin embargo, los contactos internos con el bloque supracortical del complejo de Béjar-Barco de Ávila están bien preservados en el macizo de Gredos, ofreciendo una oportunidad para estudiar los procesos de emplazamiento, reciclaje e hibridación antes mencionados.



**Figure 2.**— Mapa geológico esquemático del Macizo Central de Gredos, entre la Plataforma y el Circo de Gredos (Díaz-Alvarado et al., 2011). En círculos azules se marcan las localizaciones de las observaciones de campo descritas en el trabajo. Las edades obtenidas en el estudio geocronológico (ver Figura 3) se indican en el mapa apuntando el lugar donde se obtuvieron las muestras.

### Rocas del macizo de Gredos

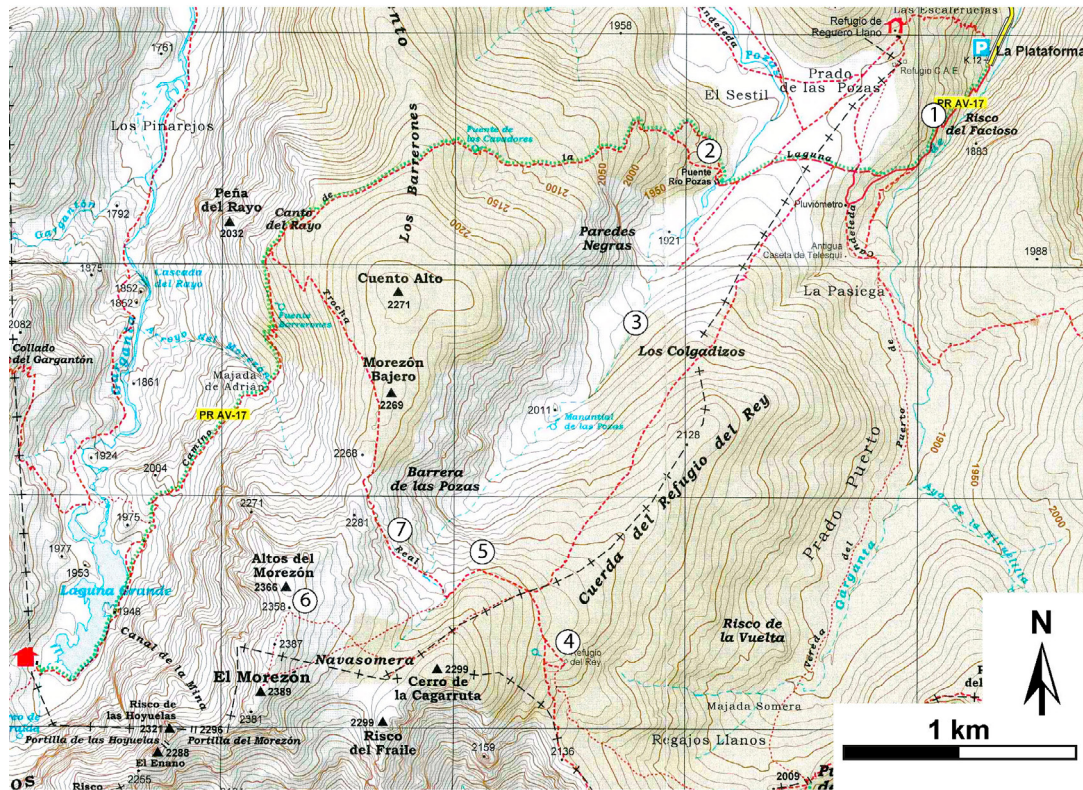
El esquema geológico de la Figura 2 muestra la distribución de las rocas del macizo de Gredos (Díaz-Alvarado et al., 2011). Las intrusiones de granodioritas y monzogranitos (colores fucsias en el mapa), en su mayor parte granitos de tipo I híbridos con fundidos locales, forman tres grandes láminas (Circo, Las Pozas y Barbellido-Plataforma) con edades muy similares entre sí en torno a los 300 Ma. Las edades obtenidas por las relaciones isotópicas de U-Pb en circones revelan la presencia de distintos picos de edad en cada una de dichas láminas (Fig. 3), cuya interpretación está sujeta a discusión (Díaz-Alvarado et al., 2013).



**Figure 3.**— Resumen de las relaciones de edad de las rocas intrusivas y encajante anatóctico del batolito del Sistema Central en el área de la Sierra de Gredos (edades U-Pb de circones determinadas in situ mediante SHRIMP; Díaz-Alvarado et al., 2013).

La reconstrucción cartográfica del macizo (corte esquemático de la Figura 2) revela la existencia de varias intercalaciones de materiales del encajante supracortical (amarillo y verde en el mapa) formados por migmatitas, metasedimentos y granitos anatócticos (tipo S) como el pequeño cuerpo del Refugio del Rey (Fig. 2, punto 4 en la Fig. 4). Un hecho relevante del batolito en general y, en particular, en el

área de Gredos, es la recurrencia en el tiempo entre la intrusión del batolito y el desarrollo de la anatexia local (segunda anatexia) sobre los materiales supracorticales, en este caso el complejo anatóctico de Béjar-Barco de Ávila. Esta correlación es claramente establecida a la luz de las edades absolutas obtenidas mediante el análisis de circones (Fig. 3) y ha sido de gran ayuda para entender mejor las relaciones de campo, en ocasiones aparentemente contradictorias o ambiguas.



**Figure 4.**— Mapa topográfico de la zona estudiada mostrando la localización de los puntos con las observaciones de campo descritas en el trabajo.

También aparecen rocas intermedias de composición diorítica que muestran complejas relaciones de campo con las granodioritas (Fig. 2, punto 2 en la Fig. 4). Un rasgo relevante es la presencia de enclaves de diverso tipo, autolitos y xenolitos, en los granitos (sensu lato) intrusivos. El origen y significado de estos enclaves será discutido en el marco de las observaciones de campo (Puntos 1, 3, y 7 en la Fig. 4).

En resumen, los siguientes procesos pueden ser analizados y discutidos mediante las relaciones de campo: (1) Procesos de fusión in-situ de metasedimentos e intrusión de fundidos locales. (2) Procesos de interacción e hibridación entre pulsos de magma. (3) Procesos de flujo magmático y deformación de las rocas.

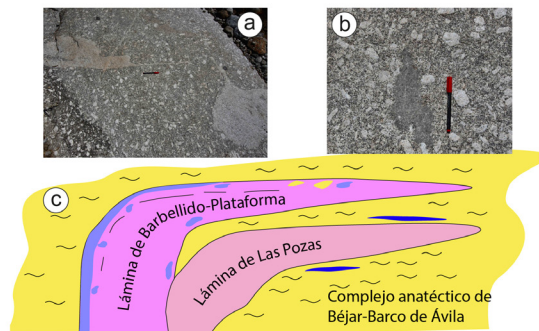
### Procesos magmáticos en el interior de la corteza. Los ejemplos de Gredos

La zona central del macizo de Gredos es un afloramiento casi continuo de alta montaña, de rocas desprovistas de cubierta vegetal, incluso sin líquenes, en las zonas más altas. Eso permite observar multitud de interesantes relaciones de campo entre los distintos cuerpos y tipos de rocas. No obstante, con el fin de facilitar las explicaciones se han seleccionado siete procesos o relaciones entre las unidades magmáticas y metamórficas, y en las figuras 2 y 4 se señalan localizaciones ideales para su observación en la parte central de la sierra: (1) Senda de la Plataforma; (2) Prado de Las Pozas; (3) Barranco de Las Pozas; (4) Refugio del Rey; (5) Trocha Real-Navasomera; (6) Morezón; (7) Trocha Real.

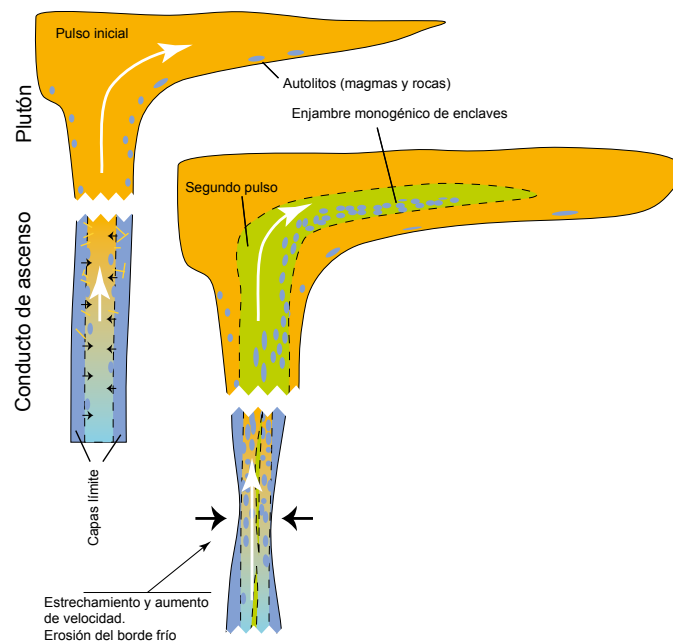
### Enclaves: autolitos y xenolitos, y fábricas magmáticas

A lo largo de la senda empedrada que asciende desde la Plataforma de Gredos hasta el Prado de las Pozas, y desde los primeros metros, es posible observar relaciones entre los tipos graníticos de la zona, enclaves autolíticos y xenolíticos y estructuras magmáticas en los granitos (punto 1 en la Fig. 4).

Por un lado encontramos partes de un magma incluido en otro magma hospedante. En los monzogranitos porfídicos es frecuente encontrar enclaves magmáticos graníticos (Fig. 5a). Se trata de enclaves que han sido capturados por el monzogranito, estando ambos en estado magmático. No se observan cambios texturales ni composicionales cerca de los contactos. Se trata de enclaves de granitos procedentes de la fusión del encajante metamórfico del batolito. Además, la mayoría de los enclaves microgranudos de apariencia más oscura que incluyen las granodioritas y monzogranitos del macizo de Gredos son autolitos (Fig. 5b). Es decir, porciones de magma previamente enfriados que son arrancados por erosión mecánica en los conductos de ascenso o en los bordes de la cámara magmática durante el ascenso y emplazamiento de los magmas que los incluyen (Figs. 5c, 6). Los autolitos que encontramos concentrados en estas formaciones nos hablan sobre el magma original del que proceden las granodioritas. El hecho de que estén sobreenfriados conlleva la posibilidad de obtener una imagen instantánea que registra tanto la señal geoquímica prístina de la que proceden este tipo de magmas, como las dinámicas de fraccionación y enfriamiento que operan dentro de estos sistemas.



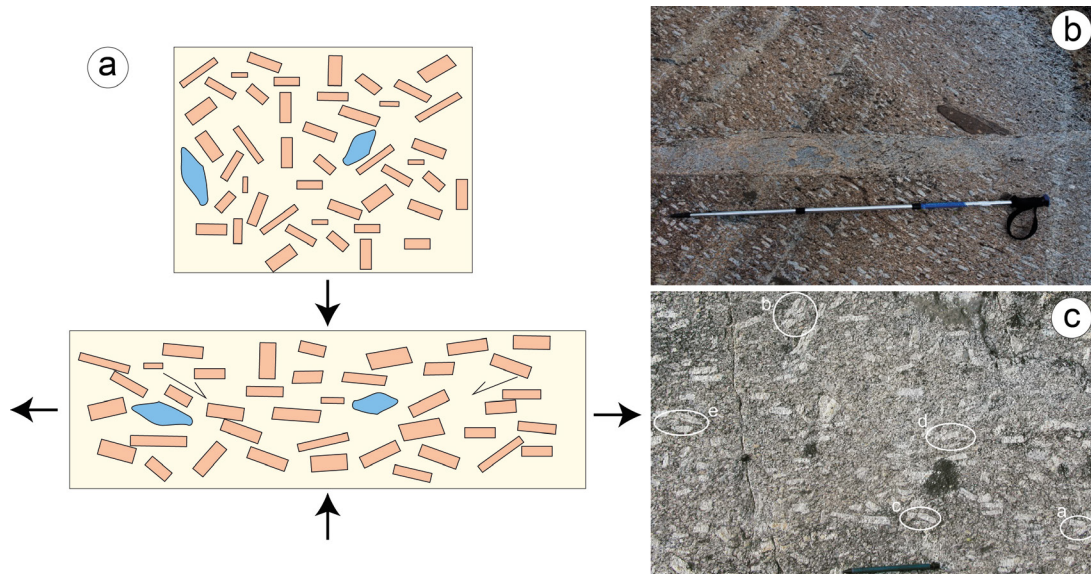
**Figure 5.**— (a) Enclaves graníticos en monzogranito porfídico. (b) Enclave autolítico en granodiorita biotítica. (c) Esquema mostrando la intrusión de láminas granodioríticas en una zona anatética supracortical (Complejo de Béjar - Barco de Ávila) con inclusión de fundidos graníticos (amarillo) y enclaves de tipo autolítico (azul).



**Figure 6.**— Formación de enclaves (autolitos) por erosión de los bordes de grano fino de los conductos de ascenso. Basado en un estudio reciente de los enjambres de enclaves de Gredos (Rodríguez y Castro, 2019).

Por otro lado, los xenolitos son enclaves de origen ajeno al magma que los incluye. Son parte del encajante supracortical en el que se emplaza el batolito. Algunos son restos de encajante que por su composición no son consumidos en el proceso de fusión y asimilación (*resisters*). También pueden ser restos (restitas) de fusión de los metasedimentos encajantes parcialmente asimilados. El magma intrusivo, de composición originalmente granodiorítica, se hibrida por un mecanismo de asimilación, conocido como “reactive bulk assimilation” (Beard et al., 2005), con las migmatitas (rocas parcialmente fundidas) del encajante. Las partes sólidas de dichas migmatitas, formadas en parte por residuos (ricos en biotita y cordierita) de las reacciones peritéticas de fusión (restitas), y en parte por zonas que resisten (*resisters*) la fusión (p.ej., capas de cuarcitas, diques máficos, etc.), son incorporadas como enclaves al magma híbrido resultante del proceso de asimilación reactiva. Estos enclaves pueden ser considerados xenolitos residuales. En consecuencia, el magma invasor se enriquece en los componentes del fundido granítico local (p. ej., Si, K) y la granodiorita se convierte en un monzogranito híbrido que suele presentar cordierita como mineral trazador del proceso de asimilación. La mayor parte de los granitos de Gredos son monzogranitos porfídicos híbridos debido a la proximidad del complejo supracortical de Béjar-Barco de Ávila. En esencia, los monzogranitos porfídicos híbridos (ricos en megacrístales de ortosa y en cordierita) no son resultado de la fusión del encajante cortical local, sino productos de hibridación entre granodioritas intrusivas de origen profundo (tipo I) con migmatitas locales cercanas a los contactos y sus fundidos (tipo S).

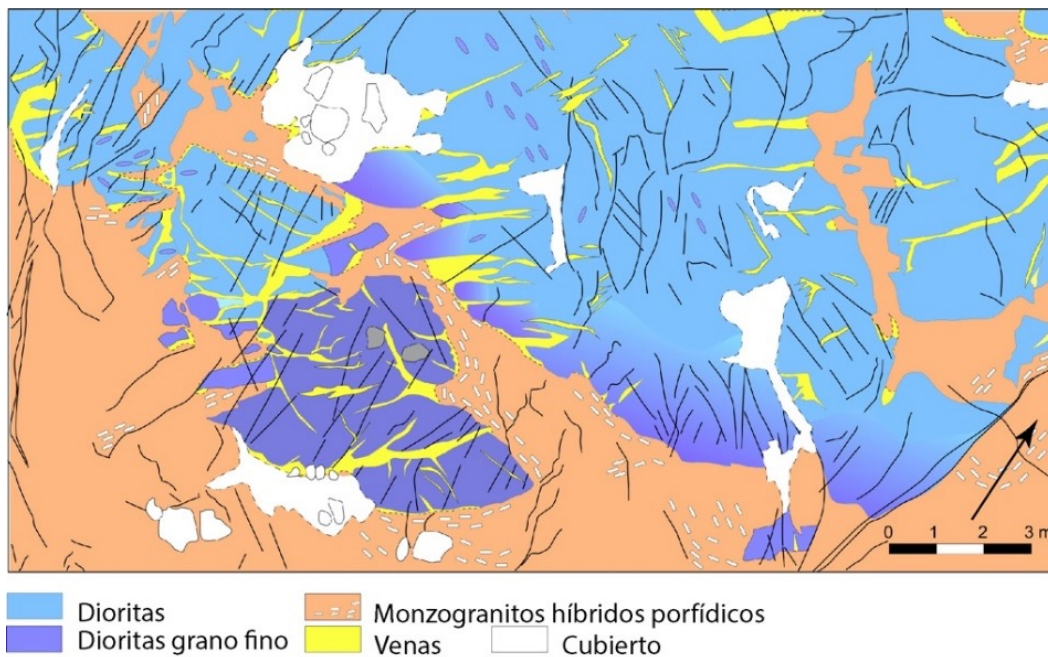
Los monzogranitos y granodioritas (híbridos y tipo I) suelen contener megacrístales de feldespato potásico (ortosa o microclina) de hasta 10 cm de longitud, que pueden estar orientados aparentando una estructura de flujo magmático, similar a la que muestran las rocas volcánicas lávicas. Además, esta foliación magmática está marcada también por la alineación de corredores de enclaves, *schlieren*, *septa* de xenolitos y venas leucocráticas. Estas estructuras son observables en todo el macizo de Gredos. La ausencia de deformación en los cristales de cuarzo es un criterio clave para identificar estas estructuras como magmáticas, y no como producto de una deformación en estado sólido. Aunque aparentan estructuras de flujo de magma, su origen está relacionado con procesos de deformación local de masas de magma, principalmente en el nivel de emplazamiento (Fig. 7). Se pueden observar relaciones de compactación y concentración de megacrístales de ortosa, con expulsión de una fracción del líquido retenido entre cristales (Fig. 7a). La foliación magmática definida por los megacrístales de feldespato potásico y el resto de marcadores es paralela a los principales contactos entre las unidades ígneas y metamórficas (Fig. 7b), así como a la foliación principal presente en las unidades metamórficas (Fig. 2). De este modo, las orientaciones de megacrístales son utilizadas como marcadores estructurales a escala cartográfica, lo que ha permitido conocer la estructura en láminas plegadas de las intrusiones de granodioritas y monzogranitos híbridos en el batolito (Fig. 2). La medición de la orientación de los megacrístales ha sido utilizada por Díaz-Alvarado et al. (2012) para determinar el elipsoide de fábrica de forma, encontrándose elipsoides en el campo del aplastamiento cerca de los contactos entre los cuerpos de monzogranitos o granodioritas y su encajante, mientras que en el interior de dichos cuerpos predomina la constricción. Este patrón es interpretado como una consecuencia de la fábrica adquirida durante el emplazamiento de los cuerpos magmáticos en el interior de grandes zonas de cizalla dúctil subhorizontales, extensionales, con la participación de una componente coaxial (interior de los cuerpos, con elipsoides constriccionales), siendo afectados después por un fuerte acortamiento vertical que daría lugar al aplastamiento en los bordes de los mismos. Por su parte, la interacción entre los megacrístales (que localmente llegan a superar el 25% en volumen) da lugar a fenómenos de imbricación (*tiling*) que han sido utilizados, siguiendo la metodología propuesta por Mulchrone et al. (2005), para deducir el sentido de cizalla del flujo impuesto en el medio magmático durante su emplazamiento y deformación a lo largo de las zonas de cizalla extensionales (Fig. 7c). Los resultados obtenidos han permitido confirmar el carácter extensional de las zonas de cizalla, determinándose una vorticidad para el flujo que estaría cerca de la transición entre el flujo dominado por cizalla simple y el dominado por cizalla pura (Díaz-Alvarado et al., 2012).



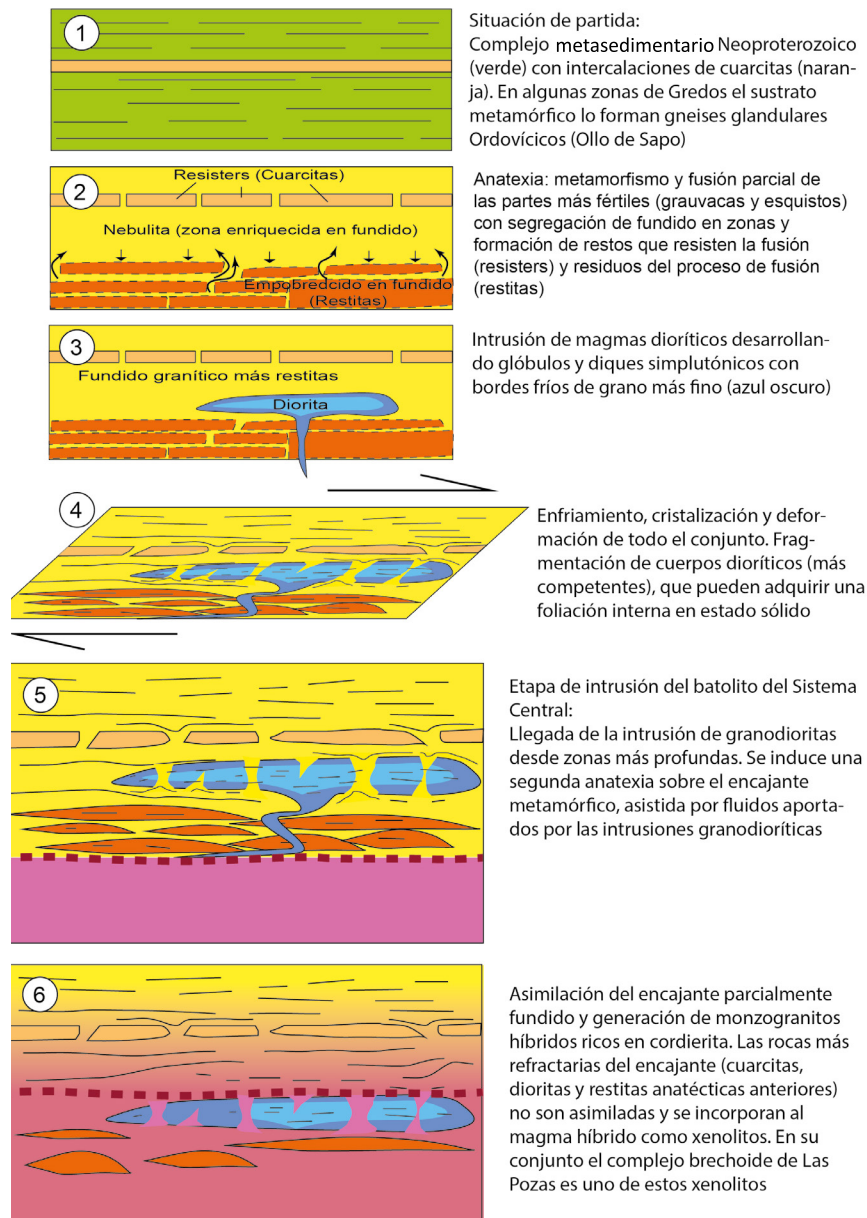
**Figure 7.**— (a) Representación esquemática de la formación de una orientación preferente de cristales de ortosa en un magma granítico por aplastamiento (cizalla pura) y estiramiento de un volumen del cuerpo de magma. En este proceso se puede producir una concentración local de megacristales con expulsión de líquido a zonas adyacentes. También puede producirse la orientación de enclaves (azul) inequidimensionales por rotación del eje mayor hacia la dirección de máximo estiramiento. (b) Orientación de megacristales y enclaves microgranulares (cortados por un dique leucogranítico tardío), interpretada como foliación magmática para reproducir la estructura de las láminas intrusivas a escala cartográfica. (c) Ejemplos de interacción de megacristales (tiling) usados para deducir la cinemática de las cizallas o el flujo durante los procesos de emplazamiento.

### *Brecha magmática de rocas máficas*

Dentro de las láminas intrusivas se observan relaciones que dan cuenta de una evolución compleja dentro del proceso de intrusión e hibridación de las granodioritas, incluyendo la presencia de brechas de rocas dioríticas. Uno de los mejores afloramientos de estas brechas se encuentra en el Prado de las Pozas (punto 2 de la Fig. 4). Algunas observaciones en este punto son (Fig. 8)



**Figure 8.**— Mapa geológico de uno de los afloramientos de la brecha de rocas dioríticas del Prado de Las Pozas.



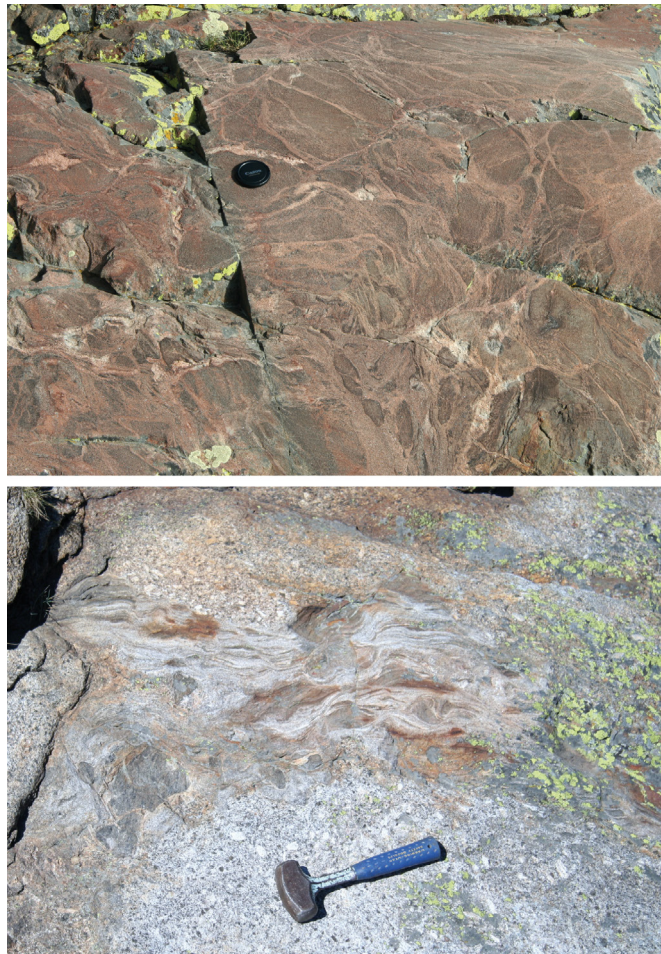
**Figure 9.**— Esquemas mostrando una posible reconstrucción de procesos que explican las relaciones observadas en el afloramiento brechoide del prado de Las Pozas. La llegada de la intrusión batolítica se produce sobre los 300 Ma (etapas 5 y 6). Los procesos precedentes son parte del ciclo Varisco. La primera anatexia (etapa 2) está datada en torno a los 320 Ma y la intrusión de las dioritas abarca un período desde los 315 a 300 Ma. Una datación de un xenolito diorítico de la zona de pasillos de enclaves (trocha Real cerca de Navasomera) dio una edad imprecisa de  $312 \pm 17$  Ma (Rodríguez y Castro, 2019).

1. No existe un encajante regional diorítico masivo que justifique la formación de la brecha como un gran xenolito. Sin embargo, las relaciones observadas apuntan a un origen xenolítico.
2. Algunos contactos son lobulados, de magma en magma, y presentan un borde de grano fino, indicando enfriamiento brusco de un magma contra el otro (*chilled margin*). Estas relaciones pueden ser interpretadas como el resultado de una intrusión simplitónica (diorítica) que fue finalmente fragmentada en bloques, al alcanzar el estado de roca sólida con anterioridad al magma encajante (monzogranítico), y haber sido finalmente retro-intruida por líquidos residuales.
3. Las rocas dioríticas presentan foliación en estado sólido, no magmática, con estiramiento de ocelos de cuarzo y de agregados de anfíbol. Esta foliación no existe en las rocas graníticas encajantes y debe haberse generado, por tanto, en un entorno no magmático dada la imposibilidad de los magmas de transmitir esfuerzos desviatorios.

Una solución posible (Fig. 9) es que se trate de una intrusión simplutónica en un medio magmático, posiblemente el fundido granítico de una migmatita, que posteriormente a la intrusión se consolidó y se deformó en estado sólido (las intrusiones precoces de rocas básicas en migmatitas son frecuentes en el batolito). La intrusión de los grandes cuerpos de granodioritas a los ca. 300 Ma inducen un evento de fusión en el encajante migmatítico antiguo que contenía los cuerpos de rocas máficas deformadas. El proceso de reacción e hibridación de los intrusivos granodioríticos con el encajante deja aislados cuerpos resistentes a la fusión (resisters) que son incorporados como xenolitos en zonas cercanas a los contactos, preservando las relaciones antiguas de intrusión simplutónica en el medio en el que intruyeron con anterioridad a su consolidación y deformación. Es frecuente en otros dominios del macizo de Gredos la presencia de enclaves máficos deformados en las granodioritas. Se trata de xenolitos resisters o xenolitos residuales (explicados en párrafos precedentes). El caso del Prado de las Pozas es un caso particular pero de mayor tamaño.

### *Xenolitos de agmatitas*

Las superficies de erosión glaciár ofrecen magníficas exposiciones de rocas frescas en el barranco de las Pozas (punto 3 de la Fig. 4). Se trata de un gran cuerpo xenolítico de rocas metamórficas migmatizadas y fragmentadas en bloques a modo de una gran brecha agmatítica (Fig. 10). Los bloques de la agmatita son restitas muy ricas en cordierita y biotita. Son los residuos de un evento de fusión parcial previo a ser englobados en el magma granodiorítico que los rodea. Una nueva etapa de fusión origina nuevos leucosomas que se movilizan en venas y zonas de cizalla entre los bloques. Las relaciones de edad de los nuevos leucosomas de la agmatita y del monzogranito híbrido encajante apoyan que la fusión haya sido inducida por la intrusión del batolito (Fig. 3).

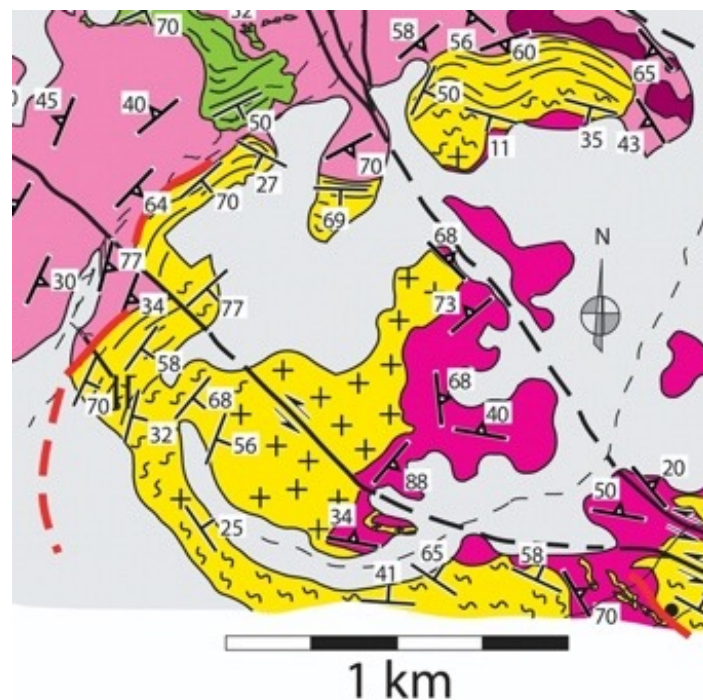


**Figure 10.**—Aspecto general (foto superior) y detalle de contacto (foto inferior) de las migmatitas agmatíticas englobadas en la lámina granodiorítica de Las Pozas.

Se observan relaciones de asimilación y digestión parcial de los cuerpos metamórficos en los contactos con las granodioritas y monzogranitos intrusivos. Son abundantes los xenolitos de restitas, cristales de cordierita y los xenolitos de *resisters* de cuarcitas y de rocas máficas dentro de los monzogranitos híbridos. La asimilación y digestión, que llevan como resultado a la hibridación de las granodioritas intrusivas y su transformación en monzogranitos, son procesos cuya efectividad requiere de un ambiente dinámico asociado a zonas de cizalla y plegamiento viscoso (“viscous folding”), estructuras que son observables en diversas zonas del macizo de Gredos (Díaz-Alvarado et al., 2011, 2012; Castro et al., 2021).

### *Leucogranito del Refugio del Rey*

En el entorno del Refugio del Rey (punto 4 de la Fig. 4) se observan las relaciones de contacto entre un granito anatóctico (tipo S) —el leucogranito del Refugio del Rey— generado *in situ* por fusión de antiguas migmatitas y rocas metamórficas del complejo anatóctico de Béjar-Barco de Ávila. En este sector, una lámina (*septum*) de migmatitas queda atrapada entre dos intrusiones laminares de granodioritas (Fig. 2). Los nuevos fundidos generados en la lámina migmatítica se concentran en un pequeño plutón (ca. 500 m de diámetro) de geometría diapírica que intruye a la lámina superior granodiorítica (Fig. 11). Las edades absolutas de zircones (U-Pb) dan valores en torno a los 300 Ma (Fig. 3). El contacto entre los dos cuerpos plutónicos, granodiorita y leucogranito, es neto. La foliación magmática, definida por los megacristales de ortosa y los ejes mayores de los enclaves, se dispone rodeando al contacto del plutón leucogranítico. Esto se interpreta como la deformación inducida por la intrusión diapírica del magma leucogranítico en el magma granodiorítico. Existen enclaves de granodiorita dentro del leucogranito.

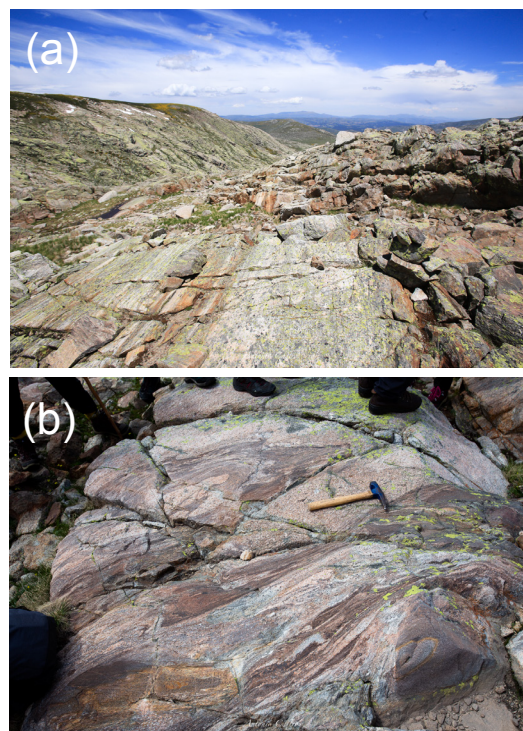


**Figure 11.**— Detalle cartográfico de la intrusión granítica del refugio del Rey (amarillo con cruces). Leyenda: ver Figura 2.

### *Zona de cizalla del barranco de las Pozas*

Migmatitas, leucogranitos y granodioritas de la lámina de Las Pozas aparecen afectados por una zona de cizalla (punto 5 de la Fig. 4) que actuó simultáneamente al emplazamiento de la lámina granodiorítica, datada en  $303.5 \pm 2.8$  Ma (Figs. 2 y 3). Las características estructurales y cinemáticas de estas

zonas de cizalla extensionales, aprovechadas por los distintos pulsos magmáticos para intruir, han sido detalladas anteriormente al describir las fábricas magmáticas (Fig. 7). Los leucosomas antiguos (migmatización anterior al batolito) aparecen deformados (leucogneises), mientras que los nuevos leucogranitos anatéticos muestran fábricas magmáticas localmente (Fig. 11). La deformación se hace más intensa hacia el contacto con la granodiorita. Esta presenta fábricas tanto en estado magmático (sin deformación en los cristales de cuarzo), como en estado sólido (Fig. 12a). La foliación, sea magmática o no, se atenúa a medida que nos alejamos del contacto, hacia el oeste. Abundan las zonas hibridadas con cordierita y composición monzogranítica, alternando en bandas irregulares y parches con zonas poco hibridadas y con restos de nebulitas de los dominios migmatíticos asimilados por la intrusión (Fig. 12b), junto con pequeñas intrusiones precoces de rocas dioríticas similares a las del Prado de Las Pozas (Fig. 8). Cerca del contacto con la lámina intrusiva, se pueden observar xenolitos restíticos similares a los del barranco de Las Pozas (Fig. 10).



**Figure 12.**— Zona de cizalla de las Pozas. (a) Vista general mirando al norte desde la trocha Real. (b) Detalle de las zonas deformadas afectando a cuerpos migmatíticos.

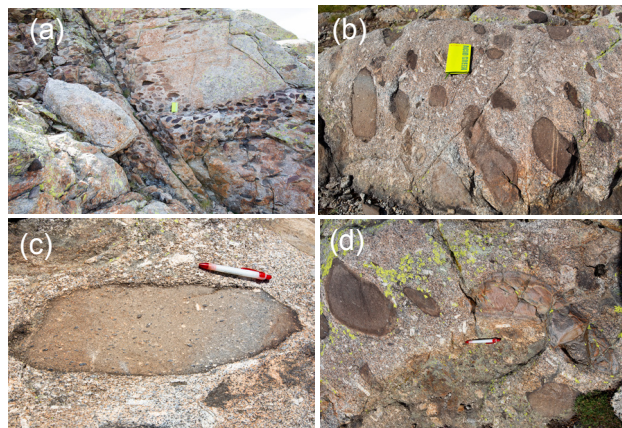
### *Zonas de hibridación*

Los procesos de hibridación entre granodioritas, granitos anatéticos y nebulitas locales son perfectamente observables en el macizo de Gredos (puntos 5 y 6 de la Fig. 4), en donde pueden realizarse multitud de observaciones interesantes. Mayoritariamente, se trata de monzogranitos porfídicos con abundante cordierita y restos parcialmente digeridos de migmatitas. Las transiciones e imbricaciones de nebulitas y monzogranitos son comunes, así como estructuras de flujo y enjambres de enclaves de todo tipo, entre los que predominan los xenolitos de tipo resister o restítico procedentes de la digestión casi completa de los metasedimentos encajantes del complejo de Béjar-Barco de Ávila.

Toda la zona del barranco de las Pozas es un amplio dominio de hibridación con desarrollo de zonas heterogéneas de monzogranitos ricos en cordierita y enclaves máficos de antiguas intrusiones dioríticas residentes en las zonas digeridas de las migmatitas. Basado en la abundancia de cordierita en las zonas híbridadas, se ha podido estimar que un 20 a un 30 % del volumen de magma híbrido es material asimilado del encajante (Díaz-Alvarado et al., 2011).

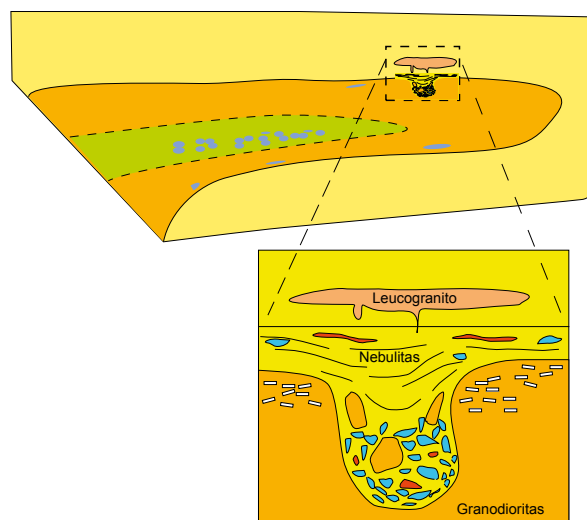
### Enjambres de enclaves

Los enjambres de enclaves (*enclave swarms*) de tipo poligénico y monogénico son observables en toda la zona. En las zonas altas que separan el Prado de las Pozas y el Circo de Gredos se observa un enjambre de tipo poligénico (Morezón y Barrera de las Pozas, punto 7 de la Fig. 4). Los enjambres poligénicos concentran abundantes enclaves ( $\approx 50\%$ ) de distinto origen, tanto metamórficos (xenolitos) como ígneos (autolitos). Predominan los de dioritas y cuarcitas, pero también pueden aparecer gneises y migmatitas, de tamaños variados desde 2 a 30 cm. Es frecuente observar coronas de reacción en los enclaves. En el caso de los enclaves dioríticos, las coronas de reacción son ricas en biotita (Fig. 13). Muchos de estos enclaves ígneos suelen tener una foliación interna bien marcada.



**Figure 13.**— Enjambre poligénico de enclaves de Navasomera. (a) Bloque de monzogranito englobado dentro del enjambre de enclaves. (b,c) Enclaves dioríticos deformados con bordes de reacción. (d) Enclaves de cuarcitas (derecha) y de dioritas con borde de reacción (izquierda).

La matriz de los enjambres es de tipo granítico o nebulítico (granito anatóctico con abundantes resitas metamórficas). El conjunto del enjambre, formado por enclaves y matriz, es intrusivo en los monzogranitos híbridos porfídicos. Se trata de una brecha magmática que se ha desplomado posiblemente desde el techo de la lámina granodiorítica–monzogranítica de Las Pozas o de alguna de las intercalaciones o *septa* de rocas metamórficas del complejo de Béjar–Barco de Ávila (Fig. 14) (Rodríguez y Castro, 2019).



**Figure 14.**— Esquema explicando la formación de un enjambre poligénico de enclaves, en el que aparecen juntas rocas metamórficas y dioritas englobadas dentro de una matriz nebulítica, por desplome del techo de una lámina intrusiva de granodioritas.

## Discusión

El ejemplo de los excepcionales afloramientos del macizo de Gredos descritos en este trabajo nos lleva a una reflexión epistemológica sobre la importancia y el significado del trabajo de campo en Geología. En particular, sobre el valor de las relaciones de campo en el estudio de los granitos y su utilidad en ese largo debate sobre su origen y sobre la evolución de la corteza continental. Parece oportuno citar aquí a Hallam (1985) cuando aseguraba que las observaciones están cargadas de teorías y que necesitamos razones para saber qué observaciones concretas debemos realizar. El mismo Feyerabend (1974) defendía que hechos y teorías no están tan separados como muchas veces se supone, y que los hechos de observación “contienen componentes ideológicos, viejas consideraciones que han desaparecido de la vista o que quizá nunca fueron formuladas de una manera explícita”. La ciencia avanza cuando una nueva teoría o cuerpo de doctrina es capaz de reformular los hechos de observación, interpretándolos bajo una nueva luz. El ejemplo de la interpretación de algunos de los enclaves como autolitos, o la identificación de las fábricas de megacrístales como magmáticas y su utilización como marcadores cinemáticos, son buena muestra de esta “nueva luz”. Que es capaz de ofrecer explicaciones, antes insospechadas, de observaciones aparentemente contradictorias que estaban huérfanas de la teoría adecuada para interpretarlas, o incluso para llegar a identificarlas. A su vez, los complejos resultados de los estudios geocronológicos, con varios millones de años de diferencia encontrados en una misma muestra (Fig. 3), pueden dar lugar a varias interpretaciones de un mismo afloramiento rocoso. En el caso del macizo de Gredos, las observaciones de campo: 1) las relaciones co-magmáticas entre los fundidos leucograníticos y las granodioritas y monzogranitos, y 2) los procesos de hibridación observables entre los magmas intrusivos y las migmatitas encajantes, determinan la coincidencia en el tiempo de la intrusión y la fusión parcial de la corteza hospedante, precisando así la ambigüedad de los resultados geocronológicos. En definitiva, junto a la obtención de nuevos datos isotópicos y geocronológicos, se hace necesario volver a visitar una y otra vez los afloramientos graníticos con los ojos renovados por las nuevas ideas. Es el único procedimiento para lograr en el futuro resolver el gran problema del origen y evolución de la corteza continental.

## Conclusiones

El macizo de Gredos ofrece un extenso afloramiento de rocas graníticas variscas, excelentemente expuestas. Varios cuerpos de granodioritas y monzogranitos intruyeron, en un contexto post-colisional, a un encajante anatético (Complejo de Béjar-Barco de Ávila) a favor de grandes zonas de cizalla sub-horizontales, extensionales. El cortejo de estructuras generadas durante el proceso de emplazamiento y deformación de los cuerpos magmáticos, junto con las de hibridación con el encajante, puede ser observado en distintos puntos del macizo. Estas estructuras incluyen enclaves de distintos tipos (autolitos, xenolitos), pasillos de enclaves, cuerpos xenolíticos de agmatitas, brechas magmáticas de rocas máficas, fábricas magmáticas (foliaciones y lineaciones), zonas de cizalla dúctil afectando a cuerpos en estado magmático y en estado sólido, etc.

El estudio e interpretación de todas estas estructuras mediante conceptos y técnicas modernos de la petrología, la geología estructural y la reología, permite modificar sustancialmente nuestra visión de los procesos de crecimiento cortical en contexto post-colisional, afectando a niveles medios de la corteza continental. Este avance en la comprensión de todos estos procesos es sólo posible si, además de la información geoquímica, isotópica y geocronológica, se reinterpretan las observaciones de campo de acuerdo con los nuevos conocimientos científicos.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PID2021-126347NB-I00 de la Agencia Estatal de Investigación (Ministerio de Ciencia e Innovación). Los autores quieren agradecer la labor del editor de este volumen especial, así como los comentarios y sugerencias de dos revisores anónimos.

## CONFLICTOS DE INTERÉS

Los/as autores/as de este artículo declaran no tener conflictos de intereses financieros, profesionales o personales que pudieran haber influido de manera inapropiada en este trabajo.

## FINANCIACIÓN

Proyecto PID2021-126347NB-I00 (Agencia Estatal de Investigación, Ministerio de Ciencia e Innovación).

## AUTORÍA CRediT

**Juan Díaz-Alvarado:** Conceptualization, Data curation, Formal Analysis, Investigation, Methodology, Software, Supervision, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing; **Carmen Rodríguez:** Conceptualization, Data curation, Formal Analysis, Investigation, Methodology, Software, Supervision, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing; **Carlos Fernández:** Conceptualization, Data curation, Formal Analysis, Funding acquisition, Investigation, Methodology, Project administration, Resources, Software, Supervision, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing; **Antonio Castro:** Conceptualization, Data curation, Formal Analysis, Funding acquisition, Investigation, Methodology, Project administration, Resources, Software, Supervision, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing.

## Referencias

- 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. <https://doi.org/10.1130/G21470AR.1>
- Castro, A., Rodríguez, C., Díaz-Alvarado, J., Fernández, C. & García-Moreno, O. (2021). Magma Differentiation and Contamination: Constraints From Experimental and Field Evidences. In: M. Masotta, C. Beier & S. Mollo (Eds.) *Crustal Magmatic System Evolution: Anatomy, Architecture, and Physico-Chemical Processes* (pp. 107-124). <https://doi.org/10.1002/9781119564485.ch5>
- Castro, A., Rodríguez, C., Gutiérrez-Alonso, G. & de la Rosa, J. D. (2023). A post-collisional batholith from Southern Iberia rooted in the Earth's mantle: Los Pedroches batholith. *Lithos*, 454-455, 107245. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107245>
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- 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. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014139>
- Condie, K. C. (1987). *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth-Heinemann.
- De Vicente, G., Cunha, P.P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S.A.P.L., Olaiz, A. & Vegas, R. (2018). The Spanish-Portuguese Central System: An example of intense intraplate deformation and strain partitioning. *Tectonics*, 37, 4444-4469. <https://doi.org/10.1029/2018TC005204>
- Dhuime, B., Hawkesworth, C. J., Cawood, P. A. & Storey, C. D. (2012). A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago. *Science*, 335, 1334-1336. <https://doi.org/10.1126/science.1216066>
- Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C. & 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. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egg078>
- Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Díaz-Azpiroz, M., Castro, A. & Moreno-Ventas, I. (2012). Fabric evidence for granodiorite emplacement with extensional shear zones in the Variscan Gredos massif (Spanish Central System). *Journal of Structural Geology*, 42, 74-90. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.06.012>
- Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Castro, A. & Moreno-Ventas, I. (2013). SHRIMP U-Pb zircon geochronology and thermal modeling of multilayer granitoid intrusions: Implications for the building and thermal evolution of the Central System batholith, Iberian Massif, Spain. *Lithos*, 175-176, 104-123. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.006>

- Feyerabend, P.K. (1974). *Contra el Método*. Ariel.
- Gómez-Frutos, D. & Castro, A. (2022). Sanukitoid crystallization relations at 1.0 and 0.3 Gpa. *Lithos*, 414-415, 106632. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106632>
- Gómez-Frutos, D. & Castro, A. (2023). Mafic microgranular enclaves (MMEs) trace the origin of post-collisional magmas. *Geology*, 51, 743-747. <https://doi.org/10.1130/G51248.1>
- Gómez-Frutos, D., Castro, A. & Gutiérrez-Alonso, G. (2023). Post-collisional batholiths do contribute to continental growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 603, 117978. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117978>
- Hallam, A. (1985). *Grandes Controversias Geológicas*. Labor.
- Mulchrone, K.F., Grogan, S. & De, P. (2005). The relationship between magmatic tiling, fluid flow and crystal fraction. *Journal of Structural Geology*, 27, 179e197. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.10.007>
- Pereira, M.F., Castro, A. & Fernández, C. (2015). The inception of a Paleothetyan magmatic arc in Iberia. *Geoscience Frontiers*, 6, 297-306. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.02.006>
- Rodríguez, C. & Castro, A. (2019). Origins of mafic microgranular enclaves and enclave swarms in granites: Field and geochemical relations. *Bulletin of the Geological Society of America*, 131, 635-660. <https://doi.org/10.1130/B32028.1>
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell.
- Taylor, S. R. y McLennan, S. M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265. <https://doi.org/10.1029/95RG00262>
- Windley, B. F. (1995). *The Evolving Continents (3rd edition)*. John Wiley & Sons Ltd.