

Le complexe d'Ile-Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest : pétrologie et cadre de mise en place des granitoïdes magnésiopotassiques *

*Petrology and emplacement of magnesiopotassic granitoids
from Ile-Rousse complex, Balagne, Northwestern Corsica*

Didier LAPORTE ⁽¹⁾, Jean-Baptiste ORSINI ⁽²⁾ et Angel FERNANDEZ ⁽³⁾

Mots-clés : Granite, Composition calco-alcaline, Composition potassique, Composition magnésio-potassique, Analyse majeurs, Analyse élément trace, Processus syntectonique, Corse (Balagne).

Résumé

Le complexe granitique d'Ile-Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest, est caractérisé par l'association intime de granitoïdes aux significations pétrogénétiques très différentes, juxtaposés en lames subméridiennes à fort pendage. On y distingue : (1) des granitoïdes calcoalcalins magnésiopotassiques qui ont une origine mixte avec une composante crustale dominante et une composante mantellique exprimée sous la forme de vaugnérites associées ; et (2) des granitoïdes n'appartenant pas à l'association magnésiopotassique dont les mieux définis sont les granodiorites alumineuses de Corbara, proches des granitoïdes australiens de type S. Les données nouvelles suggèrent que l'association magnésiopotassique de Balagne est formée de séquences distinctes à caractère potassique plus ou moins prononcé. Un modèle pétrogénétique est présenté pour rendre compte de cette variété.

L'étude structurale démontre le caractère syntectonique du complexe granitique d'Ile-Rousse : ce dernier se met en place dans un socle tectoniquement actif soumis à un raccourcissement selon une direction Est-Ouest subhorizontale, responsable du développement de structures magmatiques subméridiennes et fortement pentées. Appuyé sur ce résultat, un modèle d'édification et de structuration du complexe d'Ile-Rousse est présenté et permet de préciser la signification de son style architectural original.

Abstract

The northern part of the carboniferous Corsican-Sardinian batholith is made up of K₂O- and MgO-rich, calc-alkaline granitoids, thereafter referred to as magnesiopotassic granitoids [Orsini, 1980; Rossi, 1986]. These granitoids are well exposed in Balagne, Northwestern Corsica, where they are divided in two main units: Calvi intrusion on the West and Ile-Rousse complex on the East. A detailed petrological and structural analysis of the latter was performed [Laporte, 1987] with the purposes of: (1) contributing to a better knowledge of magnesiopotassic plutonism in Corsica; and (2) assessing the relative importance of emplacement mechanisms and regional deformation on the development of magmatic fabrics in Balagne granitoids.

Granitoid types. Ile-Rousse complex comprises two main petrogenetic types of granitoids:

(1) the volumetrically-dominant magnesiopotassic granitoids have a mixed origin; they contain abundant enclaves and decametric bodies of K₂O- and MgO-rich basic rocks (the so-called "vaugnerites" [Sabatier, 1980; Michon, 1987]) which indicate that a mantle-derived component was involved in their genesis.

(2) aluminous granitoids from Corbara unit (and presumably Pioggiola unit; fig. 1) compare to Australian S-type granites and are presumed to have a purely crustal origin.

Magnesiopotassic granitoids are usually porphyroid, with up to 46 volume % potash feldspar megacrysts. Mafic-rich end-members have modal compositions of granodiorites and quartzmonzonites (fig. 2 and tabl. I) and contain magnesian biotite (fig. 5), magnesiohornblende (fig. 4) and a CaO- and MgO-rich clinopyroxene (fig. 3); leucocratic end-members are monzogranites with biotite alone or biotite + hornblende ± clinopyroxene. Ile-Rousse magnesiopotassic granitoids comprise four subtypes: (1) Monticello granodiorites and monzogranites; (2) Ginebaru monzogranites; (3) Santa Reparata quartzmonzonites; and (4) Percepina monzogranites. Subtypes

* Manuscrit reçu le 10 juillet 1991, accepté le 5 novembre 1991.

(1) CNRS, URA n° 10, 5, rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex.

(2) Université Jean-Monnet, Laboratoire de géologie-pétrologie et CNRS, URA n° 10, 23, rue P.-Michelon, 42023 Saint-Étienne.

(3) Université de Limoges, Laboratoire de géologie régionale et appliquée, et CNRS, URA n° 10, 123, av. Albert-Thomas, 87060 Limoges Cedex.

(1) and (2) define a regular trend presumed to result from fractional crystallization (figs. 2, 6). Subtypes (3) and (4) do not belong to this trend: Santa Reparata quartzmonzonites have K_2O contents much higher than Monticello granodiorites (6% versus 4%, at $SiO_2=62\%$; tabl. I) while Percepina monzogranites show some distinctive features — no hornblende and no clinopyroxene, ferrous biotite (fig. 5), higher contents of Fe_2O_3T and lower contents of Na_2O (tabl. I) — which discriminate them from Monticello and Ginebaru monzogranites. At present, we do not know if Santa Reparata quartzmonzonites and Percepina monzogranites belong to a single, discontinuous sequence (as suggested by their close spatial association; fig. 1) or if they correspond to independent batches of magnesiopotassic magmas.

Corbara granodiorites are medium-grained, biotite-rich granitoids which may contain garnet or cordierite. They differ from magnesiopotassic granitoids by: (1) higher modal contents of plagioclase (fig. 2 and tabl. I); (2) higher Al_2O_3 contents in biotite (fig. 5); (3) the absence of hornblende and clinopyroxene; and (4) peraluminous chemical compositions (fig. 7). The abundance of xenoliths (mostly gneisses) and the absence of vaugnerites suggest that Corbara granodiorites have a crustal origin, in agreement with their S-type affinity.

Diversity of magnesiopotassic plutonism in Balagne. Large variations in K_2O contents of magnesiopotassic granitoids from Balagne — specially, the mafic-rich end-members — are displayed in figure 6 (data from Pézeril [1977] on the quartzmonzonites-monzogranite sequence from Calvi intrusion have been plotted in addition to our data). These variations do not correlate with prominent mineralogical changes (e.g., with changes in the nature and composition of mafic minerals); they mostly result from increasing modal abundances of potash feldspar megacrysts from Monticello granodiorites (~20%) to Santa Reparata quartzmonzonites (40% to 50%); Aregno quartzmonzonites from Calvi intrusion contain ~30% megacrysts. A tentative model to explain these large variations in K_2O contents is summarized in figure 8.

A model for the construction of Ile-Rousse complex: Structural analysis of Ile-Rousse complex was performed to explain the close association — as steeply dipping sheets of hectometric to kilometric thickness (fig. 1) — of petrogenetically-contrasted granitoids. Our main conclusions [Laporte *et al.*, 1986, 1989] are that Balagne granitoids are synkinematic and that they underwent considerable shortening during and/or after their emplacement (with a ~EW trending, horizontal direction of shortening). This regional deformation was responsible for the development of NS-trending, steeply dipping magmatic foliations. Statistical analysis of preferred dimensional orientation of potash feldspar megacrysts indicates that shortening percentages were high, locally in excess of 75% [Laporte, 1987; see also Fernandez and Laporte, 1991]. From these observations, it is suggested that granitic sheets from Ile-Rousse complex are in fact "pancakes" and that their large aspect ratios (> 10/1; fig. 1) result from the shortening of initially sub-equant magmatic bodies. Our model for the construction of Ile-Rousse complex involves the two following events (fig. 9): (1) the nesting of genetically-independent granitic pulses to build a large, composite body; and (2) the flattening of this body, before consolidation.

Introduction

Le complexe granitique d'Ile-Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest, forme avec l'intrusion de Calvi l'extrémité septentrionale du vaste batholite carbonifère qui compose l'ossature du bloc corsosarde. Ces deux unités constituent la masse principale des granitoïdes calcoalcalins magnésiopotassiques que J.-B. Orsini (1976, 1980) a opposés aux granitoïdes calcoalcalins *s.s.* qui s'étendent de Sardaigne jusqu'en Corse centrale. L'étude détaillée de l'intrusion de Calvi a permis de définir les principales caractéristiques de l'association calcoalcaline magnésiopotassique corse (Pézeril, 1977 ; Orsini, 1980).

Le complexe d'Ile-Rousse (fig. 1) couvre une surface d'environ 150 km². Au nord, il disparaît sous la mer ; vers le sud, son extension est masquée par les coulées calcoalcalines du Permien inférieur et par le complexe alcalin du Cinto (Vellutini, 1977). A l'est, il est en contact avec le lambeau métamorphique de Belgodère, qui forme une bande d'orientation et de structuration subméridiennes à fort pendage. Les termes principaux du lambeau de Belgodère sont (Palagi *et al.*, 1985 ; Laporte, 1987 ; Ménot et Orsini, 1990) : (1) une association leptyno-amphibolique, cantonnée à la bordure orientale du septum métamorphique ; (2) un ensemble médian de gneiss migmatitiques et d'anatexite et (3) à l'ouest, des « plutonites précoces », plus ou moins fortement

orthogneissifiées. La signification et l'âge de ces dernières sont encore inconnus ; leur ressemblance pétrographique avec certains termes du complexe d'Ile-Rousse suggère qu'elles pourraient être les précurseurs du magmatisme carbonifère plutôt que les témoins d'un magmatisme ancien (Laporte, 1987).

L'objectif premier de notre étude du complexe d'Ile-Rousse a été de contribuer à une meilleure connaissance du magmatisme magnésiopotassique corse. Les données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques nouvelles sont présentées de manière synthétique. Comparées aux données disponibles sur l'intrusion de Calvi, elles suggèrent que l'association magnésiopotassique est composite et qu'elle réunit des séquences magmatiques différentes, en particulier par leur caractère potassique plus ou moins prononcé.

A côté des granitoïdes magnésiopotassiques, G. Pézeril (1977) a souligné la présence de granitoïdes alumineux (les granodiorites de Corbara), interprétés comme des « granites d'anatexie peu déplacés ». L'association de granitoïdes génétiquement très différents — juxtaposés en lames subméridiennes, d'épaisseur hectométrique à kilométrique, fortement pentées — constitue en fait l'une des singularités les plus originales du complexe d'Ile-Rousse. Un modèle d'édification et de structuration de cet ensemble est présenté ; il est fondé sur l'analyse structurale des granitoïdes dont les principaux résultats sont aussi résumés.

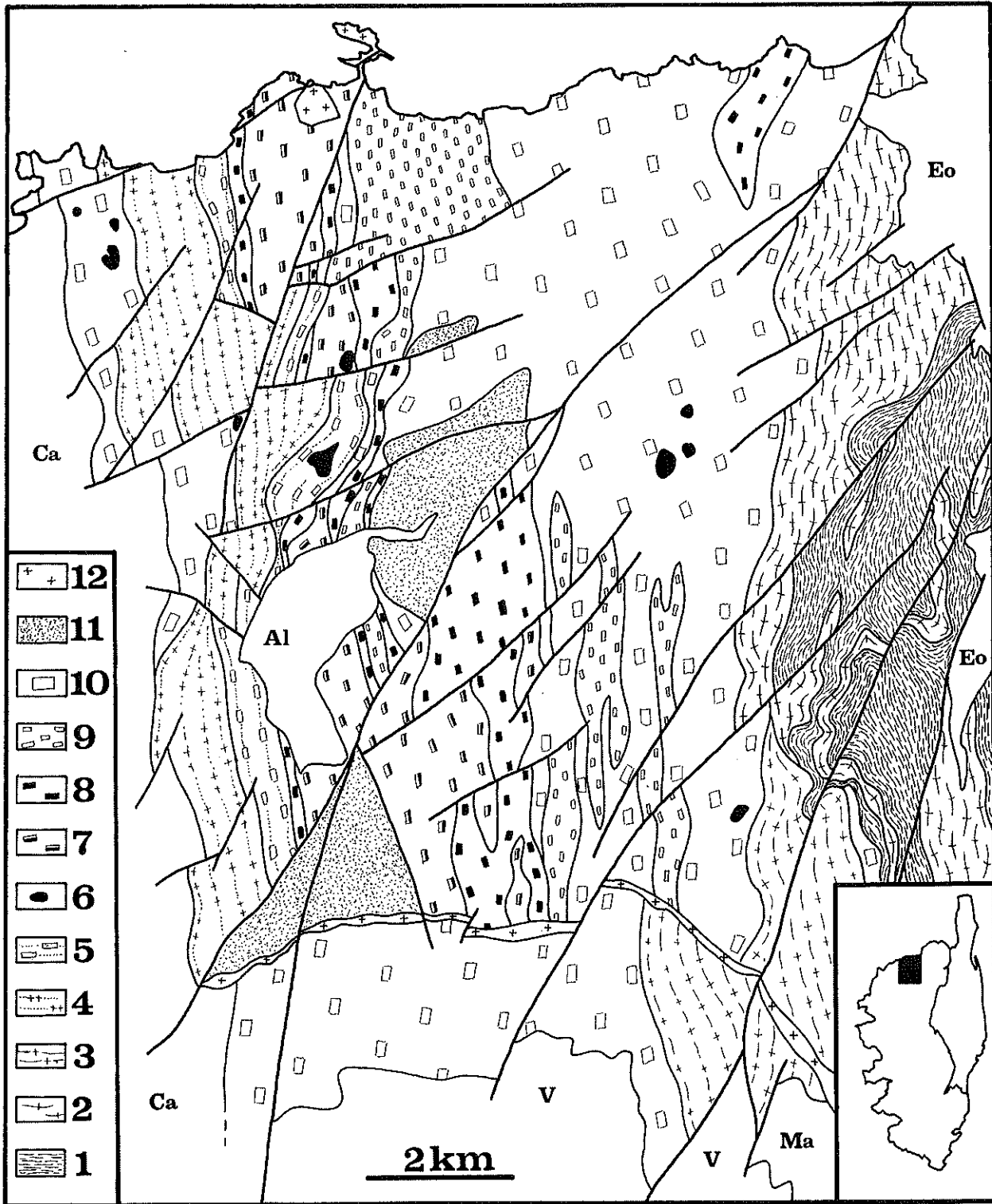


Fig. 1. - Carte géologique du complexe d'Ile-Rousse (Laporte, 1987 ; Orsini *et al.*, 1987). 1, 2 : socle de Belgodère (1, gneiss migmatitiques ; 2, granitoïdes plus ou moins orthogneissifiés) ; 3-10 : complexe d'Ile-Rousse (3, unité de Pioggiola ; 4, granodiorites de Corbara ; 5, quartzmonzodiorites de Pietrajola ; 6, stocks vaugnéritiques ; 7, monzogranites de Percepina ; 8, quartzmonzonites de Santa Reparata ; 9, monzogranites de Ginebaru ; 10, monzogranites et granodiorites de Monticello) ; 11 : granite de Luchietta (intrusion de Pietra di Telamu) ; 12 : hypovolcanisme permien. Autres formations : Ca, intrusion de Calvi ; Ma, série détritique de Mausoleo (Stéphanien terminal) ; V, rhyolites calcoalcalines du Permien inférieur ; Eo, Eocène de Balagne sédimentaire ; Al, alluvions.

Fig. 1. - Geological map of Ile-Rousse complex (Laporte, 1987; Orsini *et al.*, 1987). 1, 2: Belgodere basement (1, migmatitic gneisses; 2, orthogneisses); 3-10: Ile-Rousse complex (3, Pioggiola unit; 4, Corbara granodiorites; 5, Pietrajola quartzmonzodiorites; 6, vaugnierites; 7, Percepina monzogranites; 8, Santa Reparata quartzmonzonites; 9, Ginebaru monzogranites; 10, Monticello monzogranites and granodiorites); 11: Luchietta leucocratic granite (Pietra di Telamu intrusion); 12: Permian hypovolcanism. Ca: Calvi intrusion; Ma: clastic sediments from Mausoleo (late Pennsylvanian); V, calc-alkaline rhyolites (lower Permian); Eo, Eocene; Al, alluvial deposits.

Typologie des granitoïdes du complexe d'Ile-Rousse

Dans le cadre du lever de la carte géologique 1/50 000 de Calvi (Orsini *et al.*, 1987), des travaux cartographiques détaillés (Laporte, 1987) ont conduit à distinguer sept variétés de granitoïdes au sein du complexe d'Ile-Rousse (fig. 1). L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique a permis de vérifier la validité des subdivisions de terrain et de confirmer l'opposition entre un ensemble de « granites à sphène » caractéristiques de l'association calcoalcaline magnésio-potassique de Balagne et un ensemble de granitoïdes n'appartenant pas à cette association.

A. Les granitoïdes calcoalcalins magnésio-potassiques

1) Typologie

Il s'agit d'un ensemble de granitoïdes souvent porphyroïdes qui regroupe des variétés riches en minéraux ferromagnésiens, à biotite + amphibole ± clinopyroxène et des variétés plus claires à biotite (± amphibole). Le sphène est toujours visible à l'œil nu. Quatre grands types ont été distingués et cartographiés (fig. 1 ; la nomenclature retenue est celle préconisée par A. Streckeisen [1974]) :

- 1) les granodiorites et monzogranites de Monticello,
- 2) les monzogranites de Ginebaru,
- 3) les monzogranites hololeucocrates de Percepina,
- 4) les quartzmonzonites de Santa Reparata.

Les granitoïdes de Monticello couvrent une large part du complexe d'Ile-Rousse (fig. 1). Ce sont des roches leucocrates à texture porphyroïde (15 à 20 % volumique) de mégacristaux de feldspath potassique (MFK), qui regroupent des granodiorites riches en minéraux ferromagnésiens (biotite + amphibole + clinopyroxène) et des monzogranites (à biotite + amphibole ± clinopyroxène). Localement, ont été rencontrées des variétés plus riches en MFK (environ 30 % en volume) et des variétés plagioclasiques, dépourvues de MFK.

Les monzogranites de Ginebaru sont intimement associés, sous la forme d'alternances récurrentes à l'échelle décimétrique à hectométrique (fig. 1), aux monzogranites de Monticello desquels ils se distinguent uniquement par la texture : les MFK sont rares, voire absents, et le feldspath potassique s'exprime sous la forme de petites tablettes (environ 1 cm de long pour les plus grandes).

Les monzogranites de Percepina sont des roches hololeucocrates à biotite seule (ou très rarement biotite + amphibole), généralement riches en MFK.

Les quartzmonzonites de Santa Reparata sont des roches leucocrates, porphyroïdes, riches en minéraux ferromagnésiens (biotite + amphibole + clinopyroxène). Elles se caractérisent par l'extrême abondance des MFK (36 à 46 % volumique) ; ces

derniers ont une forme allongée et définissent une organisation planaire souvent bien marquée.

Dans le diagramme de Streckeisen (fig. 2 ; les analyses modales sont données en table I), les quartzmonzonites de Santa Reparata occupent une position particulière, en dehors d'une tendance générale qui regroupe les monzogranites et granodiorites de Monticello, ainsi que les monzogranites de Ginebaru et de Percepina. Les données minéralogiques et géochimiques (ci-dessous) confirment l'appartenance des granitoïdes de Monticello et de Ginebaru à une même séquence magmatique (en accord avec leurs relations étroites sur le terrain) et suggèrent également que les monzogranites de Percepina n'appartiennent pas à cette séquence.

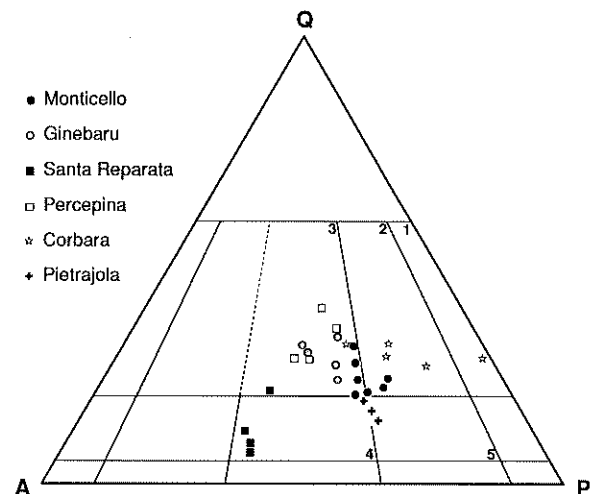


Fig. 2. - Les granitoïdes du complexe d'Ile-Rousse dans le diagramme QAP de A. Streckeisen (1974). 1, tonalites ; 2, granodiorites ; 3, monzogranites ; 4, quartzmonzonites ; 5, quartzmonzodiorites.

Fig. 2. - QAP diagram (Streckeisen, 1974) showing the modal compositions of Ile-Rousse granitoids. 1, tonalites ; 2, granodiorites ; 3, monzogranites ; 4, quartzmonzonites ; 5, quartzmonzodiorites.

Les granitoïdes calcoalcalins magnésio-potassiques renferment systématiquement des roches associées soit sous la forme de stocks plurimétriques à hectométriques, soit sous la forme d'enclaves centimétriques à décimétriques. Les stocks sont composés de roches sombres, le plus souvent mésocrates, à biotite + amphibole + clinopyroxène ; le type le plus fréquent est une roche grenue subisogranulaire à grain moyen. Les stocks montrent un large éventail de compositions modales qui s'étend du champ des diorites à celui des syénites (et leurs équivalents quartzifères). Par leur caractère magnésien et potassique, ces roches syénodioritiques rappellent les vauugnérites du Massif central (Rossi, 1986 ; Michon, 1987).

2) Minéralogie

a) Le clinopyroxène

Le clinopyroxène s'exprime sous la forme de reliques globuleuses incluses dans l'amphibole. Dans quelques échantillons de quartzmonzonites de Santa

Type ^a n°	I	I	I	I	I	II	III	IV	IV	V	V
	L1137	L1283	L1403	L1156	L1115	L1399	L1454	L1280	L1112	L1262	L1272
SiO ₂	61,19	61,25	62,35	62,00	62,85	58,74	58,85	67,30	68,82	67,10	69,5
Al ₂ O ₃	16,50	17,00	16,20	16,77	15,80	18,95	17,10	15,20	14,85	15,30	14,70
Fe ₂ O ₃	0,82	5,12	0,55	4,66	4,47	4,18	5,39	3,61	0,29	3,38	0,13
FeO ^b	3,77	nd	3,91	nd	nd	nd	nd	nd	2,36	nd	2,19
MnO	0,06	0,07	0,06	0,09	0,08	0,04	0,09	0,06	0,06	0,04	0,03
MgO	3,20	2,91	2,66	2,62	2,57	2,93	3,46	1,57	1,43	1,68	1,16
CaO	4,23	3,68	3,84	3,81	3,68	4,58	3,96	2,44	2,22	2,59	2,38
Na ₂ O	3,59	3,56	3,78	3,68	3,50	4,26	3,63	3,42	3,25	3,34	3,15
K ₂ O	3,91	4,04	3,65	4,22	4,47	3,00	4,98	4,59	4,66	4,60	4,92
TiO ₂	1,03	0,94	0,87	0,96	0,90	0,77	1,07	0,58	0,51	0,66	0,53
P ₂ O ₅	0,37	0,42	0,32	0,46	0,38	0,35	0,53	0,22	0,19	0,23	0,20
P.F. ^c	0,99	0,97	0,98	0,88	1,02	1,51	1,38	0,94	1,07	1,05	0,81
total	99,66	99,96	99,17	100,09	99,72	99,31	100,44	99,93	99,71	99,97	99,7
Ba	1679	1264	1205	1351	1256	470	1916	901	1047	982	1509
Y	19	19	20	34	32	19	25	32	24	31	21
Sr	664	549	583	585	514	582	732	363	324	391	507
Rb	173	174	156	194	204	184	216	247	191	202	193
Zr	284	306	273	264	248	201	373	197	180	216	197
Nb	19	20	15	24	27	20	22	20	18	20	17
Qtz ^d	15	18	19	19	16	24	28	23	30
Pl ^d	38	42	40	45	40	41	39	37	36
Kfs ^d	20	18	23	17	24	23	22	26	24
Bt ^d	18	16	15	14	12	10	10	11	6
Cam ^{d,e}	8	5	1	4	6	1	Tr	1	3
Cpx ^{d,e}	Tr	Tr	1	Tr	Tr	Tr	0	0	Tr
Acc ^{d,e}	1	1	1	1	2	1	1	2	1

Tabl. 1. - Compositions chimiques et modales des granitoïdes du complexe d'Ile-Rousse.

Table 1. - Chemical and modal compositions of granitoids from Ile-Rousse complex.

Note. — Les analyses chimiques ont été réalisées au laboratoire de géologie de l'université Claude Bernard-Lyon I. Les éléments majeurs — exprimés en % pondéral — ont été dosés par voie humide (et par absorption atomique pour les alcalins [Piboule, 1979]); les éléments traces — exprimés en ppm — ont été dosés par fluorescence X (Germanique et Briand, 1985). Les analyses modales — exprimées en % volumique — ont été obtenues par comptage de points sur lames minces et plaques colorées au cobaltionitrite de sodium (Laduron, 1966; Norman, 1974); pour les types porphyroïdes, la fraction de mégacristsaux de feldspath potassique a été mesurée au préalable sur le terrain.

Source. — Laporte (1987) (à consulter pour la localisation des analyses) et 2 analyses nouvelles, L1399 (X = 545,0 et Y = 4 251,7; Calvi 1/50 000) et L 1454 (X = 546,7 et Y = 4 250,1; Santo Pietro di Tenda 1/50 000).

^aTypes. — I-IV: granitoïdes de Monticello (I, granodiorites; II, variété tonalitique; III, variété quartzmonzonitique; IV, monzogranites); V: monzogranites de Ginebaru; VI: quartzmonzonites de Santa Reparata; VII: monzogranites de Percepina; VIII-X: granodiorites de Corbara (VIII, tonalite; IX, granodiorites s.s.; X monzogranite); XI: quartzmonzodiorites de Pietrajola; XII: granites holo-leucocrates de Luchietta (intrusion de Pietra di Telamu); XIII: quartzmonzonites de Vallitone (intrusion de Calvi).

^bnd: non dosé (fer exprimé sous forme de Fe₂O₃).

^cP.F.: perte au feu.

^dQtz: quartz; Pl: plagioclase; Kfs: feldspath potassique; Bt: biotite; Cam: amphibole; Cpx: clinopyroxène; Acc: minéraux accessoires.

^eTr: < 1% vol.

^aTypes. — I-IV: Monticello granitoids (I, granodiorites; II, tonalite; III, quartzmonzonite; IV, monzogranites); V: Ginebaru monzogranites; VI: Santa Reparata quartzmonzonites; VII: Percepina monzogranites; VIII-X: Corbara granodiorites (VIII, tonalite; IX, granodiorites s.s.; X monzogranites); XI: Pietrajola quartzmonzodiorites; XII: Luchietta leucocratic granites (Pietra di Telamu intrusion); XIII: Vallitone quartzmonzonites (Calvi intrusion).

^bnd: no determined (all Fe as Fe₂O₃).

^cP.F.: loss on ignition.

^dQtz: quartz; Pl: plagioclase; Kfs: potash feldspar; Bt: biotite; Cam: amphibole; Cpx: clinopyroxene; Acc: accessory minerals.

^eTr: < 1% vol.

Type ^a n°	V	V	VI	VI	VI	VI	VII	VII	VII	VII	VIII
	L1261	L1260	L1113	L1129	L1270	L1286	L1136	L1282	L1300	L1301	L1425
SiO ₂	69,66	70,70	63,64	59,82	61,45	59,55	73,22	69,70	70,65	70,40	58,53
Al ₂ O ₃	14,61	13,95	16,33	17,66	18,25	17,05	13,85	14,65	14,30	14,15	17,68
Fe ₂ O ₃	2,31	2,36	0,44	0,58	4,78	4,93	2,18	2,66	2,77	2,88	0,52
FeO ^b	nd	nd	2,92	3,32	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5,56
MnO	0,02	0,02	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05
MgO	1,00	0,92	2,26	2,66	2,43	2,75	0,70	1,00	0,94	1,13	3,30
CaO	2,12	1,75	2,58	3,55	3,01	3,29	1,56	1,93	1,93	2,07	3,81
Na ₂ O	3,35	3,17	3,03	3,62	3,08	3,13	2,87	3,04	2,96	3,10	3,31
K ₂ O	4,86	5,00	5,96	5,83	6,12	6,41	5,02	5,23	5,16	4,80	3,36
TiO ₂	0,45	0,41	0,81	1,02	0,88	1,01	0,30	0,46	0,41	0,43	0,91
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,31	0,39	0,38	0,42	0,11	0,15	0,12	0,13	0,06
P.F. ^c	0,92	0,61	1,15	0,73	1,14	1,07	0,61	0,71	0,66	0,94	1,48
total	99,45	99,04	99,49	99,24	99,58	99,67	100,45	99,57	99,84	100,07	98,57
Ba	1064	825	1301	1865	1239	1690	761	875	822	874	571
Y	13	17	31	23	23	19	17	19	17	22	24
Sr	371	314	445	732	443	588	259	399	262	277	358
Rb	210	213	263	328	273	266	190	210	195	226	166
Zr	161	157	374	404	390	421	160	208	196	153	216
Nb	12	16	20	22	23	19	20	15	15	20	26
Qtz ^d	28	29	18	7	10	6	37	27	26	32	21
Pl ^d	34	32	28	28	28	29	31	32	34	35	50
Kfs ^d	32	32	39	44	47	46	25	35	32	24	1
Bt ^d	5	6	11	17	11	16	7	5	8	9	28
Cam ^{d,e}	0	Tr	3	3	3	2	0	0	0	Tr	0
Cpx ^{d,e}	0	0	Tr	Tr	Tr	Tr	0	0	0	0	0
Acc ^{d,e}	1	1	1	1	1	1	Tr	1	Tr	Tr	Tr

Tabl. 2. - Compositions moyennes des minéraux ferromagnésiens du complexe d'Ile-Rousse.

Table 2. - Average compositions of mafic minerals from Ile-Rousse complex.

Note. — Analyses réalisées sur la sonde Camebax de l'université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand II; conditions analytiques: tension 15 kV, courant échantillon 11 nA, temps de comptage 10 s.

Sources. — Laporte (1987) et analyses nouvelles en colonne XI;

^aClinopyroxène. (clinopyroxene): I, granitoïdes magnésio-potassiques; II, quartzmonzodiorites de Pietrajola; III, vaugnerites.

^bHornblende verte (dark green hornblende): IV, granodiorites de Monticello.

^cAmphibole actinotique (pale-coloured amphibole): V, granodiorites de Monticello; VI, quartzmonzodiorites de Pietrajola; VII, vaugnerite (éch. L1154, avec 0,34 % Cr₂O₃).

^dBiotite (biotite): VIII, monzogranites de Monticello-Ginebaru; IX, monzogranites de Percepina; X, vaugnerites; XI, quartzmonzodiorites de Pietrajola; XII, tonalites de Corbara.

^en: nombre d'analyses (number of analyses).

Type ^a n°	IX	IX	IX	X	XI	XI	XII	XII	XIII	XIII	XIII
	L1279	L1259	L1278	L1277	L1284	L1292	L1157	L1274	L1167	L1169	L1500
SiO ₂	60,36	64,89	66,26	66,85	57,80	60,70	76,15	76,21	60,55	61,76	69,55
Al ₂ O ₃	17,00	15,55	15,80	15,07	17,95	17,30	12,60	12,71	16,60	16,30	16,52
Fe ₂ O ₃	0,57	4,45	0,24	4,04	5,81	0,68	1,44	1,39	5,03	4,72	5,48
FeO ^b	4,94	nd	3,22	nd	nd	4,05	nd	nd	nd	nd	nd
MnO	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	0,06	0,06	0,10
MgO	3,37	2,68	2,11	2,14	2,82	2,12	0,20	0,21	2,70	2,62	2,75
CaO	3,44	2,84	2,69	2,64	4,23	3,44	0,61	0,58	3,48	3,07	4,06
Na ₂ O	2,86	3,02	3,09	3,05	3,50	3,22	2,95	3,29	3,26	3,30	2,96
K ₂ O	3,73	4,41	4,36	4,28	4,58	4,80	5,15	5,00	5,30	5,21	5,32
TiO ₂	0,88	0,67	0,59	0,72	1,05	0,87	0,13	0,13	1,00	0,95	1,17
P ₂ O ₅	0,32	0,23	0,23	0,31	0,41	0,33	0,03	0,04	0,40	0,40	0,45
P.F. ^c	1,21	0,94	0,87	0,68	0,69	1,01	0,59	0,43	0,90	1,32	1,10
total	99,75	99,74	99,52	99,84	99,00	98,57	99,87	100,02	99,28	99,70	99,46
Ba	810	873	710	788	1721	1492	147	159	1790	1487	1586
Y	42	24	35	45	15	38	24	26	27	38	24
Sr	357	267	229	211	543	464	49	45	590	611	614
Rb	195	203	186	165	194	208	216	251	202	218	217
Zr	224	212	193	182	440	379	88	104	375	350	410
Nb	23	19	17	17	20	23	16	15	23	24	22
Qtz ^d	21	26	23	27	13	16	38	35	14	17	...
Pl ^d	46	40	41	35	43	41	27	26	39	37	...
Kfs ^d	10	14	16	21	23	23	31	36	28	30	...
Bt ^d	22	19	19	16	20	19	3	3	17	13	...
Cam ^{d,e}	0	0	0	0	Tr	0	0	0	1	2	...
Cpx ^{d,e}	0	0	0	0	Tr	0	0	0	Tr	Tr	...
Acc ^{d,e}	1	1	1	1	1	1	1	Tr	1	1	...

n	I ^a 13	II ^a 9	III ^a 16	IV ^b 9	V ^c 1	VI ^c 52,38	VII ^c 5	VIII ^d 11	IX ^e 10	X ^e 13
---	----------------------	----------------------	------------------------	----------------------	---------------------	--------------------------	-----------------------	-------------------------	-----------------------	----------------------

Reparata et de granodiorites de Monticello, il est conservé sous la forme de cristaux subautomorphes, millimétriques, entourés d'une mince couronne d'amphibole ou de symplectite amphibole-quartz. Les clinopyroxènes des granitoïdes magnésiopotassiques ont un chimisme particulier caractérisé par des teneurs très élevées en CaO, MgO et SiO₂ et extrêmement faibles en Al₂O₃ et TiO₂ (tabl. II). Dans le diagramme cationique Ca-Mg-(Fe_T + Mn), ils se placent dans le domaine des salites (fig. 3). Les clinopyroxènes des stocks syénodioritiques sont plus magnésiens que ceux des granitoïdes encaissants et se rapprochent du champ des diopsides (fig. 3).

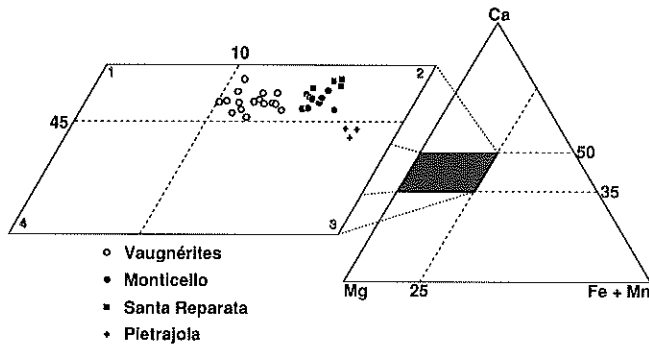


Fig. 3. - Clinopyroxènes du complexe d'Ile-Rousse dans le diagramme Ca - Mg - (Fe_T + Mn). 1, diopside ; 2, salite ; 3, augite ; 4, endiopside.

Fig. 3. - Clinopyroxene compositions in granitoids and related rocks from Ile-Rousse complex; ternary diagram Ca - Mg - (Fe_T + Mn) with fields of: 1, diopside; 2, salite; 3, augite; 4, endiopside.

La présence de clinopyroxène est une caractéristique des granitoïdes calcoalcalins magnésiopotassiques (Orsini, 1979) ; des clinopyroxènes chimiquement comparables à ceux des granitoïdes de Balagne ont été décrits, par exemple, dans le monzogranite des Ballons, Vosges méridionales (Pagel et Leterrier, 1980). Dans les granitoïdes calcoalcalins s.s. du batholite corsarde, le clinopyroxène est absent (Orsini, 1979).

La présence de clinopyroxène dans les granitoïdes magnésiopotassiques s'accorde avec les études expérimentales de M.T. Naney (1983), J.R. Robertson et P.J. Wyllie (1971) et S. Maaloe et P.J. Wyllie (1975) qui montrent que le clinopyroxène est une phase de cristallisation précoce des liquides granitiques à syénitiques. La composition plus plagioclasique (granodioritique) du liquide parental des granitoïdes calcoalcalins s.s. corsardes favoriserait l'apparition précoce d'un plagioclase calcique à la place du clinopyroxène : les travaux de M.T. Naney (1983) suggèrent en effet que le clinopyroxène n'intervient pas dans la séquence de cristallisation des liquides granodioritiques.

b) L'amphibole

L'observation microscopique permet de distinguer deux variétés d'amphibole :

1) la hornblende verte forme de grands prismes plurimillimétriques, xénomorphes contre le plagioclase et la biotite ; elle intervient assez tardivement dans la séquence de cristallisation et relaie le clinopyroxène devenu instable. Dans les échantillons où le clinopyroxène est conservé sous la forme de prismes millimétriques, la hornblende verte est pratiquement absente.

2) l'amphibole actinotique, aux teintes plus délavées, définit un zonage grossier et irrégulier autour des grands prismes de hornblende verte ; on l'observe aussi autour du clinopyroxène, en association avec le quartz.

Dans la classification de B.E. Leake (1978), les hornblendes vertes des granitoïdes magnésiopotassiques sont des magnésiohornblendes et des hornblendes édénitiques (fig. 4) ; elles ont une composition magnésienne avec un rapport cationique Fe_T / (Fe_T + Mg) < 0,5.

Les amphiboles actinotiques ont des compositions de magnésiohornblendes ou exceptionnellement de hornblendes actinolitiques (fig. 4). Elles déterminent un « trend » qui s'enracine dans le champ compositionnel des hornblendes vertes, le passage de ces dernières aux amphiboles actinotiques étant marqué par une chute importante des teneurs en Al₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂ et un enrichissement sensible en SiO₂, MgO (tabl. II). En termes de substitutions à partir du pôle trémolite (Czamanske

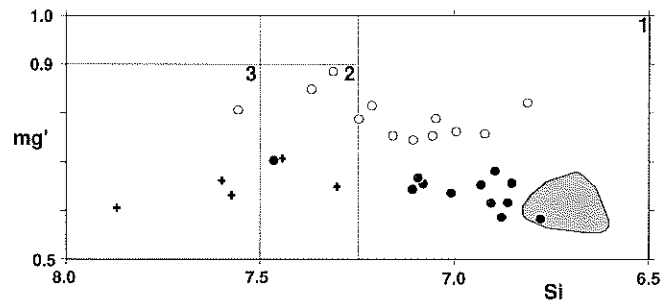


Fig. 4. - Les amphiboles du complexe d'Ile-Rousse dans le diagramme de B.E. Leake (1978) : $mg' = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ en fonction de Si⁴⁺ ; en gris : 24 analyses de hornblende verte des granitoïdes magnésiopotassiques ; cercles pleins : amphibole actinotique des granitoïdes magnésiopotassiques ; cercles vides : amphibole des vagnérites ; croix : amphibole des quartzmonzodiorites de Pietrajola. Les domaines numérotés sont ceux des : 1, magnésiohornblendes ; 2, hornblendes actinolitiques ; 3, actinolites (toutes les analyses reportées ont une somme (Na + K)_A ≤ 0,50, sauf 11 analyses de hornblende verte qui se placent dans le domaine des hornblendes édénitiques avec (Na + K)_A > 0,50).

Fig. 4. - Plot of $mg' = Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})$ versus Si⁴⁺ (Leake, 1978); Ile-Rousse amphiboles plot in the fields of: 1, magnésiohornblende; 2, actinolitique hornblende; and 3, actinolite. Stippled: 24 analyses of dark green hornblende from magnésiopotassic granitoids; filled circles: pale-coloured amphibole (usually, as discontinuous rims around dark green cores) from magnésiopotassic granitoids; open circles: pale-coloured amphibole from vagnérites; crosses: pale-coloured amphibole from Pietrajola quartzmonzodiorites (11 analyses of dark green hornblende have (Na + K)_A > 0.50 and correspond to edenitic hornblende; all other analyses have (Na + K)_A ≤ 0.50).

et Wones, 1973) cette évolution chimique est dominée par le jeu des substitutions couplées du type « édénite » et « Tschermakite » et de l'échange $Fe^{2+} \rightleftharpoons Mg^{2+}$ (Laporte, 1987). Selon G.K. Czamanske et D.R. Wones (1973), D.R. Wones (1981), J.M. Hammarstrom et E.A. Zen (1986) et K. Kawakatsu et Y. Yamaguchi (1987), la croissance tardive d'une amphibole plus magnésienne et moins aluminée témoignerait de conditions plus oxydantes développées soit en fin de cristallisation magmatique soit au stade subsolidus.

L'amphibole des stocks syénodioritiques rappelle par sa coloration et sa teneur en silice (tabl. II et fig. 4) l'amphibole actinotique des granitoïdes ; elle semble presque toujours liée à la déstabilisation du clinopyroxène.

La teneur en Aluminium total Al_T de la hornblende est un baromètre de la cristallisation des magmas de composition intermédiaire à acide (Hammarstrom et Zen, 1986 ; Hollister *et al.*, 1987 ; Johnson et Rutherford, 1989 ; Schmidt, 1991). En effet, lorsque la hornblende coexiste à l'équilibre avec l'association quartz, plagioclase (An 25-35), biotite, feldspath potassique, sphène, ilménite ou magnétite, liquide silicaté et vapeur d'eau, sa teneur en Al_T dépend uniquement de la pression et de la température (Hammarstrom et Zen, 1986). Cette paragenèse complète n'étant cependant réalisée qu'en fin de cristallisation dans les magmas de composition intermédiaire à acide, dans une gamme de température très restreinte (environ 650 à 750 °C) (Hollister *et al.*, 1987), l'effet de la température sur Al_T peut être en première approche négligé. Selon la calibration expérimentale de M.W. Schmidt (1991), les teneurs en Al_T des hornblendes vertes des granitoïdes magnésio-potassiques d'Ile-Rousse indiquent une pression de 3,9 kbar (avec un écart-type de 0,4 kbar) ; la précision de cette estimation est de $\pm 0,5$ kbar (Schmidt, 1991). Cette valeur de $3,9 \pm 0,5$ kbar caractériserait la fin de cristallisation des magmas magnésio-potassiques, à une température qu'on peut estimer de l'ordre de 700 °C (à 4 kbar, le solidus d'un magma de composition intermédiaire à acide saturé en eau est d'environ 650 à 680 °C (par exemple, Naney, 1983 ; Wyllie, 1977).

c) La biotite

La biotite brune est le minéral ferromagnésien dominant des granitoïdes magnésio-potassiques ; elle est de cristallisation précoce, synchrone du plagioclase et antérieure à la hornblende verte et au feldspath potassique.

Les compositions des biotites (tabl. II) sont reportées dans le diagramme Al_2O_3 - MgO - FeO_T (fig. 5) d'où se dégagent les éléments suivants :

- 1) les biotites des granitoïdes de Monticello, Ginebaru et Santa Reparata ont une composition homogène (il s'agit de biotites magnésiennes avec un rapport cationique $Fe_T/(Fe_T + Mg) < 0,5$) ;
- 2) les biotites des monzogranites de Percepina ont un caractère sensiblement plus ferrifère ;
- 3) les biotites des stocks syénodioritiques sont plus magnésiennes que celles des granitoïdes encaissants.

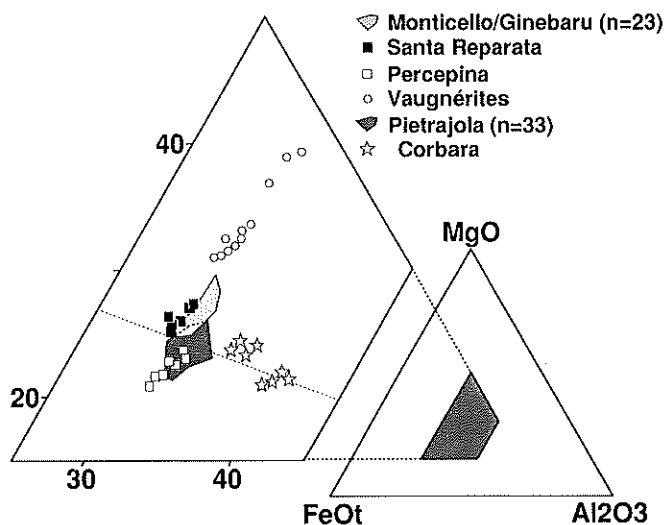


Fig. 5. - Compositions des biotites dans le diagramme pondéral Al_2O_3 - MgO - FeO_T ; la ligne en pointillés marque la limite du champ des biotites magnésiennes ($Mg/(Mg + Fe_T) \geq 0,50$) ; n : nombre d'analyses.

Fig. 5. - Biotite compositions in the Al_2O_3 - MgO - FeO_T ternary diagram (wt%). The field of magnesian biotites ($Mg/(Mg + Fe_T) \geq 0,50$) is bounded by the dotted line; n: number of analyses.

d) Le plagioclase

Dans les granitoïdes magnésio-potassiques, le plagioclase affiche des caractéristiques texturales très uniformes : (1) automorphie et forme assez trapue ; (2) rareté des associations en synnesis ; (3) quasi-absence de zonage et (4) altération très importante en séricite. Sa place précoce dans la séquence de cristallisation est aussi très constante.

Dans les quartzmonzonites de Santa Reparata et les granodiorites de Monticello, le plagioclase a une composition d'andésine sodique (An 30-33) ; dans les monzogranites de Monticello, Ginebaru et Percepina, il a une composition d'oligoclase (An 23-31). Le caractère peu calcique des plagioclases dans les granitoïdes magnésio-potassiques — par comparaison avec les plagioclases des granitoïdes calcoalcalins *s.s.* corsosardes (Orsini, 1979, 1980) — est mis en parallèle avec la présence de clinopyroxène (voir plus haut) et marquerait la faible activité du composant $CaAl_2Si_2O_8$ dans les magmas parentaux.

e) Le feldspath potassique

Le feldspath potassique s'exprime le plus souvent sous la forme de mégacristsaux perthitiques (3 à 5 cm de long). Malgré d'importantes variations de son abondance modale, les relations texturales du feldspath potassique avec les autres phases minérales sont assez constantes et indiquent une cristallisation au moins en grande partie postérieure à celle du plagioclase, de la biotite et du clinopyroxène.

f) Les minéraux accessoires

Les minéraux accessoires suivants sont communément observés : sphène, allanite, apatite, zircon, il-

ménite et/ou pyrite. Le sphène est toujours visible à l'œil nu ; il est spécialement abondant dans les quartzmonzonites de Santa Reparata et les granodiorites de Monticello où il peut mesurer jusqu'à 1 cm de long. Son habitus automorphe témoigne d'une cristallisation relativement précoce ; sa croissance pourrait être liée en partie à la déstabilisation de l'iménite qu'il blinde systématiquement.

3) Géochimie

La discrimination ébauchée sur des bases pétrographiques et minéralogiques est étayée par l'étude géochimique des éléments majeurs (tabl. I). Dans les diagrammes oxydes/silice (K_2O-SiO_2 en figure 6 ; voir D. Laporte (1987) pour les autres diagrammes binaires), les granitoïdes de Monticello et de Ginebaru définissent une tendance évolutive presque linéaire marquée par une chute des teneurs en CaO , Fe_2O_{3T} , MgO , TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , une légère diminution des teneurs en Na_2O et une augmentation des teneurs en K_2O . Ces diagrammes révèlent d'autre part : (1) l'existence d'une lacune entre les granodiorites (61 à 63 % SiO_2 ; tabl. I) et les monzogranites (67 à 69 % SiO_2) de Monticello, probablement exagérée par le petit nombre d'analyses et (2) la similitude des monzogranites de Monticello et de Ginebaru. Deux analyses se placent en dehors du trend général défini par l'ensemble Monticello-Ginebaru (fig. 6) ; il s'agit d'une variété riche en MFK (32 % volumique ; échantillon L1454, tabl. I), prélevée à proximité d'un grand stock syénodioritique et d'une variété tonalitique, pauvre en feldspath potassique (échantillon L1399, tabl. I).

En plus des particularités minéralogiques qui les distinguent des monzogranites de Ginebaru (absence du clinopyroxène, rareté de la hornblende verte, composition ferrifère de la biotite), les monzogranites de Percepina présentent des particularités

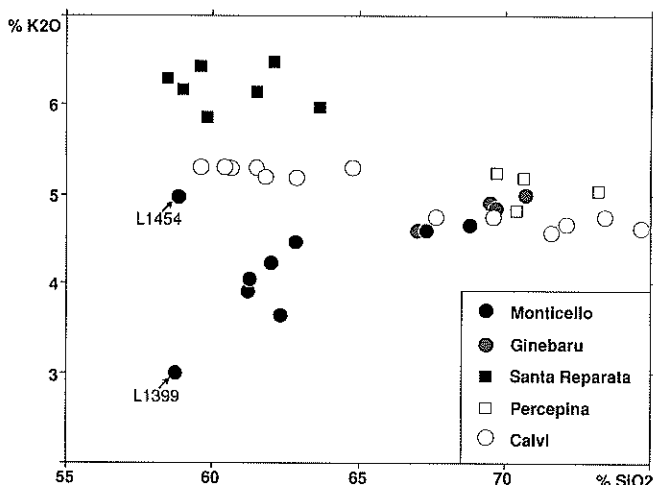


Fig. 6. - Les granitoïdes magnésiopotassiques de Balagne dans le diagramme K_2O-SiO_2 (les analyses de Pézeril (1977) concernant les granitoïdes de Calvi et les quartzmonzonites de Santa Reparata ont été reportées en plus des analyses nouvelles (Laporte, 1987)).

Fig. 6. - K_2O-SiO_2 (wt%) variation diagram showing the wide range of compositions of Balagne magnésiopotassic granitoïdes (sources: Pézeril (1977); Laporte (1987)).

géochimiques (teneurs un peu plus élevées en Fe_2O_{3T} et plus faibles en Na_2O ; tabl. I) suggérant qu'ils n'appartiennent pas à la séquence de Monticello-Ginebaru.

Les quartzmonzonites de Santa Reparata ont des compositions intermédiaires (58 à 64 % SiO_2 ; tabl. I). Leur très grande richesse en K_2O (5,8 à 6,5 %) et leur pauvreté en CaO , Na_2O , Fe_2O_{3T} , MgO , TiO_2 par rapport aux granodiorites de Monticello peuvent être directement corrélées à l'abondance extrême des MFK.

L'association spatiale systématique des monzogranites de Percepina et des quartzmonzonites de Santa Reparata, les premiers formant une bande N170 bordée à l'est et à l'ouest par les secondes (fig. 1) pourrait indiquer l'existence d'un lien génétique entre les deux groupes de granitoïdes (l'évolution des quartzmonzonites aux monzogranites est du reste compatible avec un modèle simple de cristallisation fractionnée ; G. Michon, communication écrite). Les données disponibles actuellement ne permettent pas de vérifier si ces deux unités constituent effectivement une séquence magmatique très discontinue avec une large lacune compositionnelle entre 64 et 70 % SiO_2 , ou au contraire si elles correspondent à deux entités magnésiopotassiques indépendantes.

B. Les granitoïdes n'appartenant pas à l'association calcoalcaline magnésiopotassique de Balagne

Trois variétés de granitoïdes n'appartenant pas à l'association calcoalcaline magnésiopotassique de Balagne ont été mises en évidence et cartographiées ; il s'agit :

- 1) des granodiorites de Corbara,
- 2) des monzogranodiorites de Pioggiola,
- 3) des quartzmonzodiorites de Pietrajola.

Les monzogranodiorites de Pioggiola, qui affluent dans le coin sud-est du complexe d'Ile-Rousse, n'ont pas fait l'objet d'une étude minéralogique et géochimique ; les premières données indiquent qu'elles ont de grandes affinités avec les granodiorites de Corbara (absence de roches basiques associées, absence d'amphibole et de clinopyroxène, structure nébulitique).

Les quartzmonzodiorites de Pietrajola présentent des caractéristiques qui pourraient justifier leur rattachement à l'association magnésiopotassique de Balagne ; cependant, nous préférons ici une définition stricte de cette association, où ne sont réunis que « les granites à sphène » caractéristiques de la terminaison septentrionale du batholite corsosarde (Orsini, 1980).

1) Les granodiorites de Corbara

Les granitoïdes de Corbara forment une bande subméridienne de 1 à 2 km de largeur sur la bordure occidentale du complexe d'Ile-Rousse. Il s'agit d'une

séquence de faciès plagioclasiques évoluant des tonalites aux monzogranites (fig. 2). Les termes granodioritiques, généralement à grain moyen (2 à 4 mm), sont dominants ; certaines variétés monzogranitiques peuvent montrer une texture porphyroïde. Sur le terrain, l'abondance et la diversité des enclaves métamorphiques (gneiss, amphibolites, pyroxénites, enclaves surmicacées), l'absence de roches basiques associées et la structure localement nébulitique distinguent les granodiorites de Corbara des granitoïdes magnésio-potassiques.

Les minéraux essentiels des granodiorites de Corbara sont le plagioclase, le feldspath alcalin, le quartz et la biotite. La biotite est habituellement le seul minéral ferromagnésien présent (jusqu'à 28 % volumique dans les tonalites) ; le grenat almandin, en gros cristaux automorphes blindés par la biotite, et la cordiérite sont présents sporadiquement. L'absence de l'amphibole, du clinopyroxène et du sphène doit être soulignée. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la pyrrhotite, rarement l'allanite ; la présence fréquente de monazite est remarquable.

En termes de compositions minérales, les granodiorites de Corbara se singularisent des granitoïdes magnésio-potassiques par le caractère alumineux de la biotite (tabl. II et fig. 5) et plus calcique du plagioclase (andésine An 29-43).

Sur le plan géochimique, l'unité de Corbara est composée de granitoïdes hyperalumineux ; des tonalites aux monzogranites, les teneurs en silice augmentent de 56,5 % à 67 % (tabl. I) et le rapport molaire $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ diminue de 1,15 à 1,05. Dans le diagramme « A-B » de F. Debon et P. Le Fort (1983, 1988), les granitoïdes de Corbara définissent une série alumineuse (fig. 7) avec une pente positive identique à celle des granitoïdes australiens de type S du batholite Kosciusko (Hine *et al.*, 1978). Les concentrations en K_2O sont élevées, du même ordre que celles des granitoïdes de Monticello (tabl. I) ; dans les variétés tonalitiques, ces teneurs élevées sont liées à l'abondance de la biotite.

2) Les quartzmonzodiorites de Pietrajola

Les quartzmonzodiorites de Pietrajola affleurent le long d'une bande subméridienne, entre les granodiorites de Corbara à l'ouest et les quartzmonzonites de Santa Reparata à l'est. Ce sont des roches leucocrates, très biotitiques, à texture porphyroïde. Elles renferment des roches basiques syénodioritiques en enclaves et en stocks, ainsi que de nombreuses enclaves métamorphiques.

Les minéraux essentiels sont le plagioclase (An 34-41), le feldspath potassique, la biotite et le quartz par ordre d'importance décroissante (tabl. I et fig. 2). La composition de la biotite ne se distingue pas sensiblement de celle des granitoïdes magnésio-potassiques (fig. 5 et tabl. II).

L'amphibole et le clinopyroxène ne sont présents qu'occasionnellement. L'amphibole forme des nids polycristallins, millimétriques, auréolés de biotite ; elle a une composition de hornblende actinolitique ou d'actinolite (fig. 4 et tabl. II). Le clinopyroxène se présente sous la forme de reliques très altérées au

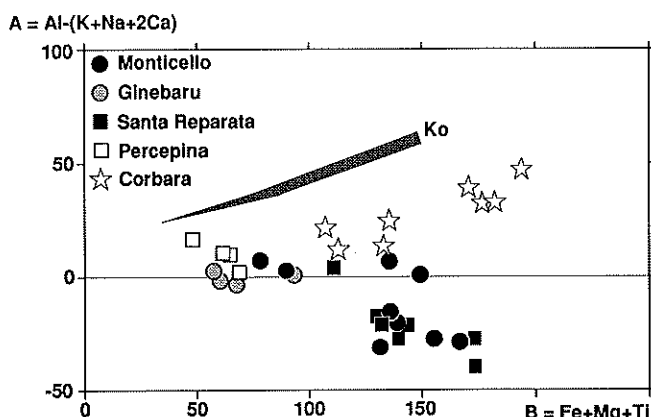


Fig. 7. - Diagramme « A-B » de F. Debon et P. Le Fort (1988) montrant l'opposition entre les granitoïdes magnésio-potassiques qui forment un ensemble caféinique et les granodiorites de Corbara qui définissent une série alumineuse. Ko : tendance évolutive des granitoïdes australiens de type S du Batholite Kosciusko (Hine *et al.*, 1978). Sources : comme pour la figure 6.

Fig. 7. - « A-B » cationic diagram (Debon and Le Fort, 1983, 1988) showing the contrasted trends of magnesiopotassic granitoids and Corbara granodiorites. The latter define an aluminous association with a positive correlation between A and B, similar to that displayed by S-type granitoids from Kosciusko Batholith (Hine *et al.*, 1978). Sources : Pézeril (1977) and Laporte (1987).

cœur des agrégats amphiboliques, ou plus rarement en cristaux millimétriques légèrement ouralitisés ; c'est une augite moins calcique et plus ferrifère que le clinopyroxène des granitoïdes magnésio-potassiques (fig. 3 et tabl. II).

Le cortège des minéraux accessoires comprend l'allanite, l'apatite, le zircon, l'ilménite, un sulfure de fer et occasionnellement la monazite ou le sphène. L'allanite, en baguettes millimétriques, est généralement visible à l'affleurement.

Sur le plan géochimique, les quartzmonzodiorites de Pietrajola sont des roches de composition intermédiaire (58 à 61 % SiO_2) ; elles ont de fortes teneurs en K_2O (environ 4,7 % ; tabl. I) liées à l'abondance simultanée de la biotite et du feldspath potassique.

C. Synthèse pétrogénétique

Deux ensembles pétrogénétiques s'individualisent au sein du complexe d'Ile-Rousse :

1) *Les granitoïdes magnésio-potassiques*, qui renferment des roches basiques à cachet vaugnéritique, ont une origine mixte (Orsini 1980 ; Rossi, 1986), avec une composante crustale dominante ; par analogie avec les vaugnérites du Massif central (Sabatier, 1980 ; Michon, 1987) et du Haut-Dauphiné occidental (Banzet, 1987), les vaugnérites corses seraient les témoins d'un magmatisme basique, potassique et magnésien, d'origine mantellique.

2) *Les granodiorites de Corbara* (et probablement les monzogranodiorites de Pioggiola) ont une origine exclusivement crustale comme le suggèrent l'absence de roches basiques associées et l'abon-

dance des enclaves métamorphiques. Elles présentent en fait de nombreuses caractéristiques propres aux granitoïdes australiens de type S (Chappell et White, 1974 ; White et Chappell, 1977 ; Pitcher, 1982) : caractère hyperalumineux, avec une nette corrélation positive entre les paramètres A et B du diagramme de F. Debon et P. Le Fort (fig. 7) ; présence de minéraux alumineux (grenat ou cordiérite) ; présence de monazite et d'ilménite ; habitus en gros grains de l'apatite ; coloration rouge de la biotite. Il convient de souligner que les granodiorites de Corbara n'appartiennent pas au groupe des leucogranites alumineux reconnus dans le Massif central (Didier et Lameyre, 1969 ; Duthou *et al.*, 1984) ; elles s'en distinguent en particulier par leur richesse en biotite et le caractère calcique du plagioclase.

Les quartzmonzodiorites de Pietrajola sont pétrogénétiquement comparables aux granitoïdes magnésiopotassiques dont elles se rapprochent par leur association avec des vaugnérines, la présence de clinopyroxène et la richesse en K_2O . Elles s'en distinguent cependant par l'abondance de la biotite couplée à l'absence de hornblende verte, la rareté du sphène et la présence occasionnelle de monazite ; ces particularités pétrographiques et minéralogiques nous ont conduit à séparer les quartzmonzodiorites de Pietrajola de l'association calcoalcaline magnésiopotassique de Balagne.

Outre le problème spécifique de la signification pétrogénétique des quartzmonzodiorites de Pietrajola, deux problèmes sont maintenant clairement exposés :

1) celui de la variété du magmatisme magnésiopotassique : l'étude détaillée du complexe d'Ile-Rousse montre en effet que les granitoïdes magnésiopotassiques ne forment pas une lignée évolutive simple (par exemple fig. 6) ; ci-dessous nous étendons ce résultat à l'ensemble de la Balagne en intégrant les données de G. Pézeril (1977) sur l'intrusion de Calvi puis nous discutons les origines possibles de la variété du magmatisme magnésiopotassique.

2) celui de l'association étroite de granitoïdes aux significations pétrogénétiques très différentes au sein d'une même unité ; la solution de ce problème est recherchée plus loin où nous proposons un modèle de construction du complexe d'Ile-Rousse fondé sur l'analyse détaillée des structures magmatiques.

La variété du magmatisme magnésiopotassique de Balagne

A) Exposé des données

Quatre groupes de granitoïdes magnésiopotassiques ont été reconnus au sein du complexe d'Ile-Rousse : deux d'entre eux forment une suite largement différenciée de granodiorites et monzogranites, dite « séquence de Monticello-Ginebaru » ; l'étude pétrologique a montré que les deux autres groupes — les quartzmonzonites de Santa Reparata et les monzogranites de Per-

cepina — n'appartiennent pas à cette suite. Dans l'intrusion de Calvi, une autre séquence magmatique a été définie et forme la série de référence de l'association calcoalcaline magnésiopotassique (Pézeril, 1977 ; Orsini, 1980). Les granitoïdes de cette intrusion montrent une évolution progressive depuis des quartzmonzonites à biotite + amphibole + clinopyroxène (par exemple, les quartzmonzonites de Vallitone ; tabl. I) jusqu'à des monzogranites hololeucocrates à biotite seule.

Les granitoïdes magnésiopotassiques du complexe d'Ile-Rousse et de l'intrusion de Calvi partagent des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques spécifiques qui justifient leur réunion au sein d'une même association magmatique, à savoir (Orsini, 1979, 1980) :

- 1) la richesse en feldspath potassique qui confère aux termes de chimisme intermédiaire une composition modale de quartzmonzonite, voire de granodiorite proche du domaine des quartzmonzonites (par exemple, les granodiorites de Monticello ; fig. 2) ;
- 2) le caractère peu calcique du plagioclase (à la limite andésine-oligoclase, ou plus acide dans les termes différenciés) ;
- 3) la présence de clinopyroxène (salite) jusque dans les monzogranites ;
- 4) le caractère magnésien de la biotite et de la hornblende verte ;
- 5) l'omniprésence du sphène ;
- 6) l'association avec des roches basiques de composition syénodioritique (vaugnérines) en enclaves ou en stocks ;
- 7) des teneurs plus élevées en K_2O , plus faibles en CaO et Fe_2O_{3T} que dans les granitoïdes calcoalcalins s.s. du bloc corsosarde.

Les données nouvelles sur le complexe d'Ile-Rousse, ajoutées aux données sur l'intrusion de Calvi, révèlent une large variété de l'association calcoalcaline magnésiopotassique corse (Laporte, 1987). C'est au niveau des termes de chimisme intermédiaire que cette variété s'exprime le plus clairement, les termes différenciés convergeant vers des compositions de granites hololeucocrates. Sur le plan géochimique, elle se traduit par une large dispersion des teneurs en K_2O (entre environ 3,0 % et 6,5 %) dans les termes intermédiaires ($SiO_2 = 58-65$ %) granodioritiques à quartzmonzonites de l'association (fig. 6). Cette dispersion correspond en fait à l'existence de trois groupes distincts au sein de ces termes intermédiaires : pour une teneur en SiO_2 égale à 62 %, les granodiorites de Monticello ont une teneur en K_2O de l'ordre de 4,0 % contre 5,2 % pour les quartzmonzonites d'Aregno et Vallitone (de la séquence de Calvi) et 6,1 % pour les quartzmonzonites de Santa Reparata (fig. 6). En termes pétrographiques, ces trois groupes de granodiorites et quartzmonzonites sont très comparables (mêmes paragenèses, mêmes relations texturales entre phases minérales, compositions très semblables des minéraux ferromagnésiens) mais se distinguent par la proportion du feldspath potassique : environ 20 % dans les granodiorites de Monticello, environ 30 % dans les quartzmonzonites d'Aregno et Vallitone, 40 à 50 % dans les quartzmonzonites de Santa Reparata.

B) Pétrogenèse de l'association magnésio-potassique

1) Exemple de la séquence de Monticello-Ginebaru

En accord avec les travaux de J.B. Orsini (1980) et A. Cocherie (1984) sur l'association magnésio-potassique corse, la suite de granitoïdes de Monticello-Ginebaru est considérée comme le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée. La lacune compositionnelle entre les granodiorites de Monticello et les monzogranites de Monticello-Ginebaru (fig. 6) marquerait la position du magma parental M_0 (voir par exemple Lee et Christiansen (1983) et Graviou (1984)) ; les granodiorites de Monticello seraient ainsi des fractions enrichies en composants cumulatifs et les monzogranites de Monticello-Ginebaru des fractions enrichies en liquide résiduel. La composition de M_0 est donnée sur la figure 8 ; elle est remarquablement similaire à la composition du magma parental retenu par A. Cocherie (1984) pour les granitoïdes magnésio-potassiques de Corse centrale.

Par leur place précoce dans la séquence de cristallisation, le plagioclase, la biotite et le clinopyroxène sont les phases les plus susceptibles de prendre une part importante au fractionnement ; la séparation de ces minéraux serait accompagnée par celle des minéraux accessoires de cristallisation précoce : ilménite, sphène, apatite, zircon. Une construction graphique simple (fig. 8 pour le diagramme K_2O-SiO_2 et D. Laporte (1987) pour les autres diagrammes oxydes-silice) montre que la séparation d'un assemblage cumulatif S composé de plagioclase, biotite et clinopyroxène dans des proportions relatives de l'ordre de 60:30:10 peut rendre compte de l'évolution des éléments majeurs dans la séquence de Monticello-Ginebaru. Cette construction indique par ailleurs que la part de la fraction cumulative dans les granodiorites de Monticello est réduite : au maximum un tiers en poids ; ce dernier résultat s'accorde avec l'observation que la viscosité élevée des magmas granitiques s'oppose à la séparation complète des phases cumulatives et du liquide résiduel (Mc Carthy et Groves, 1979 ; Tindle et Pearce, 1981). Les grands traits du modèle évoqué ci-dessus ont été confirmés et raffinés par une analyse en composantes principales normée (Michon, communication écrite).

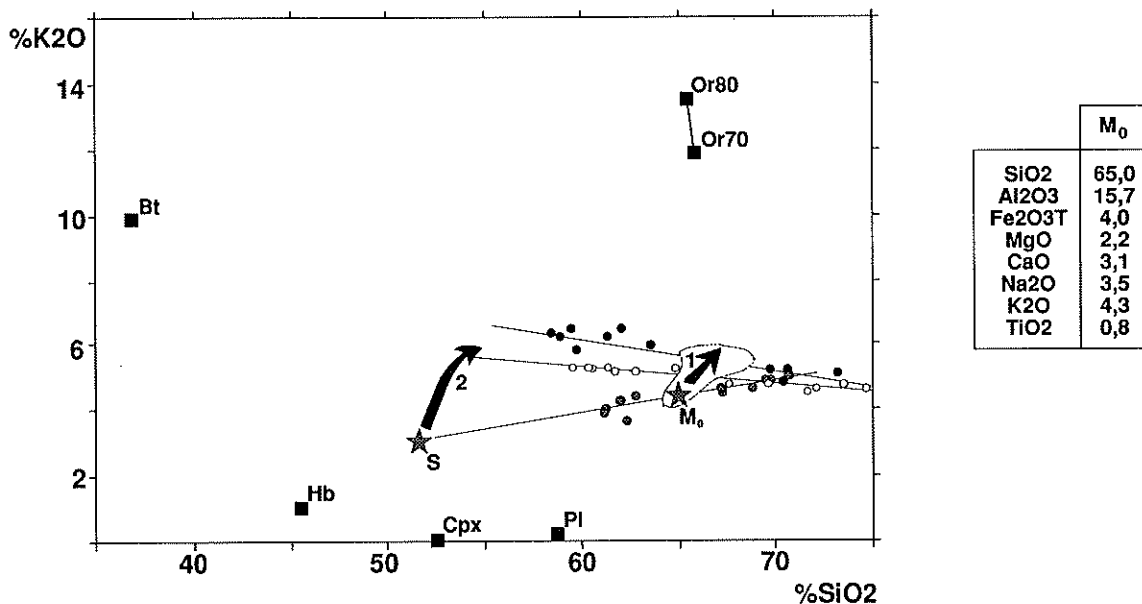


Fig. 8. - Signification pétrogénétique de la variété du magmatisme magnésio-potassique de Balagne. Les analyses « roche totale » sont représentées par les cercles : cercles pointillés, séquence de Monticello-Ginebaru ; cercles vides, séquence de Calvi ; cercles pleins, quartzmonzonites de Santa Reparata et monzogranites de Percepina. Les compositions minérales représentatives des granodiorites de Monticello sont indiquées par les carrés noirs : Pl, plagioclase An₃₆ ; Cpx, clinopyroxène ; Hb, hornblende verte ; Bt, biotite ; Or 80-70, feldspath potassique avec 20 et 30 % de composant albitique. La lacune compositionnelle à $SiO_2 = 65\%$ (trait tireté) marquerait la position des magmas parentaux magnésio-potassiques. La séquence de Monticello-Ginebaru résulterait de la cristallisation fractionnée du magma parental M_0 avec séparation d'un assemblage cumulatif S (environ 60 % Pl, 30 % Bt, 10 % Cpx) ; la composition du magma M_0 est donnée sur le tableau de droite. Un modèle similaire peut être appliqué à la séquence de Calvi, en faisant les hypothèses : (1) d'un magma parental plus potassique (flèche 1) ; et (2) d'une participation plus importante du feldspath potassique et/ou de la biotite au fractionnement (flèche 2).

Fig. 8. - Petrogenesis of magnesiopotassic granitoids from Balagne: a tentative model. Monticello-Ginebaru sequence (stippled circles) is presumed to result from fractional crystallization of parental magma M_0 (M_0 composition corresponds to the compositional gap at $SiO_2 \sim 65\%$); Monticello granodiorites are enriched in a cumulative component S (~ 60% plagioclase Pl, ~ 30% biotite Bt, ~ 10% clinopyroxene Cpx) relative to M_0 ; Monticello and Ginebaru monzogranites are enriched in residual liquid. In our opinion, the diversity of magnesiopotassic granitoids ultimately results from compositional variations of their parental magmas (arrow 1); higher K_2O contents of these magmas could be responsible for a more important contribution of potash feldspar (Or 70-80) and biotite to fractionation (arrow 2), which could in turn explain the negative correlation between K_2O and SiO_2 reported for Calvi sequence (open circles).

2) Origine de la variété du magmatisme magnésio-potassique de Balagne

L'évolution chimique au sein de la séquence de Calvi est compatible avec un modèle de cristallisation fractionnée (Orsini, 1980, pp. 187-189). Cette séquence se distingue de la séquence de Monticello-Ginebaru par la teneur plus élevée en K_2O de ses termes intermédiaires et par une corrélation légèrement négative entre K_2O et SiO_2 (fig. 6). Ces caractéristiques peuvent être interprétées dans le cadre du modèle de fractionnement développé pour la séquence de Monticello-Ginebaru en faisant les hypothèses (fig. 8) : (1) d'un magma parental plus potassique (environ 5,1 %) et (2) d'une participation plus importante du feldspath potassique, voire de la biotite, à l'assemblage cumulatif. La plus grande teneur en orthose normative du magma parental, en induisant l'intervention plus précoce du feldspath potassique dans la séquence de cristallisation (Robertson et Wyllie, 1971 ; Whitney, 1975), pourrait expliquer le rôle plus actif de ce minéral dans le processus cumulatif. Un magma parental encore plus potassique (environ 5,6 % K_2O pour $SiO_2 = 65$ %) pourrait être à l'origine des quartzmonzonites de Santa Reparata et des monzogranites de Percepina dans l'hypothèse où ces deux unités formeraient une séquence unique. Dans l'hypothèse contraire, ces deux unités proviendraient de la différenciation très limitée de magmas parentaux contrastés, l'un pauvre en silice (environ 60 %), l'autre très siliceux (environ 70 %).

La variété du magmatisme magnésio-potassique résulterait donc de l'existence de magmas parentaux de compositions légèrement différentes, en particulier par leurs teneurs en K_2O (entre 4 % et 6 %). La transition d'une corrélation positive entre K_2O et SiO_2 pour la séquence de Monticello-Ginebaru à une corrélation négative pour la séquence de Calvi suggère que l'augmentation des teneurs en K_2O des magmas parentaux (flèche 1 ; fig. 8) s'accompagne d'une participation plus importante du feldspath potassique et de la biotite au fractionnement (flèche 2 ; fig. 8).

En règle générale, des interactions plus ou moins importantes, en profondeur, entre des magmas granitiques d'origine crustale et des magmas vaugnérétiques d'origine mantellique semblent jouer un rôle prépondérant dans la pétrogenèse des granitoïdes magnésio-potassiques (Banzet, 1987). Cette hypothèse s'accorde avec l'association spatiale et temporelle systématique des granitoïdes magnésio-potassiques avec des vaugnérites (Sabatier, 1980) et expliquerait pourquoi ces granitoïdes et les vaugnérites partagent les mêmes particularités géochimiques (richesse en K_2O , MgO , Ba , Sr , U , Th et Terres Rares légères). Un modèle similaire est retenu pour la production des granitoïdes magnésio-potassiques corses (Rossi, 1986), mais la signification précise de la variété du magmatisme magnésio-potassique de Balagne reste inconnue.

Modèle d'édification du complexe d'Ile-Rousse

Le second problème posé par l'étude détaillée du complexe d'Ile-Rousse est celui de l'association étroite de granitoïdes génétiquement très différents. Les unités granitiques qui forment le complexe s'organisent en lame subméridiennes (N170) de largeur hectométrique à kilométrique, pour une longueur de quelques kilomètres à plus de 10 kilomètres (fig. 1). A l'échelle régionale, les contacts entre unités granitiques ont un tracé à peu près indépendant du relief — indiquant donc un pendage fort des lames — et leur direction subméridienne est conforme aux foliations magmatiques relevées dans les granitoïdes. A l'échelle de l'affleurement, l'étude des contacts a révélé l'absence de contraste thermique (pas de bordure figée ou à grain fin) et rhéologique (pas de bréchification) entre les granitoïdes voisins ; elle a permis d'autre part de mettre en évidence localement une obliquité des structures magmatiques sur les contacts. Ces observations indiquent que les unités granitiques du complexe d'Ile-Rousse sont contemporaines et que le développement des structures magmatiques est au moins en partie postérieur à (et mécaniquement indépendant de) la juxtaposition de ces unités.

A) Apports de l'analyse structurale : mise en évidence du caractère syntectonique des granitoïdes de Balagne

Les principaux apports de l'analyse structurale du complexe d'Ile-Rousse (Laporte, 1987) sont résumés ici ; les méthodes d'analyse et les résultats détaillés font l'objet de publications séparées (Laporte *et al.*, 1986 ; Laporte *et al.*, 1989 ; Fernandez et Laporte, 1991).

Deux groupes de structures magmatiques ont été identifiés dans les granitoïdes du complexe d'Ile-Rousse :

1) Des structures pénétratives (« foliations ») à composante planaire toujours dominante (direction moyenne N170 et pendage 75W), accompagnées de linéations ténues (direction N160 et pendage 20N). Ces fabriques magmatiques sont marquées par l'orientation préférentielle de forme des feldspaths et des biotites ; l'examen microscopique montre que les figures caractéristiques d'un écoulement plastique (extinction onduleuse et restauration du quartz, torsion de la biotite (Bouchez *et al.*, 1981), sont généralement peu développées.

2) Des couloirs de cisaillement magmatique — d'épaisseur centimétrique à décimétrique et d'extension au moins plurimétrique — généralement marqués par une réorientation des MFK, et définissant deux systèmes conjugués : un système d'orientation NW-SE, à jeu apparent sénestre et un système d'orientation NE-SW à ENE-WSW, à jeu apparent dextre.

L'analyse statistique de la sous-fabrique des mégacristaux de feldspath potassique a permis d'identi-

fier parmi les structures pénétratives, une classe dominante à symétrie axiale, caractéristique d'une déformation proche d'un aplatissement de révolution ; les taux de raccourcissement calculés à partir de ces sous-fabriques sont importants et variables de moins de 60 % à plus de 75 % (Laporte, 1987). L'orientation subméridienne et le fort pendage des foliations indiquent une direction de raccourcissement approximativement E-W et subhorizontale. L'orientation et le jeu des couloirs de cisaillement magmatiques est compatible avec ce régime de raccourcissement.

Nos travaux de reconnaissance ont révélé l'existence de deux groupes de structures dans le lambeau métamorphique de Belgodère :

1) des foliations subméridiennes (N170) et fortement pentées ; les projections stéréographiques presque identiques de ces foliations et des foliations magmatiques du complexe d'Ile-Rousse indiquent la concordance structurale de ces deux unités (Laporte, 1987) ;

2) des zones de cisaillement ductiles, parfois cicatrises par un filonnet de granite leucocrate à grain moyen ; elles définissent deux systèmes conjugués avec des dimensions, des orientations et des jeux apparents comparables à ceux des couloirs de cisaillement magmatiques du complexe d'Ile-Rousse.

La concordance structurale du complexe d'Ile-Rousse avec le socle de Belgodère (et avec l'intrusion de Calvi), l'observation de contacts magmatiques recoupés par les foliations subméridiennes et le degré élevé de l'orientation préférentielle de forme des MFK révèlent le caractère syntectonique du complexe d'Ile-Rousse (Laporte *et al.*, 1986 ; Laporte, 1987). Les structures des granitoïdes de Balagne — ainsi que celles du socle de Belgodère — se sont développées en réponse à une déformation régionale en aplatissement avec une direction de raccourcissement environ E-W et subhorizontale.

Un argument supplémentaire en faveur du caractère syntectonique des granitoïdes magnésio-potassiques de Balagne est apporté par l'étude de l'intrusion de Pietra di Telamu (fig. 1) ; il s'agit d'un petit massif de granite hololeucocrate (type Luchietta ; tabl. I) mis en place « en force » (« forceful emplacement » des auteurs anglosaxons (par exemple Hutton, 1988)) dans les granitoïdes du complexe d'Ile-Rousse encore non consolidés (Laporte, 1987 ; Laporte *et al.*, 1989). Les structures associées à la mise en place de l'intrusion sont localement préservées le long de sa bordure septentrionale ; ce sont en particulier des rubanements d'orientation N60 à pendage environ 50 NW, marqués par l'alternance de granitoïdes magnésio-potassiques (type Monticello et Santa Reparata) et de granite hololeucocrate (type Luchietta). D. Laporte *et al.* (1989) ont montré que ces rubans portent l'empreinte d'une déformation surimposée en raccourcissement, accommodée soit par plissement des rubans, associé au développement de foliations subméridiennes et fortement pentées, soit par le jeu de petites zones de cisaillement ductiles de direction N125 à N10 et à jeu apparent sénestre. Pendant et/ou après sa mise en place, l'intrusion de Pietra di Telamu enregistre ainsi les der-

niers incréments de la déformation en raccourcissement mise en évidence dans les granitoïdes encaissants. Le faible allongement cartographique de cette intrusion et la préservation locale des structures associées à sa mise en place indiquent que la quantité de déformation qu'elle a subie est modérée.

B) Modèle de construction du complexe d'Ile-Rousse

La forme en lames des unités granitiques du complexe d'Ile-Rousse peut être interprétée selon deux schémas antagonistes : (1) les lames granitiques sont des filons (qui se seraient mis en place dans un encaissant ductile comme le suggèrent les relations entre granitoïdes voisins) ; et (2) les lames résultent de l'aplatissement synmagmatique de corps intrusifs circonscrits. Le premier schéma implique une extension régionale selon une direction approximativement E-W ; il est de ce fait en contradiction totale avec les résultats de l'analyse structurale exposés ci-dessus. C'est donc le second modèle qui est retenu : les unités granitiques du complexe d'Ile-Rousse doivent leur forme en lames à une déformation régionale en aplatissement qui se produit pendant et/ou après leur mise en place. Cet aplatissement important est aussi responsable du développement des fabriques subméridiennes et fortement pentées des granitoïdes, ainsi que de la forme en galettes des enclaves syénodioritiques (Laporte, 1987). L'allongement important des lames granitiques (> 10/1) est compatible avec les raccourcissements élevés (localement > 75 %) déduits de l'analyse statistique des fabriques magmatiques et de l'étude morphologique des enclaves.

Le caractère pétrologiquement composite du complexe d'Ile-Rousse est attribué au télescopage de masses magmatiques génétiquement indépendantes, pendant leur ascension ou à leur niveau final de mise en place. Les structures de mise en place probablement associées à cet épisode ayant été oblitérées par la déformation régionale en raccourcissement, les détails et les mécanismes de ce télescopage ne sont pas connus. La carte géologique (fig. 1) suggère que la masse principale des granitoïdes de Monticello-Ginebaru, déjà différenciés mais non consolidés, a été intrudée par les granitoïdes de Corbara et par l'ensemble des quartzmonzonites de Santa Reparata et monzogranites de Percepina. Un modèle schématique de la construction du complexe d'Ile-Rousse est présenté en figure 9.

Discussion et conclusions

La cartographie détaillée du complexe d'Ile-Rousse conduit à distinguer sept types de granitoïdes dont les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont été exposées de manière synthétique ci-dessus. A côté des granitoïdes calcoalcalins magnésio-potassiques, typiques de la terminaison septentrionale du batholite corsosarde, le complexe se singularise par l'existence de granitoïdes alumineux, par ailleurs presque absents du batholite et qui rappellent les granitoïdes australiens de type S. Cette diversité indique que

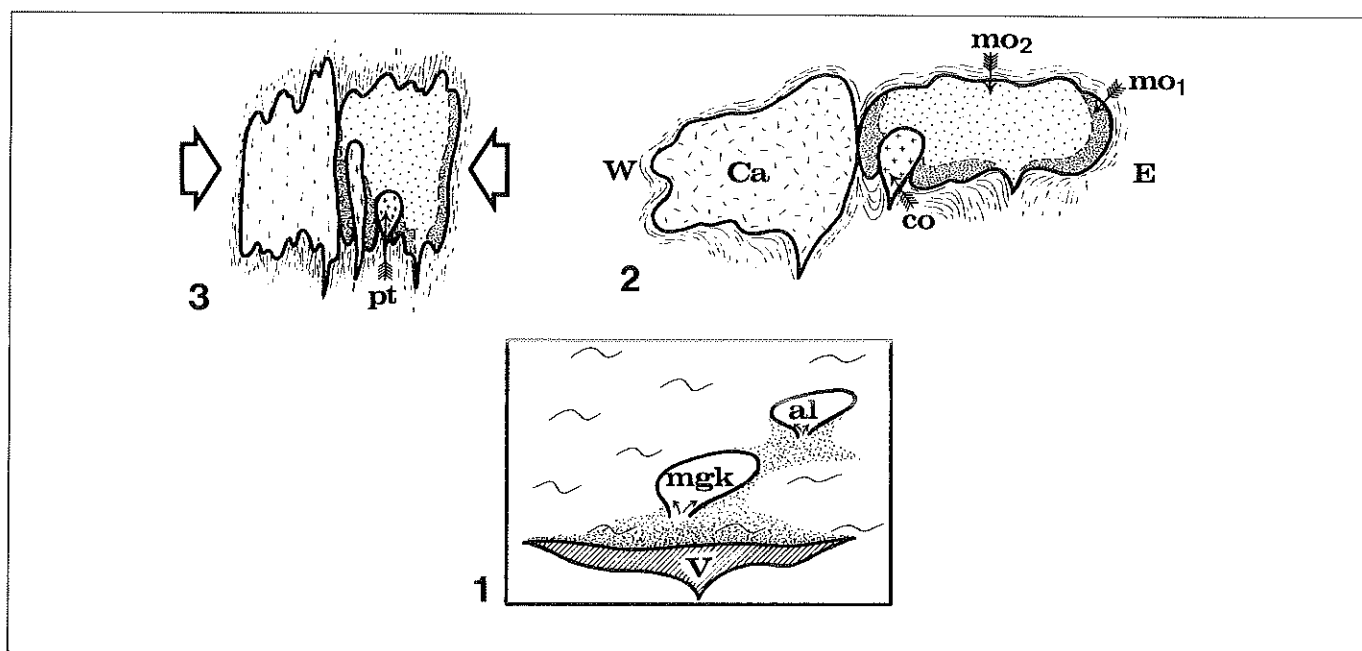


Fig. 9. - Modèle schématique résumant les principales étapes de la construction du complexe d'Ile-Rousse : 1) la fusion de la croûte inférieure à moyenne, peut-être provoquée par la mise en place de grands corps vaugnéritiques (V) donne naissance à des magmas magnésiopotassiques (mgk) ou alumineux (al) ; 2) l'ascension et le télescopage de ces magmas conduit à la formation d'un corps granitique composite : le complexe d'Ile-Rousse (pour simplifier, seules les granodiorites Corbara (co) et les granodiorites et monzogranites de Monticello-Ginebaru (mo_1 et mo_2 respectivement) ont été représentés) ; 3) pendant ou peu après leur mise en place, le complexe d'Ile-Rousse et l'intrusion de Calvi (Ca) sont déformés dans le cadre d'un raccourcissement régional selon une direction approximativement E-W et subhorizontale. Le petit massif de Pietra di Telamu (pt), légèrement plus tardif, n'enregistre que les stades terminaux de la déformation régionale.

Fig. 9. - A summary of the main steps in the building of Ile-Rousse complex : 1) partial melting in the mid- to lower crust — possibly triggered by the emplacement of large bodies of vaugnerites (V) — generates synchronous aluminous (al) and magnesiopotassic (mgk) magmas; 2) nesting of these magmas results in the formation of the composite Ile-Rousse complex (for the sake of simplicity, only Corbara granodiorites (co) and Monticello-Ginebaru granodiorites (mo_1) and monzogranites (mo_2) are represented); 3) shortening of Ile-Rousse complex and Calvi intrusion (Ca), before consolidation, is responsible for the regional development of NS-trending, steeply dipping magmatic foliations.

l'anatexie a concerné des sources différentes ou impliqué des mécanismes pétrogénétiques différents. La fusion de la croûte inférieure à moyenne aurait été favorisée par la mise en place de grands corps vaugnéritiques, pour produire deux groupes principaux de magmas granitiques *s.l.* (fig. 9) :

1) des magmas à cachet magnésiopotassique pour lesquels une interaction importante (par brassage, interdiffusion, etc.) avec les matériaux vaugnéritiques peut être envisagée ;

2) des magmas alumineux, type Corbara, d'origine exclusivement crustale.

Les grands traits du magmatisme calcoalcalin magnésiopotassique corse, définis par J.B. Orsini (1980) sur l'intrusion de Calvi, ont été confirmés et généralisés par notre étude du complexe d'Ile-Rousse. L'examen comparé des ensembles de Calvi et d'Ile-Rousse suggère l'existence de séquences différentes au sein de l'association magnésiopotassique : deux d'entre elles sont maintenant bien définies : la séquence de Monticello-Ginebaru et la séquence de Calvi. Dans le modèle que nous proposons (fig. 8), la variété du magmatisme magnésiopotassique tire son origine de l'existence de magmas parentaux à caractère potassique plus ou moins prononcé. Les données disponibles ne permettant pas d'aborder le problème de la pétrogénèse des magmas magnésiopotassiques, la signification de cet ensemble de magmas parentaux n'a pas été précisée.

Sur le plan architectural, le complexe d'Ile-Rousse se distingue par une organisation interne originale (fig. 1), caractérisée par la juxtaposition de lames granitiques d'orientation subméridienne et fortement pentées. Cette organisation est d'autant plus singulière qu'elle implique des granitoïdes non cogénétiques, les granodiorites de Corbara et les granitoïdes magnésiopotassiques. L'analyse structurale révèle que ces granitoïdes sont syntectoniques et qu'ils acquièrent leurs structures et leur organisation interne en réponse à un raccourcissement régional selon une direction approximativement E-W et subhorizontale. Le modèle proposé pour l'édification du complexe d'Ile-Rousse fait intervenir deux événements synchrones ou rapprochés dans le temps (fig. 9) :

1) la convergence et le télescopage de masses magmatiques indépendantes,

2) l'aplatissement de ces masses, à l'état magmatique, dans le cadre d'une déformation régionale dont les formations cristallophylliennes du socle de Belgo-dère portent aussi l'empreinte.

La formation de corps granitiques composites, parfois de grandes dimensions, par télescopage de pulsions magmatiques non cogénétiques, a été décrite par ailleurs ; on peut citer les exemples du massif de Saint-Gervais d'Auvergne (Belin, 1983) et du massif de Guéret, dans sa bordure orientale (Sabourdy et Tempier, 1982). De même, l'hétérogénéité isotopique du leuco-

granite de Manaslu suggère qu'il résulte de la coalescence de nombreuses pulsions magmatiques indépendantes (Deniel *et al.*, 1987). Il est souvent admis que le télescopage se fait de manière « passive » le long d'une discontinuité structurale majeure, par exemple à l'interface ductile-fragile (Belin, 1983), où l'ascension des magmas se trouve bloquée. La description répétée de plutons granitiques mis en place dans des structures en ouverture, par exemple de type « pull-apart » (Hutton, 1982, 1988 ; Guineberteau *et al.*, 1987 ; Diot *et al.*, 1987) conduit cependant à considérer la possibilité de modèles plus dynamiques où les pulsions magmatiques successives sont pompées dans une structure en cours d'ouverture. Dans le cas du complexe d'Ile-Rousse, la déformation importante imposée aux granitoïdes pendant et/ou après leur mise en place interdit de préciser la signification physique du télescopage mis en évidence.

L'importance du raccourcissement enregistré et l'architecture originale résultante font du complexe d'Ile-Rousse un exemple extrême de corps granitique syntectonique. L.S. Hollister et M.L. Crawford (1986) ont suggéré que dans les domaines collisionnels les liquides anatectiques pourraient assister la déformation crustale et jouer ainsi un rôle tectonique important. En s'inspirant de ces auteurs, on peut envisager pour le complexe d'Ile-Rousse une situation géotectonique particulière où une part importante de la déformation crustale est accommodée par le transport et la déformation des magmas granitiques.

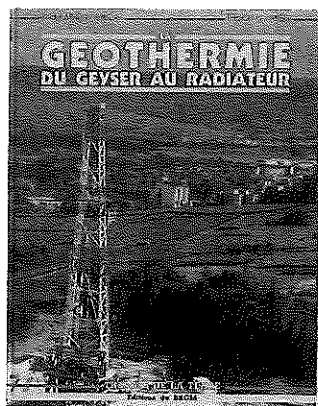
Remerciements.

Nous tenons à remercier G. Michon qui nous a fait part de résultats non publiés sur les modalités du fractionnement des granitoïdes magnésio-potassiques corses.

Références

- BANZET G. (1987). - Interactions croûte-manteau et genèse du plutonisme subalpin du Haut-Dauphiné occidental (Massifs cristallins externes, Alpes) : vaugnérîtes, durbachites et granitoïdes magnésio-potassiques. *Géologie Alpine*, **63**, pp. 95-117.
- BELIN J.-M. (1983). - Le massif de Saint-Gervais d'Auvergne (Massif central français). Évolution d'un ensemble granitique composite. Thèse 3^e cycle, Univ. Clermont-Ferrand II, 151 p.
- BOUCHEZ J.-L., GUILLET P., CHEVALIER F. (1981). - Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **23**, pp. 387-399.
- CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1974). - Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, pp. 173-174.
- COCHERIE A. (1984). - Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse d'état, Univ. Rennes I, 246 p.
- CZAMANSKE G.K., WONES D.R. (1973). - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway. *J. Petrol.*, **14**, pp. 349-380.
- DEBON F., LE FORT P. (1983). - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **73**, pp. 135-149.
- DEBON F., LE FORT P. (1988). - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Mineral.*, **111**, pp. 493-510.
- DENIEL C., VIDAL P., FERNANDEZ A., LE FORT P., PEUCAT J.-J. (1987). - Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, pp. 78-92.
- DIDIER J., LAMEYRE J. (1969). - Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et des granodiorites. *Contrib. Mineral. Pétrol.*, **24**, pp. 219-238.
- DIOT H., BOUCHEZ J.-L., BOUTALEB M., MACAUDIERE J. (1987). - Le granite d'Oulmès (Maroc central) : structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **3**, pp. 157-168.
- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984). - Paleozoic granitoids from the french Massif Central: age and origin studied by ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr system. *Phys. Earth. Planet. Int.*, **35**, pp. 131-144.
- FERNANDEZ A., LAPORTE D. (1991). - Significance of low symmetry fabrics in magmatic rocks. *J. Struct. Geol.*, **13**, pp. 337-347.
- GERMANIQUE J.-C., BRIAND B. (1985). - XRF determination of Zr, Nb, Y, Sr, Rb, Zn, Pb in fifteen international reference standards. *Geostandards newsletters*, **9**, pp. 31-34.
- GRAVIOU P. (1984). - Pétrogenèse des magmas calcoalcalins : exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse 3^e cycle, Univ. Rennes I, 236 p.
- GUINEBERTEAU B., BOUCHEZ J.L., VIGNERESSE J.L. (1987). - The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **99**, pp. 763-770.
- HAMMARSTROM J.M., ZEN E-AN (1986). - Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**, pp. 1297-1313.
- HINE R., WILLIAMS I.S., CHAPPELL B.W., WHITE A.J.R. (1978). - Contrasts between I and S type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J. Geol. Soc. Aust.*, **25**, pp. 219-234.
- HOLLISTER L.S., CRAWFORD M.L. (1986). - Melt-enhanced deformation: a major tectonic process. *Geology*, **14**, pp. 558-561.
- HOLLISTER L.S., GRISSOM G.C., PETERS E.K., STOWELL H.H., SISSON V.B. (1987). - Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineral.*, **72**, pp. 231-239.
- HUTTON D.H.W. (1982). - A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. London*, **139**, pp. 615-631.
- HUTTON D.H.W. (1988). - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **79**, pp. 245-255.
- JOHNSON M.C., RUTHERFORD M.J. (1989). - Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**, pp. 837-841.
- KAWAKATSU K., YAMAGUCHI Y. (1987). - Successive zoning of amphiboles during progressive oxidation in the Daito-Yokota granitic complex, San-In belt, Southwest Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, pp. 535-540.
- LADURON D. (1966). - Sur les procédés de coloration sélective des feldspaths en lame mince. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **89**, pp. 281-296.
- LAPORTE D. (1987). - Un exemple d'intrusion syntectonique : l'intrusion d'Ile-Rousse, Corse du Nord-Ouest ; étude pétrographique, minéralogique et géochimique ; analyse structurale. Thèse nouveau régime, Univ. Saint-Étienne, 422 p.
- LAPORTE D., FUMEY-HUMBERT F., MICHON G., ORSINI J.-B., FERNANDEZ A. (1986). - Sur le caractère syntectonique des granitoïdes magnésio-potassiques de Balagne (Corse du Nord-Ouest). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **303**, pp. 1321-1326.
- LAPORTE D., ORSINI J.-B., FERNANDEZ A. (1989). - Superposition de structures de mise en place et de structures régionales dans les granitoïdes : exemple de l'intrusion de Pietra di Telamu, Balagne, Corse du Nord-Ouest. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **309**, pp. 829-834.
- LEAKE B.E. (1978). - Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, **63**, pp. 1023-1052.

- LEE D.E., CHRISTIANSEN E.H. (1983). - The granite problem as exposed in the southern Snake Range, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, pp. 99-116.
- MAALOE S., WYLLIE P.J. (1975). - Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **52**, pp. 175-191.
- MAC CARTHY T.S., GROVES D.I. (1979). - The Blue Tier Batholith, Northeastern Tasmania: a cumulate-like product of fractional crystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, pp. 193-209.
- MENOT R.P., ORSINI J.B. (1990). - Évolution du socle ante-stéphanien de Corse : événements magmatiques et métamorphiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, pp. 35-54.
- MICHON G. (1987). - Les vaugnérîtes de l'Est du Massif central français : apport de l'analyse statistique multivariée à l'étude géochimique des éléments majeurs. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), (3), pp. 591-600.
- NANEY M.T. (1983). - Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.*, **283**, pp. 993-1033.
- NORMAN M.B. (1974). - Improved techniques for selective staining of feldspar and other minerals using amaranth. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **2**, pp. 73-79.
- ORSINI J.B. (1976). - Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **18**, pp. 1203-1206.
- ORSINI J.B. (1979). - Existence de trois associations magmatiques dans les granitoïdes post-Viséen moyen (groupe des granodiorites-monzogranites) de la chaîne varisque française. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (2), **289**, pp. 981-984.
- ORSINI J.B. (1980). - Le batholite corsosarde : anatomie d'un batholite hercynien. Composition, structure, organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française. Thèse d'état, Univ. Aix-Marseille III, 390 p.
- ORSINI J.B., MICHON G., LAPORTE D., VELLUTINI P., FUMEY-HUMBERT F., CONCHON O., GAUTHIER A. (1987). - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Calvi (1105). — Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par ORSINI J.B. avec la collaboration de CONCHON O., DOMINICI R., FUMEY-HUMBERT F., LAPORTE D., MICHON G., VAUTRELLE C., VELLUTINI P. (1990), 57 p.
- PAGEL M., LETERRIER J. (1980). - The subalkaline potassic magmatism of the Ballons Massif (Southern Vosges, France): Shoshonitic affinity. *Lithos*, **13**, pp. 1-10.
- PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAUX J.M., MENOT R.P., ORSINI J.B. (1985). - Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des « gneiss de Belgodère » (Corse occidentale). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (2), **301**, pp. 1047-1052.
- PEZERIL G. (1977). - Contribution à la connaissance des granitoïdes corsosardes: les granitoïdes de Basse Balagne. thèse 3^e cycle, Univ. Aix-Marseille III, 182 p.
- PIBOULE M. (1979). - L'origine des amphibolites : approche géochimique et mathématique. Application aux amphibolites du Massif central français. Thèse d'état, Univ. Lyon I, 1 003 p.
- PITCHER W.S. (1982). - Granite type and tectonic environment. In: Hsü, K.J., Ed., Mountain building processes. Academic Press, London, 19-40.
- ROBERTSON J.K., WYLLIE P.J. (1971). - Experimental studies on rocks from the Deboullie stock, Northern Maine, including melting relations in the water-deficient environment. *J. Geol.*, **79**, pp. 549-571.
- ROSSI P. (1986). - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calcoalcalin de Corse. Thèse d'état, Univ. Toulouse, 292 p.
- SABATIER H. (1980). - Vaugnérîtes et granites : une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéral.*, **103**, pp. 507-522.
- SABOURDY G., TEMPIER P. (1982). - Caractère composite de la partie méridionale du massif granitique de Guéret (Massif central français). *C.R. Acad. Sci. Fr.* (2) **295**, pp. 1135-1138.
- SCHMIDT M.W. (1991). - Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5-13.0 kbar. *Terra Abstr.*, **3**, 30.
- STRECKEISEN A. (1974). - Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geol. Rundsch*, **63**, pp. 773-786.
- TINDLE A.G., PEARCE J.A. (1981). - Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon Pluton, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, pp. 196-207.
- VELLUTINI P. (1977). - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest : son extension en Méditerranée occidentale. -Thèse d'état, Univ. Aix-Marseille III, 317 p.
- WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. (1977). - Ultrametamorphism and granulite genesis. In: Green D.H., Ed., Experimental petrology related to extreme metamorphism. *Tectonophysics*, **43**, pp. 7-22.
- WHITNEY J.A. (1975). - The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions. *J. Geol.*, **83**, pp. 1-31.
- WONES D.R. (1981). - Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geol.*, **31**, pp. 191-212.
- WYLLIE P.J. (1977). - Crustal anatexis: an experimental review. In: Green D.H., Ed., Experimental petrology related to extreme metamorphism. *Tectonophysics*, **43**, pp. 41-71.



LA GÉOTHERMIE du geyser au radiateur

Jean-Michel COUDERT et Florence JAUDIN

Géothermie : le nom peut paraître barbare, il est seulement d'origine grecque : « Gé », qui veut dire Terre et « thermé » qui signifie chaleur. La géothermie concerne donc la chaleur de la Terre. D'où provient-elle, que peut-on en faire, comment peut-on l'utiliser, quel est son avenir, telles sont les principales questions auxquelles ce livre répond.

L'énergie géothermique, cette fausse énergie nouvelle utilisée bien avant le charbon ou le pétrole, est quelque peu méconnue par rapport à l'énergie solaire ou à l'énergie nucléaire. L'impact de l'énergie géothermique, au niveau mondial, ne sera jamais très important mais localement il peut être significatif.

Cet ouvrage se veut plus un point de départ, un livre d'initiation que la somme des connaissances dans le domaine de la géothermie.

Prix 95,00 F + 35 F de frais de port et d'emballage

En vente chez votre libraire habituel ou à défaut aux :

Éditions du BRGM, BP 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France. Tél. 38 64 30 28
accompagné de votre titre de paiement.