

Les derniers cycles magmatiques postheryniens du système central espagnol : les essaims filoniens calco-alcalins = The last post-Variscan magmatic activity in the Spanish Central System : calc-alkaline dyke swarms

Autor(en): **Huertas, María José / Villaseca, Carlos**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **74 (1994)**

Heft 3

PDF erstellt am: **22.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-56354>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du système central espagnol: les essaims filoniens calco-alcalins

The last post-Variscan magmatic activity in the Spanish Central System: calc-alkaline dyke swarms

by *María José Huertas*¹ et *Carlos Villaseca*¹

Abstract

Post-orogenic dyke swarms were emplaced within the middle Iberian Variscan range. The main East-West trending dyke swarms are composed of tonalite to leucogranite porphyries and associated basic dykes ranging from gabbro to quartzdiorite. Afterwards, two other dyke injection episodes occurred with similar characteristics. The last dyke intrusion is composed of more silica-depleted rocks varying from gabbro and monzogabbro to monzogranite s.s.

The first three main dyke swarms comprise acid-basic associations (granite porphyry and microdiorite dykes) and show calc-alkaline chemical trends, the more felsic types being peraluminous. The last magmatic episode yields more alkaline affinities and a shoshonitic tendency (monzonitic calc-alkaline series), with higher abundances of LILE (Sr, Ba, Rb), REE and HFSE (Nb, Zr, Th, Y).

The post-orogenic calc-alkaline and shoshonite magmatic suites have originated in extensional environments. Mantle-derived basic magmas were trapped in anatectic crustal levels and interacted with granitic partial melts, which produced mixed acid-basic dyke complexes. Dyke swarm emplacement could be related to the geochemically similar Permian volcanic formations exposed in the vicinity.

Keywords: dyke swarm, mineral chemistry, geochemistry, mantle-crust interaction, extension, Central Iberian Chain.

Résumé

Le secteur central de la Chaîne Hercynienne Ibérique est traversé par plusieurs générations d'injections filoniennes post-orogéniques. L'ensemble principal correspond à des essaims filoniens E-W, formés par des porphyres tonaliti-ques à leucogranitiques, et, dans moindre proportion de filons basiques (gabbros et diorites-quartziques). Deux épisodes intrusifs ultérieurs présentent des caractéristiques pétrologiques similaires. Enfin, un dernier épisode filonien se singularise par la mise en place de magmas dont la tendance évolutive générale se rapproche de celle des séries monzonitiques. Ces filons formant une suite de gabbros et monzo-gabbros jusqu'à de monzo-granites.

Les caractères chimiques de ces réseaux filoniens dessinent des associations bimodales avec des termes acides dominants (porphyres granitiques) et termes basiques subordonnés (microgabbros s.l.) sont de compositions calco-alcalines riches en K₂O avec prédominance de magmas granitiques peralumineux. Le système filonien plus récent montre des caractères plus alcalins, dont les termes basiques se placent dans un champ de composition calco-alcaline monzonitique. Ainsi cet ensemble est très riche en K₂O, en LILE (Sr, Ba, Rb), REE et HFSE (Nb, Zr, Th, Y).

Tous ces épisodes intrusifs filoniens sont mis en place dans un contexte tectonique en extension. L'ascension des magmas basiques d'origine mantellique s'est arrêtée dans la croûte anatectique au niveau des chambres magmatiques granitiques.

Ce magmatisme est probablement à rapprocher du volcanisme Permien, qui apparaît dans les régions voisines et présente des caractères géochimiques très semblables à ceux des filons calco-alcalins.

¹ Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. E-28040 Madrid, Spain.

Introduction

Les formations plutoniques et métamorphiques qui constituent le secteur central de la Chaîne Hercynienne Ibérique sont recoupées par un cortège filonien, correspondant à un magmatisme bimodal acide-basique, mis en place en au moins quatre épisodes successifs. Ces essaims de dykes, clairement post-orogéniques, ont fait intrusion assez longtemps après les périodes compressives hercyniennes. Ils sont d'âge post-Permien Inférieur car ils recoupent des granites de cet âge, comme les plutons de Cabeza Mediana, La Cabrera, Navas del Marqués, Manzanares el Real et de La Granja, mis en place entre 290 et 276 Ma (VIALETTE et al., 1981; IBARROLA et al., 1987; CASILLAS et al., 1991). Ces réseaux filoniens sont eux-mêmes recoupés par des filonnets épi-syéni-tiques d'âge Triasique (CASQUET et al., 1991) et par des filons alcalins et tholéitiques d'âge Triasique ou Jurassique (SCHERMERHORN et al., 1978; VILLASECA et NUEZ, 1986). L'âge de ce magmatisme subvolcanique est donc essentiellement fini-Carbonifère à Permien, car une détermination géochronologique récente (isochrone Rb/Sr d'un filon E-W du secteur étudié) a donné un âge de 296 ± 3 Ma (GALINDO et al., in press).

Le magmatisme post-hercynien est principalement représenté par quatre puissants essaims E-W, constitués, chacun, par une douzaine de filons subparallèles qui peuvent être suivis sur 50 à 60 km (Fig. 1). Les roches acides sont largement prédominantes en volume (> 90%). Les essaims sont formés d'une alternance de filons de granitoïdes (porphyres tonalitiques à leucogranitiques) de 5 à 20 m de puissance en moyenne, et dans une moindre proportion, de filons basiques (gabbros et diorites quartziques) de 0.5 à 2 m d'épaisseur. Les magmas basiques ont pu faire intrusion par les mêmes conduits que les magmas granitiques, donnant lieu à la formation de filons mixtes ou composites avec parfois des phénomènes d'hybridation (VILLASECA et HUERTAS, 1988).

Après cet épisode principal d'orientation E-W, se mettent en place au moins deux autres ensembles magmatiques dont les caractéristiques pétrographiques et géochimiques sont similaires. De moindre importance volumétrique, les filons acides et basiques sont de direction N-S ou bien N 120-140 E pour les filons leucogranitiques (Fig. 1). Les rares points d'intersection montrent leur âge plus récent que celui des essaims précédents.

Le dernier épisode magmatique post-hercynien reconnu dans cette région correspond à l'intrusion d'un essaim filonien de direction N-45°E, concentré dans le secteur central de la Sierra de

Guadarrama (Fig. 1). Ces dykes marquent un changement important dans la composition des magmas émis, car ils sont de composition calco-alcaline plus riche en K_2O (HUERTAS, 1990). Les roches qui constituent l'association présentent des compositions gabbroïques et monzogabbroïques pour les termes basiques et granitiques pour les termes acides. L'âge des filons les plus tardifs serait à peu près de 245 ± 7 Ma, d'accord avec les récentes estimations radiométriques K/Ar obtenues sur roche totale (GALINDO et al., in press).

Certains systèmes filoniens ont été décrits succinctement lors de travaux généraux sur le plutonisme tardi-hercynien de la Sierra de Guadarrama (APARICIO et al., 1975; BRANDEBOURGER, 1984). HUERTAS (1990) a réalisé l'étude systématique de ce magmatisme post-orogénique d'affinités calco-alcalines variées et montré que l'essaim filonien tardif est assimilable à une suite calco-alcaline monzonitique suivant la nomenclature de LAMEYRE et BOWDEN (1982). L'objet du présent travail est de préciser le contexte géodynamique, la pétrographie et la géochimie des différents épisodes filoniens du Système Central Espagnol afin d'enrichir l'information sur le magmatisme hypovolcanique post-orogénique de la Chaîne Hercynienne Européenne (BARGOSI et al., 1979; D'AMICO et FRANCESCHINI, 1985; ENRIQUE, 1985; FUMEY-HUMBERT et al., 1986; BELLON et al., 1988; BORIANI et al., 1990).

Cadre tectonique du magmatisme filonien

La mise en place des filons calco-alcalins tardifs est liée au fonctionnement en plusieurs étapes de méga-fractures distensives, suivant un mécanisme qui reste encore mal connu. Selon l'un des modèles tectoniques envisagés, l'emplacement des filons serait lié à des fractures listriques transcurrentes de même direction E-W (DOBLAS et al., 1988; DOBLAS, 1991). L'ouverture des fractures distensives, conduits du magmatisme filonien, aurait été contrôlée par «la cassure du bombement crustal et le réajustement isostatique le long de détachements extensifs tardi-hercyniens» (DOBLAS et al., 1988). Toutefois, ce modèle ne rend pas compte de la rareté des failles appartenant à cet épisode, ainsi que de la faible extension de tels accidents tectoniques dans la Région Centrale Espagnole, toujours inférieure à celle des réseaux filoniens étudiés.

Nous pensons que la grande étendue couverte par les essaims filoniens E-W (jusqu'à une centaine de kilomètres) s'explique mieux par un modèle faisant appel à des fractures distensives, liées à un système de failles transcurrentes de direction

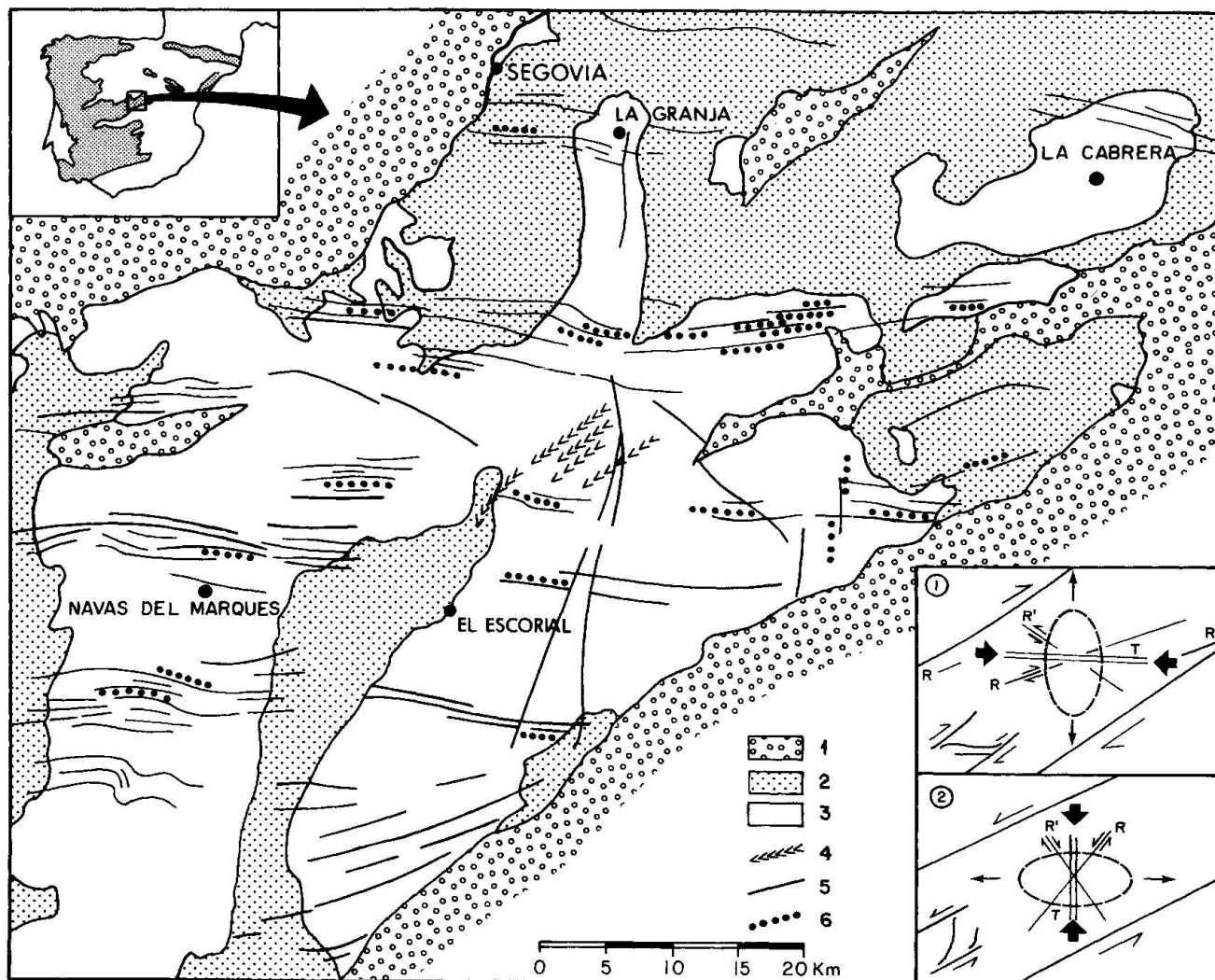


Fig. 1 Carte géologique des essais filoniens du secteur oriental du Système Central Espagnol. 1) Roches sédimentaires post-paléozoïques. 2) Plutons de granitoïdes. 3) Roches métamorphiques. 4) Filons monzonitiques. 5) Filons de porphyres granitoïdes. 6) Filons microdioritiques.

Schéma tectonique de mise en place des filons selon des mouvements transcurrents (tiré de SYLVESTER, 1988): 1) Génération de failles E-W résultant de compressions E-W lors de cisaillements dextres et 2) génération de failles N-S résultant de compressions N-S lors de cisaillements sénestres.

N-45°E. Ce réseau de fractures tardi-orogéniques a affecté de manière importante le massif hercynien et limite le Système Central Espagnol. Les grandes failles crustales tardi-hercyniennes ont joué à plusieurs reprises, et dans des sens différents (UBANELL, 1981), ce qui pourrait expliquer les changements de direction montrés par les systèmes filoniens (schéma tectonique Fig. 1). Les intrusions filoniennes et les failles transcurrentes N-45°E sont contemporaines, comme l'ont montré UBANELL (1981) et UBANELL et DOBLAS (1987).

Un modèle très semblable a été appliqué par BIXELL (1988) et DEBON et ZIMMERMANN (1993) au volcanisme Permien des Pyrénées, dont le do-

maine est lui aussi limité par des failles transcurrentes. CASQUET et al. (1988) ont noté la coïncidence entre les traits structuraux des champs filoniens et les grands cisaillements intracontinentaux définis pour les temps tardi-hercyniens dans le secteur sud de l'Europe, par ARTHAUD et MATTE (1975).

Au cours du Permien, les changements et/ou les inversions du champ de contraintes ont induit des cisaillements d'abord dextres puis sénestres (UBANELL, 1981; BONIN, 1988). Une telle évolution du mouvement le long des décrochements peut expliquer l'existence de plusieurs générations filoniennes d'orientations différentes.

Tab. 1 Analyses chimiques représentatives des plagioclases des roches filoniennes.

Echant.	Porphyres granitoïdes		Microdioritiques		Porphyres monzonitiques		
	76704	79589	79103	83607	81273	83883	84619
SiO ₂	59.44	67.63	54.11	56.39	52.01	61.25	67.51
TiO ₂	0.02	0.00	0.04	0.22	0.07	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	25.47	20.10	28.99	27.03	29.67	24.76	20.29
FeO	0.04	0.08	0.21	0.71	0.46	0.20	0.00
MnO	0.13	0.05	0.01	0.09	0.58	0.03	0.00
MgO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09	0.02	0.00
CaO	7.44	0.52	11.88	9.66	13.02	6.14	0.56
Na ₂ O	7.11	11.07	4.95	5.89	3.58	7.08	11.24
K ₂ O	0.19	0.10	0.10	0.05	1.04	0.75	0.22
Total	99.87	99.55	100.29	100.04	100.52	100.24	99.82
Formule structurale sur la base de 32 oxygènes							
Si	10.65	11.91	9.76	10.17	9.44	10.94	11.83
Ti	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Al	5.38	4.17	6.17	5.74	6.34	5.21	4.19
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.00	0.11	0.00	0.03	0.00
Mn	0.02	0.01	0.00	0.01	0.09	0.01	0.00
Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Ca	1.42	0.10	2.29	1.87	2.53	1.18	0.11
Na	2.47	3.78	1.73	2.06	1.26	2.45	3.82
K	0.04	0.02	0.02	0.01	0.24	0.17	0.05
Total	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Ab	62.55	96.93	42.74	52.30	31.23	64.59	96.07
Or	1.33	0.56	0.56	0.26	5.99	4.47	1.28
An	36.12	2.51	56.70	47.43	62.77	30.94	2.64

Tab. 2 Analyses chimiques représentatives des biotites des roches filoniennes.

Echant.	Porphyres granitoïdes				Microdioritiques		Porphyres monzonitiques		
	80173	80523	80652	81272	79103	82559	81273	9038	81274
SiO ₂	37.33	37.20	37.42	35.14	38.30	37.65	40.17	38.13	37.53
TiO ₂	3.38	1.51	0.63	3.60	3.30	3.07	4.13	4.01	5.08
Al ₂ O ₃	15.16	17.42	19.97	17.60	15.15	15.11	12.83	12.69	12.88
FeO	22.12	20.35	22.99	22.39	15.43	17.10	18.27	17.28	20.90
MnO	0.32	0.35	0.08	0.48	0.21	0.22	0.01	0.10	0.27
MgO	9.83	10.05	5.35	6.42	14.40	12.59	10.29	14.67	11.51
CaO	0.06	0.00	0.00	0.01	0.09	0.04	0.73	0.03	0.06
Na ₂ O	0.11	0.02	0.00	0.06	0.18	0.02	0.38	0.18	0.18
K ₂ O	9.28	9.65	9.28	9.63	9.47	9.60	9.33	8.90	8.69
Total	97.59	96.55	95.64	95.33	96.53	95.40	96.14	95.99	97.10
Formule structurale sur la base de 22 oxygènes									
Si	5.62	5.61	5.71	5.45	5.64	5.67	6.02	5.71	5.65
Ti	0.38	0.17	0.07	0.42	0.36	0.35	0.46	0.45	0.57
Al	2.69	3.10	3.59	3.22	2.64	2.68	2.26	2.24	2.29
Fe	2.79	2.57	2.93	2.91	1.90	2.15	1.14	2.16	2.63
Mn	0.04	0.04	0.00	0.06	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03
Mg	2.21	2.26	1.22	1.49	3.16	2.83	2.30	3.27	2.58
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.12	0.00	0.01
Na	0.03	0.01	0.00	0.02	0.06	0.01	0.10	0.05	0.05
K	1.78	1.84	1.81	1.91	1.84	1.78	1.78	1.70	1.67
Total	15.55	15.60	15.33	15.48	15.57	15.58	15.32	15.59	15.48

Tab. 3 Analyses chimiques représentatives des amphiboles des roches filoniennes.

Echant.	Filons microdioritiques			Porphyres monzonitiques			
	79103	84617	82559	83882	83882	83882	79560
SiO ₂	44.14	42.84	45.26	39.70	40.56	40.18	39.38
TiO ₂	2.44	3.18	2.30	5.54	5.53	5.05	5.20
Al ₂ O ₃	12.00	11.44	11.04	12.38	12.37	11.43	11.51
FeO	14.78	13.59	13.92	13.68	12.62	17.11	17.05
MnO	0.29	0.15	0.25	0.19	0.17	0.15	0.25
MgO	11.61	13.12	12.33	12.69	12.50	10.00	9.20
CaO	10.98	10.98	11.23	10.72	10.57	9.74	10.63
Na ₂ O	1.37	2.40	1.25	2.31	2.27	2.20	1.97
K ₂ O	0.33	0.41	0.37	1.26	1.05	1.22	1.41
Total	97.94	98.11	97.95	98.47	99.65	97.08	96.60
Formule structurale sur la base de 13 cations sans CNK							
Si	6.37	6.20	6.52	5.80	5.95	6.02	6.02
Ti	0.26	0.35	0.25	0.61	0.61	0.57	0.60
Al	2.04	1.96	1.87	2.13	2.14	2.02	2.07
Fe ³⁺	0.84	0.78	0.70	0.80	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.95	0.86	0.97	0.87	1.55	2.14	2.18
Mn	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Mg	2.50	2.83	2.65	2.77	2.73	2.23	2.10
Ca	1.70	1.70	1.73	1.68	1.66	1.56	1.74
Na	0.38	0.67	0.35	0.65	0.65	0.64	0.58
K	0.06	0.08	0.07	0.23	0.20	0.23	0.27
Total	15.13	15.45	15.14	15.56	15.51	15.41	15.59
N° Mg	0.81	0.77	0.73	0.76	0.64	0.51	0.49

Pétrographie des filons

La composition des minéraux des roches filoniennes a été déterminée à la microsonde électronique de Clermont-Ferrand, France (Camebax). Les tableaux 1 à 5 regroupent quelques données analytiques significatives. Pour les amphiboles et les biotites la teneur en Fe³⁺ a été estimée suivant la méthode d'AFIFI et ESSÈNE (1988), avec en plus le calcul de BRUYIN et al. (1983) pour la biotite. La teneur en Fe³⁺ pour cette dernière est toujours peu significative (< 10% Fe total), c'est pourquoi ces valeurs ne figurent pas dans le tableau 2. Le calcul des termes finaux des pyroxènes a été réalisé comme bien avant CAWTHORN et COLLERSON (1974).

LES FILONS CALCO-ALCALINS

La composition des filons acides calco-alkalins varie entre des termes granodioritiques et leucogranitiques, les types tonalitiques étant rares. Les textures sont toujours porphyriques, avec un indice de porphyrisme (I.Por. = vol. phénocristaux / vol. total) variant entre 25 et 50%. La composition minéralogique comprend essentiellement:

quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite, d'où le terme général de porphyres quartzifères qui peut être appliqué à ces roches.

Les porphyres granodioritiques et les rares termes tonalitiques possèdent des phénocristaux de quartz, de plagioclase zoné (An₅₇-An₃₅) (HUERTAS, 1990), de ferrotite dont la composition évolue entre les pôles annite et sidérophyllite, avec des rapports Fe/(Fe + Mg) compris entre 0.50 et 0.76, et de magnésio-hornblende hastingsitique, plus rare (Fig. 2a). Ces phénocristaux sont inclus dans une matrice où apparaît en outre du feldspath potassique interstitiel. Les minéraux accessoires les plus usuels sont: l'ilménite, l'apatite, le zircon, le sphène et, exceptionnellement, l'allanite.

Les filons granitiques les plus hyperalumineux peuvent renfermer des cristaux de cordiérite, de grenat (Alm₃₈₋₂₆Sps₅₂₋₆₅Grs₇₋₈) ou d'andalousite. Les minéraux accessoires de ces filons sont: l'apatite, le zircon, l'ilménite et la monazite, plus rare.

Les filons basiques qui accompagnent les porphyres granitoïdes comprennent des types gabbroïques, dioritiques, quartz-dioritiques, et, de façon exceptionnelle, tonalitiques. Parmi ceux-ci, les filons dioritiques à amphibole sont incontestablement les plus abondants, ce qui justifie la dési-

Tab. 4 Analyses chimiques représentatives des clinopyroxènes des roches filoniennes.

Echant.	Filons microdioritiques			Porphyres monzonitiques			
	82507	79623	82507	6962	81277	83883	83883
SiO ₂	51.32	47.84	47.42	51.54	49.57	48.83	48.78
TiO ₂	0.55	1.98	1.96	0.67	1.05	0.98	1.71
Al ₂ O ₃	3.34	6.17	5.69	5.37	5.52	8.35	6.76
FeO	5.40	8.53	10.23	6.05	7.17	6.79	10.01
MnO	0.21	0.14	0.10	0.18	0.06	0.15	0.30
MgO	16.51	12.69	12.42	16.29	14.51	14.90	13.01
CaO	21.54	21.44	21.91	19.25	21.30	18.79	18.09
Na ₂ O	0.27	0.36	0.14	0.45	0.24	0.74	0.88
K ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05
Total	99.16	99.16	99.87	100.80	99.43	99.53	99.59
Formule structurale sur la base de 4 cations							
Si	1.89	1.80	1.78	1.88	1.84	1.80	1.82
Ti	0.01	0.06	0.05	0.02	0.03	0.03	0.05
Al	0.15	0.27	0.25	0.23	0.24	0.36	0.30
Fe ³⁺	0.06	0.05	0.09	0.00	0.04	0.05	0.04
Fe ²⁺	0.10	0.22	0.24	0.18	0.18	0.15	0.28
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.91	0.71	0.70	0.90	0.80	0.82	0.72
Ca	0.85	0.86	0.88	0.75	0.85	0.74	0.72
Na	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.05	0.06
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Jd	2.02	2.67	1.02	3.20	1.77	5.26	6.60
CTA	1.52	5.60	5.54	1.85	2.93	2.71	4.80
Tsch	4.72	6.74	6.56	8.15	8.25	12.73	6.77
CFS	3.21	2.31	4.27	0.00	2.02	2.66	1.63
Wo	37.78	35.84	35.91	32.78	35.72	27.91	29.57
En	45.31	35.53	34.76	44.47	40.10	40.75	36.17
Fs	5.43	11.31	11.95	9.55	9.19	8.00	14.47

gnation de cet ensemble comme dykes microdioritiques (HUERTAS, 1990). Ces roches, moins porphyriques que les précédentes (I.Por. $\leq 10\%$) et à grain fin, sont constituées de plagioclase (An₈₃₋₆₉ dans les gabbros et diorites et An₄₀₋₂ dans les quartz-diorites), (Fig. 2c), de biotite et d'amphibole, accompagnés de cristaux de quartz à couronnes réactionnelles de minéraux mafiques que nous interprétons comme des xénocristaux. Dans les termes les plus basiques (filons gabbroïques et dioritiques), le clinopyroxène est présent sporadiquement tandis que, dans les plus évolués, le feldspath potassique et le quartz apparaissent en faibles proportions dans la matrice. Les minéraux accessoires les plus fréquents sont: l'ilménite, l'apatite, le sphène et plus rarement l'allanite.

Les compositions chimiques de l'amphibole varient entre magnésio-hornblende et tschermakite, d'après la classification de LEAKE (1978). Les rapports Fe/(Fe + Mg) des biotites sont compris entre 0.37 et 0.49 (Fig. 2b) et les teneurs en

aluminium sont typiques de micas des séries calco-alcalines (NACHIT et al., 1985) (Fig. 2e). Le clinopyroxène occasionnel a une composition d'augite, avec quelquefois une bordure de diopside (Fig. 2a), comme on en rencontre parfois dans certaines roches basiques calco-alcalines (MARCELOT et al., 1988). Les teneurs en TiO₂ sont parfois élevées, spécialement pour le diopside (Tab. 4).

Dans l'ensemble filonien calco-alcalin, on peut observer des filons composites montrant des phénomènes d'hybridation et localement de fragmentation du magma basique dans le magma acide, engendrant une population variée d'enclaves microgrenues semblables à celles qui apparaissent sporadiquement dans les filons de grani-toïdes de la région. Ces enclaves, de forme circulaire ou elliptique, peuvent atteindre 15 à 20 cm de diamètre. Leur pétrographie montre des caractéristiques intermédiaires entre celles des filons basiques et acides déjà décrits. Leur texture

Tab. 5 Analyses chimiques représentatives des orthopyroxènes des roches filoniennes.

Porphyres monzonitiques			
Echant.	81273	81273	9038
SiO ₂	51.78	52.29	51.17
TiO ₂	0.70	0.40	0.40
Al ₂ O ₃	3.91	5.74	1.46
FeO	18.60	13.95	25.29
MnO	0.34	0.41	1.26
MgO	23.03	26.00	19.27
CaO	1.96	1.67	1.54
Na ₂ O	0.08	0.10	0.28
K ₂ O	0.02	0.02	0.06
Total	100.42	100.58	100.73
Formule structurale 4 cations			
Si	1.89	1.87	1.92
Ti	0.02	0.01	0.01
Al	0.17	0.24	0.07
Fe ³⁺	0.01	0.02	0.09
Fe ²⁺	0.55	0.40	0.71
Mn	0.01	0.01	0.04
Mg	1.26	1.38	1.08
Ca	0.08	0.06	0.06
Na	0.01	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00
Jd	0.66	0.81	2.33
CTA	1.93	1.11	1.13
Tsch	5.19	4.78	0.65
CFS	0.59	0.74	4.43
En	63.09	71.26	54.06
Fs	28.53	21.36	37.39

est toujours porphyrique et leur composition est dioritique à granodioritique. Elles contiennent également des xénocristaux de quartz réactionnels et des phénocristaux de biotite, amphibole et plagioclase, ce dernier étant notablement plus abondant que dans les filons basiques. Une seule de ces enclaves microgrenues a pu être analysée dans le secteur étudié. Provenant d'un dyke E-W (BRANDERBOURGER, 1984, A.Q. n° 29), elle a une composition clairement microdioritique intermédiaire entre celle des deux ensembles magmatiques (Fig. 3). Bien qu'encore rares, ces données sont l'indication d'une certaine hybridation magmatique, au moins pendant l'écoulement du magma dans le conduit filonien (KOYAGUCHI et BLAKE, 1989; VILLASECA et HUERTAS, 1988).

LES FILONS D'AFFINITÉ MONZONITIQUE

Le dernier épisode magmatique est représenté par l'association de gabbro et monzogabbro de caractère plus alcalin et de monzogranite (Fig. 3a).

Les porphyres les plus basiques appartenant à ce petit ensemble sont formés de clinopyroxène, orthopyroxène subordonné, plagioclase et biotite, tandis que les termes les plus évolués renferment quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite. L'amphibole est ici très peu abondante et limitée à la matrice, contrairement à ce qui s'observe dans d'autres associations calco-alcalines monzonitiques (ORSINI, 1976; BARRIERE, 1977; ROSSI, 1986). Les minéraux accessoires les plus

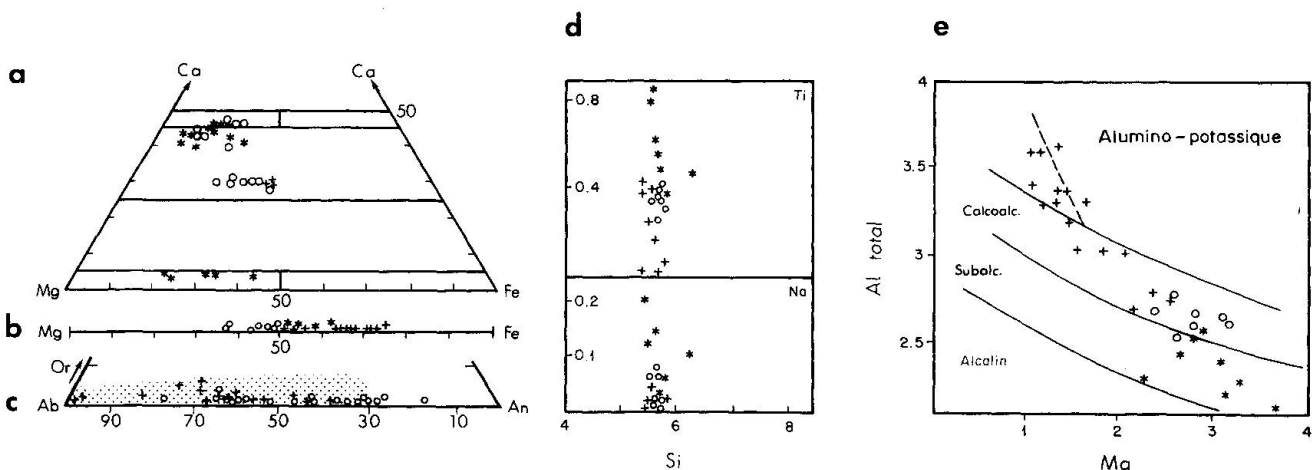


Fig. 2 Composition chimique des minéraux. a) Diagramme Mg-Ca-Fe de classification des pyroxènes (MORIMOTO et al., 1989) et des amphiboles. b) Rapport Mg-Fe des biotites. c) Diagramme Ab-Or-An des plagioclases. d) Composition chimique des biotites. e) Diagramme Mg-Al des biotites de NACHIT et al. (1985). Dans tous les graphiques, les astérisques représentent les porphyres gabbroïques et monzogabbroïques, les cercles des filons microdioritiques accompagnant les porphyres granitoïdes qui sont représentés par des croix. Dans le diagramme c) le secteur sombre est celui de l'association monzonitique tardive. Les amphiboles de l'ensemble monzonitique ne sont pas représentées, car elles montrent les mêmes rapports Fe/Mg que celles des types précédents.

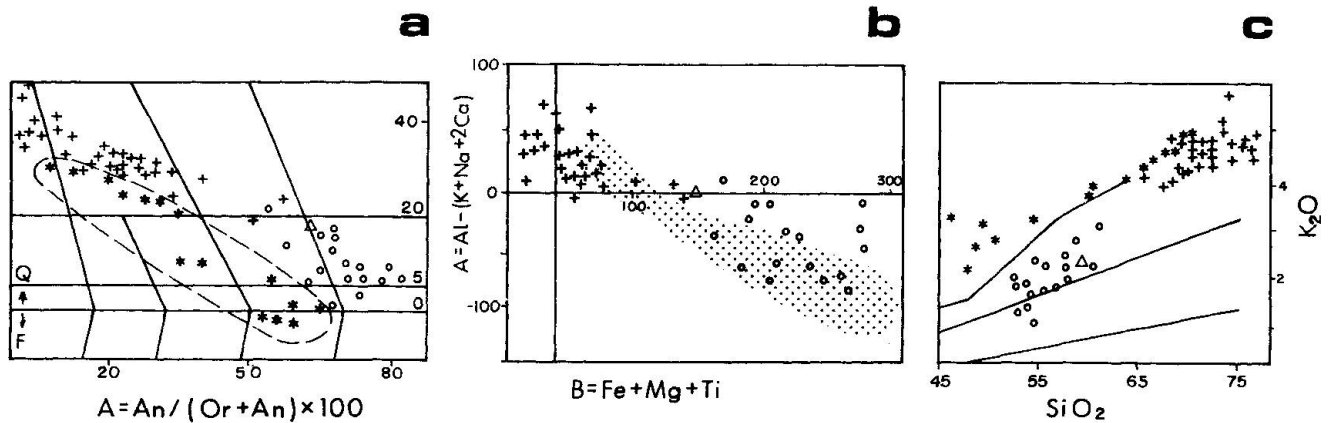


Fig. 3 Diagrammes géochimiques de classification. a) Diagramme de classification normative (STRECKEISEN et LE MAÎTRE, 1979). b) Diagramme A-B de DEBON et LE FORT (1983). c) Diagramme SiO_2 - K_2O , avec les domaines des séries shoshonitique, calco-alcaline riche en K_2O , calco-alcaline et pauvre en K_2O indiqués par RICKWOOD (1989). Les symboles sont ceux de la figure 2. Le secteur en pointillé dans le diagramme b) correspond au domaine des filons monzonitiques. Le triangle représente l'analyse d'une enclave microgrenue inclus dans un porphyre granodioritique (BRANDEBOURGER, 1984).

fréquents sont: ilménite, magnétite, pyrrhotine, apatite, zircon, sphène et allanite.

Les types gabbroïques et monzogabbroïques renferment des phénocristaux de plagioclase zoné An_{65-50} (HUERTAS, 1990), toujours plus riches en K que ceux des autres ensembles filoniens étudiés (Fig. 2c). Les phénocristaux mafiques sont ici le clinopyroxène et, dans une moindre proportion, l'enstatite (Fig. 2a). L'orthopyroxène est plus riche en Al_2O_3 (jusqu'à 6.4%) et TiO_2 ($\geq 0.35\%$) que ceux des roches calco-alcalines basiques (ROSSI, 1986). Le pyroxène calcique montre le même type de rapport Ca-Fe-Mg que dans les filons microdioritiques (Fig. 2a). Toutefois, les teneurs en Al_2O_3 et surtout en Na_2O sont ici plus élevées (Tab. 4, $X_{\text{Jd}} = 1.8-6.6$ contre $X_{\text{Jd}} = 1.02-2.7$ dans les filons microdioritiques), soulignant la composition plus alcaline de la roche (MARCELOT et al., 1988). La biotite n'apparaît que dans la matrice et se distingue chimiquement des biotites des autres dykes basiques par des teneurs plus fortes en TiO_2 et Na_2O et plus basses en Al_2O_3 (Fig. 2d). Elle se projette dans le champ des suites subalcalines de NACHIT et al. (1985). L'amphibole accessoire est de composition kaersutitique, ou proche de celle-ci, avec les mêmes types des rapports Fe/Mg que les amphiboles des filons précédents (Tab. 3).

Les filons monzogranitiques contemporains sont également porphyriques, avec des phénocristaux de quartz, feldspath potassique (parfois de type rapakivi), plagioclase zoné $\text{An}_{22}-\text{An}_{04}$ (HUERTAS, 1990) et biotite plus ferrifère et alumineuse (analogue à celles des types acides des ensembles filoniens décrit précédemment), dans une matrice très semblable.

L'une des caractéristiques majeures de cette association d'affinité monzonitique consiste dans les signes fréquents de processus de mélange et d'hybridation entre les termes qui la composent. Ceci est pratiquement visible dans tous les filons de cet ensemble. Les faciès hybrides présentent de nombreux indices de déséquilibre minéralogique: pyroxène dans les roches granitiques, quartz xénocristallin dans les roches monzogabbroïques, présence dans un même échantillon de plusieurs générations de plagioclase de zonation et composition variées... (HUERTAS, 1990). Ceci témoigne de l'importance des processus de mélange qui ont dû avoir lieu tant dans la chambre magmatique que dans le conduit filonien lui-même.

Caractérisation géochimique des filons

La plupart des éléments majeurs ont été dosés avec un spectromètre d'absorption atomique, (PERKIN-ELMER, mod. 603) au laboratoire de spectrométrie analytique de l'Université Centrale de Barcelone. La détermination de FeO a été obtenue par la méthode volumétrique avec KMnO_4 . La précision analytique a été vérifiée par la détermination systématique d'étalons internationaux ou préparés spécifiquement pour ce travail. Le dosage de H_2O a été obtenue par la méthode de Penfield. P_2O_5 et les éléments-traces ont été analysés par XRF au Département de Pétrologie et Géochimie de l'Université Complutense de Madrid (spectromètre PHILIPS PW 1410 de 3 kW, selon la méthode décrite pour BRANDLE et CERQUEIRA [1972] sur pellets de poudre pressées). Les dosages de Terres Rares (T.R.)

ainsi que celui de Y de 11 échantillons considérés comme les plus représentatifs des 45 roches filoniennes étudiées, ont été réalisés au CRPG de Nancy (France) et sont reportés dans le tableau 7. Ces mesures ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre à émission optique équipé d'une source plasma couplée par induction (ICP) avec une précision du 5-10% (GOVINDARAJU, 1982 in LETERRIER, 1985).

ÉLÉMENTS MAJEURS

Dans le tableau 6 sont reportées 22 analyses chimiques sélectionnées comme représentatives des types filoniens étudiés. Reportés dans le diagramme A-B de DEBON et LE FORT (1983), la plupart des porphyres acides se projettent dans le domaine hyperalumineux, certains termes montrent une faible tendance aluminocafémique (Fig. 3b). Cependant, les filons les plus différenciés montrent une forte dispersion dans le champ hyperalumineux et ne dessinent pas de tendance évolutive nette (Fig. 3b).

Les filons microdioritiques associés à l'ensemble filonien granitique se projettent dans le secteur méta-alumineux, sans définir avec précision de lignée cafémique (Fig. 3b). On observe dans les différents diagrammes géochimiques qu'il y a très peu de termes intermédiaires entre les filons acides (porphyres granitoïdes) et basiques (filons microdioritiques).

Les analyses chimiques de cet ensemble tombent dans les champs de compositions calco-alcalines, aussi bien dans les diagrammes AFM, R_1-R_2 de DE LA ROCHE et al., (1980) ou Q-B-F de DEBON et LE FORT (1983) qu'en fonction de l'indice de Peacock ($I.Pe = 58-61$). Dans le diagramme $(Na_2O + K_2O)-SiO_2$ (RICKWOOD, 1989) les porphyres granitoïdes et les filons microdioritiques associés se projettent dans le champ calco-alcalin; dans le diagramme K_2O-SiO_2 , ils se placent dans le domaine des séries à teneurs élevées en K_2O (Fig. 3c). L'absence d'enrichissement en FeO est également caractéristique des séries calco-alcalines (MIYASHIRO, 1974). Les filons hyperalumineux les plus acides (corindon normatif entre 0.54 et 3.76) sont ceux qui définissent le plus nettement l'évolution silicopotassique de cette association par leurs rapports K_2O/Na_2O plus élevés (Tab. 6 et Fig. 4a) caractéristiques des séries hyperalumineuses post-orogéniques (MIYASHIRO et CULLERS, 1978; STERN et GOTTFRIED, 1986).

Les filons monzonitiques correspondants à la dernière phase d'injection, montrent eux aussi une grande variabilité chimique. Cependant, leurs compositions se projettent dans un champ

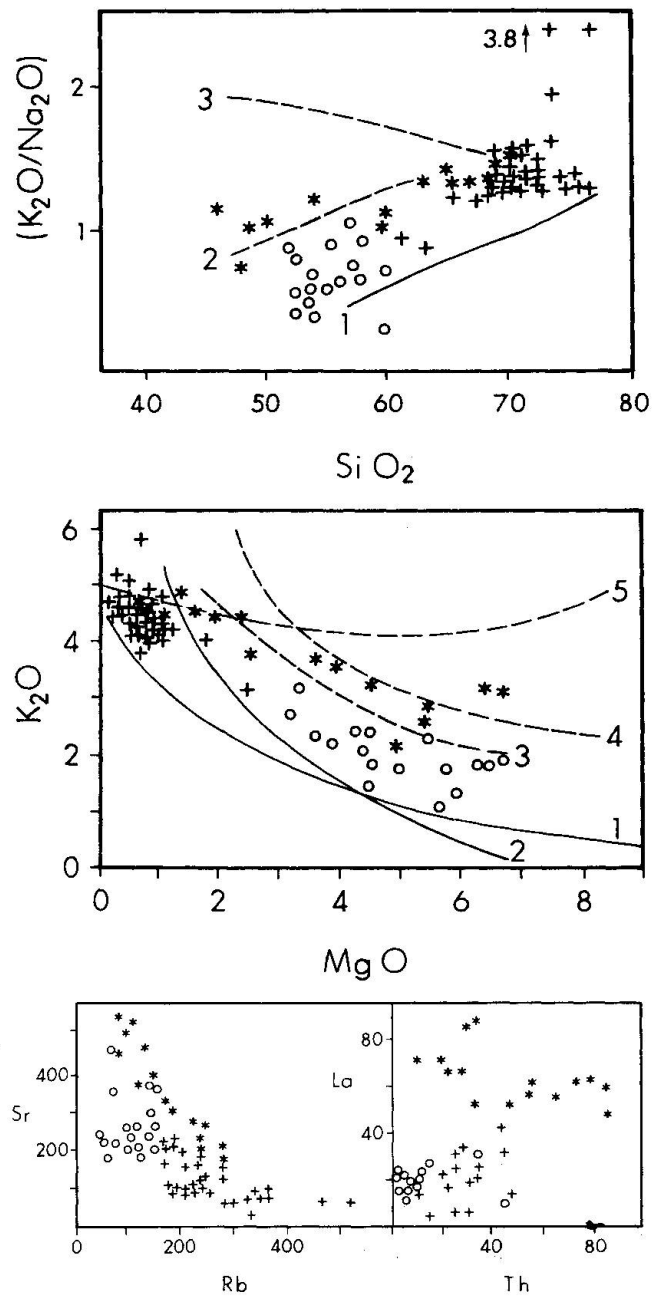


Fig. 4 Diagrammes géochimiques des filons. a) Diagramme SiO_2-K_2O/Na_2O avec les tendances évolutives des roches calco-alcalines de Corse (1) et calco-alcalines monzonitiques (2: Massif des Ballons; 3: Corse). Les données chimiques de Corse sont d'après ROSSI (1986), celles des Ballons sont de PAGEL et LETERRIER (1980). b) Diagramme $MgO-K_2O$ avec séries calco-alcalines (1 et 2) et calco-alcalines monzonitiques (3 et 4 des Ballons; 5 de Corse) d'après ROSSI (1986). c) Diagrammes Sr-Rb et Th-La avec teneurs en p.p.m. Même symboles que ceux de la figure 2.

plus sous-saturé en silice que celles des filons précédents (Fig. 3a). Les termes initiaux de cette association sont déficitaires en silice (néphéline normative), tandis que les termes acides de plus

Tab. 6 Analyses chimiques représentatives des roches filoniennes.

Echant.	Porphyres granitoïdes							Filons microdioritiques				
	80523	80655	81272	82510	81271	81933	80468	82559	82508	82229	82381	82220
SiO ₂	65.79	67.87	69.07	72.20	74.60	76.02	76.62	52.38	54.04	53.37	55.74	58.22
Al ₂ O ₃	15.22	16.20	15.11	14.36	13.73	12.96	13.34	17.85	16.63	17.80	16.56	16.45
Fe ₂ O ₃	0.84	0.57	0.82	0.41	0.56	0.32	0.51	1.60	1.60	2.05	1.26	1.24
FeO	3.10	2.93	2.62	1.79	0.81	0.86	0.48	5.97	5.82	5.33	5.59	4.40
MgO	1.67	0.59	0.92	0.47	0.26	0.03	0.19	6.69	5.88	4.42	5.00	3.18
CaO	2.78	3.20	2.22	1.49	0.65	0.83	0.30	6.88	7.46	7.56	6.69	5.38
Na ₂ O	3.34	3.23	3.47	3.29	3.31	3.61	3.49	2.47	2.95	3.08	3.19	3.23
K ₂ O	4.04	3.88	4.21	4.49	4.47	4.64	4.41	2.03	1.70	1.37	1.86	2.85
MnO	0.08	0.05	0.06	0.03	0.04	0.03	0.02	0.16	0.12	0.13	0.13	0.08
TiO ₂	0.54	0.41	0.51	0.28	0.01	0.09	0.01	0.78	0.92	1.09	0.88	0.83
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.16	0.16	0.09	0.02	0.06	0.14	0.14	0.22	0.15	0.24
P. F.	1.26	0.70	1.12	0.59	0.84	0.32	0.87	1.98	1.78	2.48	2.13	2.94
Total	98.86	99.82	100.19	99.56	99.37	99.73	100.30	98.93	99.04	98.90	99.18	99.04
Rb	186	188	200	238	343	286	518	117	73	81	96	153
Sr	208	202	194	168	80	57	55	211	209	456	253	369
Ba	577	688	455	473	125	< 5	< 5	465	268	258	347	417
La	33	42	34	16	14	13	5	9	21	23	20	30
Ga	30	26	36	30	39	49	58	24	17	31	25	28
Nb	11	10	14	4	4	5	11	5	8	8	5	11
Y	32	34	34	22	21	69	8	25	28	29	34	26
Zr	261	271	220	176	111	128	102	140	169	160	192	275
Th	45	44	27	22	10	47	25	44	< 5	11	10	34
Ni	38	-	38	-	20	23	-	-	77	38	-	49

Echant.	Porphyres monzonitiques									
	81282	81277	81274	82567	82570	83881	81281	83882	82569	81278
SiO ₂	45.96	48.82	50.11	54.20	59.79	59.99	63.51	65.95	67.43	70.48
Al ₂ O ₃	16.46	16.01	16.05	15.95	14.74	14.81	14.05	13.99	13.83	13.65
Fe ₂ O ₃	3.03	2.57	2.00	2.07	1.67	1.72	1.35	1.50	0.89	1.10
FeO	6.09	5.91	6.77	5.99	4.06	4.00	3.57	2.61	3.07	2.39
MgO	6.32	6.79	5.55	4.82	3.96	3.62	2.62	1.92	1.57	1.34
CaO	6.91	7.60	7.51	6.53	3.56	3.87	3.50	2.63	1.92	1.11
Na ₂ O	2.79	3.12	2.73	2.71	3.60	3.36	2.98	3.34	3.43	3.29
K ₂ O	3.17	3.08	2.74	3.19	3.60	3.72	3.96	4.39	4.49	4.89
MnO	0.17	0.15	0.13	0.18	0.11	0.10	0.09	0.07	0.08	0.06
TiO ₂	1.53	1.25	1.44	1.16	0.76	0.89	0.52	0.35	0.34	0.24
P ₂ O ₅	0.68	0.57	0.49	0.42	0.29	0.29	0.24	0.18	0.17	0.16
P. F.	5.91	3.62	3.19	2.40	3.04	3.25	3.83	2.85	2.24	1.58
Total	99.02	99.49	98.71	99.52	99.18	99.62	100.22	99.78	99.46	100.29
Rb	117	123	102	88	172	146	181	227	242	278
Sr	373	457	503	453	318	383	313	251	180	181
Ba	1200	1064	1142	1015	574	602	402	524	392	419
La	66	71	86	85	44	32	57	54	61	58
Ga	17	13	25	15	33	17	30	36	30	36
Nb	32	36	16	25	13	34	18	20	24	18
Y	34	31	38	45	27	46	52	50	4	61
Zr	217	208	185	213	320	297	227	290	425	227
Th	22	15	34	30	44	32	55	67	73	85
Ni	-	-	75	65	-	-	82	-	-	46

Tab. 7 Teneurs en Terres Rares des roches filoniennes.

Echant.	Porphyres granitoïdes				Microdioritiques			Porphyres monzonitiques			
	80523	81272	81271	81933	82508	82229	82220	81274	82567	81281	81278
La	33.5	34.2	13.6	13.5	21.1	23.3	29.7	86.5	84.9	57.4	58.3
Ce	77.1	77.4	31.7	27.6	52.4	55.5	70.1	169.7	167.1	116.0	117.1
Nd	30.5	30.9	12.5	16.7	20.3	21.0	27.8	67.8	60.9	46.0	44.8
Sm	7.2	7.6	3.5	6.9	5.1	5.2	6.6	12.9	12.1	10.2	10.3
Eu	1.34	1.39	0.54	0.26	1.66	2.16	1.68	2.70	2.31	0.99	1.12
Gd	5.42	5.48	2.86	7.18	4.58	4.47	4.93	7.89	7.71	7.23	7.65
Dy	4.48	4.95	2.97	9.01	3.83	3.89	3.88	5.85	6.27	7.09	7.93
Er	2.35	2.30	1.47	4.42	2.02	2.20	1.92	2.78	3.11	3.70	4.28
Yb	2.45	2.37	1.76	4.90	2.01	2.34	1.93	2.86	3.39	4.43	5.31
Lu	0.38	0.31	0.23	0.65	0.29	0.36	0.28	0.38	0.46	0.61	0.72
La _n /Lu _n	9.04	11.31	6.05	2.13	7.45	6.64	10.88	23.35	18.94	9.65	8.30
ΣTR	165	167	71	91	113	120	149	359	348	254	257

faible indice de coloration sont à quartz normatif et hyperalumineux, présentant des caractéristiques très semblables aux types granitiques précédents (Figs 3 et 4). Ce groupe dessine ainsi une lignée évolutive cafémique dans le diagramme A-B de DEBON et LE FORT (1983) (Fig. 3b). Le trait le plus caractéristique de cette association est le caractère alcalin du pôle basique, marqué par la position de ces roches dans le champ shoshonitique du diagramme K₂O–SiO₂ (Fig. 3c). La projection de la composition des termes acides coïncide grossièrement avec celle des porphyres granitiques calco-alcalines précédemment décrits (Fig. 3c), bien que leurs teneurs en K₂O soient plus élevées. L'affinité de cette association avec les séries subalcalines ou calco-alcalins monzonitiques de la nomenclature de LAMEYRE et BOWDEN (1982) et DEBON et LE FORT (1983) est manifeste. C'est ce qu'indiquent les diagrammes (Na₂O + K₂O)–SiO₂; K₂O–SiO₂; (K₂O/Na₂O)–SiO₂; K₂O–MgO et R₁–R₂ (Figs 3 et 4), ou la valeur plus faible de l'indice de Peacock (I.Pe = 54).

Cette association présente des teneurs en FeO_{tot.} et surtout en P₂O₅ et TiO₂, qui sont en moyenne plus élevées que celles des roches filoniennes calco-alcalines. Elle a un caractère magnésio-potassique analogue à celui de l'ensemble plutonique des Ballons dans les Vosges (PAGEL et LETERRIER, 1980) (Fig. 4b).

ÉLÉMENTS EN TRACES

Les teneurs en éléments-traces de l'association filonienne porphyres granitiques-microdiorites sont, généralement, semblables à celles des séries calco-alcalines formées en contexte de collision ou de post-collision (THOMPSON et al., 1984;

PEARCE et al., 1984) (Tab. 6). Dans les diagrammes normalisés par rapport aux chondrites (Fig. 5), elles montrent des anomalies positives en Rb, Th et T.R. et négatives en Ba, Nb, Sr et Ti.

Les teneurs en Terres Rares montrent une tendance à l'appauvrissement en Eu dans les types acides calco-alcalins (Tab. 7). La diminution du fractionnement T.R. légères / T.R. lourdes entre les porphyres granodioritiques et les leucogranitiques conduit à des spectres croisés (Fig. 6a). Cette tendance des granites les plus felsiques hyperalumineux à présenter des spectres de Terres Rares en aile («wing-patterns») est la conséquence du fort degré de fractionnement de ces roches, car par extraction de 55.6% de l'assemblage minéral composé de: 42% Pl + 26% Bt + 6% Kfs + 24% Qtz + 1.4% Ap + 0.4% Ilm + 0.12% Zrn + 0.12% Aln, on passe de compositions monzogranitiques (SiO₂ = 69.8%) à des compositions leucogranitiques (SiO₂ = 76.4%) (Tab. 8). Les microdiorites associées à ces filons granitiques montrent des teneurs totales plus faibles et un rapport La_n/Lu_n plus petit que les types acides plus primitifs. On observe soit l'absence d'une importante anomalie négative en Eu, soit une faible anomalie positive (Fig. 6b), sans doute liée à une plus grande proportion de phénocristaux de plagioclase dans le filon.

Dans les filons basiques tardifs définis comme monzonitiques (Fig. 3c), les teneurs en K, Rb, Ba, Sr, ainsi qu'en Nb, Zr, Th, Y et en T.R. légères (Fig. 4c) sont plus élevées. Le degré d'enrichissement est cependant moindre que dans le cas de séries monzonitiques potassiques connues dans d'autres régions (PAGEL et LETERRIER, 1980; COCHERIE, 1985). Les diagrammes des éléments normalisés aux chondrites montrent, également, une tendance très semblable à ceux filons calc-alcalins

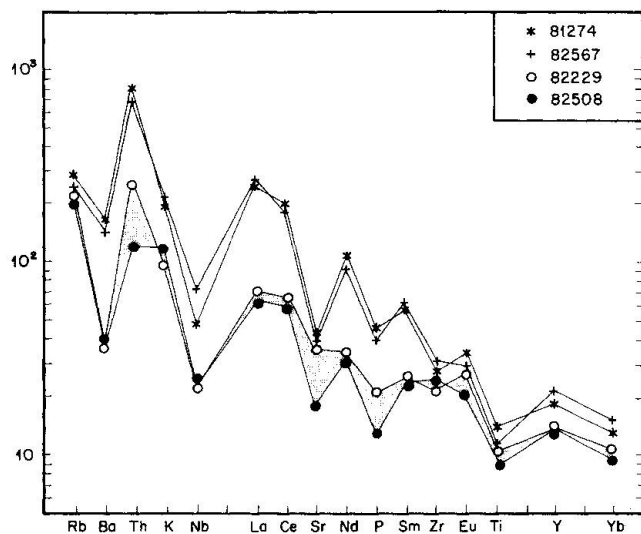


Fig. 5 Teneurs en éléments-traces, normalisées aux valeurs chondritiques de THOMPSON et al. (1984), des filons microdioritiques et des filons basiques monzonitiques. Les numéros sont ceux des analyses des tableaux 6 et 7. Le secteur sombre est celui des filons basiques calco-alcalins.

antérieurs, mais avec des teneurs plus élevées (Fig. 5). Il y a une légère augmentation du degré de fractionnement LILE/HFSE, mais avec les mêmes anomalies négatives en Ba-Nb-P-Ti. On peut rappeler que ces inflexions apparaissent non seulement dans le magmatisme de zones de subduction, mais aussi dans celui de zones continentales en extension éloignées dans l'espace ou dans le temps d'un phénomène de subduction (THOMPSON et al., 1984; COMIN-CHIARAMONTI et al., 1992). L'augmentation des rapports Nb/Y ou Nb/Zr dans les types monzonitiques serait caractéristique d'une position plus intraplaque (PEARCE et al., 1984).

Les porphyres d'affinité monzonitique montrent un certain enrichissement en T.R. et un rapport La_n/Lu_n plus élevé, comparé avec les roches de l'association bimodale calco-alcaline antérieure (Fig. 6). En outre, leurs teneurs en T.R. légères sont analogues à celles des autres associations potassiques (FOURCADE, 1981; COCHERIE, 1985). Les types plus acides montrent une anomalie négative en Eu et une diminution du degré de fractionnement des T.R. lourdes. Ce changement de la morphologie des spectres de Terres Rares avec l'acidité des roches a déjà été rencontré dans les filons précédents. Un tel enrichissement en T.R. lourdes et l'existence d'une anomalie en Eu, plus accentuée avec un degré de différenciation plus élevé de la roche, est en général typique des séries granitiques où se combinent l'extraction des feldspaths et des minéraux accessoires riches

en T.R. légères (SCHALTEGGER et KRÄHENBÜHL, 1990) comme, dans le cas présent, de l'allanite.

Discussion

RÔLE DE L'ALTÉRATION DEUTÉRIQUE

Les fortes teneurs en volatils de quelques gabbros et monzogabbros d'affinité shoshonitique (Tab. 6), ainsi comme l'observation pétrographique de minéraux secondaires dans ces mêmes roches, nous oblige à considérer l'influence de l'altération deutérique sur la composition ignée originale.

En général ces roches sont variablement altérées, le degré des transformations secondaires étant plus important dans les roches monzonitiques qui peuvent avoir jusqu'à 20% de minéraux subsolidus. En aucun cas, les échantillons analysés n'appartiennent à des faciès aussi altérés pas plus qu'à des types locaux déformés ou fracturés en bordure des filons. Certains minéraux tardifs forment des micro-structures globulaires (PHILLIPS, 1973). Celles-ci sont plus fréquentes dans les filons basiques de la série monzonitique. Les minéraux secondaires qui apparaissent dans ces roches sont en général des chlorites, des épidotes, des micas blancs, des carbonates, des sphènes et des rutiles de type sagénite, ce qui suggère une interaction de la roche ignée avec des phases fluides oxydantes tardives ou post-crystallisation. Texturalement, leur origine par transformation de minéraux ignés primaires paraît bien claire.

Le problème plus important est de déterminer le degré de modification des caractères géochimiques lié à l'altération. Les arguments exposés ci-dessous, font penser que celui-ci a été peu influent. En effet, la texture ignée originale des roches est bien préservée, la plupart des phases de précipitation magmatique sont très peu transformées, sauf exception, les zonations chimiques ou les auréoles réactionnelles d'origine ignée sont bien conservées. On peut remarquer que la composition chimique des cristaux magmatiques souligne nettement le caractère «shoshonitique» des roches filoniennes. Ainsi la teneur plus élevée en K du plagioclase et de l'amphibole, celle également plus élevée en Na_2O et Al_2O_3 du clinopyroxène ou le caractère sub-alumineux de la biotite concordent, tout à fait, avec une composition plus alcaline du magma parental. D'autre part, la composition des roches totales en éléments majeurs ou en traces les plus immobiles pendant les processus d'altération comme: Ti, P, T.R. et HFSE (Zr, Nb, Th et Y) (PEARCE et CANN, 1973; FLOYD et WINCHESTER, 1975) reflète également le

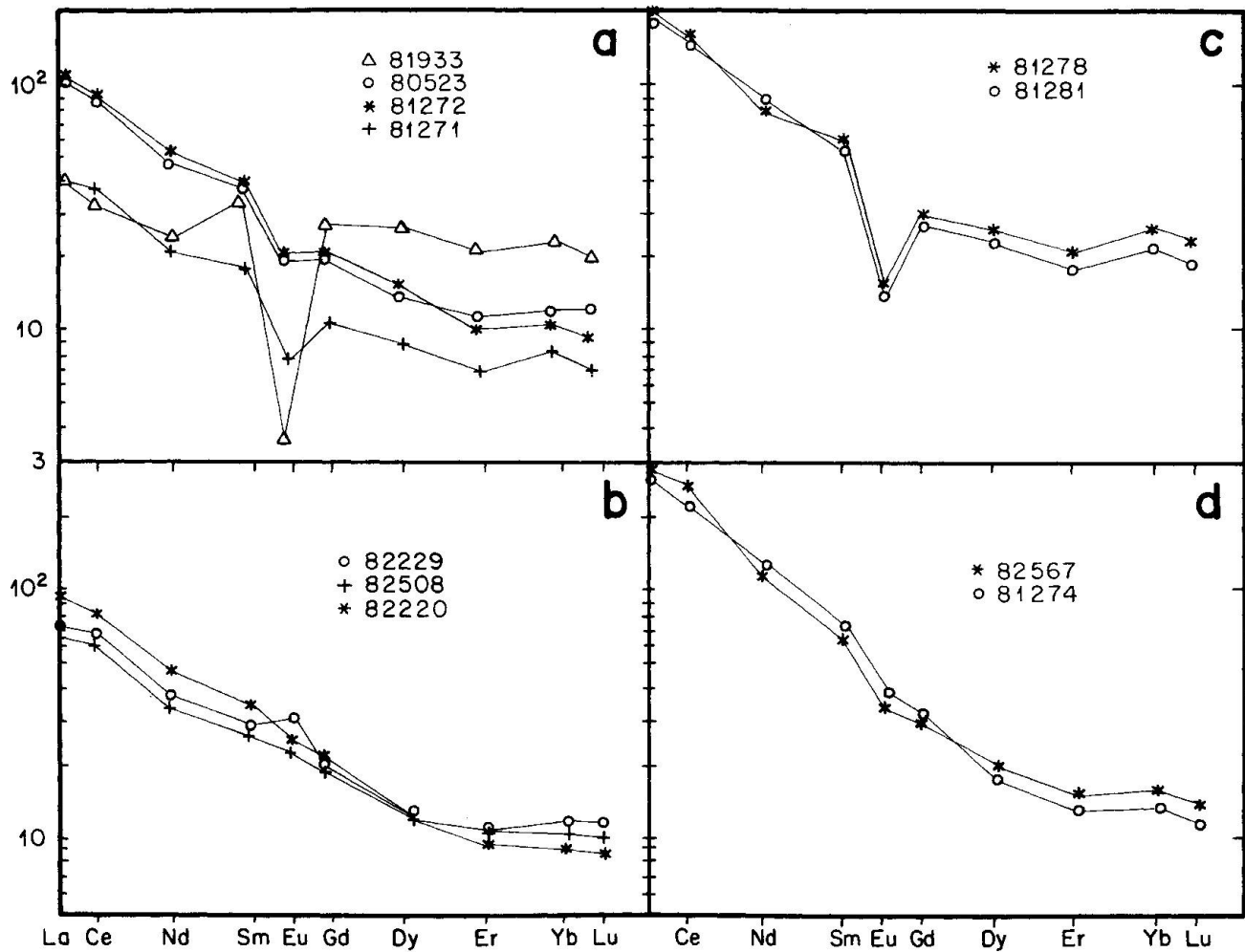


Fig. 6 Spectres de Terres Rares des filons post-orogéniques, normalisées aux valeurs chondritiques de MASUDA et al. (1973). a) Porphyres granitiques. b) Filons basiques microdioritiques associés. c) Filons granitiques de l'association monzonitique. d) Filons basiques monzonitiques. Les teneurs en T.R. sont celles des analyses données dans le tableau 7.

caractère plus alcalin des filons d'affinité monzonitique.

Considérant, en outre, que les teneurs en volatils des échantillons ne sont pas très élevées, comparées à d'autres roches filoniennes shoshonitiques ou calco-alcalines (MAXWELL, 1990; CABANIS et al., 1990; POGNANTE, 1991; BECCALUVA et al., 1991), nous pensons que la composition «monzonitique» des filons plus tardifs de la Sierra de Guadarrama est un trait original igné peu modifié par les processus d'altération. C'est ainsi que sont préservées les concentrations élevées en éléments plus mobiles (Rb, Ba, Sr, K, Na) tant dans les minéraux ignés que dans les roches filoniennes. Le rapport $K/Na \geq 1$ relativement constant dans les filons monzonitiques (Tab. 6) confirme également la faible influence de l'altération hydrothermale sur la composition chimique des roches (ROBERT et al., 1992).

ORIGINE DES MAGMAS BASIQUES

Au cours des premiers épisodes distensifs, la composition chimique des magmas filoniens n'a pas changé de façon importante; son caractère est resté surtout calco-alcalin bimodal avec quelques faciès hyperalumineux (porphyres leucogranitiques). La dernière étape distensive traduit par contre une nette évolution du chimisme vers des types plus potassiques (association monzonitique).

Les magmas basiques (microdiorite calco-alcaline et gabbro monzonitique) ne présentent pas les caractéristiques géochimiques typiques de magmas primaires. Les valeurs de MG ($100 \text{ MgO} / [\text{MgO} + \text{Fe}^{2+}]$) ne dépassent pas 54; les teneurs en Ni sont toujours inférieures à 110 ppm et dépassent même rarement 80 ppm (Tab. 6). Il a été proposé pour les magmas riches en potassium et hyper-potassiques, une origine à partir de sources

Tab. 8 Calcul mathématique du processus du fractionnement cristallin des filons monzogranitiques aux filons leucogranitiques.

	81272 C ₀	Pl	Bt	Kfs	Ap	Ilm	Zrn	Aln	Calc C _L
SiO ₂	69.79	58.94	37.42	64.65	0.78	0.02	32.32	31.17	76.40
TiO ₂	0.51	0.04	3.23	0.02	—	50.02	—	—	0.09
Al ₂ O ₃	15.26	25.47	15.34	18.93	—	—	—	15.23	12.81
FeO _{total}	3.39	0.33	21.94	0.03	0.52	45.95	0.14	12.44	1.15
MnO	0.06	0.04	0.35	0.01	—	1.44	—	—	0.02
MgO	0.93	0.02	9.84	—	0.02	0.46	—	—	0.02
CaO	2.24	7.61	0.07	0.06	55.08	—	0.01	11.07	1.01
Na ₂ O	3.40	6.91	0.09	1.22	—	—	—	—	3.75
K ₂ O	4.25	0.64	9.15	15.08	—	—	—	—	4.73
P ₂ O ₅	0.16	—	—	—	40.16	—	0.27	0.09	0.02
Rb	200	—	—	—	—	—	—	—	272
Sr	194	—	—	—	—	—	—	—	68
Ba	455	—	—	—	—	—	—	—	121
Zr	220	—	—	—	—	—	64.17*	0.06*	128
Y	34	—	—	—	—	—	0.09*	—	57
Th	27	—	—	—	3.32*	—	0.12*	1.05*	39
La	34.20	—	—	—	0.10*	—	0.11*	6.95*	13.5
Ce	77.37	—	—	—	0.03*	—	0.09*	13.64*	29.6
Nd	30.93	—	—	—	—	—	0.06*	3.98*	16.1
Eu	1.39	—	—	—	—	—	—	—	0.69
Gd	5.48	—	—	—	—	—	—	—	6.8
Dy	4.95	—	—	—	—	—	—	—	8.9
Lu	0.31	—	—	—	—	—	—	—	0.6

Le calcul du fractionnement cristallin des éléments majeurs a été fait par la méthode des moindres carrés, en employant les analyses des roches totales (échantillons 81272 et 81933, Tab. 6) recalculés à 100 sans H₂O. L'erreur estimée est petite ($\sum r^2 = 0.36$) si nous comparons l'analyse calculé avec les données de l'échantillon 81933. Le calcul des éléments mineurs a été réalisé en utilisant la formule de la cristallisation Rayleigh ($C_L/C_0 = F^{(D-1)}$) et les coefficients de distribution proposés par ARTH et HANSON (1975), à l'exception de l'Eu dans le feldspath potassique qui on a employé le valeur de 9.06 de LEEMAN et PHELPS (1981). Les valeurs obtenus son semblables à celles de l'échantillon mentionné ou intermédiaire entre celles-ci et l'échantillon 81271 (Tab. 6). La participation des phases accessoires riches en P₂O₅, TiO₂, Zr et T. R. L. est réalisée en assumant que l'apatite, l'ilménite, le zircon et l'allanite sont, respectivement, les causes des variations de ces éléments qui restent à justifier par l'extraction des phases majeures. Le calcul s'est fait par la soustraction des phases cristallines ESC (SUN et HANSON, 1975), sur la base des compositions moyennes de ces minéraux accessoires appartenant à granitoïdes du secteur (BRANDEBOURGER, 1984). Les valeurs de Terres Rares calculées sont pratiquement comparables à celles des filons leucogranitiques de référence (échantillons 81272 et 81933 de la Tab. 7).

Les valeurs exprimées avec * sont estimées en pourcentage en poids.

mantelliques ayant des associations minérales non péridotitiques qui permettraient de produire des liquides ayant de faibles valeurs de MG (entre 60 et 65, selon LLOYD et al., 1985; CONTICELLI et PECCERILLO, 1992), mais cependant plus élevées que celles des roches filoniennes étudiées. Bien que de telles valeurs n'excluent pas, suivant les critères de WILKINSON et LE MAÎTRE (1987), un caractère mantellique primaire, une telle hypothèse est cependant peu probable si l'on prend en compte d'autres facteurs.

Ainsi, les variations de MgO dans les filons basiques (de 6.7 à 4.4%) ne s'accompagnent pas

de changements importants des teneurs en éléments incompatibles lors de la fusion du manteau, comme LILE (Rb, Ba, K, Sr), LREE (La, Ce) et quelques HFSE (Nb, Th) (WILSON, 1989). Ce comportement est contraire à ce que l'on devrait observer si la composition de ces filons était contrôlée par un processus de fusion partielle (O'HARA et MATTEWS, 1981), ainsi, une variation de plus de 20% en MgO (voir par exemple les analyses 82508 et 82229 des Tab. 6 et 7) non seulement ne provoquent pas changements brusques ou importants des teneurs des traces incompatibles, mais induit même des modifications moins

dres que sur les éléments nettement compatibles (Mg, Ni par exemple).

Les données pétrographiques indiquent que toutes les roches basiques ont subi des phénomènes de fractionnement magmatique à des niveaux méso- ou infra-crustaux, car elles possèdent toujours des concentrations variées (entre 1 et 20%) de phénocristaux de plagioclase et de minéraux mafiques qui sont, en outre, zonés chimiquement. Ce ne sont pas des roches aphyriques montrant de véritables compositions de liquides magmatiques, mais elles comportent toujours une proportion variable de solides en suspension, comme conséquence d'un certain degré de fractionnement igné. Elles sont dépourvues d'olivine et aussi d'orthopyroxène dans les types basiques calco-alcalins (filons microdioritiques), fait peu explicable s'il s'agissait de magmas mantelliques primaires. Par contre, un fractionnement précoce d'olivine ± orthopyroxène peut rendre compte des faibles teneurs en Ni et MgO des magmas basiques.

Après l'intrusion des filons calco-alcalins, la mise en place de magmas de chimisme à affinité monzonitique témoigne d'un changement des conditions de fusion et/ou de la nature de la source. Par rapport aux types microdioritiques calco-alcalins précédents, les gabbros d'affinité monzonitique montrent des différences significatives dans l'abondance des éléments ferromagnésiens (Fe, Ti) et dans les teneurs en éléments-traces à grand rayon ionique (K, Rb, Sr et Ba) ainsi qu'en Terres Rares, Th, Nb et Y. Ces faits amènent à supposer une origine différente pour les magmas basiques de la série calco-alcaline et de la série monzonitique. Des différences de rapports d'éléments incompatibles entre les magmas basiques les plus primitifs des deux séries, comme par exemple Rb/La, Nb/Y, La/Nb, Th/Zr ou P/Zr peuvent bien s'expliquer en admettant une variation de composition de la région source (BECCALUVA et al., 1991). Les gabbros et monzogabbros de la série shoshonitique pourraient être issus de zones probablement plus profondes, impliquant une participation plus grande du grenat dans le résidu de fusion, ce qui expliquerait le fractionnement très accentué des T.R. caractéristique de cette association, ainsi que les rapports Nb/Y plus élevés (ROGERS et al., 1992), ou encore une certaine relation inverse entre ces deux éléments traces dans les magmas les plus primitifs de cette série. De même la concentration élevée en Th de ces magmas basiques s'accorde avec le compartiment «incompatible» de cet élément en cas de fusion de péridotites à grenat (BEATTIE, 1993). Les teneurs relativement élevées en TiO_2 des gabbros shoshonitiques pourraient indiquer la présence de phlogopite accessoire dans leur source, ce qui

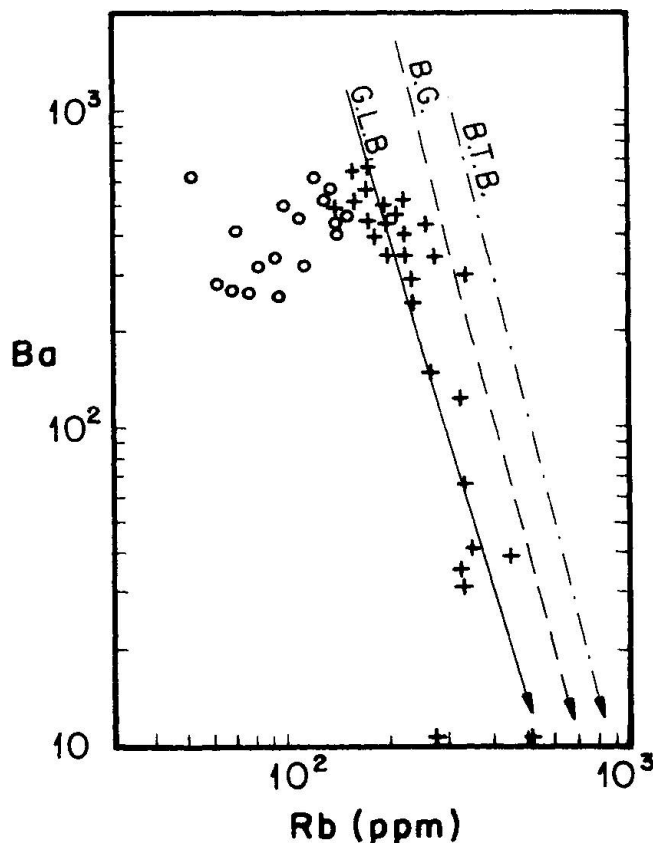


Fig. 7 Diagramme log-log des éléments compatibles-incompatibles comme bien avant COCHERIE (1985). Les droites de pente négative très marquée comme celles présentées par les filons granitoïdes sont caractéristiques d'un fractionnement cristallin contrôlé par le feldspath et la biotite. Nous pouvons voir un grand parallélisme avec d'autres droites de fractionnement cristallin d'autres plutons: BTB) Batholite de Blue-Tier; BG) Granite de Bushveld et GLG) Granite de Ghost-Lake (données tirées de BREAKS et MOORE, 1992). Les filons basiques associés se situent en dehors de ces droites de fractionnement. Les symboles sont ceux de la figure 2.

contribuerait également à élever les teneurs en K, Rb et Ba des bains silicatés primaires (JAHN et al., 1979). La différence des teneurs en P_2O_5 entre les deux associations filoniennes conduit également à supposer des sources de compositions différentes pour chacun de ces ensembles basiques, plus que des différences importantes dans les taux et les conditions de fusion.

RAPPORT ENTRE MAGMAS BASIQUES ET ACIDES

Les liquides basiques initiaux de dérivation mantellique (calco-alcalins et monzonitiques) ont dû subir une période de résidence et de différen-

tion à l'intérieur de la croûte continentale post-orogénique, qui leur a fait perdre leurs caractéristiques primaires. Les magmas calco-alcalins sont caractérisés par un fractionnement important de phases hydratées telles que l'amphibole et la biotite, et plus rarement de clinopyroxène, alors que les magmas monzonitiques voient surtout fractionner le clinopyroxène et accessoirement l'orthopyroxène, tous deux combinés avec le plagioclase. Par ailleurs, l'abondance des micro-enclaves basiques dans les porphyres granitiques et l'intrusion simultanée de magmas basiques et acides ou de plusieurs types hybrides ne peuvent s'expliquer de façon simple qu'en admettant l'existence d'une chambre profonde, ayant un remplissage bimodal, peut-être grossièrement stratifié.

La fusion partielle de la croûte continentale est à l'origine des grands volumes de magmas granitiques filoniens accompagnant les magmas basiques. Il semble évident qu'il existe une déconnexion géochimique entre les roches basiques et acides qui remplissent les mêmes réseaux filoniens. L'absence remarquable de types intermédiaires et la prédominance des magmas acides (> 90% du magmatisme) ne sont pas en faveur d'une hypothèse d'évolution par cristallisation fractionnée à partir de magmas basiques associés. Il est, en outre, difficile de reconstituer les règles du fractionnement des filons granitiques (granodiorites à leucogranites) avec les types plus basiques faisant intrusion en même temps. Ainsi, le mélange minéral change de Pl + Am + Bt ± Cpx dans les dykes basiques à Pl + Bt + Kfs + Qtz dans les filons acides ce qui peut expliquer, en partie, les tendances évolutives en LILE (par exemple l'inflexion de l'évolution Ba-Rb, Fig. 7), mais ne rend pas compte de l'absence des enrichissements notables en Terres Rares dans les filons de granitoïdes. De plus, les quelques déterminations isotopiques de Sr dans les dykes du secteur ont donné pour les porphyres granitiques des valeurs comprises entre 0.7085 et 0.7115 (GALINDO et al., in press), ces estimations s'écartent de celles prévues dans le cas de roches issues par le fractionnement cristallin d'un liquide basique de dérivation mantellique. Cependant, les phénomènes de mélange localement observés dans quelques filons indiquent l'intervention de mécanismes d'hybridation ignée et de processus d'AFC pouvant engendrer quelques variétés pétrographiques. Des nouvelles données isotopiques seraient nécessaires pour préciser les rapports pétrogénétiques entre ces deux ensembles magmatiques.

En résumé, les phénomènes d'extension crustale ont certainement facilité l'intrusion de magmas basiques de dérivation mantellique. Dans ce

secteur de la lithosphère, de tels magmas ne s'étaient pas mis en place depuis des dizaines de Ma en conditions syn-orogéniques (CASILLAS et al., 1991). Le même processus de mise en place adiabatique à la faveur d'une distension de l'orogène impliquant le manteau subcontinental pourrait expliquer le caractère bimodal du magmatisme post-orogénique mis en place à la faveur de méga-fractures distensives recoupant une croûte hercynienne encore très épaissie, en favorisant le maintien de phénomènes d'anatexie locale.

RÉLATION AVEC LE MAGMATISME POST-OROGÉNIQUE ENVIRONNANT

Les essais filoniens étudiés sont sub-contemporains de quelques intrusions post-orogéniques existant dans les régions voisines. Leur intrusion coïncide dans le temps et l'espace avec celle des plutons épizonaux leucogranitiques et hyperalumineux de la Sierra de Guadarrama, qui recourent les dykes (pluton du Berrocal, UBANELL et DOBLAS, 1987; pluton de Navalcubilla, HUERTAS, 1990) et développent parfois des essaims de filons aplitiques subparallèles. Les plutons ont des compositions proches du minimum granitique assez éloignées de la composition des filons granitiques. La datation, bien que peu précise, du pluton de El Berrocal (290 Ma, méthode isochrone Rb-Sr, LALLENA et al., 1990) confirme l'âge fini-Carbonifère à Permien Inférieur du premier étage intrusif des grands essaims E-W.

Cet âge coïncide avec celui du volcanisme connu dans les secteurs orientaux du Système Central et dans la Cordillère Iberique (HERNANDO et al., 1980; MUÑOZ et al., 1985). Les caractères pétrographiques et géochimiques suggèrent que les systèmes filoniens calco-alcalins présentent une affinité très marquée avec le volcanisme post-orogénique, car ce volcanisme est lui aussi de type acide-basique et de caractère calco-alcalin, variable selon les secteurs (MUÑOZ et al., 1985). Les variations géochimiques des filons, aussi bien du point de vue des éléments majeurs que des traces, coïncident bien avec celles des roches volcaniques (Fig. 8). D'autre part il est à considérer que l'épaisseur moyenne des dykes à la profondeur épizonale estimée (à peu près 3 à 5 km correspondant à des pressions de mise en place de l'ordre de 1 à 1.5 kbars, HUERTAS, 1990) est suffisante pour qu'une partie d'eux puisse atteindre la surface sans solidification complète. Ceux-ci pourraient avoir servi de conduits d'alimentation des édifices volcaniques qui sont complètement érodés dans la région étudiée à l'exception des secteurs les plus externes de la chaî-

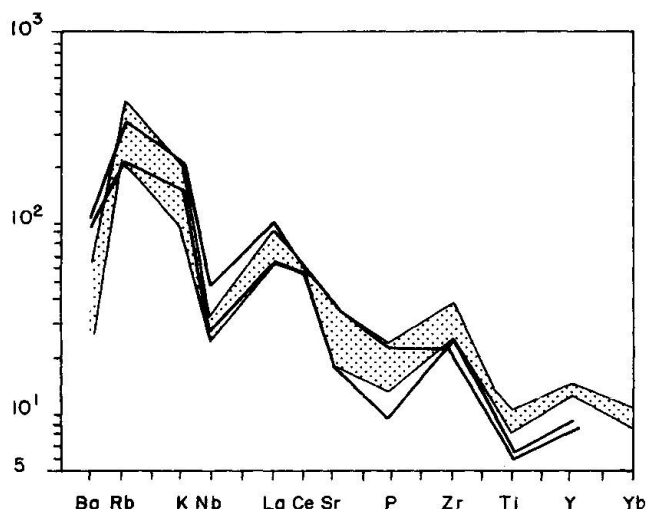


Fig. 8 Teneurs en éléments traces normalisées aux valeurs chondritiques de THOMPSON et al. (1984) des filons microdioritiques (région pointillée) et des andésites-dacites du volcanisme calco-alcalin permien (MUÑOZ et al., 1985).

ne, où justement des formations sédimentaires et volcanosédimentaires d'âge Permien sont conservées. Si, comme il paraît, ces épisodes volcaniques et sub-volcaniques sont liés génétiquement, il faudrait reconsidérer les hypothèses qui relient ce volcanisme Permien avec la fusion de fragments résiduels de lithosphère océanique subductée en conditions compressives (ANCOCHEA et al., 1981; MUÑOZ et al., 1985). Il est évident que le contexte tectonique de mise en place du magmatisme est clairement distensif, comme l'a montré notre travail. En tenant compte du caractère intracontinental de ce secteur de la Chaîne Centro-Ibérique qui se situe à plusieurs centaines de kilomètres des marges continentales connues, la genèse du magmatisme Hercynien à post-Hercynien ne doit pas impliquer des fragments de la lithosphère océanique en cours de subduction. Il faut également remarquer qu'on ne connaît pas à l'heure actuelle dans les régions voisines de manifestations volcaniques shoshonitiques ou de même affinité que celle des filons monzonitiques, bien que ce type de magmatisme soit fréquent lors de phases extensives post-tectoniques d'autres régions orogéniques (BA et al., 1985).

Remerciements

Nous remercions E. Ancochea et E. Ibarrola pour la lecture critique de ce travail, ainsi que J.M. Cantagrel, Ph. Rossi et H. Sabatier pour l'amélioration du texte. La révision détaillée effectuée par B. Bonin a contribué

de façon significative à l'amélioration de ce travail. Cette étude a été subventionnée par les Projets de Recherche suivants: Projet Complutense no 1390 et Projet CICYT no PB88-0117.

Références

- AFIFI, A.H. et ESSÈNE, E.J. (1988): MINFILE: a micro-computer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. *American Mineral.*, 73, 446-448.
- ANCOCHEA, E., HERNAN, F. et VEGAS, R. (1981): Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 421-430.
- ANDERSON, J.L. et CULLERS, R.L. (1978): Geochemistry and evolution of the Wolf River batholith, a late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, USA. *Precambrian Res.*, 7, 287-324.
- APARICIO, A., BARRERA, J.L., CARABALLO, J.M., PEINADO, M. et TINAJO, J.M. (1975): Los materiales graníticos del Sistema Central Español. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 88, 1-145.
- ARTH, J.G. et HANSON, G.N. (1975): Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 325-362.
- ARTHAUD, F. et MATTE, Ph. (1975): Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, 131-171.
- BA, H., BLACK, R., BENZIANE, B., DIOMBANA, D., HASCOETFENDER, J., BONIN, B., FABRE, J. et LIÉGOIS, J.P. (1985): La province des complexes annulaires alcalins sursaturés de l'Adrar des Iforas, Mali. *Jour. African Earth Sci.*, 3, 123-142.
- BARGOSI, G.M., CALANCHI, N. et LANDINI, F. (1979): Felsitic e porfidi granitici in masserelle e filoni del M. Panarotta (Valsugana, Trento): Caratteri petrografico-geochemici. *Miner Petrogr. Acta.*, 23, 265-278.
- BARRIERE, M. (1977): Le complexe de Ploumanac'h (Massif armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. Thèse d'Etat, Brest, 291 pp.
- BEATTI, P. (1993): Uranium-thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite. *Nature*, 363, 63-65.
- BECCALUVA, L., DI GIROLAMO, P. et SERRI, G. (1991): Petrogenesis and tectonic setting of the Roman Volcanic Province, Italy. *Lithos.*, 26, 191-221.
- BELLON, H., CHAURIS, L., HALLEGOUET, B. et THONON, P. (1988): Magmatisme fissural Permien et Triasique dans le Pays de Léon (Massif armoricain, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 2049-2054.
- BIXEL, F. (1988): Le Volcanisme Stéphano-Permien des Pyrénées Atlantiques. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, 12, 661-706.
- BONIN, B. (1988): From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 301-311.
- BORIANI, A., GIOBBI ORIGONI, E., BORGHI, A. et CAIRONI, V. (1990): The evolution of the "Series dei Laghi" (Strona-Ceneri and Scisti dei Laghi): the upper component of the Ivrea-Verbano crustal section; Southern Alps, North Italy and Ticino, Switzerland. *Tectonophysics*, 182, 103-118.

- BRANDEBOURGER, E. (1984): Les granitoïdes hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne). Thèse Doc. 3^e Cycle. Univ. Lorraine, 209 pp. et annexes.
- BRANDLE, J.L. et CERQUEIRA, M.I. (1972): Determinación de elementos menores en rocas silicatadas por fluorescencia de Rayos X. *Est. Geol.*, 28, 445–451.
- BREAKS, F.W. et MOORE, J.M. jr. (1992): The Ghost Lake batholith, superior province of Northwestern Ontario: a fertile, S-type, peraluminous granite-rare element pegmatite system. *Canadian Mineral.*, 30, 835–875.
- BRUYIN, H., VAN DER WESTHUIZEN, W.A. et DAVIS, N.F. (1983): The estimation of FeO, F, H₂O regression in microprobe analyses of natural biotite. *Jour. Trace Microprobe Techniques*, 1, 399–413.
- CABANIS, B., COCHEME, J.J., VELLUTINI, P.J., JORON, J.L. et TREUIL, M. (1990): Post-collisional Permian volcanism in northwestern Corsica: an assessment based on mineralogy and trace-element geochemistry. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 51–67.
- CASILLAS, R., VIALETTE, Y., PEINADO, M., DUTHOU, J.L. et PIN, C. (1991): Ages et caractéristiques isotopiques (Sr–Nd) des granitoïdes de la Sierra de Guadarrama Occidentale (Espagne). Abstracts Séance Spéc. Soc. Géol. France, Mém. J. Lameyre.
- CASQUET, C., FUSTER, J.M., GONZALEZ CASADO, J.M., PEINADO, M. et VILLASECA, C. (1988): Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. European Science foundation Vol. Special. Proceedings of the 5th Workshop, 65–76.
- CASQUET, C., CABALLERO, J.M., GALINDO, C., GONZALEZ CASADO, J.M., PELLICER, M.J. et TORNOS, F. (1991): Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt, Spain. *Terra Abstracts*, 3, 2.
- CAWTHORN, R.G. et COLLERSON, K.D. (1974): The recalculation of pyroxene end-members parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron probe analyses. *Amer. Mineral.*, 59, 1203–1208.
- COCHERIE, A. (1985): Interaction manteau-croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments trace et isotopes du strontium et de l'oxygène). *Docum. BRGM*, 90, 246 pp.
- COMIN-CHIARAMONTI, P., CUNDARI, A., GOMES, C.B., PICCIRILLO, E.M., CENSI, P., DEMIN, A., BELLINI, G., VELAZQUEZ, V.F. et ORUE, D. (1992): Potassic dyke swarm in the sapucaí graben, eastern Paraguay: petrographical, mineralogical and geochemical outlines. *Lithos.*, 28, 283–301.
- CONTICELLI, S. et PECCERILLO, A. (1992): Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos.*, 28, 221–240.
- D'AMICO, C. et FRANCESCHINI, C. (1985): I porfidi granitici di Roncegno Torcegno del quadro plutonico-vulcanico ercinico nelle Alpi Meridionali dell'area Valsuganese (Trentino). *Miner. Petrogr. Acta.*, 29, 75–91.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRAND CLAUDE, P. et MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rock using R1-R2 diagram and major element analysis; its relationships with current nomenclature. *Chemical Geol.*, 29, 183–210.
- DEBON, F. et LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, 135–149.
- DEBON, F. et ZIMMERMANN, J.L. (1993): Mafic dykes from some plutons of the western Pyrenean Axial Zone (France, Spain): markers of the transition from late-Hercynian to early-Alpine events. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 73, 421–433.
- DOBLAS, M. (1991): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics.*, 191, 325–334.
- DOBLAS, M., OYARZUN, R., LUNAR, R., MAYOR, N. et MARTINEZ, J. (1988): Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-basemetal mineralization in the Spanish Central System. *Geology*, 16, 800–803.
- ENRIQUE, P. (1985): La asociación plutónica tardi-hercínica del Macizo del Montnegre, Catalanides Septentrionales (Barcelona). Tesis Doc. Univ. Central Barcelona, 456 pp.
- FLOYD, P.A. et WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 211–218.
- FOURCADE, S. (1981): Géochimie des granitoïdes. Thèse d'Etat. Univ. Paris VII., 189 pp.
- FUMEY-HUMBERT, F., MÉNOT, R.P. et ORSINI, J.B. (1986): Mise en évidence d'un magmatisme filonien original d'âge Permien Inférieur, en Balagne (Corse du nord-ouest). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, 1105–1110.
- GALINDO, C., HUERTAS, M.J. et CASQUET, C. (in press): Cronología Rb–Sr y K–Ar de diques de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Geogaceta.*, 16.
- HERNANDO, S., SCHOTT, J.J., THUIZAT, R. et MONTIGNY, R. (1980): Age des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Soc. Géol. Bull.*, 32, 119–128.
- HUERTAS, M.J. (1990): Las asociaciones filonianas tardi-hercínicas en la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doc. Univ. Complutense Madrid, 335 pp.
- IBARROLA, E., VILLASECA, C., VIALETTE, Y., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. et CASQUET, C. (1987): Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). In "Geología de los granitoïdes y rocas asociadas del Macizo Hespérico". F. BEA, A. CARNICERO, J.C. GONZALO, M. LOPEZ PLAZA et M.D. et RODRIGUEZ ALONSO (eds), 377–384. Rueda, Madrid.
- JAHN, B., SUN, S.S. et NESBITT, R.W. (1979): REE distribution and petrogenesis of the Spanish Peaks igneous complex, Colorado. *Contrib. Mineral. Petrology*, 70, 281–298.
- KOYAGUCHI, T. et BLAKE, S. (1989): The dynamics of magma mixing in a rising magma batch. *Bull. Volcanol.*, 52, 127–137.
- LALLENA, P.P., SANZ, H.G., PEREZ DEL VILLAR, L. et QUEJIDO, A.J. (1990): Datación absoluta de granitoïdes de la Sierra de Gredos, por el método Rb–Sr. *Bol. Soc. Espanola Miner.*, 13, 144–145.
- LAMEYRE, J. et BOWDEN, P. (1982): Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 169–186.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *American Mineral.*, 63, 1023–1052.
- LEEMAN, W.P. et PHELPS, D.W. (1981): Partitioning of rare earths and other trace elements between sanidine and coexisting volcanic glass. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 10193–10199.

- LETERRIER, J. (1985): Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos.*, 18, 311–329.
- LLOYD, F.E., ARIMA, M. et EDGAR, D. (1985): Partial melting of a phlogopite clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: An experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 321–329.
- MARCELOT, G., BARDINTZEFF, J.M., MAURY, R.C. et RANCON, J.P. (1988): Chemical trends of early-formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 851–859.
- MASUDA, A., NAKAMURA, N. et TANAKA, T. (1973): Fine structures of mutual normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 239–248.
- MAXWELL, S. (1990): Geochemical characterization of dykes intruding the northeast Sydney Basin, Australia. In "Mafic dykes and emplacement mechanisms". PARKER, RICKWOOD et TURNER (eds), p. 415–420. A.A. Balkema, Rotterdam.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Jour. Sci.*, 274, 321–355.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. et GOTTARDI, G. (1989): Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineral.*, 27, 143–156.
- MUÑOZ, M., ANCOCHEA, E., SAGREDO, J., DE LA PENA, J.A., HERNAN, F., BRANDLE, J.L. et MARFIL, R. (1985): El Vulcanismo Permo-Carbonifero de la Cordillera Ibérica. *Compt. rend X congreso inter. strat. geol. carbonifère*, 3, 25–52.
- NACHIT, H., RAZAFIMAHEFA, N., STUSSI, J.M. et CARRON, J.P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, 813–817.
- O'HARA, M.J. et MATTEWS, R.E. (1981): Geochemical evolution in an advancing, periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 138, 237–277.
- ORSINI, J. (1976): Les granitoïdes hercyniens corso-sar-des: mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 18, 1203–1206.
- PAGEL, M. et LETERRIER, J. (1980): The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos.*, 13, 1–10.
- PEARCE J.A. et CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Plant. Sci. Lett.*, 19, 290–300.
- PEARCE, J.A., NIGEL, B.W., HARRIS, N.B.W. et TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 956–983.
- PHILLIPS, W.J. (1973): Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks. *Lithos.*, 6, 235–244.
- POGNANTE, U. (1991): Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). *Lithos.*, 26, 305–316.
- RICKWOOD, P.C. (1989): Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos.*, 22, 247–263.
- ROBERT, U., FODEN, J. et VARNE, R. (1992): The Dodecanese Province, SE Aegean: A model for tectonic control on potassic magmatism. *Lithos*, 28, 241–260.
- ROGERS, N.W., HAWKESWORTH, C.J. et PALACZ, Z.A. (1992): Phlogopite in the generation of olivine-melilitites from Namaqualand, South Africa and implications for element fractionation processes in the upper mantle. *Lithos.*, 28, 347–365.
- ROSSI, P. (1986): Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique. Le batholite calco-alkalin de la Corse. Thèse d'Etat. Toulouse. Doc. BRGM, 107, 286 pp.
- SCHALTEGGER, U. et KRÄHENBÜHL, U. (1990): Heavy rare-earth element enrichment in granites of the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). *Chemical Geology*, 89, 49–63.
- SCHERMERHORN, L.J.G., PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I. HEBEDA, E.H., VERDUMEN, E.A.T. et VERSCLURE, R.H. (1978): Age and origin of the Messejana dolerite fault dyke system (Portugal and Spain) in the light of the North Atlantic Ocean. *Jour. Geology*, 86, 299–309.
- STERN, R.J. et GOTTFRIED, D. (1986): Petrogenesis of a late Precambrian (575–600 m.a.) bimodal suite in Northeast Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 492–501.
- STRECKEISEN, A.L. et LE MAÎTRE, R.W. (1979): A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, 136, 169–206.
- SUN, S.S. et HANSON, G.N. (1975): Origin of Ross Island basanitoids and limitations on the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 77–106.
- SYLVESTER, A.G. (1988): Strike-slip faults. *Geol. Soc. America Bull.*, 100, 1666–1703.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L. et PARRY, S.J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 310 A, 549–590.
- UBANELL, A.G. (1981): Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 591–605.
- UBANELL, A.G. et DOBLAS, M. (1987): Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcuende (SW del Sistema Central Español): su relación con la intrusión. In "Geología de los granitoïdes y rocas asociadas del Macizo Hespérico". F. BEA, A. CARNICERO, J.C. GONZALO, M. LÓPEZ PLAZA et M.D. RODRIGUEZ ALONSO (eds), p. 393–403. Rueda, Madrid.
- VIALETTE, Y., BELLIDO, F., FUSTER, J.M. et IBARROLA, E. (1981): Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 327–335.
- VILLASECA, C. et NÚEZ, J. (1986): Diques camptoníticos en el Sistema Central Español. *Estudios Geol.*, 42, 69–77.
- VILLASECA, C. et HUERTAS, M.J. (1988): Mecanismos de diferenciación ígnea en diques de pórfido. *Cuad. Lab. Xeolox. Laxe.*, 12, 231–242.
- WILKINSON, J.F.G. et LE MAÎTRE, R.W. (1987): Upper mantle amphiboles and micas and TiO₂, K₂O and P₂O₅ abundances and 100 Mg/(Mg + Fe²⁺) ratios of common basalts and andesites: implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. *Jour. Petrol.*, 28, 37–73.
- WILSON, M. (1989): Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 466 pp.

Manuscrit reçu le 1^{er} janvier 1994; révision acceptée le 16 juin 1994.