

**El magmatismo de la Sierra de Pardos
(Unidad de Badules, Cordillera Ibérica):
Petrología, geoquímica, edad isotópica y reología.**

Arbez Majarena Serrano



Trabajo Fin de Máster

Directores:

Dr. Marceliano Lago San José

Dr. Andrés Gil Imaz

Dr. Carlos Galé Bornao

**Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza, 16 de Septiembre de 2016**

Índice

Agradecimientos

Resumen / Abstract

1.- Introducción y antecedentes	1
2.- Objetivos	3
3.- Metodología	4
3.1.- Trabajo de campo	4
3.2.- Análisis de laboratorio	5
3.3.- Trabajo de gabinete	8
4.- Contexto geológico	9
5.- Estructura interna de la intrusión de Cerro Redondo	11
6.- Análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)	13
6.1.- Mineralogía magnética	14
6.2.- Fábrica magnética	16
6.2.1.- Morfología de los elipsoides magnéticos	16
6.2.2.- Orientación de los elipsoides magnéticos	18
7.- Edad	20
7.1.- Edad relativa de las intrusiones	20
7.2.- Edad radiométrica	20
8.- Petrografía	22
9.- Química mineral	25
9.1.- Biotita	25
9.2.- Feldespato	26
9.3.- Accesorios	26
10.- Geobarometría	27
11.- Geoquímica	28
11.1.- Clasificación	28
11.2.- Elementos mayores	30
11.3.- Elementos traza	32

12.- Discusión	34
12.1.- Emplazamiento	34
12.2.- Composición y evolución del magmatismo	36
12.3.- Origen del magma y consideraciones sobre el magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica	37
13.- Conclusiones	38
Referencias	40
Anexos	44
Anexo I: Análisis de microsonda electrónica	44
Biotita	44
Feldespato	45
Circón	46
Apatito	47
Monacita	48
Rutilo y Turmalina	49
Anexo II: Análisis de roca total	50

Agradecimientos

He de agradecer a Jose Julian Esteban y los SGIker (UPV/EHU, MINECO, GV/EJ, FEDER y FSE) el apoyo técnico y humano prestado en la realización de roca total y la datación de los circones; a Alfredo Larios (CNME, UCM) su colaboración en los análisis de Microsonda Electrónica; a Manolo y el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros (UZ) la ayuda prestada en el corte y trituración de las muestras, y la elaboración y recubrimiento de las láminas delgadas, y a Ana María Antón y María Luísa Pérez, del servicio de microscopía óptica e imagen (UZ), su ayuda en la toma de imágenes al microscopio.

Por otra parte, a Marceliano Lago, que me abriera las puertas al mundo de la petrología, de la geoquímica, y más particularmente, del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica, por acogerme e integrarme en su equipo, y por mostrarme y ofrecerme desde el principio un interesante proyecto formativo de continuidad. Gracias por tus enseñanzas, ayuda, soporte, ilusión y optimismo ante las adversidades, por tu sinceridad, claridad y amistad, gracias por confiar en mí.

Agradezco a Andrés Gil Imaz su formación y ayuda sobre geología estructural y tectónica, disciplinas sin las cuales este pequeño-gran proyecto no tendría sentido para mí. Gracias por enseñarme a comenzar a ser un científico, por tu rigor, paciencia, comprensión, ilusión y simpatía, por tu visión práctica y experiencia, gracias.

Si Marceliano y Andrés han sido mis padres geológicos durante esta andadura que comencé con ellos hace ya tres años, Carlos Galé ha sido mi hermano mayor. Gracias Carlos, por todas tus enseñanzas, por el soporte informático y visión práctica, por tu acogida, por hacerme confiar en la petrología, compartir tu experiencia, hacer que no me vuelva mucho más loco, mostrarme la seneridad en los momentos de mayor dificultad, por hacer posibles todos estos trabajos, por tu amistad.

He de agradecer también a Ángel Velamazán, José Llorens y Natalia Andaluz, por hacerme descubrir la geología, y a los profesores de la carrera y del máster, por todo lo que me han enseñado sobre ella.

Gracias a Diego, Jorge, Nerea, Laura y a todos los amigos y compañeros que durante el Grado y el Máster de Geología he tenido oportunidad de conocer y que tanto me han ayudado en lo académico y en lo personal. Debo agradecer especialmente a Raquel su amistad, consejos, apoyo, sinceridad y forma de ser, y los buenos momentos que hace posibles dentro y fuera de la geología. También a Juan, quien hace que Daroca y yo, conservemos casi intacta entre piedra y piedra, la forma de entedernos.

Por otra parte quiero agradecer a Raúl y Rocío, Alejandro, Beatriz, los amigos de BOGDAN y el resto de profesores, amigos y compañeros musicales, su comprensión y apoyo en los días en los que la geología se vuelve más dura. Gracias por hacer compatibles mis dos grandes pasiones y permitirme seguir soñando con la música.

No puedo terminar sin agradecer a mis padres que hoy esté aquí escribiendo estas líneas, y a mis abuelos, especialmente en los últimos años a mi Abuelo Antonio, el mejor compañero de piso. Gracias por todo, gracias por vuestro apoyo.

Pero, muy especialmente ... he de dar las gracias a “Cerro Redondo”, por prestarse a ser objeto de martillazos, perforaciones y hasta de estudio; por permitirme aprender y por formularme curiosas e irresistibles preguntas; por proporcionar cobijo y hacerme disfrutar una vez más, durante el trabajo de campo, de los paisajes y la naturaleza de la Cordillera Ibérica.

Así es mi vida,
piedra,
como tú. Como tú,
piedra pequeña;
como tú,
piedra ligera;
como tú,
canto que ruedas
por las calzadas
y por las veredas;
como tú,
guijarro humilde de las
carreteras;

como tú,
que en días de tormenta
te hundes
en el cieno de la tierra
y luego
centelleas
bajo los cascos
y bajo las ruedas;
como tú, que no has servido
para ser ni piedra
de una lonja,
ni piedra de una audiencia,
ni piedra de un palacio,

ni piedra de una iglesia;
como tú,
piedra aventurera;
como tú,
que tal vez estás hecha
sólo para una honda,
piedra pequeña
y
ligera...

*León Felipe, versos y oraciones
de caminante (1920)*

Resumen

Dentro del sector suroccidental de la Unidad de Badules de la Cordillera Ibérica (Lozte, 1929; Carls, 1983), se encuentran varios afloramientos ígneos de naturaleza subvolcánica que comprenden algunos de los términos más diferenciados del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica, intruyen a formaciones metasedimentarias del Cámbrico superior y el Ordovícico inferior y se agrupan en dos sectores, Castejón de las Armas y Sierra de Pardos.

El magmatismo de la Sierra de Pardos está formado por 6 afloramientos, cinco de ellos riolíticos y asociados a una falla de dirección NNW-SSE y otro, dacítico, asociado a una falla de dirección W-E. La edad establecida a partir de análisis de Pb-Pb en circones para el afloramiento dacítico, es de $285,4 \pm 1,7$ Ma (Artinskiense, Pérmico inferior).

Todos los afloramientos presentan afinidad calco-alcalina y un patrón composicional similar de elementos traza, tanto entre ellos como respecto al resto de afloramientos del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica, lo que sugiere un mismo origen ligado a procesos de fusión parcial desencadenados en las etapas finales de la Orogenia Varisca.

Dentro del magmatismo de la Sierra de Pardos, la intrusión dacítica de Cerro Redondo destaca por su menor grado de alteración, composición menos evolucionada y singular estructuración.

Los análisis de biotita evidencian la presencia de cristales heredados formados a unos 17,9 km de profundidad. Este hecho junto a la presencia de numerosos circones de $301,0 \pm 2,6$ Ma de edad, ha sido explicado por la incorporación de minerales provenientes de un granitoide varisco al magma, que ascendió hasta una cámara situada a unos 9,5 km de profundidad, donde, según los datos geobarométricos obtenidos, cristalizaron el resto de biotitas que contienen estas rocas, previamente a su emplazamiento final en condiciones subvolcánicas.

La distribución de xenolitos pizarrosos y otras evidencias cartográficas, petrológicas y de la fábrica magnética de los pliegues ígneos, permiten proponer un modelo de emplazamiento para la intrusión de Cerro Redondo, caracterizado por un flujo de magma vertical (paralelo a los ejes de los pliegues) a favor de una única fractura principal (Falla de Pardos) que limita el cuerpo por su extremo NW, y una expansión lateral, subhorizontal, condicionada por la fábrica sedimentaria y tectónica del encajante paleozoico.

Abstract

In the SW sector of the Badules unit of the Iberian Ranges (Lozte, 1929; Carls, 1983), there are some subvolcanic magmatics outcrops that comprises some of the more evolved compositions of the permian magmatism in the Iberian Ranges. They intrude metasedimentary units of the Upper Cambrian and Lower Ordovician outcropping into two areas, *Castejón de las Armas* and *Sierra de Pardos*.

The magmatism of the *Sierra de Pardos* includes 6 outcrops. Five of them are composed of rhyolites and related with a NNW-SSW trending fault. The sixth outcrop is composed of dacites and related with a W-E trending fault. Its age of emplacement is $285,4 \pm 1,7$ Ma (Artinskian, Lower Permian).

All outcrops have a calc-alkaline affinity and a similar composition in trace elements, also similar to others outcrops of the permian magmatism of the Iberian Ranges. This suggests that all they have the same origin, related with crustal melts generated in the last stages of the Variscan Orogeny.

The intrusion of Cerro Redondo in *Sierra de Pardos* have a special interest due to its lower degree of alteration, less evolved composition and singular structure.

The presence of biotite inherit crystals formed around 17,9 km of depth, and numerous inherit zircons of $301,0 \pm 2,6$ Ma, is interpreted as the evidence of the inclusion of minerals of a variscan granitoid to the ascending magma. This magma stagnated into a magmatic chamber of 9,5 km depth, where biotite phenocrysts crystallized before its emplacement in subvolcanic conditions.

According to the cartographic, petrologic, and magnetic fabric data, an emplacement model is proposed for Cerro Redondo outcrop. This model considers a vertical ascending flow of the magma (parallel to the axis of the folds) through a main fault that constitutes the NW limit of the intrusion, and the lateral growth of the intrusion to the NE, favoured by the tectonic and sedimentary fabric of the host rocks.

1.- Introducción y antecedentes

La composición, altamente evolucionada, del magmatismo de la Sierra de Pardos, ofrece la oportunidad de responder a nuevas preguntas sobre el magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica. Por una parte, permite estudiar el modo de emplazamiento de un magma de elevada viscosidad, con una reducida representación y, por otra, establecer la edad isotópica de estos términos más diferenciados. La primera cuestión ha sido abordada mediante el análisis combinado de cartografía y estudio de la fábrica magnética de las estructuras ígneas fluidales, única técnica geofísica capaz de aportar información sobre aspectos cinemáticos del magma en los momentos más tempranos de su emplazamiento (Cañón-Tapia, 2004). La asignación de una edad de emplazamiento implica tener en cuenta dos requisitos: a) profundizar en el estudio de las asociaciones minerales y b) aplicar la metodología de datación isotópica del sistema Pb-Pb en circones mediante el análisis con Láser-ICP-MS. Estos temas permitirán ampliar el conocimiento sobre el magmatismo pérmico en la Cordillera Ibérica.

El magmatismo de la Sierra de Pardos comprende 6 afloramientos. Los dos más alejados entre sí, se encuentran a una distancia de 6,4 km. De estos 6 afloramientos, 4 son riolíticos, presentan una longitud máxima de 600 m, mínima de 300 m, y un grado de alteración muy elevado.

El afloramiento más suroccidental, denominado Cerro Redondo, está formado por dacitas y presenta la composición menos evolucionada del magmatismo estudiado. Tiene 680 m de largo y 300 m de ancho máximo, con morfología general elipsoidal y varias geometrías semicirculares en su contorno. Este afloramiento destaca, junto a su relativo menor grado de alteración, por su marcada estructuración interna, materializada por la presencia de numerosos pliegues disarmónicos .

Finalmente, otro afloramiento, localizado 2,5 km al SW de Acered, presenta características de estructuración, composición y alteración, intermedias respecto a las de los afloramientos riolíticos y al de Cerro Redondo.

Este trabajo se centra en el estudio de la intrusión de Cerro Redondo por su singularidad estructural, su composición menos evolucionada y su menor grado de alteración.

La cartografía geológica elaborada por Gabaldón *et al.* (1980a y b) evidencia la extensión, geometría, relación con los principales accidentes tectónicos y supuesta edad relativa de los afloramientos ígneos de la Sierra de Pardos. En la memoria geológica que acompaña a esta cartografía se pone también de manifiesto la naturaleza ácida y la asociación mineral de las rocas ígneas de este sector.

Cisneros *et al.* (1983) realizan un breve estudio petrográfico de estas rocas, desde un enfoque histórico, ligado al estudio sobre una cantera de, según estos mismos autores, fustes de columnas de época romana o medieval, que se encuentra en el afloramiento de Cerro Redondo.

Por su parte, Lago (1991) cartografía más de 500 intrusiones correspondientes al magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica y describe la presencia de estructuras de fluidalidad y de abundantes xenolitos pizarrosos en el contacto de las intrusiones de este sector con la roca encajante. Lago *et al.* (1992) indican que este magmatismo tiene un origen cortical y que ha sido generado en un ambiente sin-colisional. Además, sugieren una edad próxima y previa a la de las rocas de composición intermedia del resto del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica, a las que atribuyen una afinidad calcoalcalina y un origen sub-cortical.

2.- Objetivos

Los *objetivos concretos* que se han perseguido con este trabajo han sido:

1. La revisión de la *cartografía geológica* existente y la elaboración de una cartografía de detalle en la intrusión de Cerro Redondo a escala 1: 2500.
2. La *caracterización petrológica* de las intrusiones: dacitas y riolitas.
3. El estudio de la *química mineral*, con especial interés en el estudio de a) las biotitas, que son los únicos minerales ferromagnesianos en las rocas estudiadas y, b) los minerales accesorios, de interés petrogenético y para la edad isotópica de su emplazamiento.
4. El estudio de la *geoquímica de roca total* para establecer la afinidad geoquímica, la fuente del magma y posibles procesos de asimilación.
5. La obtención de la *edad isotópica de Cerro Redondo*, mediante el método Pb-Pb en circones analizado con Láser-ICP-MS.
6. La propuesta de un modelo de emplazamiento para la intrusión de Cerro Redondo mediante su *estudio estructural* apoyado por el análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM).
7. *Integración final* de los resultados, su *discusión y conclusiones*.

3.- Metodología

La obtención de estos objetivos comprende 3 etapas metodológicas: a) trabajo de campo, b) análisis de laboratorio y c) trabajo de gabinete.

3.1.- Trabajo de campo

El trabajo de campo ha incluido: 1) una revisión cartográfica regional de este sector de la Cordillera Ibérica, 2) la elaboración de una cartografía de detalle de la intrusión de Cerro Redondo, como base para la realización de un mapa de trayectorias del bandeo ígneo y 3) la toma de distintos tipos de muestras para su estudio petrológico, radiométrico y de la fábrica magnética.

La revisión de la cartografía regional de los afloramientos que integran este magmatismo se ha realizado en base a la cartografía de Gabaldón *et al.* (1980a y b), ortofotos, y el seguimiento directo en el campo del contacto entre las intrusiones y la roca encajante. Para la elaboración del mapa de trayectorias del bandeo ígneo de la intrusión de Cerro Redondo a escala 1:2500 se han posicionado, mediante GPS, 166 puntos donde se han tomado datos de la orientación del bandeo fluidal. En otros 19 puntos se han tomado datos estructurales correspondientes a pliegues ígneos (ejes de pliegues y superficies de estratificación de la superficie plegada). También se han recogido datos de orientación de la estratificación y de la esquistosidad de la roca encajante.

Además, se tomaron 21 muestras de roca para su estudio petrográfico y geoquímico, 10 de ellas en las intrusiones de composición riolítica, y las 11 restantes, a lo largo de un perfil longitudinal en la intrusión de Cerro Redondo. Inicialmente se recogieron 5 kg de roca por muestra, para realizar láminas delgado-pulidas destinadas a su estudio petrográfico y, en el caso de las muestras de mayor interés, el estudio de su química mineral y el análisis geoquímico de roca total. Posteriormente, se seleccionaron dos de estas muestras por su contenido en circones, grado de alteración, y ubicación (una en el centro y otra en el borde de la intrusión) para la realización de un segundo muestreo destinado a la realización de la datación radiométrica por Pb-Pb en circones.

En este segundo muestreo se tomaron aproximadamente 10 kg de roca por muestra, para garantizar, en función de la abundancia en circones observada en lámina delgada, obtener suficiente cantidad de cristales para la realización de la datación.

Para el estudio de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) de los pliegues ígneos, se han muestreado tres afloramientos con estructuras de escalas decimétricas a métricas.

La obtención de las muestras se realizó con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, utilizando brocas de acero inoxidable y corona de diamante de diámetro estándar. Se extrajeron entre 20 y 26 muestras por estación, a partir de las que se obtuvieron 138 especímenes (46, 49 y 43 respectivamente) de un volumen estándar (11 cm³).

Las muestras fueron extraídas en los dos flancos y la charnela de cada pliegue y además, en el caso del primer y tercer pliegue estudiado, también se extrajeron varias muestras en las rocas más próximas no afectadas por la deformación.

3.2.- Análisis de Laboratorio.

Se han realizado láminas delgado-pulidas de 11 de las muestras recogidas, en el *Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros* de la Universidad de Zaragoza y en el *Centro de Instrumentación Científica* de la Universidad de Granada.

Estas láminas han sido estudiadas y fotografiadas en el microscopio petrográfico de polarización (Olympus AX-70) del *Servicio de Microscopía Óptica e Imagen* de la Universidad de Zaragoza. Además de su estudio petrográfico y petrológico, en este microscopio también se realizó la selección de los campos de mayor interés para el análisis de la química mineral.

Los análisis de química mineral fueron realizados mediante microsonda electrónica (JEOL JXA-8900M) en el *Centro Nacional de Microscopía Electrónica* de la Universidad Complutense de Madrid. En el análisis de algunos minerales accesorios (monacita y circón) se emplearon rutinas específicas (Anexo I), dado su elevado

contenido en REE y otros elementos traza. Para permitir una correcta interpretación genética, todos los puntos analizados en cada fase mineral, se posicionaron sobre imágenes de EDS.

Posteriormente se realizó el análisis de roca total de 8 muestras: 7 dacitas y 1 riolita (resultados completos en anexo 2) en cuya preparación se siguieron las etapas de corte con disco de diamante, fragmentación en trituradora de mandíbulas de hierro acerado, cuarteado, molienda en molino (vaso y aros de acero), tamizado a 30 μm y cuarteado, y selección de una fracción de 25 g para el análisis geoquímico, todo ello en el *Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros* de la Universidad de Zaragoza. Los 8 análisis de roca se han realizado con espectrómetros de emisión atómica (ICP-OES Optima 8300) y de masas (ICP-MS XSeries 2) con fuente de plasma, en el *Laboratorio SGIker-Geochronology and Isotopic Geochemistry* de la Universidad del País Vasco (Anexo II).

La separación de circones para su datación isotópica se realizó en el *Laboratorio SGIker-Geochronology and Isotopic Geochemistry* de la Universidad del País Vasco. Se procedió a la trituración de las muestras con la machacadora de mandíbulas, el tamizado de la fracción inferior a 5 mm, la posterior separación mineral en mesa *Wilfley* y la concentración de la fracción pesada mediante líquidos densos (ioduro de metileno 3,3 g/cm^3). A continuación se realizó la selección de circones de la fracción pesada ($>3,3 \text{ g}/\text{cm}^3$) y su montaje en probetas de 25 mm con resina *Epofix Struers*. Se realizaron 3 probetas por muestra para poder seleccionar los circones con menor número de inclusiones y fracturas posibles. De cada probeta se realizaron microfotografías con el microscopio petrográfico y se obtuvieron imágenes EDS con el microscopio electrónico de barrido (Fig. 1) con el objetivo de seleccionar los circones a datar.

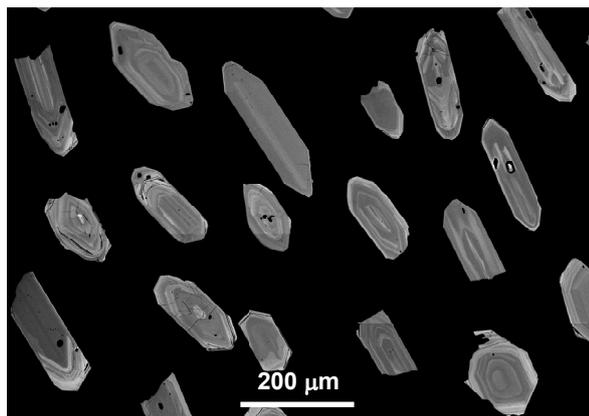


Fig. 1.- Imagen por rayos X (RX) y analizador de energía dispersiva (EDS) tomada en microscopio electrónico de barrido y correspondiente a varios circones de la probeta PAR-15.2 (localización de la muestra en Fig. 3) utilizados para la datación radiométrica de una de las intrusiones.

Los análisis de Pb se realizaron con un espectrómetro de masas cuadrupolar con fuente de plasma (Q-ICP-MS Thermo Scientific iCAP-Qc) del *Laboratorio SGIker-Geochronology and Isotopic Geochemistry* de la Universidad del País Vasco. Para mejorar la sensibilidad del equipo se utilizó una segunda bomba de vacío en la interfase del sistema. Además se utilizó el dispositivo propuesto por Tunheng & Hirata (2004) para la estabilización de la señal. El equipo empleado para la introducción de la muestra es un sistema de ablación láser UP213 (213 nm, Nd:Yag) de *New Wave*. Los circones se analizaron realizando muestreos puntuales, en su mayoría con un diámetro nominal de 40 μm , con 10 Hz de repetición del haz láser y una energía de ca. 2.5 J/cm².

Para cada punto analizado se recogió la señal de ca. 25 s de blanco, (sin activar la ablación) y ca. 45 s de señal correspondiente a la muestra ablacionada. Para la calibración y la corrección de la fraccionación se analizó el circon GJ_1 (Jackson *et al.*, 2004). Además, como estándar secundario se realizaron análisis sobre circones de Plešovice (Sláma *et al.*, 2008). Los resultados obtenidos han sido tratados empleando los programas *Iolite 3.32* (Paton *et al.*, 2010 y 2011) y *VizualAge* (Petrus & Kamber, 2011).

Se realizaron un total de 72 análisis LA-ICP-MS sobre tres probetas (PAR-15.2, PAR-15.3 y PAR-19.2). Además, sobre el circon GJ_1 se efectuaron 32 análisis y 7 sobre circones de Plešovice.

La medida de la anisotropía de la susceptibilidad magnética de los especímenes se realizó con un susceptómetro KLY-3S comercializado por la empresa AGICO, en el *Laboratorio de Fábricas Magnéticas* del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza. Para la identificación de las principales fases magnéticas presentes en las muestras se realizaron curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura (curvas K-T; Hrouda, 1994), bajo atmósfera de Ar con el fin de evitar procesos de oxidación, usando un horno CS-3 conectado al susceptómetro. Las muestras se calentaron progresivamente, desde la temperatura ambiente hasta los 700 °C y después se dejaron enfriar de nuevo hasta la temperatura de partida a intervalos de 3,3 °C.

3.3.- Trabajo de Gabinete.

Todos los datos procedentes de las labores de campo (datos estructurales, elementos cartográficos, puntos de obtención de distintos tipos de muestras, etc.) han sido georeferenciados e incluidos en la cartografía. Para la revisión del mapa geológico del sector y la elaboración del mapa geológico de detalle de la intrusión de Cerro Redondo se han considerado los mapas geológicos a escala 1:50.000 de la serie Magna (Gabaldón *et al.*, 1980a y b), las ortofotos del año 2012 y tamaño de píxel de 0,5 m del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) disponibles en la Infraestructura de Datos Espaciales de Aragón (IDEARAGÓN), el mapa topográfico nacional a escala 1:10.000 y el modelo digital del terreno con paso de malla de 5 m del IGN. La cartografía digital se ha realizado mediante un SIG con el programa *QGIS 2.10*.

Los datos de ASM empleados para el análisis de la fábrica magnética han sido tratados mediante el programa *Anisoft 4.2*. Las curvas de variación de la susceptibilidad magnética frente a la temperatura han sido representadas mediante el programa *Cureval 8* y los datos estructurales han sido analizados mediante proyección estereográfica con el programa *Stereonet 9.3.0*.

El tratamiento de los análisis de química mineral y de roca total, y la realización de las fórmulas estructurales de los minerales y de los cálculos de diferentes parámetros geoquímicos, se llevaron a cabo mediante hojas de cálculo *Microsoft Excel*. Las edades concordia y los diagramas de relaciones Pb/U fueron realizados mediante el complemento de *Microsoft Excel Isoplot 3.7* de Ludwig (2003). Los porcentajes de concordancia fueron calculados siguiendo la metodología descrita en Meinhold *et al.* (2010).

Todos los gráficos fueron realizados mediante el programa *Golden Software Grapher* y editados por el programa *Corel Draw X7*. El programa *Corel Draw X7* y el programa *Inkscape 0.91* también se emplearon en el retoque final de las cartografías, la elaboración de los modelos y otras figuras de esta memoria. Algunas de las fotos fueron tratadas para mejorar su presentación y visibilidad mediante el programa *Adobe Photoshop CS4*.

4.- Contexto geológico

Las intrusiones estudiadas se encuentran en la Sierra de Pardos (Fig. 2), que forma parte de un conjunto de alineaciones montañosas de dirección NW-SE compuestas por rocas metasedimentarias cámbricas y ordovícicas, que conforman el sector suroccidental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Sopeña y De Vicente, 2004). De acuerdo con la subdivisión de Lozte (1929), este sector de la Cordillera Ibérica forma parte de la denominada Unidad de Badules, incluida dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa del Macizo Ibérico (Julivert *et al.*, 1974).

Estas sierras paleozoicas limitan al NE con el sistema de cuencas neógenas de Calatayud-Daroca-Montalbán, cabalgando sobre ellas, al menos, en el sector SE de la cuenca (Ansón, 2013). Su límite occidental se encuentra constituido por un conjunto de unidades sedimentarias, también de dirección NW-SE, que abarcan desde las series mesozoicas características de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica hasta los materiales neógenos de la Cuenca de Almazán. En el límite SE, los relieves paleozoicos se encuentran atravesados por las fosas plio-cuaternarias del Jiloca y de Daroca.

El magmatismo de la Sierra de Pardos (Fig. 2) comprende seis afloramientos de extensión mínima 300 m y máxima 680 m. Los dos más alejados entre sí, se encuentran a una distancia de 6,4 km. Todas estas intrusiones presentan una composición evolucionada y se sitúan preferentemente en relación a dos fallas de escala cartográfica, indicando una naturaleza fisural para el ascenso y emplazamiento del magma.

Una de las fallas presenta dirección NNW-SSE y actualmente se muestra como un cabalgamiento con dirección de transporte hacia el NNE. A esta falla se encuentran asociados cuatro pequeños afloramientos de intrusiones de composición riolítica; el mayor de todos ellos se encuentra al NW y presenta 600 m de longitud y 220 m de anchura máxima cartográfica (Fig. 2).

La segunda falla (Falla de Pardos) tiene una dirección E-W y limita la intrusión de Cerro Redondo por el NW (Fig. 2). Además, esta falla presenta asociadas un elevado número de surgencias de agua que facilitan su reconocimiento.

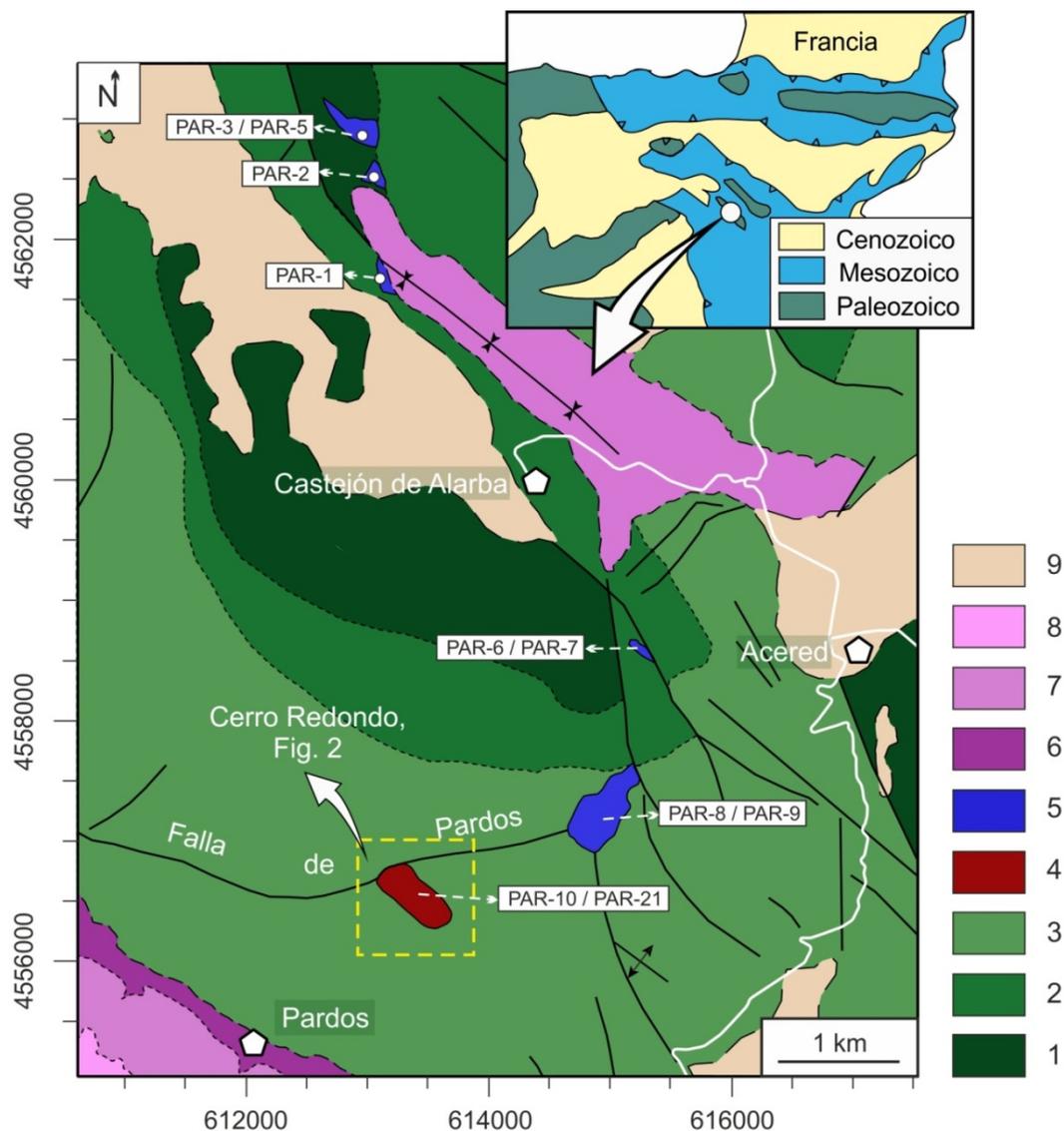


Fig. 2.- Mapa geológico de situación del magmatismo de la Sierra de Pardos. 1: Cámbrico medio-superior, 2: Cámbrico-Ordovícico inferior, 3: Ordovícico inferior, 4: Dacitas de Cerro Redondo, 5: Riolitas, 6: Facies Buntsandstein, 7: Facies Muschelkalk, 8: Facies Keuper, 9: Cuaternario. Modificado de Gabaldón *et al.* (1980a y b).

En la intersección entre estas dos fallas se desarrolla otra intrusión (Fig. 2). Su composición es dacítica en la zona más próxima a la falla de dirección E-W (la zona SW), y riolítica en la zona más próxima a la falla de dirección NNW-SSE, es decir en la zona NE de la intrusión.

Las riolitas de la Sierra de Pardos presentan la misma composición que las presentes en los diques de Castejón de las Armas (Lago *et al.*, 1992), situados 20 km al NW de la riolitas de la Sierra de Pardos, en la prolongación de las unidades cámbrico-ordovícicas.

5.- Estructura interna de la intrusión de Cerro Redondo

La intrusión de Cerro Redondo (Fig. 2) presenta una estructura interna materializada por superficies de buzamientos muy elevados con un espaciado que oscila entre menos de 1 cm y más de 20 cm y que varía a lo largo del afloramiento (Majarena *et al.* 2016a). Estos planos definen pliegues disarmónicos, con geometría irregular y longitud de onda muy variable, entre centimétrica y hectométrica. Los pliegues de pequeño tamaño forman parte de los pliegues más grandes. Todos estos rasgos geométricos permiten relacionarlos con la propia dinámica magmática.

En este trabajo, la roca comprendida entre dos superficies consecutivas es denominada “banda”, y la estructura general que forman los grupos de bandas, “bandeado” (Fig. 3). Dicho bandeado reproduce fielmente el contorno de la intrusión, con desarrollo de pliegues de grandes dimensiones en los extremos NW y SE de la misma (Fig. 4).



Fig. 3.- Aspecto del bandeado magmático al N de la intrusión.

En el sector central destaca un pliegue más apretado que el resto, con plano axial subvertical y dirección NW-SE. En la zona occidental sobresale, sobre la forma elipsoidal general de la intrusión, una geometría semicircular, de igual composición que el resto de la intrusión (Fig. 4).

Un aspecto destacable es la gran concentración de enclaves de pizarras encajantes en las proximidades de la Falla de Pardos (Fig. 4), cuya abundancia y tamaño decrece a lo largo de una banda de escasos metros y de forma gradual, hacia el interior de la intrusión. Se trata de fragmentos angulosos, de tamaño milimétrico a centimétrico, y con ausencia de evidencias de reacción con el magma, lo que sugiere bajas condiciones de P y T en el momento de su incorporación al mismo.

En el margen nororiental de la intrusión se encuentra una mineralización de cuarzo, cuya estructuración interna no guarda relación ni con la roca encajante ni con la intrusión, y cuyo origen se relaciona con el líquido residual final del magmatismo.

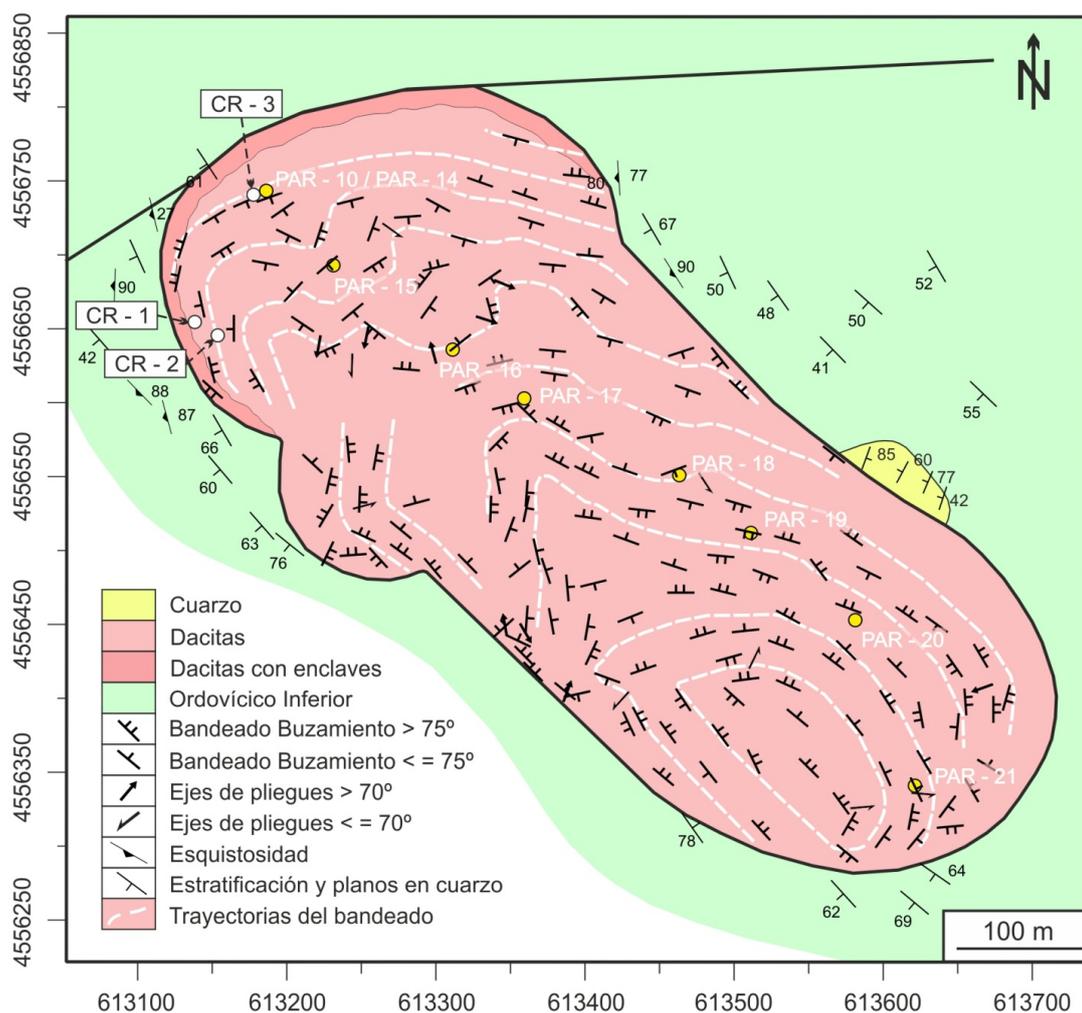


Fig. 4.- Mapa geológico, con las trayectorias del bandeo magmático y la posición de las muestras y de las estaciones de ASM, en la intrusión de Cerro Redondo.

Las dacitas que integran la intrusión de Cerro Redondo presentan una fábrica anisótropa planar, definida por la orientación preferente de fenocristales de biotita que se disponen paralelos a los planos del bandeo. Además, puntualmente, se observan diferencias texturales entre bandas sucesivas definidas, preferentemente, por la variación en la proporción relativa entre fenocristales y matriz.

La relación entre la orientación de los cristales de biotita y el bandeo textural, y el carácter disarmónico de los pliegues que afectan a dicho bandeo indican su carácter primario, previo al plegamiento y relacionado con el emplazamiento del magma.

6.- Análisis de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM)

Con el objetivo de caracterizar aspectos cinemáticos de la intrusión, como base para proponer su modelo de emplazamiento, se ha llevado a cabo un estudio de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) en varios pliegues de indudable origen primario.

La técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) se basa en la medida de la variación direccional de la susceptibilidad magnética de una muestra de roca cuando ésta es sometida a un campo magnético de baja intensidad ($\leq 1\text{T}$). Esta propiedad física se relaciona con la petrofábrica mediante el elipsoide de susceptibilidad magnética, definido por sus tres ejes principales (K_{max} , K_{int} y K_{min}) que representan las direcciones de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima en la muestra. La posibilidad de definir la foliación magnética (superficie que contiene los ejes K_{max} y K_{int}) y la lineación magnética (media de las orientaciones del eje K_{max}), permite la comparación directa entre la fábrica magnética y el elipsoide de la petrofábrica.

En el caso de rocas ígneas subvolcánicas, la ASM es la técnica geofísica más eficaz para determinar tanto la dirección de flujo (en general, paralelo a las dirección de la lineación magnética) como su estructura interna (Cañón-Tapia, 2004).

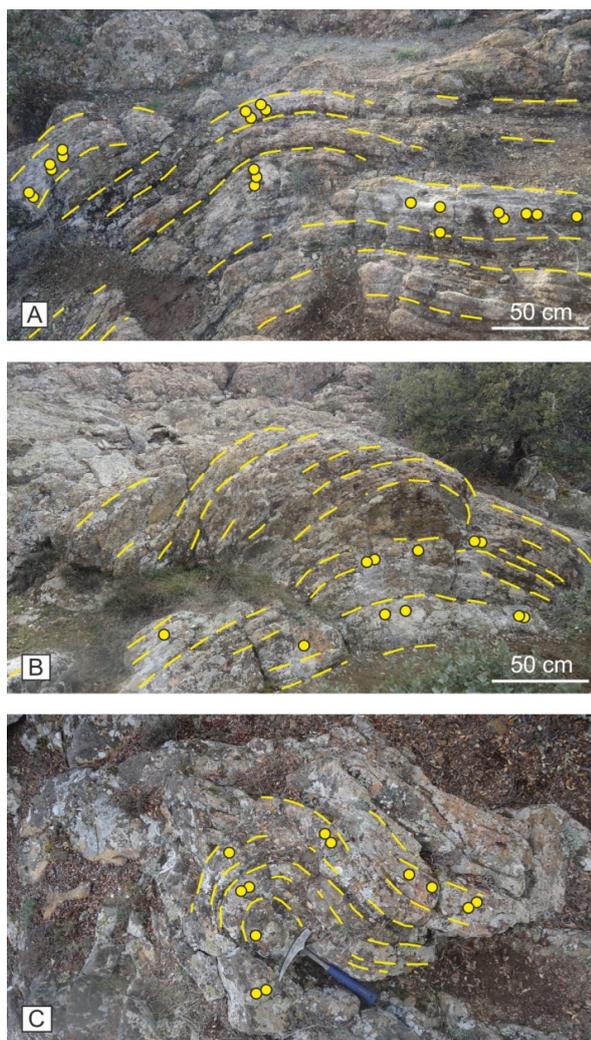


Fig. 5.- Pliegues ígneos en los que se ha estudiado la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM), correspondientes a las estaciones CR-1 (A), CR-2 (B) y CR-3 (C). Los puntos amarillos señalan los puntos de muestreo y las líneas discontinuas, muestran los planos del bandeo magmático.

En este trabajo, el estudio de la fábrica magnética se ha centrado en tres estaciones (CR1, CR2 y CR3), correspondientes a tres pliegues magmáticos de escala decimétrica y métrica. En cada uno de ellos, se han extraído, con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, más de 20 muestras cilíndricas (más de 40 especímenes cilíndricos de tamaño estándar de 10,3 cm³) a lo largo de sus dos flancos y de la zona de charnela (Fig 5).

En la tabla 1 se indican los valores promedio obtenidos para los distintos parámetros magnéticos considerados en el trabajo.

Estación	Nº especímenes	Km*10 ⁻⁵	P'	T	L	F
CR-1	46	12.91	1.012	0.252	1.004	1.007
CR-2	49	11.90	1.033	0.585	1.006	1.025
CR-3	43	16.01	1.018	-0.159	1.010	1.008

Tabla 1.- Valores promedio de los principales parámetros magnéticos.

Por otro lado, se han realizado curvas de variación de la susceptibilidad frente a la temperatura (curvas K-T) para una muestra representativa de cada estación, con el objetivo de caracterizar, en combinación con los datos del parámetro de susceptibilidad media $K_m = K_{max} + K_{int} + K_{min} / 3$, la mineralogía responsable de la ASM.

A continuación se exponen los resultados obtenidos relativos tanto a la mineralogía magnética como a la fábrica magnética, en cada una de las tres estaciones.

6.1.- Mineralogía magnética

En las tres estaciones los valores de la susceptibilidad media (K_m) oscilan entre el 1,2 y 1,6 x 10⁻⁶ unidades del sistema internacional (unidades SI) (Fig. 6A). Estos valores de susceptibilidad resultan acordes con los que produciría entre un 0,08 y un 0,11 % en peso de hematites o ilmenita y entre un 0,12 % y un 0,18 % de biotita en los especímenes analizados.

Durante el calentamiento progresivo de las muestras se puede llegar a generar una fusión parcial de la muestra, y durante el enfriamiento, la formación de nuevos

minerales. Por tanto, las curvas de calentamiento son las que ofrecen mayor fiabilidad en la identificación de los minerales que generan la fábrica magnética.

La forma más eficaz para interpretar la fase mineral responsable de la curva de calentamiento es mediante la comparación de su morfología con curvas estándar obtenidas para distintas fases magnéticas (Nagata, 1961). En el caso de la muestra CR-1, ésta (con un decrecimiento brusco de la susceptibilidad entre los 560-580 °C, Fig. 6B) es acorde con la presencia de magnetita como principal fase ferromagnética. Por otra parte, en las muestras CR-2 y CR-3, el decrecimiento hiperbólico de la intensidad de la susceptibilidad (Fig. 6 C y D) indica la presencia de portadores paramagnéticos (biotita \pm ilmenita).

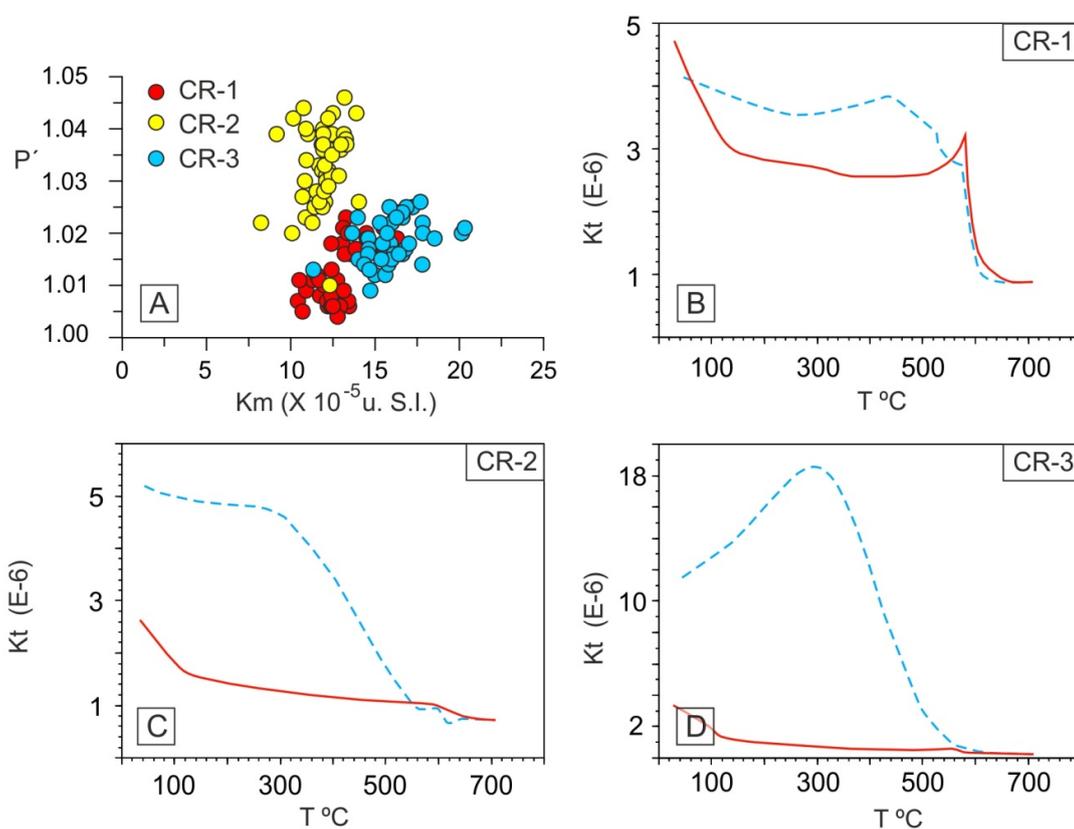


Fig. 6.- Gráfico de variación del grado de anisotropía (P') frente a la susceptibilidad media (Km) (A) y curvas de variación de la susceptibilidad frente a la temperatura (B,C,D) de las muestras analizadas.

6.2.- Fábrica magnética.

Del mismo modo que en el caso de la petrofábrica, el análisis de la fábrica magnética contempla dos aspectos fundamentales: la forma y la orientación de los elipsoides que representan la variación de la propiedad física.

6.2.1.- Forma de los elipsoides magnéticos.

En el caso de la petrofábrica el análisis de la forma de los elipsoides se realiza mediante el diagrama de Flinn (1962), mientras que en el caso de la fábrica magnética es habitual emplear el gráfico de anisotropía (P'/T), donde T representa el parámetro de forma del elipsoide magnético y P' su grado de anisotropía (Jelinek, 1981) de acuerdo con las expresiones:

$$T = [2 \ln (K_{int}/K_{max}) / \ln (K_{max} / K_{min})] - 1$$

$$P' = \exp [2(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]^{1/2}$$

$\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$ y $\eta_m = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)/3$, siendo K_1 el valor máximo de susceptibilidad magnética, K_2 el valor medio y K_3 el valor mínimo)

Del mismo modo se emplea el gráfico de Flinn de anisotropía (L/F) donde $L = (K_{max}/K_{int})$ representa el grado lineación magnética y $F = (K_{int}/K_{min})$ el de foliación magnética, en los mismos términos que el diagrama de Flinn de deformación.

En el caso del parámetro T , valores positivos y próximos a 1 ($1 > T > 0,5$) indican que el elipsoide magnético tiene una morfología marcadamente oblata, valores negativos y próximos a -1 ($-0,5 > T > -1$) indican que el elipsoide tiene una morfología marcadamente prolata y los valores de T comprendidos entre +0,5 y -0,5 indican que se trata de un elipsoide de morfología triaxial.

Aunque globalmente en las tres estaciones estudiadas dominan las formas triaxiales s.s. individualmente se observan ciertas diferencias, con las formas más oblatas y anisótropas para la estación CR-2 y las más prolatas para la estación CR-3 (Fig. 7A y 7B).

En cuanto al grado de anisotropía de la fábrica magnética, las muestras presentan en general valores bajos del parámetro P' (Fig. 7A), siendo máximo en la estación CR-2 (P' medio = 1,033) y mínimo en la estación CR-1 (P' medio = 1,012). Los bajos valores obtenidos del parámetro P' están de acuerdo con los encontrados en rocas subvolcánicas de similar composición (Hroudá, 1982) en las que la fábrica magnética está controlada por la forma de los granos y su alineamiento.

Por otra parte, considerando las estaciones de forma individual, no se observa una correlación entre el parámetro P' y la susceptibilidad media (Fig. 6A) lo que indica que la fábrica magnética no es dependiente del contenido de fases magnéticas sino de factores extrínsecos. Este hecho es corroborado al representar K_m frente al parámetro de forma T (Fig. 7C).

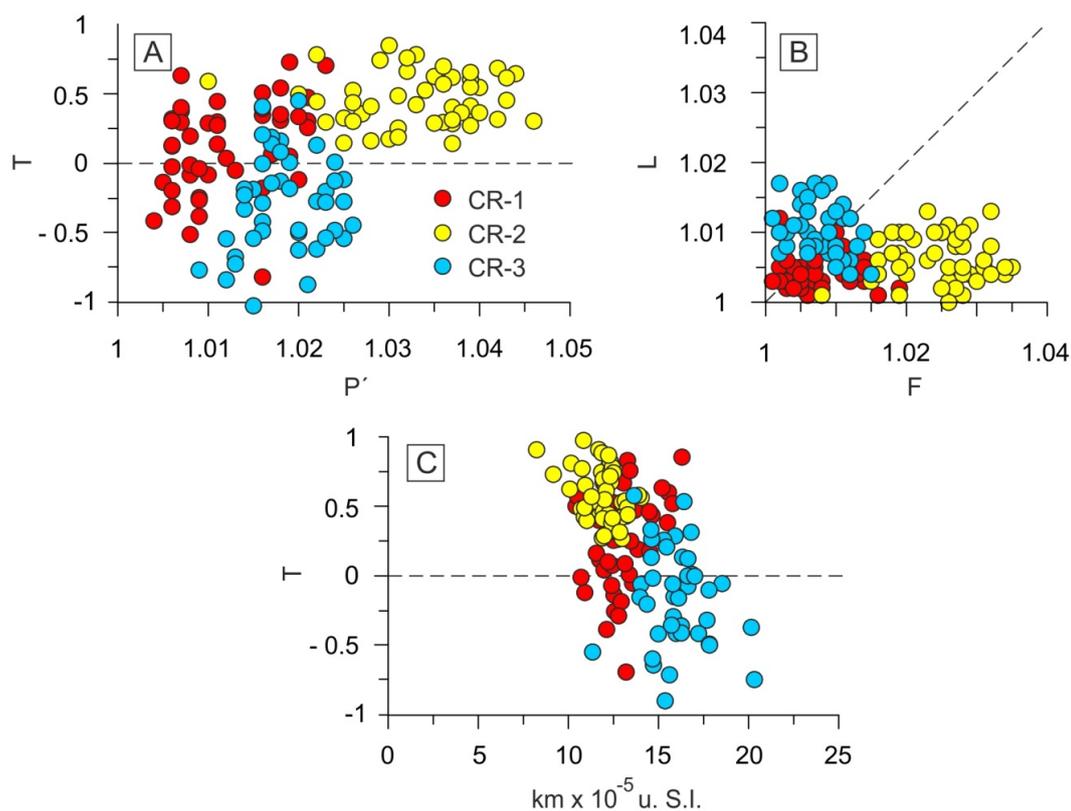


Fig. 7.- Variación del parámetro de forma (T) frente al grado de anisotropía (P') (A), del grado de lineación magnética (L) frente al de foliación (F) (B) y del parámetro de forma (T) frente a la susceptibilidad media (K_m) (C).

6.2.2.- Orientación de los elipsoides magnéticos.

El análisis de la orientación de la fábrica magnética se ha llevado a cabo mediante la proyección estereográfica de los ejes principales de los elipsoides de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (K_{max} , K_{int} y K_{min}) de los distintos especímenes analizados. Con el fin de establecer la relación entre la fábrica magnética y la petrofábrica se han representado, para cada estación, los datos correspondientes a los elementos estructurales correspondientes a los pliegues ígneos muestreados en cada estación (Fig. 8).

Como muestran los estereogramas de las tres estaciones, los ejes K_{max} de todos los elipsoides magnéticos se encuentran bastante agrupados definiendo una lineación magnética. Además, la orientación de esta lineación magnética es coincidente, en cada estación, con el eje de los pliegues ígneos, y consecuentemente, los ejes K_{int} y K_{min} , definen una guirnalda subparalela al plano de movimiento de los pliegues (Fig. 8).

Generalmente, la dirección de flujo es paralela a la lineación magnética, que resulta coincidente en las tres estaciones estudiadas con la orientación de los ejes de plegamiento. Este hecho sugiere un flujo magmático subvertical en estas estaciones y, por extrapolación, en el resto de pliegues de esta intrusión, generalmente también de ejes subverticales.

Excepto en el caso de la estación CR-3 donde las elipses de dispersión que concentran el 95 % de los valores de las tres familias de ejes no se superponen, indicando que se trata de una fábrica magnética triaxial, en las otras dos las elipses de dispersión que concentran el 95 % de los valores de los ejes K_{int} y K_{min} se superponen, indicando un carácter marcadamente lineal de la fábrica magnética.

Estos datos direccionales, esperables en fábricas magnéticas lineares, contrastan con los relativos a la forma de los elipsoides magnéticos, predominantemente oblatas y triaxiales. Esta situación puede atribuirse a la presencia de distintas fases minerales magnéticas (ferro-, para- y/o diamagnéticas) responsables de la fábrica magnética global, a las que se asocian “subfábricas magnéticas” específicas (Henry y Daily, 1983; Richter y Van Der Pluijm, 1994).

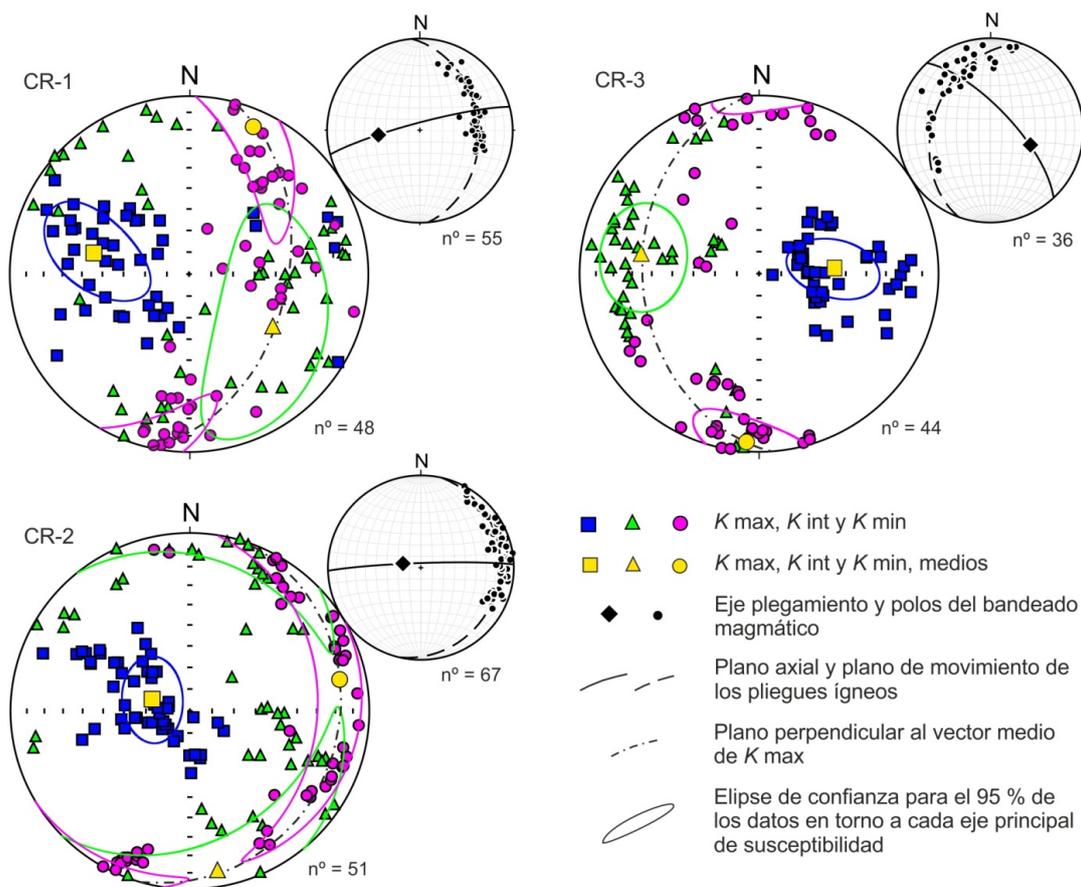


Fig. 8.- Proyección estereográfica de los ejes principales de susceptibilidad K_{max} , K_{int} y K_{min} , y de los datos estructurales, para cada estación.

7.- Edad

7.1.- Edad relativa de las intrusiones

La edad de las intrusiones ha de ser necesariamente posterior a la edad de las rocas que intruyen, es decir, posterior a la base del Ordovícico inferior, y anterior a la edad de las unidades más modernas que la fosilizan. En este sentido, los únicos afloramientos de rocas riolíticas y dacíticas de la Sierra de Pardos que pueden aportar información sobre este tema son las localizadas al NW de la localidad de Castejón de Alarba (Fig. 2). En este punto, la presencia de un pequeño afloramiento de riolitas alteradas fosilizadas por areniscas en Facies Buntsandstein permiten asignarles una edad pre-Triásico inferior.

Por otra parte, las relaciones de corte entre la intrusión, y la esquistosidad que afecta al encajante ordovícico, de probable edad Carbonífero superior, sugieren una edad posterior al Carbonífero superior para este magmatismo.

7.2.- Edad radiométrica.

La presencia de circones en estas rocas permite, de entre los métodos de datación absoluta, la datación por Pb-Pb mediante estos minerales.

Se han realizado un total de 72 análisis LA-ICP-MS sobre tres probetas (PAR-15.2, PAR-15.3 y PAR-19.2). De ellos, se han eliminado 15 *spots* por tener señales muy inestables o por presentar un índice de discordancia de Meinhold superior al 5 %.

De los 57 análisis considerados como válidos, 4 presentan edades algo dispares y superiores a 320 Ma, 16 se agrupan en torno a 300 Ma, 28 entorno a 285 Ma, y los 9 restantes son más jóvenes que 285 Ma y en general no son concordantes, por lo que su edad podría deberse a pérdidas de Pb por difusión o alteración.

Las edades concordantes obtenidas en base a estos análisis son de $301,0 \pm 2,6$ Ma (Gzheliense, Carbonífero superior) y $285,4 \pm 1,7$ Ma (Artinskiense, Pérmico inferior).

La existencia de dos edades diferentes en los circones indica la presencia de circones heredados. La edad más antigua debe corresponder a la edad de cristalización de los circones heredados (Carbonífero superior) y la más reciente es atribuible a la edad de este magmatismo (Pérmico inferior).

La edad obtenida para esta intrusión es coherente con todas las edades propuestas anteriormente para otros afloramientos del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica: Atienza (287 ± 12 Ma, Hernando *et al.*, 1980), Loscos ($285,5 \pm 1,4$ Ma, Perini & Timmerman, 2008) y Fombuena ($283 \pm 2,5$ Ma, Conte *et al.*, 1987). Estas edades, junto a la aportada en este trabajo se encuentran entre los $283 \pm 2,5$ Ma y los 287 ± 12 Ma (Fig. 9), habiendo tan solo 4 Ma de diferencia entre ellas (sin considerar sus márgenes de error) y correspondiendo en todos los casos al Artinskiense (Cisurialense, Pérmico inferior).

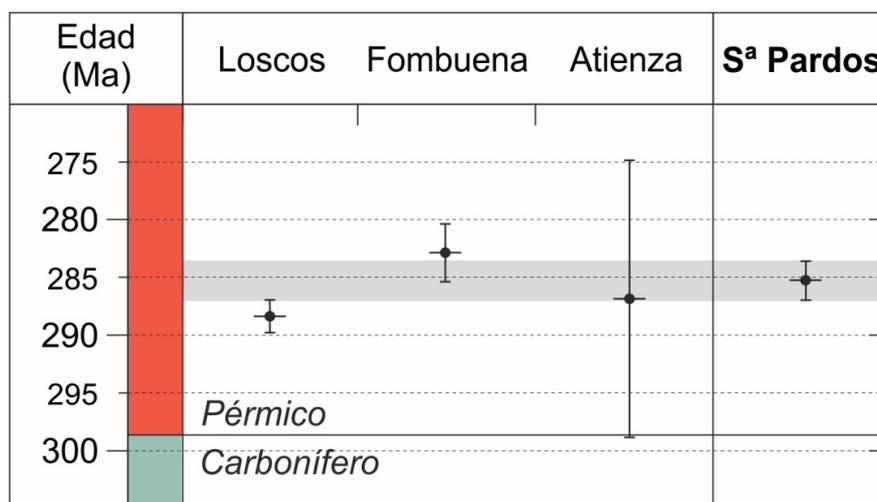


Fig. 9.- Comparación de las edades radiométricas obtenidas en este trabajo con las de otros afloramientos ígneos de la Cordillera Ibérica.

8.- Petrografía

El estudio petrográfico de la intrusión de Cerro Redondo se ha llevado a cabo por una parte a escala de muestra de mano, en base a las observaciones de campo y a las muestras tomadas tanto para el estudio geoquímico como para el análisis de la fábrica magnética (ASM). Por otra parte, se ha llevado a cabo un estudio petrográfico de 10 láminas delgadas de distintas muestras tomadas de forma equidistante a lo largo de un perfil longitudinal de la intrusión de Cerro Redondo y 5 láminas delgadas correspondientes al resto de afloramientos.

La intrusión de Cerro Redondo está formada por riocitas porfídicas compuestas por biotita, feldespatos potásico-sódicos y cuarzo como minerales principales. Como minerales accesorios, las rocas presentan apatito, monacita, circón, y una baja proporción de óxidos de hierro y de titanio.

No se han observado variaciones petrográficas significativas ni a escala de muestra de mano ni a escala microscópica a lo largo de la intrusión. Todas presentan una textura porfídica con la misma asociación mineral y las mismas características de sus fenocristales. Aunque sí que se han observado diferencias en cuanto al tipo de matriz (microcristalina o vítrea) y a la proporción de los distintos fenocristales (Fig. 10).

La gran mayoría de las bandas presentan matriz microcristalina. Este tipo de matriz es característica de las rocas subvolcánicas. Las riocitas de matriz microcristalina contienen, dependiendo de la muestra, entre un 30 y un 65 % de fenocristales. De ellos, entre un 40 y 55 % son cristales de cuarzo, entre un 30 y 40 % de feldespatos potásicos y potásico-sódicos, y entre un 10 y 25 % biotitas orientadas formando una fábrica bien definida. (Figs. 10A y 11).

Otras bandas, observadas especialmente en el borde N de la intrusión, presentan una matriz vítrea con frecuentes texturas fluidales y un 35 % de fenocristales (Fig. 10B). La proporción de los fenocristales en estas rocas es muy similar a la que presentan las rocas de matriz microcristalina, con un 55 % de cuarzo, un 30 % de feldespatos potásicos y potásico-sódicos y un 15 % de biotitas.

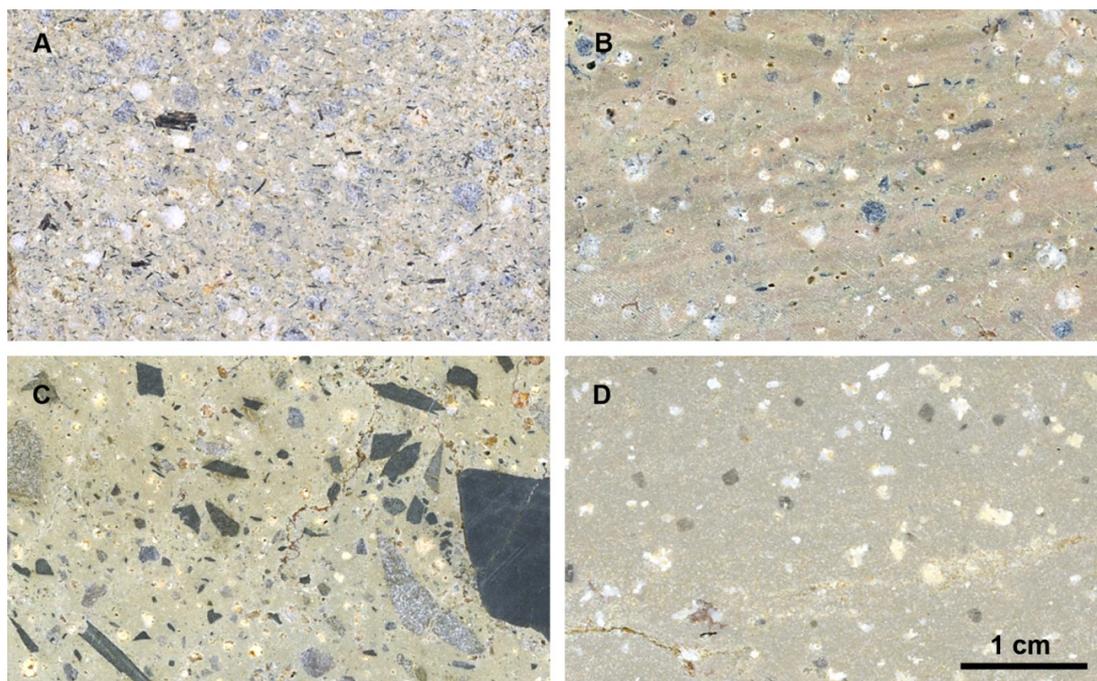


Fig. 10.- Aspecto en sección pulida y a escala de muestra de mano de las muestras: A) PAR-15, B) PAR-10, C) PAR-11 (localización en Fig. 2) y D) PAR-6 (localización en Fig. 1).

Tanto en las rocas de matriz vítrea, como en las de matriz microcristalina, los granos de cuarzo tienen un tamaño máximo de 3,4 mm y un tamaño medio de 2 mm. Se observa cierta tendencia bimodal en la población de cristales de cuarzo, con algunos granos de mayor tamaño, caras rectas y bordes redondeados y otros cristales de menor tamaño, morfología irregular, caras muy rectas y bordes angulosos.

Los fenocristales de feldespato son alotriomorfos y tienen un tamaño máximo de 3,1 mm y medio de 1,9 mm.

Los fenocristales de biotita son subidiomorfos y tienen un tamaño máximo de 1,4 mm y un tamaño medio de 0,5 mm. En bastantes casos, los cristales de biotita se distribuyen según una fábrica planar, paralela al bandeado y observable a escala mesoscópica (Fig. 10A) y microscópica (Fig. 11B).

Finalmente, los cristales de apatito, circón y monacita, presentan un tamaño menor a los 0,2 mm y son subidiomorfos.

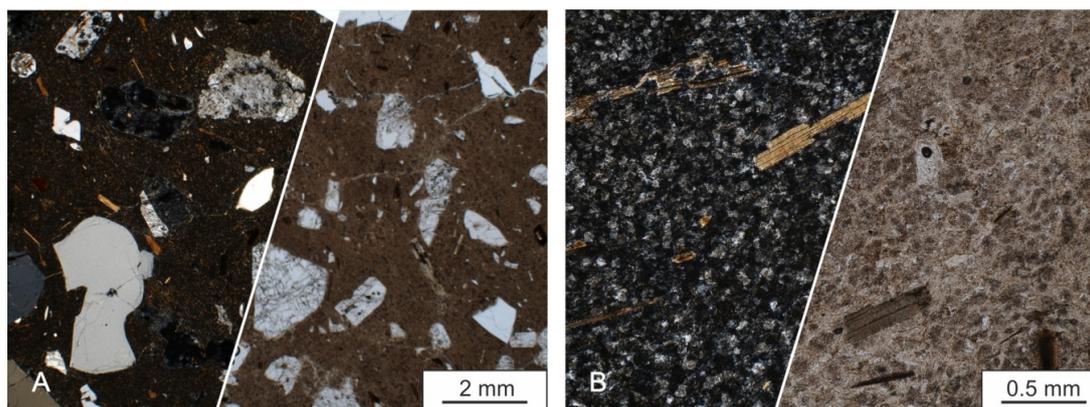


Fig. 11.- Aspecto al microscopio en nicóles cruzados (izquierda) y paralelos (derecha) de la muestra PAR-16 (A), y detalle de la matriz microcristalina con una orientación preferente de las biotitas en la muestra PAR-18 (B).

La presencia de las bandas de matriz vítrea observadas en la zona del borde NW de la intrusión, es coherente con un rápido enfriamiento del magma que cristalizó en contacto o muy próximo al contacto, con la roca encajante.

Así mismo, el borde NW de la intrusión presenta una alta concentración de xenolitos de pizarras negras provenientes de la roca encajante. Los xenolitos pizarrosos tienen un tamaño que varía entre milimétrico y centimétrico, bordes muy angulosos (Fig. 10C), y no presentan ninguna evidencia de asimilación magmática.

Estos xenolitos evidencian la rotura de la roca encajante provocada por la presión de fluidos ejercida por los primeros volúmenes de magma al ascender.

La ausencia de xenolitos corticales profundos y la abundante presencia de estos xenolitos pizarrosos es acorde con el ascenso del magma a través de un encajante sometido a condiciones de presión y temperatura propias de la corteza superior o media. Además, la ausencia de procesos de asimilación en los xenolitos, es indicativa de unas condiciones de baja presión y temperatura del magma tras el momento de la rotura de la roca encajante.

La presencia de estos xenolitos en la zona de contacto con la roca encajante es común al resto de afloramientos de la Sierra de Pardos. Dichos afloramientos están formados por riolitas de textura porfídica (Fig 10D), con fenocristales de cuarzo (10%), feldespato potásico muy alterado (8%) y moscovita de posible origen secundario (2%). Su matriz presenta un elevado grado de alteración y frecuentemente muestra un bandeado fluidal.

9.- Química mineral

9.1.- Biotita

Las biotitas estudiadas (selección de análisis en Anexo 1) comprenden dos grupos composicionales bien definidos según sus contenidos en Fe, Mg, Al (Fig 12) y Ti. La población mayoritaria es calco-alcalina (Fig. 12 B) y la minoritaria más rica en Al. La biotita es el único mineral que controla los contenidos de Fe y Mg en estas rocas de composición evolucionada, y la presencia de dos tipos de biotitas sugiere su formación a partir de dos magmas distintos. Esto podría ser explicado, por ejemplo, por la incorporación de biotitas heredadas de un granitoide en el magma dacítico (Majarena *et al.* 2016b). La alta similitud composicional de ambos magmas debió permitir la conservación de las fases heredadas.

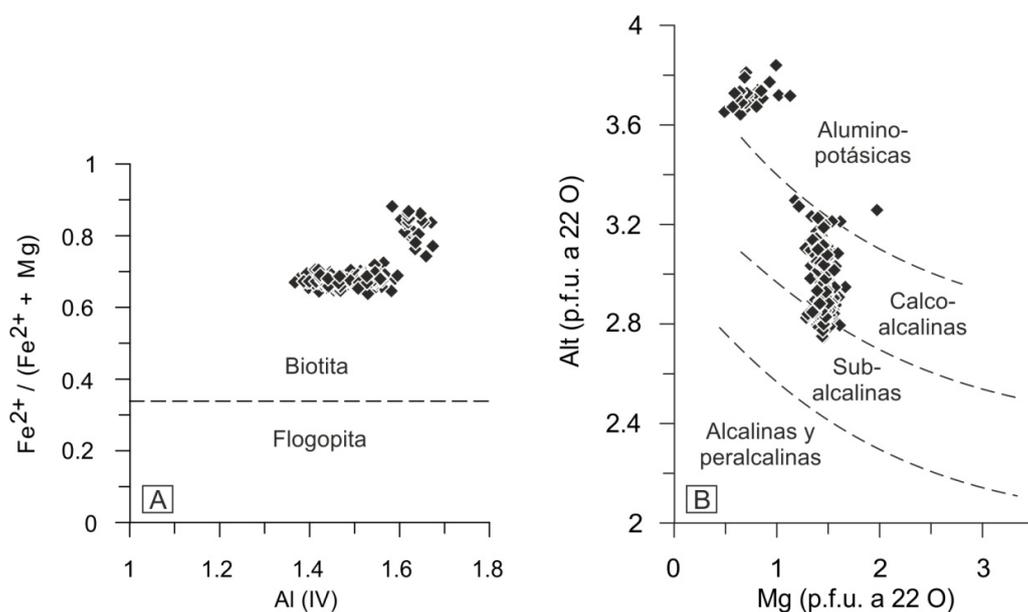


Fig. 12.- Diagramas de clasificación de las biotitas en función de la relación ($\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$) (A) y según Nachit *et al.* (1985) (B).

9.2.- *Feldespatos*

Los feldespatos presentan un rango composicional relativamente uniforme que varía entre la sanidina y la ortosa (Fig. 13). Su contenido máximo en CaO y Na₂O es respectivamente del 0,2 y 5,7 % en peso, y su contenido mínimo de K₂O es de 11,5 %.

Las variaciones composicionales del centro al borde de los cristales son escasas.

Esta relativa uniformidad y la ausencia de plagioclasas cálcicas indican una baja fraccionación dentro de un magma de composición muy evolucionada.

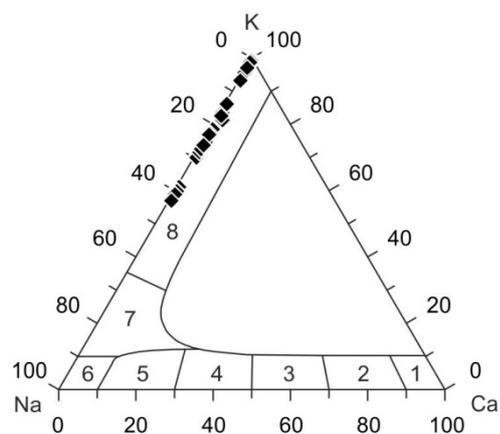


Fig. 13.- Diagrama de clasificación de los feldespatos. 1: anortita, 2: bitownita, 3: labradorita, 4: andesina, 5: oligoclasa, 6: albita, 7: anortoclasa y 8: sanidina.

9.3.- *Accesorios*

El *apatito* presenta un destacado contenido en Cl y muy escaso en F y OH (Anexo 1). El *circón*, con zonado concéntrico, presenta un contenido destacado en Hf (HfO₂: 1,0-1,4%; Anexo 1) debido a la sustitución $Zr^{4+} \leftrightarrow Hf^{4+}$, aunque la relación Hf/Zr es muy baja en los análisis realizados. Algunos circones analizados en las muestras PAR-12 y PAR-17 presentan valores significativos de P₂O₅, Y₂O₃ y HfO₂ (Anexo 1) cuyas relaciones Hf/Zr y P/Hf sugieren, en principio, que podrían ser circones heredados. Para verificar esta hipótesis serían necesarios más análisis.

La *monacita* presenta valores altos en La, Ce, Th y Nd propios de este mineral (Williams *et al.*, 2007); sus valores altos en Th (ThO₂: 5,0-6,6%), bajos en U (UO₂: 0,3-0,6%) y moderados a altos en Y (Y₂O₃: 2,4-8,0%) son típicos de las *monacitas primarias*.

Entre los *minerales opacos* cabe destacar la presencia de magnetita e ilmenita, discriminados a partir del análisis de las curvas de variación de la susceptibilidad magnética con la temperatura (*cf.* apartado 6.1 de esta memoria).

10.- Geobarometría

Se ha aplicado el geobarómetro de Uchida *et al.* (2007) para biotitas, basado en el contenido en Al de estos minerales según la fórmula: $P \text{ (kb)} = 3.03 \times {}^T\text{Al} - 6.53 (\pm 0.33)$.

Los resultados comprenden dos grupos de presiones claramente diferenciados que coinciden con los grupos composicionales identificados y que muestran, en ambos casos, una distribución normal gaussiana (Fig. 14).

El primer grupo corresponde a valores que varían entre 2,9 y 3,5 kbar, y el segundo entre 4,6 y 5,1 kbar. La mediana es de 2,5 kb para el primer grupo y de 4,7 kb para el segundo.

Considerando una densidad media para la corteza terrestre de 2700 kg/m^3 , estos valores equivalen a la presión litostática presente a 9,5 y 17,9 km de profundidad respectivamente.

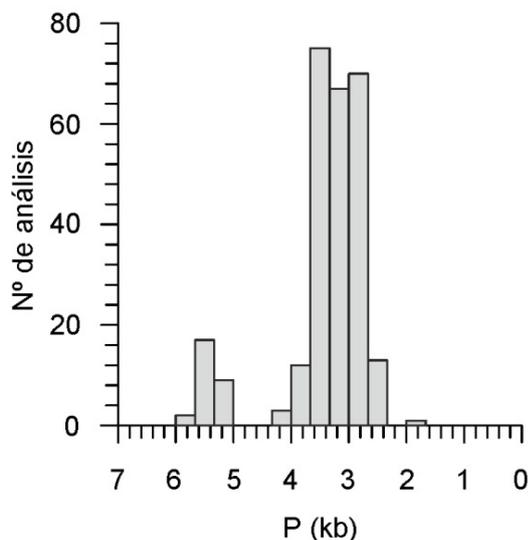


Fig. 14.- Histograma de presiones de cristalización de las biotitas obtenidas por el geobarómetro de Uchida *et al.* (2007).

11.- Geoquímica

El estudio geoquímico se ha llevado a cabo en base al análisis de elementos mayores y trazas de 8 muestras (resultados analíticos en anexo 2). 7 de ellas corresponden a la intrusión de Cerro Redondo (PAR-12 y PAR-15 a PAR-20, Fig. 4), y la restante (PAR-6), al afloramiento que se encuentra 1,5 km al W de Acered (Fig. 2). El LOI (Loss On Ignition) de estas muestras, indicativo de su grado de alteración por la presencia de agua y de minerales secundarios hidratados, se encuentra entre el 1,9 y el 3,3 %.

11.1.- Clasificación

El diagrama TAS establece una clasificación geoquímica de las rocas volcánicas basada en el contenido en peso de SiO_2 y la suma de K_2O y Na_2O , en las muestras. Para la representación de este diagrama, estos valores son recalculados de forma que el porcentaje en peso de todos los elementos mayores analizados y el LOI sumen el 100% de la muestra.

El porcentaje en peso de SiO_2 y de $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ recalculado, para las 7 muestras analizadas en la intrusión de Cerro Redondo, es de entre 72,9 y 75,6 y de entre 7,5 y 9,8, respectivamente. En el caso de la muestra PAR-6, el porcentaje en SiO_2 recalculado es de 83,1 y el de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de 2,6.

Estos valores, permiten clasificar todas las muestras analizadas según el diagrama TAS como riolitas de afinidad subalcalina (Fig. 15).

En el diagrama TAS se han representado también las composiciones de otras rocas ígneas pérmicas de la Cordillera Ibérica. Esta representación denota un progresivo incremento del contenido en álcalis (Na_2O y K_2O) conforme aumenta la diferenciación magmática, evidenciada también por el incremento en SiO_2 , hasta alcanzar un valor máximo en las rocas de la Sierra de Pardos. A partir de este valor máximo de elementos alcalinos, se identifica un descenso del contenido en K_2O en las riolitas que puede atribuirse a una fraccionación por cristalización de biotita.

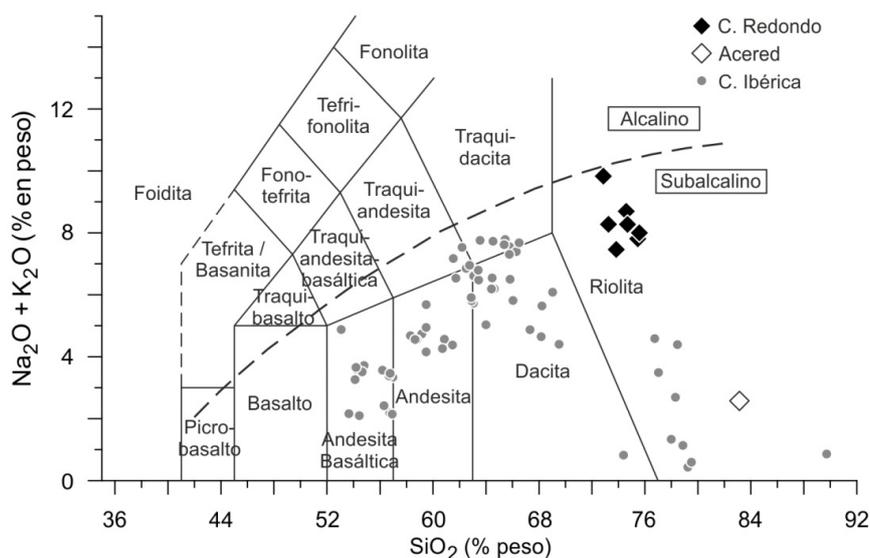


Fig. 15.- Proyección de las muestras analizadas en el diagrama TAS propuesto por la IUGS (Le Maitre, 2002). Se indican los campos propios de las rocas de afinidad alcalina y subalcalina de Le Bas *et al.* (1986). Datos de la Cordillera Ibérica de Lago *et al.* (2004) y referencias que contiene.

Dado que se trata de un magmatismo antiguo, las rocas han podido sufrir una alteración que afecte al contenido en Na_2O y K_2O y, por tanto, a su clasificación mediante el diagrama TAS. Por ello, también se ha realizado su clasificación según el diagrama de Nb/Y frente a SiO_2 de Winchester & Floyd (1977), ya que el Nb y el Y resultan elementos más inmóviles respecto a la alteración.

Según este diagrama, las rocas de Cerro Redondo presentan una composición dacítica, y la muestra PAR-6, riolítica (Fig. 16).

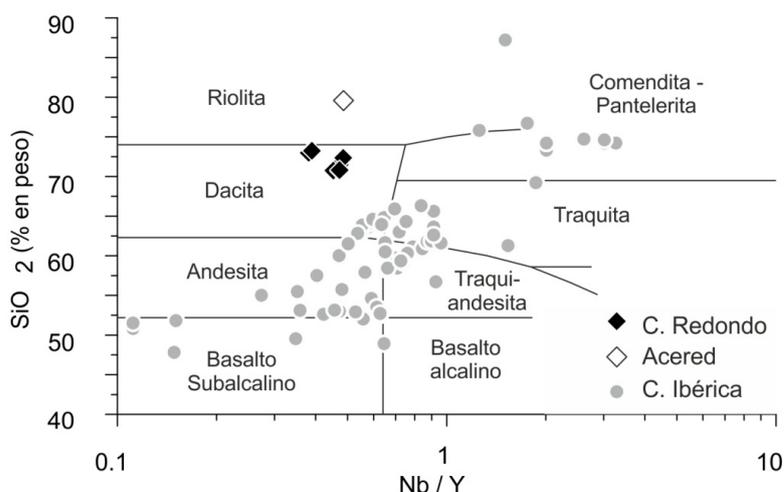


Fig. 16.- Clasificación de las rocas según el diagrama SiO_2 vs Nb/Y de Winchester & Floyd (1977) para rocas volcánicas antiguas. Datos de la Cordillera Ibérica de Lago *et al.* (2004) y referencias que contiene.

11.2.- Elementos mayores.

Los afloramientos ígneos de la Sierra de Pardos presentan, junto a los cercanos afloramientos del Macizo de Ateca, las composiciones más evolucionadas del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica. Las rocas que integran estos afloramientos tienen los valores más altos de SiO₂, y en el caso de Cerro Redondo (con biotitas entre sus minerales principales), de K₂O, y los valores más bajos de MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃, MnO, CaO, y Na₂O (Fig. 17).

Las 7 muestras de Cerro Redondo presentan composiciones muy similares. Sin embargo, junto a la muestra PAR-6, muestran un pequeño proceso de diferenciación. Las biotitas que contienen estas rocas concentran la mayor parte del Mg y del Fe, y junto a los feldespatos, del K y del Al. Por otra parte, el Sr también se encuentra de forma preferente en la red cristalina de los feldespatos, y el U en los circones. Consecuentemente, la precipitación de biotita genera un empobrecimiento en Mg, Fe y K en el líquido residual, la precipitación de plagioclasa un empobrecimiento en Na, K, y Sr, y la precipitación del circón un empobrecimiento en U.

En definitiva, la fraccionación produjo en este magmatismo un ligero empobrecimiento progresivo en Mg, Fe, K, Na, Sr y U (entre otros elementos) en el magma y en los cristales que fueron cristalizando a partir del mismo. Además, puesto que el Na es más compatible que el K y tiende a entrar preferentemente en la red cristalina de las plagioclasas, el empobrecimiento en Na del magma resultó previo a la precipitación de ortosa.

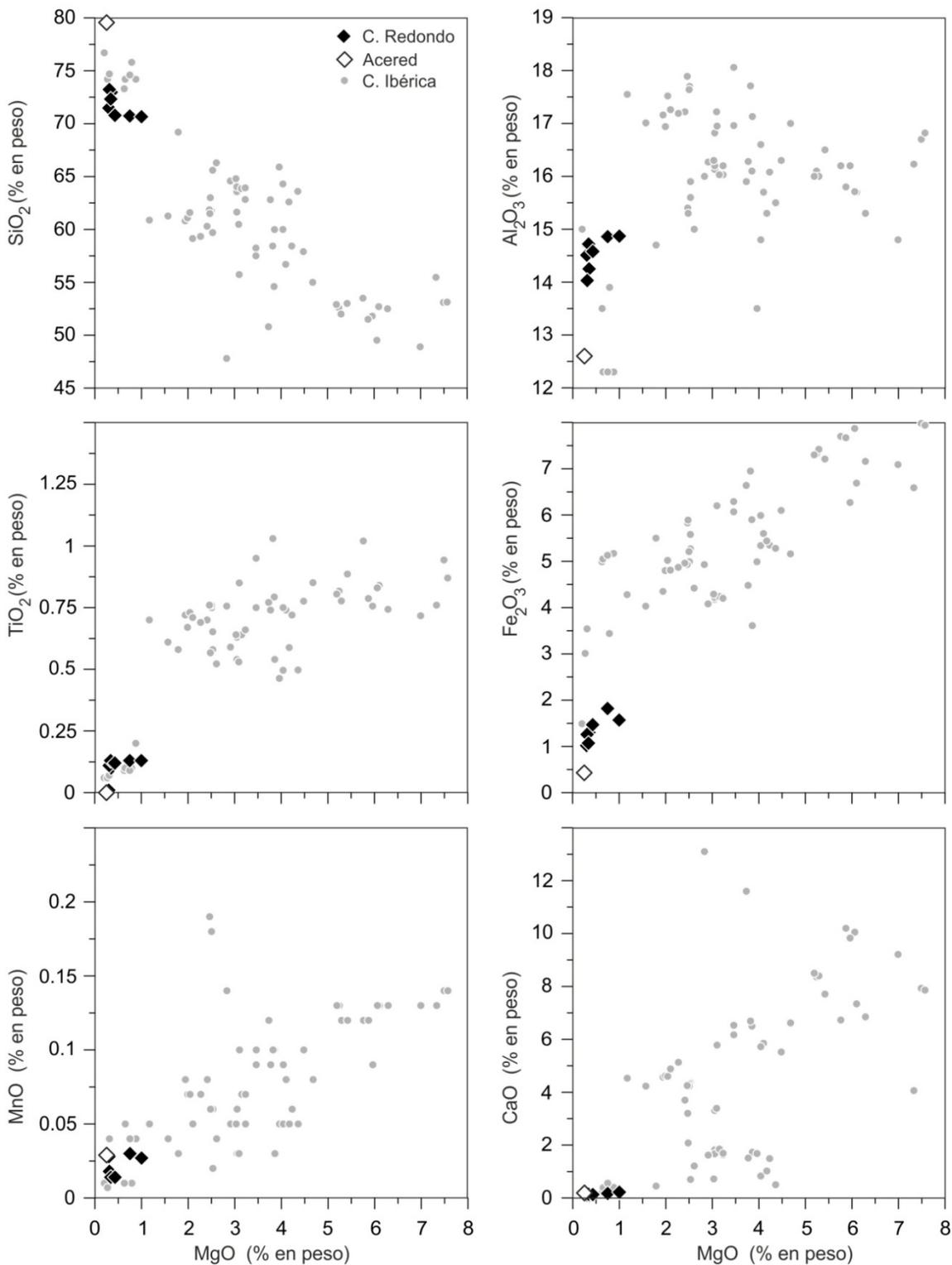


Fig. 17.- Contenido en elementos mayores de las muestras analizadas y comparación con la composición de otras muestras de la Cordillera Ibérica tomadas de Lago *et al.* (2004).

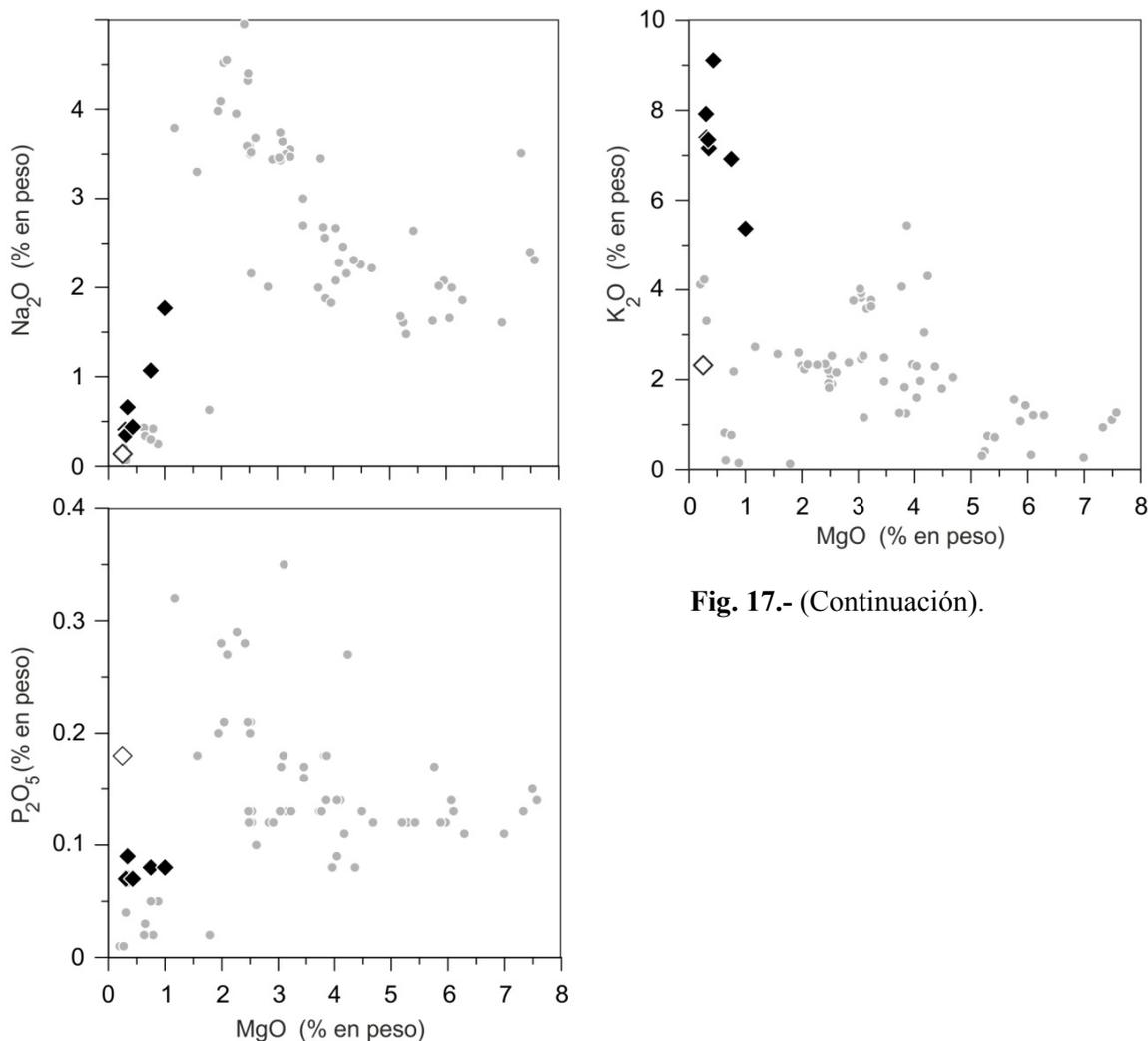


Fig. 17.- (Continuación).

11.3.- Elementos traza.

La composición en elementos traza de estas rocas (Fig. 18A) es muy similar en todas las muestras. No obstante se observa una variabilidad en el contenido en Ba, Sr y Rb debida a la fraccionación de los feldespatos. Por otra parte, la riolita analizada y una muestra del borde de la intrusión de Cerro Redondo, presentan ciertas diferencias con el resto de las muestras en su contenido en tierras raras ligeras (LREE) y Ti (Fig. 18B).

Su composición es similar a la del resto del magmatismo pérmico calcoalcalino de la Cordillera Ibérica, dentro del cual presenta los valores más elevados en elementos incompatibles de acuerdo a su carácter altamente evolucionado (Fig. 18).

La relación Nb/Y y las anomalías negativas en Nb, Ti, y Sr, y valores destacados en Rb, K, Th y U, constatan la naturaleza calco-alcalina del magmatismo estudiado.

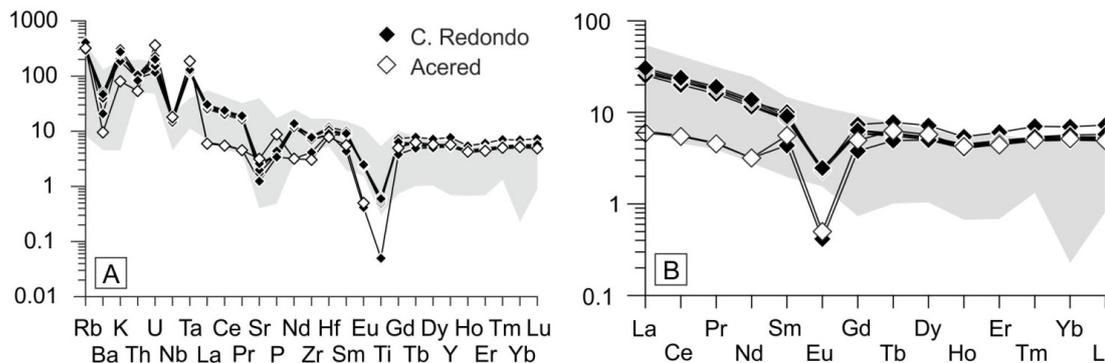


Fig. 18.- Diagrama multielemental (A) y de Tierras Raras (B), normalizados frente al manto primitivo de McDonough & Sun (1995). Las zonas en gris indican las composiciones de la Cordillera Ibérica de Lago *et al.* (2004) y referencias que contiene.

12.- Discusión

12.1.- Emplazamiento

Los seis afloramientos que integran el magmatismo de la Sierra de Pardos se sitúan preferentemente en relación a dos fallas de escala cartográfica. Cuatro de ellos, riolíticos, se encuentran en relación a una falla de dirección NNW-SSE. El de Cerro Redondo, dacítico, se encuentra en contacto por su extremo NW con la Falla de Pardos. En la intersección entre estas dos fallas, se localiza un afloramiento de composición y características intermedias a las de los anteriores.

La relación espacial entre los afloramientos y las fallas sugiere que el magma ascendió a partir de estas fracturas, por lo que dichas fallas deben tener un origen previo a la edad del magmatismo (Pérmico inferior), aunque posiblemente cercano en el tiempo y relacionado, como en otros ejemplos del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 2004) con fallas de desgarre, tardivariscas.

Los numerosos enclaves angulosos de pizarras muestran una brechificación generada por la presión del magma sobre la roca encajante en su ascenso a través de la corteza superior. Por otra parte, la ausencia de procesos de asimilación de estos enclaves sugiere unas bajas condiciones de presión y temperatura del magma en su ascenso.

Los enclaves se localizan a lo largo de una banda en el extremo NW de la intrusión, aumentando en concentración y tamaño hacia el contacto con la falla de Pardos. Este hecho, junto a la relación cartográfica entre dicha falla y la intrusión, y el carácter fisural del magmatismo a lo largo de todo este sector, indican que la Falla de Pardos pudo actuar como conducto preferente para el ascenso del magma que se emplazó en la intrusión de Cerro Redondo.

El mapa de trayectorias del bandeado magmático (Fig. 4), elaborado a partir de datos de la orientación de las superficies de dicho bandeado y de las líneas de charnela de los pliegues ígneos, y la coincidencia entre la orientación de los ejes de los pliegues magmáticos y la lineación magnética, permiten proponer un modelo de ascenso vertical

del magma con expansión lateral subhorizontal (hacia el SE) condicionada por la fábrica sedimentaria y tectónica del encante paleozoico (Fig 19).

La composición dacítica (con alto contenido en sílice) y la baja temperatura del magma determinaron una elevada viscosidad para el fundido, que llevó al desarrollo de pliegues magmáticos de distinta longitud de onda, durante su emplazamiento en un contexto deformato constrictivo.

El origen primario de los pliegues evidencia la génesis temprana del bandeado, necesariamente previa a la formación de los pliegues que lo afectan, cuando el magma todavía presentaba un comportamiento dúctil, antes de su total enfriamiento. Posiblemente, dicho origen pueda relacionarse con la respuesta a sucesivos pulsos que producirían el emplazamiento progresivo del magma.

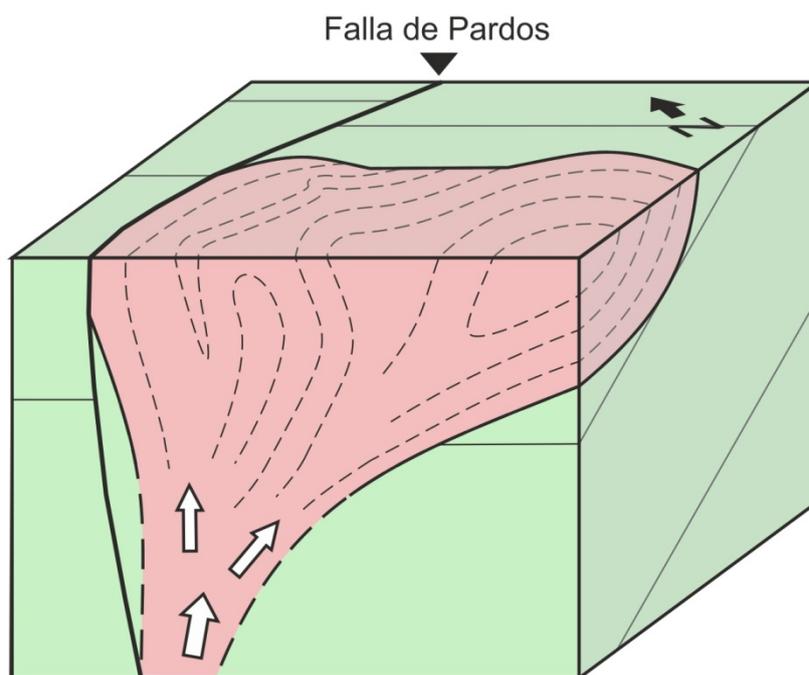


Fig. 19.- Reconstrucción tridimensional de la intrusión de Cerro Redondo con indicación de la dirección de flujo ígneo (flechas blancas). Las líneas discontinuas representan la orientación del bandeado y las continuas de trazo fino, la estratificación del encajante.

12.2.- Composición y evolución del magmatismo.

La posición composicional de las muestras en el diagrama TAS (Fig. 15) y en el diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Fig. 16), su elevado grado de diferenciación, la asociación mineral (con la presencia de F-Ap), la relación Nb/Y, las anomalías negativas en Nb, Ti, y Sr, y los valores destacados en Rb, K, Th y U (Fig. 18) y la clasificación geodinámica de la población mayoritaria de biotitas según el diagrama de Nachit *et al.* (1985), muestran la naturaleza calco-alcalina del magmatismo estudiado.

Las riolitas de este magmatismo presentan la misma composición e instruyen a los mismos materiales que las riolitas presentes en los diques de Castejón de las Armas (Lago *et al.*, 1992), situados 20 km al NW. Este hecho sugiere una relación genética entre ambos sectores.

Por otra parte, dentro del sector de la Sierra de Pardos, la presencia de afloramientos cercanos con composiciones diferentes y relacionados con distintas fallas, podría explicarse por distintos eventos magmáticos entre los cuales tuvo lugar una cierta diferenciación del magma, o por un mismo evento magmático alimentado por magmas con diferente grado de diferenciación.

Las similares composiciones de elementos traza de los magmas andesíticos y la muestra riolítica analizada, sugieren un origen común para este magmatismo, que muestra un marcado carácter cortical.

La presencia de dos poblaciones composicionales de biotitas, formadas a presiones diferentes, y de dos poblaciones de circones de edades distintas, implica la incorporación al magma original de minerales heredados, provenientes de la cristalización de al menos, otro magma previo diferente.

La edad de la población de circones más antigua ($301,0 \pm 2,6$ Ma Gzheliense, Carbonífero superior) es acorde a las edades de los granitoides variscos del Pirineo (Arranz y Lago, 2004) y a la del Batolito de Ávila (Bea *et al.*, 2004). Este hecho

sugiere que las biotitas, circones y posiblemente algunos fenocristales de cuarzo, heredados por este magma, provienen de un granitoide varisco.

La presencia en profundidad de granitoides variscos es coherente con la frecuente presencia de xenolitos graníticos, en otras intrusiones del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 2004 y 2005).

12.3.- Origen del magma y consideraciones sobre el magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica.

El magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica presenta una gran variación en su grado de diferenciación (aunque las andesitas son los términos predominantes) y sin embargo, un breve desarrollo temporal, una composición de elementos traza muy similar y un misma afinidad calco-alcalina. Este hecho se ve corroborado al comparar por ejemplo el gabro de Loscos ($285,5 \pm 1,4$ Ma, Perini y Timmerman, 2008), las andesitas de Atienza (287 ± 12 Ma, Hernando *et al.*, 1980) y las dacitas y riolitas del sector estudiado en este trabajo ($285,4 \pm 1,7$ Ma).

La similitud en las edades de emplazamiento obtenidas por métodos radiométricos y en la composición en elementos traza, sugieren un origen común para este magmatismo. Teniendo en cuenta la afinidad calco-alcalina, las asociaciones minerales observadas y el contenido en elementos traza, este origen puede relacionarse con el engrosamiento cortical, la adición de volátiles y los esfuerzos tectónicos generados como consecuencia de la orogenia varisca y de los procesos de subducción asociados a la misma. Estos fenómenos pudieron generar magmas por fusión parcial en la base de la corteza y la parte superior del manto, que sufrieron procesos de mezcla (Majarena *et al.*, 2015), asimilación y diferenciación, que permiten explicar la variedad composicional en elementos mayores del magmatismo pérmico de esta Cordillera. Dichos magmas fueron liberados hacia la superficie durante el Pérmico inferior a favor de las fallas de desgarre generadas como consecuencia de la desestabilización del orógeno varisco y el comienzo de la apertura del Neo-Tethys.

13.- Conclusiones

El magmatismo de la Sierra de Pardos está compuesto por un conjunto de pequeños afloramientos de reducida extensión y elevado grado de diferenciación. De entre ellos, destaca el de “Cerro Redondo” por su carácter relativamente menos evolucionado, su menor grado de alteración y su estructuración según un bandeado magmático frecuentemente afectado por pliegues fluidales de diversa escala.

Las rocas que integran este magmatismo son clasificadas como riolitas, a excepción de las que forman la intrusión de Cerro Redondo, de composición dacítica. Todas ellas presentan textura porfídica y matriz microcristalina o vítrea, en ocasiones con bandeados fluidales. La matriz microcristalina evidencia el carácter subvolcánico de las intrusiones y la vítrea se localiza en las intrusiones de menor tamaño y el borde las intrusiones más grandes. Las riolitas presentan como fenocristales cuarzo, sanidina, ortosa, y moscovita de posible origen hidrotermal. Las dacitas se diferencian anteriores en la presencia de biotita y la ausencia de moscovita entre los fenocristales principales, y muestran como minerales accesorios apatito, circón y monacita.

El magmatismo de la sierra de Pardos presenta un elevado control tectónico en el ascenso y emplazamiento del magma. Cuatro de los 6 afloramientos que integran el sector de la Sierra de Pardos instruyeron a favor de una falla de dirección NNW-SSE, el de Cerro Redondo se produjo a favor de una falla de dirección W-E (Falla de Pardos) y el afloramiento restante se encuentra en la intersección entre ambos accidentes tectónicos. Las diferencias composicionales entre los afloramientos emplazados a favor de la falla NNW-SSE (riolíticos) y el emplazado a favor de la Falla de Pardos (dacítico), pueden ser explicados por un proceso de fraccionación o recarga magmática.

La presencia xenolitos angulosos de pizarras en muchos de los bordes de estas intrusiones denota la brechificación de la roca encajante producida durante el ascenso del magma a favor de la fallas. La ausencia de asimilación en estos xenolitos indica una relativa baja presión y temperatura de dicho magma durante y tras la rotura de la roca encajante.

En el caso de la intrusión de Cerro Redondo, el magma, que ascendió a favor de la falla de Pardos hasta su nivel de emplazamiento, avanzó hacia el SE a favor de la

fábrica sedimentaria del encajante paleozoico metasedimentario, formando singulares pliegues fluidales.

Los circones analizados en dos muestras distintas de la intrusión de Cerro Redondo han permitido establecer dos edades para su cristalización. La más antigua, $301,0 \pm 2,6$ Ma (Gzheliense, Carbonífero superior) es acorde a la de los granitoides del Pirineo o el Batolito de Ávila. La más reciente, corresponde a $285,4 \pm 1,7$ Ma (Artinskiense, Pérmico inferior) y se atribuye a la edad de cristalización de los circones correspondientes al magmatismo estudiado.

Dentro de las biotitas analizadas correspondientes a la intrusión de Cerro Redondo se han establecido dos poblaciones composicionales. Las estimaciones barométricas indican que una de ellas, minoritaria, cristalizó a una profundidad de unos 17,9 km de profundidad, mientras que la otra lo hizo a 9,5 km.

Los datos barométricos y composicionales obtenidos en el estudio de las biotitas, y los resultados sobre la edad de cristalización de los circones, permiten inferir la incorporación al magma de minerales provenientes de un granitoide varisco emplazado a unos 17,9 km de profundidad y su ascenso hasta una cámara magmática situada a unos 9,5 km de profundidad, previo a su emplazamiento final en condiciones subvolcánicas.

La pauta de elementos traza normalizados, y las clasificaciones geoquímicas, muestran la afinidad calco-alcalina de este magmatismo. La similitud composicional de elementos traza entre las diferentes muestras estudiadas y entre éstas y la composición del resto de afloramientos del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica, indican un carácter cogenético para todas ellas.

El magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica se caracteriza por una amplia variedad petrológica, de andesitas basálticas a riolitas, un breve desarrollo temporal durante el Artinskiense (Cisuralense, Pérmico inferior) y una similar composición en elementos traza y afinidad calco-alcalina. Estas características indican un mismo origen y un elevado grado de fraccionación para este magmatismo. Las rocas emplazadas en la Sierra de Pardos y en general, en los materiales cámbricos y ordovícicos del sector suroccidental de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, constituyen unos de los términos más evolucionados dentro del magmatismo pérmico de la Cordillera Ibérica.

14.- Referencias

- Arranz, E. y Lago, M. (2004): El plutonismo sin- y tardi-varisco en los Pirineos. En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). Sociedad Geológica de España, Madrid, 263-266.
- Ansón, M. (2013): *Estructura y evolución cinemática de la zona de falla de Daroca: inversión negativa plio-cuaternaria de una estructura contractiva miocena*. Trabajo Fin de Máster. Universidad de Zaragoza. 62 p.
- Bea, F., Villaseca, C. y Bellido, F. (2004): El batolito de Ávila (Sistema Central Español). En: *Geología de España* (Vera, J.A., ed.). Sociedad Geológica de España, Madrid, 101-110.
- Cañón-Tapia, E. (2004): Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: a historical account. En: *Magnetic Fabric, Methods and Applications* (F. Martín-Hernández, C.M. Lüneburg, C. Aubourg, M. Jackson, eds.). Geological Society, Special Publications, 238, London, pp. 205–225.
- Carls, P. (1983): La Zona Asturoccidental Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. En: *Libro Jubilar, III* (J.M. Ríos ed.). IGME, Madrid, 11-32.
- Cisneros, M., Lapuente, M^a.P., Magallón, M^a.A. y Ortiga, M. (1983): Estudio arqueológico-geológico de Cerro Redondo (Pardos, Zaragoza). *Turiaso*, VI: 137-164.
- Conte, J. C., Gascón, F., Lago, M. y Carls, P. (1987): Materiales stephano-pérmicos en la fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza). *Boletín Geológico y Minero*, 98 (4), 460-470.
- Flinn, D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 118(1-4): 385-428.
- Gabaldón, V., Del Olmo, P. y Portero, J.M. (1980a): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja n° 464 (Used) y memoria*. IGME, Madrid. 74 p.
- Gabaldón, V., Hernández, A., Del Olmo, P. y Aragonés, E. (1980b): *Mapa geológico de España 1:50.000, hoja n° 437 (Ateca) y memoria*. IGME, Madrid. 67 p.
- Henry, B., & Daly, L. (1983): From qualitative to quantitative magnetic anisotropy analysis: the prospect of finite strain calibration. *Tectonophysics*, 98(3): 327-336.

- Hernando, S., Schott, J.J., Thuizat, R. & Montigny, R. (1980): Âge des andésites et des sédiments interstratifiés dans la région d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 32: 119-128.
- Hrouda, F. (1982): Magnetic anisotropy and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey*, 5: 37–82.
- Hrouda, F. (1994): A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. *Geophysical Journal International*, 118: 604–612.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L. & Belousova, E.A. (2004): The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211 (1–2): 47–69.
- Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63-67.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribero, A. y Coned, C. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. IGME, Madrid.
- Lago, M. (1991): Petrología. En: *Mapa geológico de España 1:200.000, hoja nº 40 (Daroca) y memoria* (Gabaldón, V. coord.) IGME, Madrid. 239 p.
- Lago, M., Álvaro, J., Arranz, E., Pocoví, A. y Vaquer, R. (1992): Condiciones del emplazamiento, petrología y geoquímica de las riolitas, calco-alcalinas y stephaniense-pérmicas, en las cadenas ibéricas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17: 187-198.
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C. y Gil-Imaz, A. (2004): Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationship to extensional tectonics. *Geological Society of London Special Publication*, 223: 465-490.
- Lago, M., Gil, A., Arranz, E., Galé, C. & Pocovi, A. (2005): Magmatism in the intracratonic Central Iberian basins during the Permian: Palaeoenvironmental consequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 83–103
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) (2002): *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 236 p.

- Lozte, F. (1929): Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas celtibéricas. *Publicaciones Extranjeras sobre la Geología de España*, 8: 1-315.
- Ludwig, K.R. (2003): *User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, Berkeley, 74 p.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995): The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120 (3): 223-253.
- Majarena, U., Galé, C., Lago, M., Gil-Imaz, A., Ubide, T. y Larrea, P. (2015): Evolución Magmática de los Anfíboles del Magmatismo de Atienza (Guadalajara). *Macla*, 20: 87-88.
- Majarena, U., Gil-Imaz, A., Lago, M. y Galé, C.: (2016): Cartografía y fábrica magnética (ASM) de la intrusión de Cerro Redondo (Permico inferior, Cordillera Ibérica, Zaragoza): reconstrucción 3D y modelo de emplazamiento. *Geogaceta*, (en revisión).
- Majarena, U., Lago, M., Galé, C. Esteban J.J. y García de Madinabeitia, S. (2016b): El magmatismo pérmico inferior de la Sierra de Pardos (Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zaragoza): petrología y geoquímica. *Geogaceta*, (en revisión).
- Meinhold, G., Kostopoulos, D., Frei, D., Himmerkus, F. & Reischmann, T. (2010): U–Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean. *International Journal of Earth Sciences*, 99: 813–832.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. et Carron, J.P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*. 301, II: 813-818.
- Nagata, T. (1961): *Rock magnetism*. Maruzen Co, Tokio, 350 pp
- Perini, G. & Timmerman M.J. (2008): Permian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for post-Variscan minor intrusions in the Iberian Range and Spanish Central System. *Geologica Acta*, 4 (6), 335-344.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.D., Hergt, J.M., Greig, A. & Maas, R. (2010): Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 36 pp.

- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. & Hergt, J. (2011): Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26: 2508-2518.
- Petrus, J.A. & Kamber, B.S. (2011): VisualAge: A Novel Approach to U-Pb LA- ICP-MS Geochronology. *Goldschmidt Conference Abstracts*, p. 1633.
- Richter, C, & Van der Pluijm, B.A. (1994): Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 82(2): 113-123.
- Sláma, J., Kosler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. & Whitehouse, M.J. (2008): Plešovice zircon - a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249: 1-35.
- Sopeña, A. y De Vicente, G. (2004): Subdivisiones de las Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. En: *Geología de España* (Vera J.A. ed.). Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 467-469.
- Tunheng, A. & Hirata, T. (2004): Development of signal smoothing device for precise elemental analysis using laser ablation-ICP- mass spectrometry. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 19: 932-934.
- Uchida, E., Endo, S. and Makino, M. (2007): Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57: 47-56.
- Williams, M.L., Jercinovic, M.J. & Hetherington, C.J. (2007): Microprobe Monazite Geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35: 137-75.
- Winchester, J. A. & Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

Anexo 1: Análisis de microsonda electrónica**Biotita**

Tipo Lámina Campo Nº análisis	Heredada				Fenocristal			
	PAR-14	PAR-14	PAR-12	PAR-12	PAR-14	PAR-19	PAR-20	PAR-15
	4	4	7B	7B	1	4	4	2
	33	34	92	93	5	78	118	215
SiO ₂	32,37	32,27	32,86	32,24	34,97	33,69	34,96	34,38
TiO ₂	0,91	1,02	0,77	0,73	3,10	2,53	2,68	2,50
Al ₂ O ₃	21,61	21,74	21,07	21,11	17,39	17,87	17,04	17,53
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	3,64	5,23	2,24	2,60	7,25	6,99	7,02	6,80
FeO _t	25,79	24,65	27,31	27,98	22,48	23,15	23,31	23,49
NiO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,04
MnO	0,14	0,10	0,76	0,56	0,13	0,16	0,16	0,09
CaO	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,04	0,04
Na ₂ O	0,57	0,44	0,62	0,52	0,45	0,71	0,46	0,24
K ₂ O	8,99	8,71	8,65	8,53	8,76	9,13	8,80	8,63
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,02
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,22	0,82	2,25	1,57	0,40	1,36	1,48	1,04
Cl	0,10	0,08	0,07	0,09	0,20	0,18	0,20	0,20
H ₂ O	3,63	3,38	2,65	2,96	3,61	3,10	3,07	3,25
Total	98,01	98,51	99,28	98,93	98,77	98,90	99,23	98,25
Total real	97,90	98,15	98,32	98,25	98,56	98,28	98,56	97,77
Fe*	0,81	0,74	0,88	0,87	0,65	0,67	0,67	0,68
Al ^{IV}	1,63	1,66	1,58	1,62	1,46	1,52	1,44	1,50
Al _t (22 O)	3,73	3,72	3,65	3,67	2,93	3,05	2,89	2,99
Mg (22 O)	0,79	1,13	0,49	0,57	1,55	1,51	1,51	1,47
Presión (kb)	4,77	4,73	4,54	4,60	2,34	2,71	2,22	2,54
Profund. (km)	18,00	17,87	17,14	17,36	8,85	10,24	8,37	9,59

Fe*: $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$

Feldespato

Lámina	PAR-14	PAR-19	PAR-19	PAR-20	PAR-20	PAR-15	PAR-15	PAR-17
Campo	4	3	3	3	3	4	4	6
Nº análisis	38	112	111	176	185	250	254	293
SiO ₂	63,82	64,83	64,27	64,39	64,55	65,29	64,52	65,54
TiO ₂	0,00	0,02	0,01	0,03	0,05	0,00	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	18,78	18,68	18,67	18,71	18,77	19,22	18,47	18,95
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
MgO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
FeOt	0,00	0,06	0,02	0,04	0,09	0,04	0,01	0,02
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,10
MnO	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00
CaO	0,13	0,06	0,05	0,01	0,02	0,07	0,10	0,05
Na ₂ O	5,17	1,50	0,46	0,04	0,22	2,95	2,41	0,71
K ₂ O	11,93	14,80	16,54	17,18	16,79	12,74	13,82	15,99
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,05	0,00	0,01	0,01	0,02	0,05	0,07	0,05
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,05
Cl	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,23	0,01
Total	99,95	100,03	100,07	100,43	100,53	100,38	99,78	101,51
Total Real	99,95	100,02	100,07	100,43	100,52	100,38	99,72	101,48
Si	2,94	2,98	2,98	2,98	2,98	2,97	2,98	2,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,02	1,01	1,02	1,02	1,02	1,03	1,00	1,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fet	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,46	0,13	0,04	0,00	0,02	0,26	0,22	0,06
K	0,70	0,87	0,98	1,01	0,99	0,74	0,81	0,93
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	5,13	5,01	5,02	5,02	5,01	5,01	5,02	5,00
An	0,56	0,29	0,25	0,07	0,08	0,32	0,49	0,26
Ab	39,48	13,32	4,05	0,35	1,95	25,96	20,82	6,30
Or	59,97	86,39	95,69	99,58	97,97	73,72	78,69	93,44

Circón

Lámina	PAR-19	PAR-19	PAR-18	PAR-18	PAR-17	PAR-17	PAR-12	PAR-17
Campo	1	1	1	1	5	4	9	1
Nº análisis	200	202	212	214	5	23	17	29
SiO ₂	32,21	32,03	31,68	31,61	32,05	31,83	23,02	22,61
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	1,87	1,30
FeO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,06	2,38	1,69
MnO	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,12
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,08	0,10
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	1,00	1,22
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,03
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,23	0,33	0,08	0,45	6,33	6,47
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,09	0,03	0,50	2,70	3,36
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00
Ce ₂ O ₃	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	0,01	0,05	0,10
HfO ₂	1,06	1,40	1,08	1,43	0,96	0,97	3,10	2,31
ZrO ₂	66,43	66,85	66,83	66,21	66,23	65,75	53,76	53,30
ThO ₂	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,03	0,17	0,11
UO ₂	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	1,61	1,39
Pr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,01
Nd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,08
Sm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,02
Gd ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
Tb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
Dy ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,34	0,37
Ho ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,02	0,05
Er ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,31	0,38
Tm ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,14	0,22
Yb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,23	0,67	0,85
Lu ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,15	0,17
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,64	0,00
Nb ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sc ₂ O ₃	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,74	100,34	100,04	99,82	99,88	100,07	98,80	96,33

Apatito

Lámina	PAR-14	PAR-14	PAR-19	PAR-19	PAR-20	PAR-17	PAR-8	PAR-17
Campo	3	3	1	1	4	7	3	1
Nº análisis	49	55	58	66	205	368	19	47
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	0,53	0,50	0,52	0,40	0,40	0,86	0,24	0,83
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	
MnO	0,24	0,20	0,23	0,20	0,16	0,28	0,04	0,31
CaO	53,07	53,43	53,16	53,10	53,17	51,76	56,72	53,01
Na ₂ O	0,45	0,29	0,39	0,39	0,18	0,13	0,30	0,43
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	
BaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	42,77	42,25	42,21	42,18	42,15	41,04	38,89	41,91
SrO	0,20	0,16	0,19	0,18	0,25	0,00	0,00	0,15
La ₂ O ₃	0,05	0,07	0,06	0,06	0,08	0,00	0,00	0,05
Ce ₂ O ₃	0,13	0,15	0,14	0,15	0,18	0,00	0,00	0,07
F	2,70	2,63	2,87	2,85	2,86	4,89	5,89	3,51
Cl	0,27	0,28	0,24	0,27	0,23	0,35	0,02	0,08
Total	100,40	99,95	100,00	99,76	99,67	99,47	102,13	100,35
Total real	99,20	98,78	98,74	98,50	98,42	97,33	99,64	98,86

Monacita

Lámina	PAR-12	PAR-12	PAR-12	PAR-15	PAR-15	PAR-15	PAR-17	PAR-17
Campo	11	11	11	1	1	1	2	2
Nº análisis	13	14	15	28	31	32	6	7
SiO ₂	0,94	0,81	0,72	0,40	0,34	0,34	0,56	0,13
Al ₂ O ₃	0,72	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,84	1,01	0,98	0,80	1,13	1,10	0,95	1,19
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	28,53	29,14	29,21	29,88	30,32	29,99	28,97	29,57
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	2,45	2,34	2,46	2,39	2,16	2,22	0,60	0,45
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
La ₂ O ₃	8,26	8,19	8,06	12,81	11,98	11,73	14,71	14,71
Ce ₂ O ₃	26,31	26,12	26,35	28,26	27,67	27,97	30,18	29,27
HfO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11
ZrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
ThO ₂	6,38	6,68	6,59	4,97	5,67	5,18	5,01	5,16
UO ₂	0,59	0,61	0,63	0,35	0,51	0,46	0,42	0,40
Pr ₂ O ₃	3,66	3,64	3,59	3,26	3,22	3,35	2,99	2,99
Nd ₂ O ₃	14,47	14,16	14,14	11,90	11,66	12,18	11,13	11,99
Sm ₂ O ₃	3,45	3,61	3,31	1,87	1,96	2,10	1,46	1,65
Gd ₂ O ₃	2,24	2,31	2,20	2,13	2,13	2,10	2,18	2,05
Tb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy ₂ O ₃	0,79	0,91	0,76	0,72	0,65	0,75	0,40	0,24
Ho ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00
Er ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Tm ₂ O ₃	0,05	0,13	0,21	0,03	0,13	0,02	0,02	0,11
Yb ₂ O ₃	0,08	0,13	0,14	0,10	0,11	0,12	0,09	0,11
Lu ₂ O ₃	0,17	0,17	0,20	0,17	0,17	0,19	0,06	0,03
PbO	0,20	0,15	0,14	0,14	0,16	0,10	0,05	0,07
Total	100,12	100,12	99,73	100,16	100,09	99,97	99,77	100,44

Lámina	Rutilo				Turmalina			
	PAR-17	PAR-17	PAR-17	PAR-17	PAR-8	PAR-8	PAR-8	PAR-8
Campo	5	5	5	5	3	3	3	3
nº análisis	345	346	25	26	2	5	6	7
SiO ₂	0,02	0,27	-	-	33,93	33,38	42,04	35,06
Al ₂ O ₃	0,35	1,99	0,53	0,59	32,92	34,89	30,27	34,04
FeO	1,79	1,73	1,00	1,51	14,90	14,09	12,15	13,36
MnO	0,00	0,02	0,01	0,03	0,57	0,33	0,28	0,70
MgO	0,00	0,10	0,02	0,01	0,02	0,15	0,12	0,18
CaO	0,02	0,03	0,01	0,02	0,11	0,16	0,11	0,14
Na ₂ O	0,04	0,09	-	-	1,99	2,01	1,69	1,68
K ₂ O	0,06	0,11			0,05	0,03	0,02	0,04
TiO ₂	96,94	95,00	96,18	94,99	0,00	0,00	0,00	0,04
NiO	0,01	0,00			0,07	0,04	0,00	0,03
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00			0,00	0,01	0,00	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,01	0,03	0,05	0,09	0,05	0,09
F	0,00	0,11	-	-	0,34	0,28	0,33	0,35
Cl	0,01	0,08	-	-	0,00	0,01	0,01	0,01
Total	99,31	99,53	97,76	97,18	84,94	85,45	87,08	85,74

Anexo 2: Análisis de roca total**Roca total**

Muestra	PAR-6	PAR-12	PAR-15	PAR-16	PAR-17	PAR-18	PAR-19	PAR-20
SiO ₂	79,56	71,48	70,73	70,66	72,97	73,23	72,33	70,79
TiO ₂	0,00	0,01	0,13	0,13	0,10	0,11	0,13	0,12
Al ₂ O ₃	12,60	14,51	14,86	14,87	14,25	14,03	14,72	14,58
Fe ₂ O ₃	0,43	1,02	1,82	1,57	1,30	1,26	1,07	1,47
MnO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01
MgO	0,25	0,30	0,75	1,00	0,35	0,31	0,34	0,43
CaO	0,19	0,08	0,17	0,22	0,09	0,11	0,14	0,13
Na ₂ O	0,14	0,41	1,07	1,77	0,39	0,35	0,66	0,44
K ₂ O	2,32	7,92	6,92	5,37	7,16	7,40	7,35	9,11
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07	0,09	0,07
LOI	3,27	2,61	2,40	3,31	2,51	2,30	2,23	1,91
Total	98,97	98,44	98,96	99,01	99,21	99,19	99,07	99,06
Rb	192,30	244,20	204,00	202,70	192,50	176,00	193,80	175,80
Cs	9,40	17,21	7,09	9,76	5,49	6,47	5,57	5,16
Sr	62,70	24,68	34,16	49,69	52,02	55,00	39,66	51,40
Ba	62,90	137,30	286,50	305,80	254,40	260,90	341,70	310,00
Sc	3,82	6,33	5,26	4,94	5,13	4,80	5,55	4,87
V	0,00	0,97	8,90	8,23	6,23	5,61	8,32	8,12
Cr	62,26	42,88	71,33	84,75	124,50	94,27	85,24	126,70
Co	0,12	0,20	1,46	1,33	1,28	0,94	1,24	1,41
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,93	0,00	0,00
Cu	216,80	152,80	135,80	117,80	97,30	95,70	84,20	79,40
Zn	13,75	14,89	20,55	24,34	21,97	13,30	14,37	18,87
Ga	21,58	18,57	17,78	19,57	20,65	16,32	19,70	20,48
Y	24,54	23,30	22,17	22,94	33,08	24,62	22,86	24,10
Nb	11,88	10,97	10,00	10,82	12,57	9,56	11,04	11,35
Ta	6,91	6,44	4,95	4,40	4,54	4,16	4,42	4,83
Zr	31,82	43,35	71,76	85,33	84,65	73,49	87,51	81,22
Hf	2,22	2,55	2,48	2,84	3,35	2,51	3,02	2,98
Sn	41,31	33,87	15,36	15,07	22,17	17,58	14,66	16,84
Pb	1,21	4,00	12,82	15,56	26,96	10,55	15,77	11,64
U	7,37	4,07	3,00	2,37	4,71	3,84	3,13	3,96
Th	4,29	6,64	7,51	7,23	8,32	6,99	8,46	8,40
Nb/Y	0,48	0,47	0,45	0,47	0,38	0,39	0,48	0,47
Zr/TiO ₂	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Roca total (continuación)

Muestra	PAR-6	PAR-12	PAR-15	PAR-16	PAR-17	PAR-18	PAR-19	PAR-20
La	3,85	4,04	17,34	18,05	17,13	16,39	18,73	19,81
Ce	9,17	9,34	36,13	36,94	36,19	33,55	38,56	40,06
Pr	1,15	1,18	4,32	4,38	4,53	4,06	4,59	4,84
Nd	3,97	3,97	15,25	15,10	16,19	14,47	16,36	17,23
Sm	2,27	1,77	3,40	3,40	4,08	3,35	3,50	3,70
Eu	0,08	0,06	0,35	0,38	0,35	0,38	0,37	0,38
Gd	2,71	2,06	3,19	3,19	4,00	3,18	3,39	3,47
Tb	0,62	0,49	0,55	0,55	0,77	0,57	0,57	0,59
Dy	3,87	3,37	3,40	3,45	4,84	3,64	3,57	3,61
Ho	0,63	0,60	0,62	0,64	0,81	0,67	0,64	0,65
Er	1,93	1,97	1,94	2,01	2,65	2,16	2,06	2,09
Tm	0,34	0,37	0,33	0,35	0,48	0,36	0,34	0,36
Yb	2,28	2,50	2,19	2,24	3,07	2,40	2,27	2,32
Lu	0,33	0,39	0,33	0,34	0,49	0,36	0,35	0,36