

Relación entre las intrusiones plutónicas y el complejo filoniano en el batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleoesfuerzos

The relationship between the plutonic intrusions and the dyke swarm in the Los Pedroches batholith (Iberian Massif, Spain): Dykes as a paleotectonic and paleostress indicators

CARRACEDO, M. ; LARREA, F. J.; ALONSO OLAZABAL, A. y GIL IBARGUCHI, J. I.

The Los Pedroches batholith (Iberian Massif, SW Spain) is composed by a large biotite \pm amphibole granodiorite pluton and several, smaller variable porphyritic, biotite \pm cordierite granite intrusions. A dyke swarm composed essentially by trachyandesites, dacites and rhyolites cross cut the batholith. The whole set of plutonic and subvolcanic rocks define a K-rich, calc-alkaline aluminó-ferromagnesian association; only the trachyandesitic dykes of shoshonitic affinity, get off this trend. The dacitic and rhyolitic dykes are cogenetic with and probably comagmatic with the granodioritic pluton and the granitic intrusions, respectively. The trachyandesites, locally shows sin-plutonic relations with the granodiorite body and might be cogenetic with mafic microgranular enclaves scattered through the granodioritic unit.

The emplacement of the batholith and the dyke swarms is late-hercynian and postcollisional (300 Ma) and, was controlled by a transtensional shear zone at a crustal scale. The dyke swarm use the tectonically generated fracture system during cooling and consolidation of the plutonic rocks: (i) R' type Riedel fractures for the trachyandesitic and dacitic dykes emplacement, and (ii) R type Riedel fractures for rhyolitic dykes emplacement. The arrangement of some dyke swarms can be use as a paleotectonic and paleostress indicators.

Key words: dykes, the Los Pedroches batholith, paleostress indicators.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los diques se ha incrementando notablemente en los últimos años debido al importante papel que desempeñan en los mecanismos de expansión y crecimiento de la corteza, tanto oceánica (ALEXANDER y HARPER, 1992) como continental (HUTTON, 1992). Además, los diques proporcionan información acerca de los procesos que deforman y modifican la litosfera a lo largo del tiempo geológico. Ambientes paleotectónicos y paleodirecciones de movimiento de las placas pueden quedar registrados en diferentes tipos de complejos filonianos que se preservan en terrenos antiguos (PARKER *et al.*, 1990).

ANDERSON (1951) propone que los diques se propagan por fracturación hidráulica y que en presencia de un esfuerzo tectónico regional forman enjambres paralelos al máximo esfuerzo compresivo. Sin embargo, este criterio no debe ser usado universalmente puesto que, como señalan otros autores, el magma puede invadir fracturas preexistentes (e.g., WILSON, 1970; DELANEY *et al.*, 1986; HUTTON y McERLEAN, 1991) o fracturas generadas tectónicamente durante el emplazamiento de los diques (e.g. PITCHER, 1993; HUERTAS y VILLASECA, 1994). Si los diques rellenan fracturas generadas tectónicamente durante el emplazamiento de los mismos su disposición puede utilizarse como indicador de paleoesfuerzos.

En las provincias magmáticas orogénicas, grandes zonas de cizalla controlan el emplazamiento final de extensos batolitos (e.g. PITCHER, 1993; ROMANBERDIEL, 1994). En muchos casos, estas formaciones ígneas lineales fosilizan y ocultan dichas zonas (ARANGUREN *et al.*, 1997) e in-

cluso pueden sepultar fracturas de escala litosférica implicadas en la génesis, ascenso y emplazamiento de los magmas que las forman (ABALOS y CUSI, 1995). Con frecuencia, estos batolitos están asociados con extensos enjambres lineales de diques (e.g. PITCHER, 1993; CARRACEDO *et al.*, 1994a). Dichos complejos filonianos pueden ocupar fracturas generadas en respuesta al mismo esquema de esfuerzos activo durante el emplazamiento del batolito (e.g. PITCHER, 1993; ARANGUREN *et al.*, 1997). En ese caso, la disposición del complejo filoniano asociado y la tipología de las fracturas que ocupan los diques podría emplearse para detectar grandes accidentes tectónicos y descifrar su sentido de movimiento.

Esta publicación se centra en el estudio del complejo filoniano asociado al batolito de Los Pedroches. Presentamos los datos que permiten (i) caracterizar los episodios filonianos más importantes, (ii) establecer la relación de los diferentes tipos de diques con las facies plutónicas del batolito, (iii) elaborar un modelo de emplazamiento para el complejo filoniano. El estudio pretende contribuir a un mejor conocimiento de los mecanismos de formación y distribución de los diques asociados a plutones tardíos a postcolisionales emplazados en situaciones transtensionales y a valorar la utilización de los complejos filonianos como indicadores cinemáticos.

MARCO GEOLÓGICO

El batolito de Los Pedroches es una alineación magmática tardihercínica situada en el sector meridional de la Zona Centro Ibérica (Macizo Ibérico, España; ROBARDET, 1976). Se extiende en dirección ONO-ESE a lo largo de más de 200 km y

tiene una anchura variable entre 8 y 30 km. Ocupa una superficie aproximada de 3500 km² y constituye por tanto uno de los elementos geológicos más característicos de los afloramientos Ibéricos de la Cadena Hercínica (Fig. 1).

El sector meridional de la Zona Centro Ibérica, correspondiente de forma aproximada en extensión con la histórica Zona LusoorientaI-Alcúdice de LOTZE (1945), está formado por materiales esencialmente detríticos, anqui-epizonales, dispuestos según una serie de grandes pliegues subverticales de dirección ONO-ESE (DIEZ BALDA et al., 1990). La edad de estos materiales está comprendida entre el Proterozoico terminal (edad del Complejo Esquistoso-Grauváquico o Alcudiense) y el Tournaisiense superior y el Namuriense basal (edad de la Cuenca Carbonífera de Los Pedroches; QUESADA et al., 1987).

La estructura actual de estos materiales es el resultado de la superposición en el tiempo de los ciclos orogénicos Cadomiense y Hercínico. El ciclo Cadomiense (Rifeense superior-Vendiense inferior) es el responsable de la deformación del Complejo Esquistoso-Grauváquico y de la discordancia Precámbrico-Paleozoico. El ciclo Hercínico se desarrolla en dos fases sucesivas de deformación transpresivas asociadas a grandes zonas de cizalla de escala crustal desarrolladas en profundidad. La primera fase (D1), de edad Namuriense, origina los pliegues mayores verticales de dirección NO-SE que llevan asociada una foliación (S1) paralela o transversa a su plano axial (CASTRO, 1986; QUESADA et al., 1987; DIEZ BALDA et al., 1990). La segunda (D2) tiene un desarrollo más local y produce un apretamiento de las estructuras anteriores y desarrolla localmente crenulaciones

(QUESADA et al., 1987) o pliegues de eje vertical con esquistosidad de plano axial asociada (S2) (CASTRO, 1986). Fallas y zonas de cizalla se desarrollan durante ambas fases de deformación. Con posterioridad, en relación con el estadio de adelgazamiento crustal tardi a postorogénico, se desarrollan zonas de cizalla o fracturas transtensivas o normales (DIEZ BALDA et al., 1990; RODRIGUEZ PEVIDA et al., 1990; CARRACEDO et al., 1994b; ARANGUREN et al., 1995; ARANGUREN et al., 1997). La edad de las fases de deformación posteriores a D1 debe estar comprendida entre el Namuriense y el Estefaniense B-C, edad de los materiales postectónicos indeformados más antiguos que afloran en el entorno del batolito (RODRIGUEZ PEVIDA et al., 1990). Las condiciones máximas de metamorfismo regional se alcanzan durante D1, con incipiente neoformación de biotita en los tramos más bajos del Complejo Esquistoso-Grauváquico (QUESADA et al., 1987).

EL BATOLITO DE LOS PEDROCHES

El batolito de Los Pedroches está constituido por un lacolito múltiple granodiorítico (ARANGUREN et al., 1997), denominado regionalmente plutón granodiorítico de Los Pedroches, y varios macizos graníticos alineados en una dirección ligeramente oblicua a las intrusiones granodioríticas (Fig. 1).

La unidad granodiorítica está formada por granodioritas biotíticas, de grano fino-medio (<1-5 mm) a veces ligeramente porfídicas -con plagioclasas de hasta 1 cm-, que tienen como accesorios habituales apatito, circón e ilmenita. Un anfíbol de tipo hornblenda actinolítica-actinolita es

relativamente frecuente, casi siempre en proporciones accesorias, en zonas de borde del plutón pero su presencia disminuye hacia las partes internas; esfena y allanita se añaden habitualmente a la relación de accesorios en presencia de anfíbol y ocasionalmente también en su ausencia. Son rocas ácidas (O(;X) $\text{SiO}_2 = 66.85\%$), ligeramente metaaluminosas a moderadamente peraluminosas (O(;X) $A/\text{CNK} = 1.03$), ricas en ferromagnesianos (O(;X) $B_{(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})} = 97.85$) y en potasio (O(;X) $\text{K}_2\text{O} = 3.81\%$) (CARRACEDO, 1991). Las granodioritas forman una asociación aluminó–cafémica calcoalcalina, alta en K_2O (Figs. 2 y 3b). Tipológicamente son asimilables a los granitoides calcoalcalinos potásicos (tipo H_{10} : high K–Low Ca; BARBARIN, 1990) relacionados con ambientes orogénicos colisionales o postcolisionales. Sin embargo, su relación isotópica inicial ($\text{Sr}_i = 0.7048$; CUETO et al., 1991) es inferior a los valores normales en dichos granitoides de origen híbrido mantélico–cortical y se acercan más a aquellas de los magmas manto derivados ($\text{Sr}_i = 0.706–0.712$ y 0.704 respectivamente; BARBARIN, 1990).

La unidad granítica está formada esencialmente por monzogranitos biotíticos porfídicos formados por megacristales idiomorfos de feldespato potásico incluidos en una matriz granítica biotítica de grano medio–grueso, con moscovita secundaria. Los minerales accesorios son apatito, circón, ilmenita y, ocasionalmente, cordierita. Son rocas ácidas (O(;X) $\text{SiO}_2 = 73.12\%$), esencialmente peraluminosas (O(;X) $A/\text{CNK} = 1.13$), con contenidos moderados a bajos en elementos ferromagnesianos (O(;X) $B_{(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})} = 38.40$) y ricos en potasio (O(;X) $\text{K}_2\text{O} = 5.02\%$) (CARRACEDO, 1991). Tipológicamente son muy similares a los

granitoides intrusivos peraluminosos (tipo C_{CI} ; BARBARIN, 1990) relacionados con ambientes orogénicos colisionales o postcolisionales de origen crustal aunque sus parámetros radiométricos ($\text{Sr}_i = 0.7043$, FERNANDEZ RUIZ et al., 1990) se aproximan más a los de magmas derivados del manto. Probablemente granitos y granodioritas constituyan una asociación aluminó–cafémica calcoalcalina, rica en K_2O (Figs. 2 y 3b) caracterizada por el sistemático incremento de la peraluminosidad con la diferenciación (Fig. 3c).

DEFALQUE et al. (1992) calculan una isocrona global del batolito (unidad granítica + unidad granodiorítica + litotipos menores) y obtienen un valor de Sr_i de 0.70638, intermedio entre los de las rocas de origen mantélico a 300 Ma (= 0.704) y las de origen crustal (> 0.710). Un origen híbrido mantélico–cortical (CASTRO, 1990; FERNANDEZ RUIZ et al., 1990; CARRACEDO, 1991; DEFALQUE et al., 1992) o la fusión de protolitos crustales metaígneos derivados del manto (DEFALQUE et al., 1992; DONAIRE, 1995) son las hipótesis propuestas más recientemente para el origen del magmatismo de Los Pedroches. Los magmas granodioríticos y graníticos pueden relacionarse por un proceso de cristalización fraccionada (CARRACEDO et al., 1989; CARRACEDO, 1991; DEFALQUE et al., 1992) o por diferentes tasas de fusión parcial a partir de una misma fuente (DONAIRE, 1995).

El batolito de Los Pedroches se emplaza con posterioridad a la fase principal de deformación (D1, de edad Namuriense) en el Westfaliense superior–Estefaniense A, hacia el final del ciclo hercínico. El emplazamiento de la granodiorita ha sido datado por métodos Rb–Sr en 307 ± 2 Ma (CUETO et

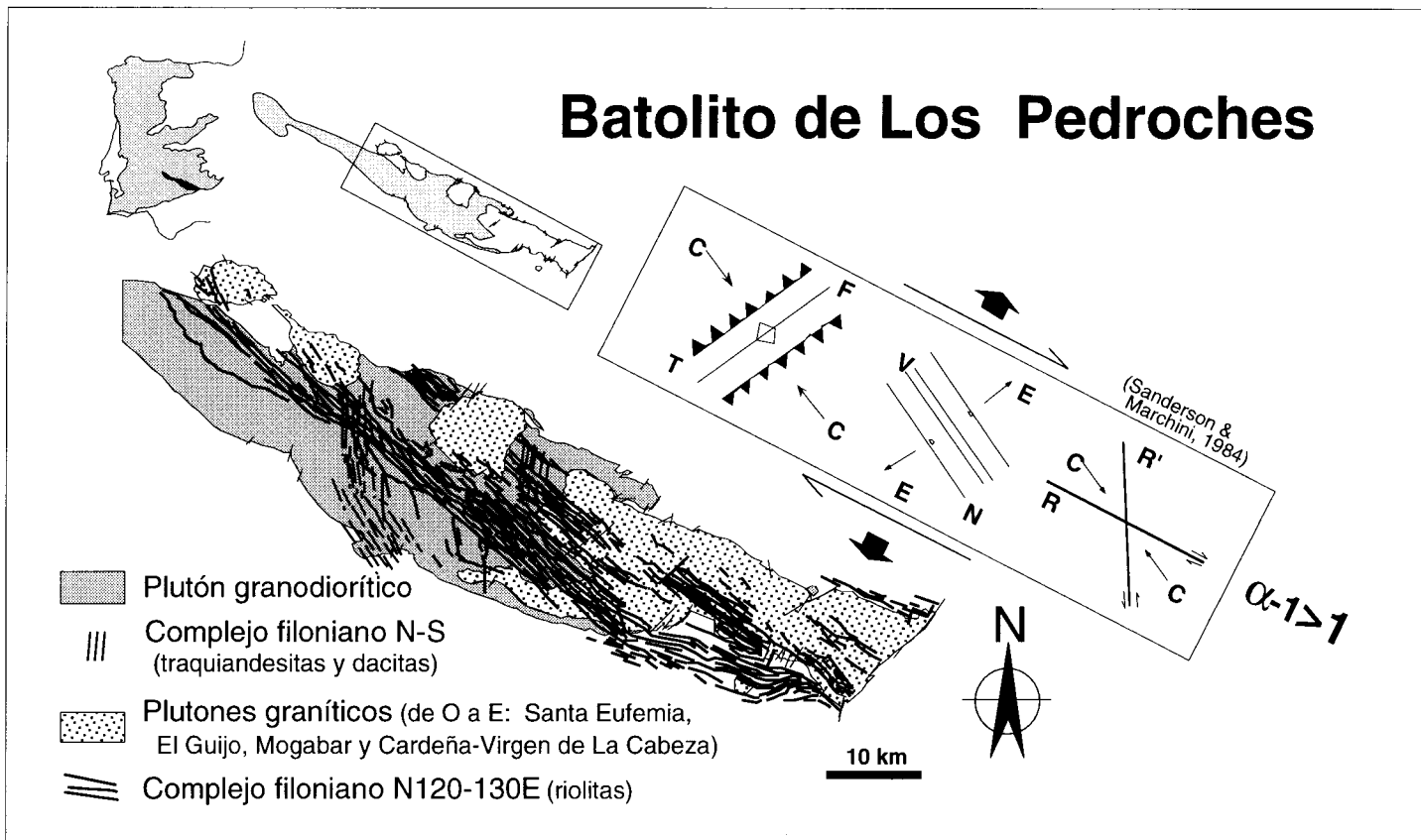


Fig. 1. Esquema cartográfico del batolito de Los Pedroches con un modelo de emplazamiento para el complejo filoniano en una situación transtensional. Tipos de fracturas en zonas de cizalla (Sanderson y Marchini, 1984).

al., 1991) y el de los granitos, por el mismo método, en 300 ± 6 Ma (FERNANDEZ RUIZ et al., 1990). Las edades obtenidas a partir de isocronas Rb–Sr globales ofrecen edades próximas a los 300 Ma (308 ± 6.5 y 299.6 ± 4.6 Ma; DEFALQUE et al., 1992). Los datos radiométricos y los datos de campo señalan que los plutones graníticos son ligeramente más tardíos que el granodiorítico. Sin embargo, la existencia de contactos transicionales entre ambas facies en amplios sectores de borde del plutón granítico de Cardeña–Virgen de la Cabeza sugiere que el emplazamiento de las dos unidades principales puede ser prácticamente coétaneo (CARRACEDO et al., 1989; CARRACEDO et al., 1990).

Datos de campo, petrográficos, estructurales y geofísicos sugieren que el ascenso y emplazamiento de los magmas en su posición final puede estar controlado por una zona de cizalla dextra de escala crustal, paralela a la elongación del batolito. Dicha falla se desarrolla en un régimen transtensivo tardío a postcolisional (CARRACEDO et al., 1994b; ARANGUREN et al., 1995, 1997). La intrusión se realiza en materiales corticales someros, anqui–epizonales, de edad comprendida entre el Proterozoico terminal y el Namuriense basal.

EL COMPLEJO FILONIANO

El batolito de Los Pedroches está cortado por un importante complejo filoniano, particularmente bien desarrollado en su sector Central (Fig. 1), compuesto principalmente por diques traquiandesíticos, dacíticos y riolíticos (CARRACEDO et al., 1996). Hay además algunas intrusiones lamprofídicas y diabásicas tardías repartidas a lo largo de todo el batolito, cuya relación con el

plutonismo es por el momento dudosa (ALONSO OLAZABAL et al., en prensa; LARREA et al., 1992). Aplitas, pegmatitas y diques de cuarzo completan el cortejo filoniano. En este trabajo sólo serán considerados los diques traquiandesíticos, dacíticos y riolíticos.

DIQUES TRAQUIANDESÍTICOS

Intruyen tanto al plutón granodiorítico como al encajante próximo y están cortados por los diques dacíticos y riolíticos. No afloran en relación con los plutones graníticos. En ocasiones, están dislocados y englobados a modo de enclaves por la granodiorita huésped y a veces incluyen enclaves de la misma. Esto sugiere que estos diques pueden ser localmente sin–plutónicos con el magma granodiorítico. Adoptan direcciones tendentes a N–S (N 30 O a N 15 E) y buzamientos subverticales. Cuando intruyen en los metasedimentos carboníferos se disponen según direcciones N 130–140 E, subparalelas a las directrices estructurales hercínicas. Sus potencias y longitudes oscilan entre 0.5–15 m y 0.4–8 km respectivamente. La estructura es masiva y su fábrica, a simple vista, isótropa. Localmente se observan estructuras de flujo, marcadas por la alineación de fenocristales de plagioclasa, paralelos a las paredes de los diques. En ocasiones desarrollan un borde frío de tamaño centimétrico a decimétrico. Los diferentes diques presentan notables variaciones en la relación fenocristales/matriz, sin embargo, a escala individual son en general homogéneos. Engloban con frecuencia enclaves microcristalinos máficos cognates.

Normalmente los diques traquiandesíticos están acompañados por otros dacíticos –más tardíos– formando haces li-

neales (de 5–60 diques) que alcanzan hasta 5 km de anchura y 10 km de longitud. En algunos casos, ambos tipos se emplazan aprovechando las mismas zonas de fractura formando diques compuestos.

Los diques traquiandesíticos son porfídicos y están formados por fenocristales de plagioclasa (An_{40-32} ; 1–30 mm), biotita euhedral (1–3 mm), anfíbol (hornblenda actinolítica y actinolita–tremolita; 1–2 mm) y cuarzo (1–10 mm), inmersos en una matriz afanítica de color negro, de textura variable entre criptocristalina, hipidiomórfica equigranular, micropoquilitica y fluidal, compuesta por los mismos minerales que aparecen como fenocristales \pm feldespato potásico. Circón, apatito, opacos (ilmenita, magnetita y hematites), esfena y esporádica allanita son accesorios. Los fenocristales de cuarzo están normalmente corroídos / redondeados y/o rodeados de una corona de anfíbol (hornblenda, actinolita, tremolita) y/o biotita, en típicas texturas oclares. Es característica la presencia de agregados policristalinos complejos («clots») de anfíbol (actinolita–tremolita), biotita, clorita, serpentina y opacos, procedentes de la desestabilización de microfenocristales de minerales ferromagnesianos previos, probablemente piroxeno. Algunos fenocristales de plagioclasa presentan núcleos con textura «spongy cellular» recrecidos por plagioclasa zonada. Además de estas microtexturas, en glóbulos traquiandesíticos incluídos en zonas dacíticas de los diques compuestos, aparecen en ocasiones biotitas («blade biotite»; HIBBARD, 1995) y anfíboles de hábitos alargados y dendríticos y apatitos aciculares junto con xenocristales de cuarzo, plagioclasa y microinclusiones procedentes del magma dacítico. Estas texturas reflejan hibridación entre ambos fun-

didos y ponen de manifiesto su emplazamiento prácticamente simultáneo.

Las rocas de este grupo son en función de su composición química traquiandesitas potásicas o latitas (Fig. 3a). Son metaaluminosas ($O(\cdot;X) A/CNK = 0.82$) y tienen contenidos elevados en ferromagnesianos ($O(\cdot;X) B_{(Fe+Mg+Ti)} = 226$) y potasio ($O(\cdot;X) K_2O = 4.0\%$) (TABLA I y Fig. 3).

Estos diques definen una asociación cafémica sub–alcalina o monzonítica (Fig. 2) que tiene, sobre todo en sus términos más básicos, una afinidad shoshonítica (Fig. 3). Sus pautas de variación geoquímica se caracterizan por el descenso en el contenido en TiO_2 , FeO, MgO, CaO, P_2O_5 y el incremento en Na₂O y K₂O con la diferenciación. A nivel de elementos traza, Ba, Ni, Rb, V y Zn muestran un comportamiento compatible, en tanto que los demás elementos no definen tendencias claras. Los contenidos en tierras raras (TR) son elevados ($\Sigma TR > 500$) y sus espectros normalizados presentan un gran enriquecimiento en las tierras raras ligeras (TRL) frente a las pesadas (TRP), sin anomalía en Eu (Fig. 4b). La normalización respecto al ORG (PEARCE et al., 1984) muestra espectros semejantes a las rocas de ambientes colisionales (sin–colisión, post–colisión) o a las de arco volcánico tipo Chile (Fig. 4a).

DIQUES DACÍTICOS (GRANODIORÍTICOS)

Estos diques son intrusivos tanto en el plutón granodiorítico como en el encajante, están a su vez cortados por los diques riolíticos y, al igual que los anteriores, no muestran relación con los macizos graníticos. Como se ha establecido previamente, forman haces

TABLA 1. Datos de elementos mayores y trazas para los diques del complejo filoniano asociado al vatolito de Los Pedroches (N: número de muestras; M: máximo; m: mínimo; stdv.: desviación standard).

	Traquiandesitas (n=11)				Dacitas oscuras(n=4)				Dacitas claras (n=13)				Riolitas (n=24)			
	M	m	\bar{X}	Stdev	M	m	\bar{X}	Stdev	M	m	\bar{X}	Stdev	M	m	\bar{X}	Stdev
SiO ₂	63.33	54.73	57.90	3.10	67.54	65.15	66.37	1.03	68.42	66.28	67.34	0.73	75.71	68.22	71.85	2.10
TiO ₂	1.11	0.70	0.91	0.13	0.63	0.46	0.54	0.08	0.72	0.39	0.49	0.09	0.51	0.02	0.27	0.15
Al ₂ O ₃	16.50	14.22	15.10	0.71	16.04	15.69	15.81	0.15	15.64	14.69	15.38	0.31	15.18	13.35	14.29	0.44
FeO _t	6.73	3.88	5.43	0.82	3.46	2.41	2.98	0.56	3.55	2.30	2.91	0.34	3.03	0.76	1.95	0.73
MgO	7.82	3.19	5.55	1.56	2.36	1.70	2.10	0.33	2.34	1.37	1.83	0.31	1.71	0.01	0.68	0.45
CaO	5.84	3.76	4.74	0.74	2.94	2.27	2.48	0.32	3.78	2.01	2.73	0.54	1.66	0.17	0.67	0.37
MnO	0.21	0.07	0.12	0.04	0.08	0.04	0.05	0.02	0.06	0.03	0.04	0.01	0.12	0.01	0.04	0.02
Na ₂ O	3.89	2.93	3.48	0.32	4.83	3.55	3.90	0.60	4.06	2.50	3.47	0.42	5.18	0.23	3.30	1.16
K ₂ O	4.69	3.28	4.00	0.41	4.05	3.46	3.86	0.26	4.27	3.23	3.91	0.31	5.73	3.81	4.87	0.54
P ₂ O ₅	0.98	0.40	0.68	0.19	0.35	0.23	0.24	0.06	0.26	0.20	0.23	0.02	0.32	0.03	0.17	0.06
A/CNK	1.02	0.66	0.82	0.10	1.05	0.99	1.03	0.03	1.20	0.93	1.03	0.07	2.10	1.02	1.24	0.27
P _{param}	290	148	226	50	114	82	99	17	106	75	92	10	75	13	48	19
Ba	2197	627	1334	549	811	422	463	184	785	375	574	95	704	11	306	217
Be	6	5	5	0	4	4	4	0	7	5	6	1	22	2	7	5
Cr	306	109	203	78	178	32	82	66	161	53	97	42	181	12	102	56
Ga	33	29	31	2					24	8	15	7	21	9	17	5
Nb	22	18	20	2	8	5	7	2	10	3	5	3	30	0	7	9
Ni	167	52	110.4	38.0	27	19	23.5	3.3	46	9	26.3	11.5	43	1	10.2	9.9
Rb	246	128	171	36	220	168	187	23	249	160	184	22	771	131	319	142
Sr	1526	544	823	259	558	329	369	107	430	252	369	45	394	9	95	79
V	132	81	108	16	52	45	48	3	45	34	40	4	32	1	12	10
Y	31	20	26	3	25	8	17	8	16	10	13	2	31	7	16	6
Zn	117	54	80	22	66	32	44	15	49	18	39	8	97	12	46	26
Zr	487	191	324	94	224	123	148	44	175	132	140	11	219	2	122	63
La	125.3	89.1	106.6	18.1					32.9	29.4	31.2	2.5	35.6	24.2	29.4	5.8
Ce	266.1	183.0	220.4	42.1					68.19	64.41	66.30	2.67	69.45	56.77	62.33	6.48
Nd	111.3	78.0	96.1	16.9					28.0	26.1	27.1	1.3	29.4	24.1	27.0	2.7
Sm	16.4	10.6	13.7	2.9					5.4	5.2	5.3	0.1	7.3	5.2	5.9	1.2
Eu	3.3	1.9	2.5	0.8					1.1	1.0	1.0	0.1	0.9	0.4	0.7	0.3
Gd	9.8	4.8	7.0	2.6					3.8	3.8	3.8	0.0	6.1	3.7	4.6	1.4
Dy	4.7	2.5	3.7	1.1					2.7	2.7	2.7	0.0	5.4	2.3	3.5	1.6
Er	2.1	1.8	2.0	0.2					1.4	1.4	1.4	0.0	2.4	1.1	1.6	0.7
Yb	1.6	1.4	1.5	0.1					1.3	1.3	1.3	0.1	2.5	0.9	1.5	0.8
Lu	1.3	0.3	0.6	0.6					0.2	0.2	0.2	0.0	0.4	0.1	0.3	0.1
ΣREE	540.9	373.4	454.1	83.9					144.9	135.6	140.3	6.6	146.5	120.1	136.8	14.5

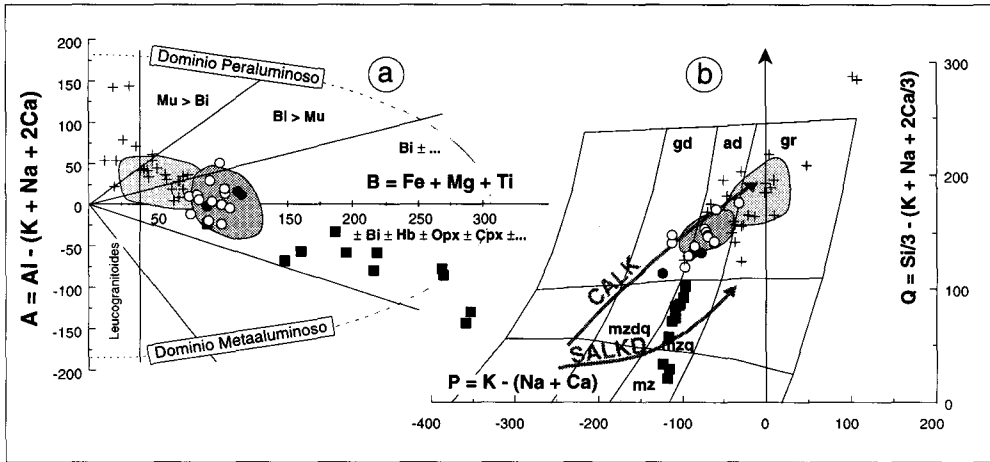


Fig. 2. Diagramas A–B y P–Q (Debon y Le Fort, 1983) para el complejo filoniano y las dos unidades plutónicas principales del batolito de Los Pedroches. ■ Diques traquiandesíticos; ● diques dacíticos oscuros; ○ diques dacíticos claros; + diques riolíticos. Área sombreada oscura: unidad granodiorítica, área sombreada clara: unidad granítica.

lineales y ocasionalmente diques compuestos con los de tipo traquiandesítico. Su potencia oscila entre 2 y 25 m y su longitud entre 0.4–10 km.

En base a criterios petrográficos se pueden considerar dos subtipos de diques dacíticos: (i) porfídicos, con matriz afanítica micro–criptocrystalina de color negro a gris oscuro con anfíbol ocasional y (ii) porfídicos, con matriz de color gris microcristalina a microgranular o granofídica, sin anfíbol. Los fenocristales son en ambos tipos de diques de plagioclasa (1–40 mm; An_{45-23}), cuarzo bipiramidado (1–4 mm) y biotita (1–3 mm); además, en los del primer tipo aparece esporádicamente anfíbol (1–2 mm, hornblenda actinolítica y tremolita–actinolita) y en los del segundo, especialmente en los granofídicos y también de forma ocasional, feldespato potásico (1–20 mm). La matriz está compuesta por los mismos minerales que aparecen en

fenocristales con apatito, circón, ilmenita, \pm esfena, \pm anfíbol como accesorios. Los diques de color oscuro presentan normalmente una relación fenocristales/matriz menor que los diques de color claro.

Los diques dacíticos exhiben estructuras masivas con fábricas isotropas. Localmente desarrollan bordes fríos de anchura variable entre 1–30 cm o presentan estructuras de flujo marcadas por la disposición paralela a las paredes del dique de los fenocristales de plagioclasa.

Los dos tipos de diques tienen una composición química muy similar aunque los oscuros son en general algo más básicos (TABLA I). Se corresponden a dacitas en el diagrama TAS (Fig. 3a) mientras que se expanden por los campos de las granodioritas y de las adamellitas en el diagrama P–Q (Fig. 2b). Son rocas ácidas ($O(\text{;X}) SiO_2 > 66\%$), ligeramente metaaluminosas a peraluminosas ($O(\text{;X}) A/CNK \approx 1$), con conte-

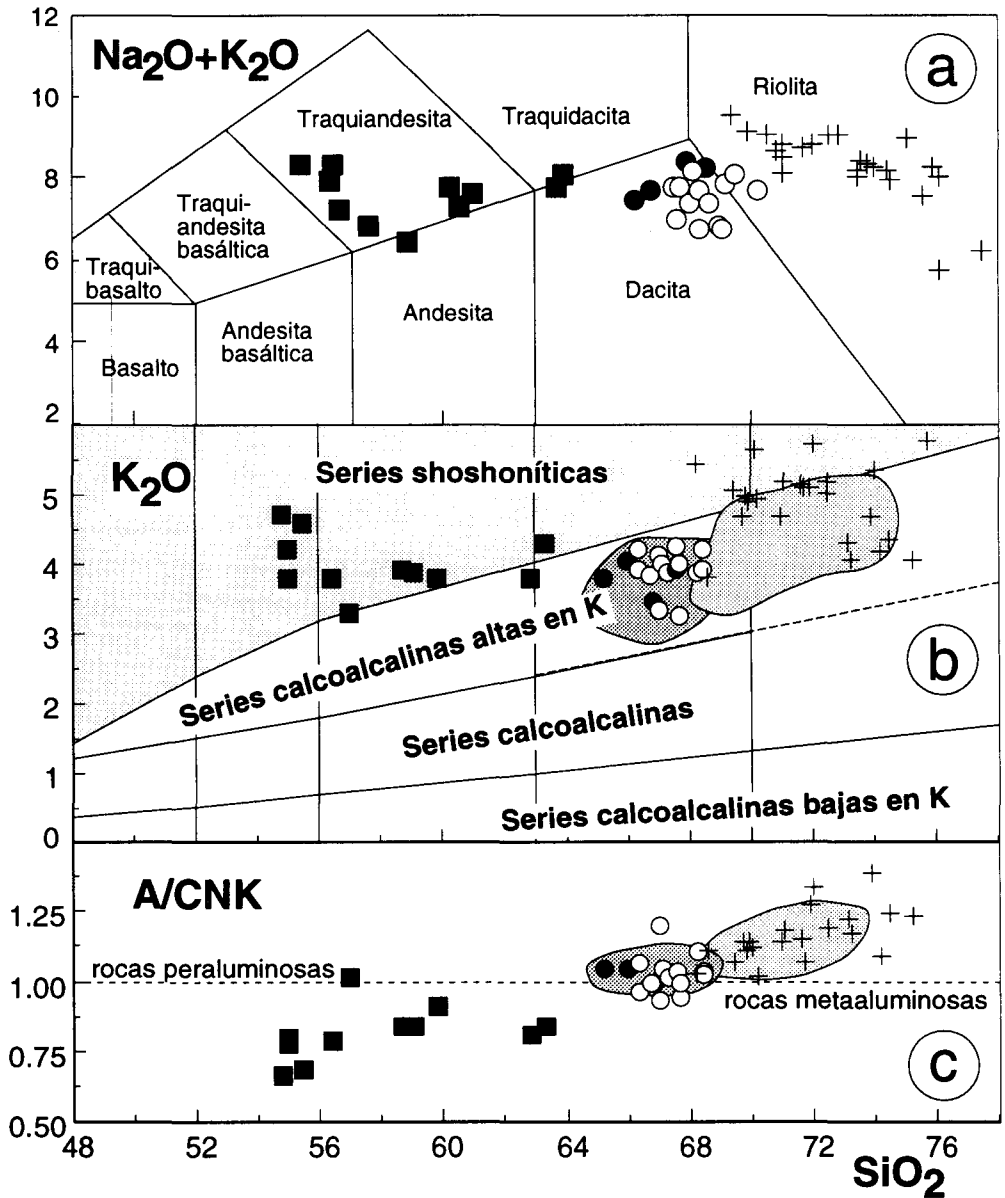


Fig. 3. (a) Diagrama de clasificación TAS (Le Maître; I.U.G.S., 1989). (b) Diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Peccerillo y Taylor, 1976). (c) Diagrama de variación A/CNK- SiO_2 para el complejo de diques y las dos unidades plutónicas principales del batolito de Los Pedroches. ■ Diques traquiandesíticos; ● diques dacíticos oscuros; ○ diques dacíticos claros; + diques riolíticos. Area sombreada oscura: unidad granodiorítica, área sombreada clara: unidad granítica.

nidos medios en ferromagnesianos ($O(;\text{X})$ $B_{(\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti})} = 92$ para los claros ; más altos, próxima a 100, en los oscuros) y elevados en potasio ($O(;\text{X})$ $K_2O = 3.9\%$) (TABLA I y Fig. 3). Estas rocas definen una asociación aluminó-cafémica de carácter calco-alcalino alta en K_2O (Figs. 2 y 3b). Las pautas de variación se caracterizan por un descenso en los contenidos en TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO con la diferenciación; el resto de elementos mayores no muestran variaciones bien definidas. Ba, Ni, Sr, V y Zn son compatibles mientras que el Rb es ligeramente incompatible. Los contenidos en TR son más bajos que en los diques traquiandesíticos ($\Sigma TR \approx 150$) y sus espectros normalizados son más ricos y más fraccionados en TRL ($La_N/Sm_N = 4.85-3.85$) que en TRP ($Gd_N / Yb_N = 2.46-2.33$), presentando una ligera anomalía negativa en Eu (Fig. 4b). La normalización de los datos químicos con respecto al ORG (PEARCE et al., 1984) ofrece distribuciones características de ambientes colisionales o de tipo arco volcánico andino (Fig. 4a).

DIQUES RIOLÍTICOS

Los diques riolíticos constituyen el grupo subvolcánico mejor representado a escala batolítica. La mayor parte presentan direcciones N 120–130 E y tendencia subvertical aunque excepcionalmente adoptan direcciones tendentes a N–S, variables entre N 150 E y N 170 E. Son tanto de tipo simple como múltiple y muy rara vez forman diques compuestos con magmas de afinidad dacítica. Su potencia varía entre 0.5 y 150 m y algunos diques simples, perfectamente individualizados, tienen entre 10–25 km de corrida.

Configuran varios enjambres filonianos lineales dispuestos en dirección N 120–130

E casi paralelos al eje mayor del batolito. El haz principal, compuesto por alrededor de 100 diques, se extiende a lo largo de 130 km y tiene una anchura variable entre 2 y 12 km. En algunas zonas los diques son tan numerosos que predominan sobre la roca de caja. Constituyen en estos casos bandas cartografiables, de hasta 1 km de anchura, en la que los diques múltiples son numerosos.

Están en general formados por rocas de textura porfídica, con fenocristales de cuarzo (1–5 mm), feldespato potásico (1–10 mm), plagioclasa (1–9 mm; albita) y biotita (0.3–4 mm) incluidos en una matriz afanítica a fanerítica de composición granítica con moscovita secundaria. Megacristales de feldespato potásico (1–9 cm) y de cuarzo (0.5–1.5 cm) son comunes en muchos diques. Circón, apatito y opacos (ilmenita) son los accesorios habituales. En función de sus características macroscópicas y texturales se pueden distinguir varios tipos de diques:

Pórfidos graníticos: contienen cantidades variables de feno y megacristales, a veces seriados, en el interior de una matriz granítica de grano fino con texturas micrográficas y mirmequíticas. En ocasiones, se observan estructuras fluidales definidas por la orientación de los feno–megacristales y/o bordes fríos de características similares a aquellas de los pórfidos riolíticos descritos a continuación.

Pórfidos riolíticos: variables proporciones de micro, feno y megacristales aparecen en una matriz afanítica o pueden incluso estar ausentes siendo entonces la roca una auténtica felsita. La matriz es de composición granítica y rica en moscovita secundaria de grano fino. Presentan a veces abundantes intercrecimientos esferulíticos de feldespato potásico y cuarzo. Ocasionalmente exhiben texturas fluidales representadas por la

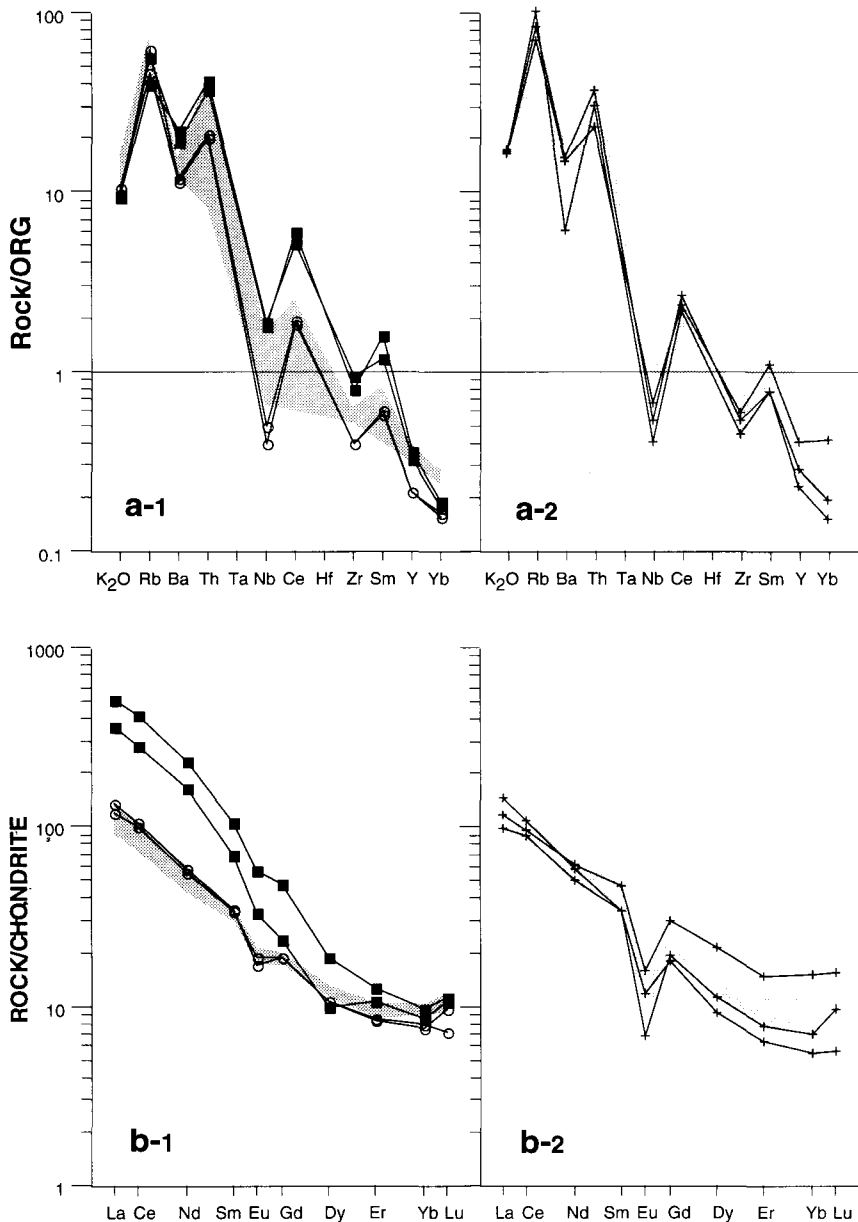


Fig. 4. Diagramas multielementales normalizados de los diferente litotipos del batolito de Los Pedroches. (a) Spiderdiagramas normalizados frente al ORG (PEARCE et al., 1984). (b) Diagramas de tierras raras normalizados a condriton (EVENSEN et al., 1978). ■ Diques traquiandesíticos; ● diques dacíticos oscuros; ○ diques dacíticos claros; + diques riolíticos. Área sombreada oscura: unidad granodiorítica, área sombreada clara: unidad granítica.

orientación de los micro a megacrystalos y/o bandas de diferente aspecto o composición de la matriz.

Pórfidos granofídicos o granófidos: feno y megacrystalos están incluidos en una matriz afanítica a fanerítica de grano fino, con desarrollo importante de texturas micrográficas, mirmequíticas y granofídicas. Esporádicamente presentan estructuras fluidales marcadas por la orientación de feno y megacrystalos.

Las diferencias texturales que presentan los diques contrastan con su homogeneidad química (TABLA I). Todos ellos pueden clasificarse como riolitas en el diagrama TAS (Fig. 3a) o granitos y adamellitas en el diagrama P-Q (Fig. 2b). Son peraluminosas ($O(\cdot;X) A/CNK > 1$), pobres en ferromagnesianos ($O(\cdot;X) B_{(Fe+Mg+Ti)} \approx 50$) y ricas en potasio ($O(\cdot;X) K_2O = 4.87\%$) (Fig. 3). Los diques riolíticos son los términos más aluminosos de una asociación aluminó-cafémica de carácter calco-alcalino alta en K_2O (Figs. 2 y 3b). TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO decrecen con la diferenciación mientras que el resto de los elementos mayores no muestran tendencias evolutivas bien definidas. Rb, Be, Li y Ga son incompatibles mientras que Ba, Sr, Zr, Y y V son compatibles. Los contenidos en TR no son muy diferentes de los de los diques dacíticos ($STR \approx 136$). Los espectros normalizados son más ricos y más fraccionados en TRL ($La_N/Sm_N = 2.48-4.32$) que en TRP ($Gd_N/Yb_N = 2-3.25$), mostrando una importante anomalía negativa en Eu (Fig. 4b). Los diagramas de elementos traza normalizados frente al ORG (PEARCE et al., 1984) son característicos de ambientes colisionales o de arco volcánico andino (Fig. 4a).

RELACIONES ESPACIO-TEMPORALES ENTRE EL COMPLEJO FILONIANO Y LAS INTRUSIONES PLUTÓNICAS

Los datos de campo y cartográficos muestran que existe una estrecha relación espacial entre los episodios filonianos considerados y el batolito de Los Pedroches. Los diques afloran solo en terrenos batolíticos y en la región de exocontacto, normalmente sin extenderse más allá de la aureola de metamorfismo térmico. Los diques traquiandesíticos y dacíticos afloran sólo en el plutón granodiorítico. El haz filoniano riolítico, más tardío, corta tanto al macizo granodiorítico como a los graníticos. Sin embargo, está espacialmente asociado a la unidad granítica, de tal forma que se atenúa y desaparece hacia el Oeste, igual que los plutones graníticos (Fig. 1).

Los datos de campo también apuntan una estrecha relación en el tiempo entre los diferentes episodios plutónicos y las intrusiones subvolcánicas. Los diques traquiandesíticos son en ocasiones sin-plutónicos con los magmas granodioríticos mientras que los dacíticos son posteriores. Sin embargo, ambos intruyen antes que los granitos y las relaciones de hibridación señaladas anteriormente acercan en el tiempo la intrusión de ambos tipos de diques.

Los diques riolíticos cortan a la unidad granítica pero están intruídos por diques de cuarzo y de aplitas relacionadas con el magmatismo batolítico. Estos diques cortan al plutón granodiorítico y al granítico de Cardeña, ambos de emplazamiento simultáneo, pueden haber sido inyectados de forma sincrónica con las intrusiones graníticas menores (Fig. 1) La intrusión prácticamente coetánea de granitos y diques riolíticos está

marcada por el hecho de que, en algunas zonas, los diques atraviesan el contacto granodioritas–granitos pero desaparecen hacia las zonas internas de la intrusión granítica (e.g., bordes oriental y occidental del plutón del Cerro Mogabar; Fig. 1)

Las dataciones radiométricas efectuadas sobre el complejo filoniano de Los Pedroches han sido realizadas sobre los diques riolíticos. Estos datos no son muy precisos y muestran además bastante variación: 315 ± 15 Ma (K–Ar, BELLON et al., 1979) y 295 ± 18 Ma (Rb–Sr, DEFALQUE et al., 1992). No obstante, como se ha mencionado anteriormente, estos diques son prácticamente sincrónicos con algunos de los macizos graníticos emplazados a 300 ± 6 Ma (FERNANDEZ RUIZ et al., 1990). Los diques traquiandesíticos y dacíticos tienen una edad comprendida entre 307 ± 2 Ma, edad del plutón granodiorítico (CUETO et al., 1991) y 300 ± 6 Ma, edad de los plutones graníticos (FERNANDEZ RUIZ et al., 1990).

Estos datos y los datos de campo antes mencionados sugieren que la actividad plutónica y subvolcánica está restringida a épocas carboníferas y tiene lugar durante un periodo de tiempo relativamente corto. El magmatismo, intrusiones plutónicas y diques, puede estar por tanto controlado por un único episodio tectónico.

COMPARACIÓN ENTRE LAS CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS Y GEOQUÍMICAS DE LOS DIQUES Y DE LAS ROCAS PLUTÓNICAS

Los diques traquiandesíticos no tienen un equivalente plutónico a escala batolítica. Inicialmente, podrían representar un magma de origen mantélico de naturaleza subcalina

(o monzonítica). Este magma puede estar más o menos diferenciado y/o hibridado en alguna medida con el fundido granodiorítico huesped y / o con fundidos dacíticos en los diques compuestos. Algunos enclaves microgranulares máficos característicos de la unidad granodiorítica pueden ser cogenéticos con estos diques.

Los diques dacíticos presentan una mineralogía granodiorítica banal, con biotita como máfico dominante y apatito, circón, ilmenita, anfíbol, esfena y allanita como minerales accesorios. La unidad granodiorítica está compuesta por rocas que tienen esta misma mineralogía, pero además, la composición química de la plagioclasa, biotita y anfíbol es prácticamente igual a la de los diques dacíticos (CARRACEDO, 1991). Las fases fenocristalinas de los diques dacíticos son, salvo raros casos, de un tamaño de grano similar al que presentan las mismas fases minerales en las granodioritas, hasta el punto que, las dacitas que tienen una relación fenocristales / matriz elevada, son de visu prácticamente indistinguibles de las granodioritas. El notable parecido mineralógico se manifiesta también en la geoquímica de roca total y ambos tipos de rocas son similares a nivel de elementos mayores, trazas y TR (Figs. 2, 3 y 4). Todos estos hechos sugieren que los dos tipos de rocas deben ser cogenéticas y posiblemente comagmáticas. Ellas deben proceder del mismo magma solidificado a diferentes velocidades de enfriamiento, más rápido en el caso de los diques dacíticos emplazados a lo largo de fracturas y más lento para el plutón granodiorítico.

Los diques riolíticos son también desde el punto de mineralógico, textural y geoquímico muy parecidos a las rocas de la unidad granítica (Figs. 2, 3 y 4). Su relación

isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7060; DEFALQUE et al., 1992) está próxima a aquellas de las rocas de la unidad granítica. Estos hechos sugieren un posible comagmatismo de los diques riolíticos y las intrusiones graníticas en el batolito de Los Pedroches.

La amplia variedad mineralógica y composicional de los diques dacíticos y riolíticos, el total solapamiento mineralógico y composicional con las facies plutónicas principales y, la presencia de diques múltiples y compuestos sugiere que estos diques están relacionados y conectados genéticamente con las intrusiones plutónicas. Los diques son alimentados progresivamente desde los centros plutónicos y su variación composicional refleja los procesos de diferenciación magmática que se desarrollan en dichos centros. La presencia de diques shoshoníticos (y probablemente lamprofídicos ¿?) sugiere la participación mantélica en la génesis del batolito.

MODELO DE EMPLAZAMIENTO DE LOS DIQUES

En campos filonianos controlados por fallas y zonas de cizalla, el magma puede explotar fracturas tensionales (V), en cuyo caso los diques se disponen paralelos al máximo esfuerzo compresivo, y/u otro tipo de fracturas (T, R, R', P; SANDERSON y MARCHINI, 1984), en cuyo caso los diques pueden presentar orientaciones oblicuas a las direcciones principales de esfuerzo.

El emplazamiento tardi-postcolisional del batolito de Los Pedroches está controlado por una zona de cizalla de dirección N 120–130 E, transtensiva y dextra de escala crustal que, se manifiesta en superficie en la existencia de diversas zonas de cizalla que defor-

man fundamentalmente el borde norte del batolito. La más importante de dichas zonas, denominada Falla de Conquista (CARRACEDO et al., 1994; ARANGUREN et al., 1995, 1997), deforma al plutón granodiorítico y está cortada por las intrusiones graníticas (plutones de El Guijo, Cerro Mogábar y Cardeña). No obstante, la situación transtensional se mantiene en el tiempo y bandas de cizalla menores que muestran indicadores cinemáticos idénticos a la Falla de Conquista, deforman tanto a los plutones graníticos como a los diques riolíticos más tardíos.

El régimen transtensional se mantiene entonces durante la intrusión y enfriamiento de las dos unidades plutónicas, que se inicia con el emplazamiento del magma granodiorítico, y debe controlar también la inyección de los diques (Fig. 1).

Los diques traquiandesíticos, integrados junto con los dacíticos en haces lineales de dirección variable entre N 15 E y N 30 O que cortan sólo al plutón granodiorítico, se forman por la inyección de fundidos shoshoníticos a favor de fracturas Riedel de tipo R', asociadas a la zona de cizalla principal. Parte de estas fracturas se generan antes de la completa solidificación del magma granodiorítico, con el cual estos diques son en ocasiones sin-plutónicos. Después, se emplazan los magmas dacíticos a favor del mismo tipo de fracturas, e incluso a favor de las mismas. Probablemente el emplazamiento de estos fundidos en el actual nivel de erosión se realiza cuando la granodiorita huésped está ya consolidada pero en algunos casos, tal como sugiere la ausencia de bordes fríos en algunos diques, todavía a elevadas temperaturas. La intrusión de los magmas traquiandesíticos debe no obstante proseguir incluso durante el emplazamiento de

los dacíticos. En algunos diques compuestos la inyección de estos últimos es sólo algo más tardía, aunque prácticamente coetánea con la intrusión de los primeros, mostrando ambos magmas evidencias de mezcla.

Las fracturas Riedel de tipo R' asociadas a zonas de cizalla se forman de manera simultánea o justamente antes que las fracturas de Riedel de tipo R. Sin embargo, debido al elevado ángulo que forman las R' con la zona de cizalla, se hacen poco operativas y son sustituidas por fracturas R (TCHALENKO, 1970). A medida que avanza la deformación y las fracturas R' son sustituidas por las R, los procesos de diferenciación hacen que la composición del magma en los centros plutónicos varíe de modo contínuo desde composiciones granodioríticas a adamellíticas y finalmente graníticas. Los magmas diferenciados ocupan las nuevas fracturas que se generan en zonas ya consolidadas del batolito a medida que se forman.

Los diques riolíticos se forman por la inyección de los fundidos graníticos, diferenciados del magma granodiorítico (dacítico), a favor de fracturas Riedel tipo R desarrolladas en el plutón granodiorítico y en zonas de borde o de cúpula, ya solidificadas, de los plutones graníticos (Fig. 1), de forma más tardía que las R'.

CONCLUSIONES

Los diques que forman el complejo filoniano asociado al batolito de Los Pedroches son principalmente de composición traquiandesítica, dacítica y riolítica.

Las relaciones de campo, y los datos petrográficos, mineralógicos y geoquímicos sugieren que los diques dacíticos y el plutón granodiorítico son cogenéticos y, probablemente, comagmáticos. Una conclusión similar puede ser deducida para los diques riolíticos y los plutones graníticos. Los diques traquiandesíticos no tienen un equivalente plutónico aunque algunos enclaves microgranulares máficos incluidos en las facies granodioríticas puedan ser probablemente cogenéticos con estos.

La disposición cartográfica de los tres tipos de diques y sus relaciones de campo con los granitoides huéspedes pueden ser reflejo de la explotación por el magma de fracturas riedel desarrolladas en un régimen tectónico transtensional dextro. Este régimen debe ser activo durante el emplazamiento de todo el batolito de los Pedroches y afectar tanto a las rocas huéspedes como a los magmas que progresivamente se van consolidando.

La orientación y estructura de los enjambres filonianos refleja en ocasiones el campo de esfuerzos que actúa durante el emplazamiento de las intrusiones plutónicas asociadas y puede, en esos casos, utilizarse como un indicador de paleoesfuerzos y trazador cinemático.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los Proyectos de Investigación UPV 130.310-EA 090/95 y UPV 130.310-EB207/96.

BIBLIOGRAFÍA

- ABALOS, B. Y DIAZ CUSI, J. (1995). Correlation between seismic anisotropy and major geological structures in SW Iberia: A case study on continental lithosphere deformation. *Tectonics*, 14, 4: 1021-1040.
- ALEXANDER, R. J. y HARPER, G. D. (1992). The Josephine ophiolite: an ancient analogue for slow-to intermediate-spreading oceanic ridges. In *ophiolites and their modern oceanic analogues*. Parson, L.M.; Murton, B. J. y Browning, P. (eds), Geological Society Special Publication, 60: 3-38.
- ALONSO OLAZABAL, A.; CARRACEDO, M.; LARREA, F.J. y ARANGUREN, A. (en prensa). Caracterización del plutón granodiorítico de Los Pedroches en su sector noroccidental (Comarca de La Serena, Badajoz). *Geogaceta*.
- ANDERSON, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain*, 2nd ed., 206 p. Oliver and Boyd, Edinburgh.
- ARANGUREN, A.; CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; CUEVAS, J. y TUBÍA, J.M. (1995). The Los Pedroches batholith: an example of magma emplacement in a transtensional setting. *Terra abstracts, Abstract supplement 1 to Terra Nova*, 7, 138.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. y TUBÍA, J.M. (1997). The Los Pedroches batholith (Variscan Belt of Southern Spain): Polyphase interplay between shear zones and granites in a transtensional setting. In J.L. Bouchez, D. Hutton and W.E. Stephens, Ed., *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, London, 215-229.
- BARBARIN, B. (1990). Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 22-238.
- BELLON, H.; BLACHERÉ, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, C.; PIXSAUT, C.; HERTRICH, B.; PROST DAME, V.; ROSSI, P.; SIMON, D. y TAMAIN, G. (1979). Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadoméo-variscides du sud-est hispanique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 21: 113-120.
- CARRACEDO, M.; ORTEGA CUESTA, L.A.; GIL IBARGUCHI, J.I. y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1989). Aportación a la geoquímica de tierras raras en el batolito de Los Pedroches (Córdoba-España). *Studia Geologica Salmanticensis*, Vol. Esp. 4: 93-104.
- CARRACEDO, M.; EGUILUZ, L.; GIL IBARGUCHI, J.I. y TIJERO, F. (1990). Cartografía, petrología y geoquímica del plutón del Cerro Mogábar, batolito de Los Pedroches (Córdoba-España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 15: 105-118.
- CARRACEDO, M. (1991). *Contribución al estudio del batolito de Los Pedroches: cartografía, petrología y geoquímica del batolito de Los Pedroches en las hojas de El Viso, Pozoblanco, Villanueva de Córdoba y Fuencaliente (provincia de Córdoba)*, 443 pp. Tesis, Universidad del País Vasco.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1994a). El haz lineal filoniano granítico-adamellítico N120-130E asociado al batolito de Los Pedroches. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19: 305-317.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. y TUBÍA, J.M. (1994b). La falla de Conquista: una zona de cizalla dúctil transtensiva asociada al emplazamiento del batolito de Los Pedroches. *XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do NO Península, Resúmenes*: 51-53.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ORTEGA, L.A. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996). The Dyke swarms associated with the Los Pedroches batholith (Iberian Massif): their relations to the latest Variscan stress field variations. In D. Demaiffe (ed). *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust*. A volume dedicated to Professor Jean Michot, 1996, 261-276, Université Libre de Bruxelles, Royal Museum for Central Africa (Tervuren).
- CASTRO, A. (1986). Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology*, 8, 6: 633-645.
- CASTRO, A. (1990). Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith). Petrogenetic significance. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3: 7-21.
- CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J.; LASALA, M.J.; QUESADA, C. y REYES, J. (1991). Aportación de dataciones Rb-Sr al estudio del batolito de Los Pedroches en la transversal de Pozoblanco. *Resúmenes IV Congreso Nacional de Geoquímica*, Soria.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 13-149.

- DEFALQUE, G.; DEMAÏFFE, D.; DUMONT, P. y LALIEUX, Ph. (1992). Le batholite de Los Pedroches (Sierra Morena). Etudes cartographique, pétrographique, géochimique, géochronologique et métallogénique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 115-1: 77-89.
- DELANEY, P.T.; POLLARD, D.D.; ZIONY, J.I. y McKEE, E.H. (1986). Field relation between dikes and joints: emplacement process and paleostress. *J. Geophys. Res.*, 91 (85): 4920-4983.
- DIEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y LODEIRO, F. (1990). Central Iberian Zone: Autochthonous Sequences-Structure. In R.D. Dallmeyer and Martínez García, E., Ed., *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 172-188. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.
- DONAIRE, T. (1995). *Petrología y geoquímica de rocas granitoides y enclaves asociados del batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico)*, 232 pp. Tesis, Universidad de Huelva, Huelva, España.
- EVENSEN, M.M.; HAMILTON, P.J. y O' NIONS, R.K. (1978). Rare Earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42: 1199-1212.
- FERNANDEZ RUIZ F. J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. y QUESADA, C. (1990). El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 15: 89-103.
- HIBBARD, M.J. (1995). *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey, 587 pp.
- HUERTAS, M.J. y VILLASECA, C. (1994). Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du système central espagnol: les essaïms filoniens calco-alcalins. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 74: 383-401.
- HUTTON, D.H.W. (1992). Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 377-382.
- HUTTON, D.H.W. y McERLEAN, M. (1991). Silurian and Early Devonian sinistral deformation of the Ratagain granite, Scotland: constraints of the age of Caledonian movements on the Great Glen fault system. *Journal of the Geological Society*, London, 148: 1-4.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; GIL IBARGUCHI, J.I.; FERNANDEZ, F.J. y ORTEGA, L.A. (1992). Petrología y geoquímica del plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (batolito de Los Pedroches). *Cuadernos Lab. Xeolóxico de Laxe*, 17: 209-222.
- LeMAITRE, R.W., ed. (1989). *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Recommendations of the I.U.G.S.*, 193 pp. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92
- PARKER, A.J.; RICKWOOD, P.C. y TUCKER, D.H. (1990). *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. 541 pp, A. A. Balkema, Rotterdam.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 4: 956-983.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calk-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- PITCHER, W.S. (1993). *The nature and origin of granite*, 321 pp. Blackie Academic & Professional, Chapman & Hall, London.
- QUESADA, C.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P.; OSBORNE, J.; LARREA, F.J.; BAEZA, L.; BAÑON, L. y de la CRUZ, E. (1987). *Mapa Geológico de Extremadura*, 131 pp. Consejería Industria Energía, Junta Extremadura.
- RODRIGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA, M. y ORTEGA, E. (1990). *Mapa Geológico de España, Hoja 1: 50.000, Hinojosa del Duque, Memoria*, 57 pp, ITGE, Madrid.
- ROBARDET, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *C.R. Académie des Sciences*, Paris, 283, D: 999-1002.
- ROMAN BERDIEL, M.T. (1994). *Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux: modèles analogiques et exemples naturels*, 247 pp. Thèse Université de Rennes 1.
- SANDERSON, D.J. y MARCHINI, V.R.D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- TCHALENKO, J.S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 1625-1640.
- WILSON, G. (1970). Wrench movements in the Aristarchus region of the moon. *Proceedings of the Geologists Association*, 81: 595-608.

Recibido: 29/7/97

Aceptado: 10/11/97