

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000



CALVI

par

J. B. ORSINI

CALVI

La carte géologique à 1/50 000
CALVI est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest: CALVI (N° 260)
à l'est: BASTIA (N° 261)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CALVI À 1/50 000**

par

J.B. ORSINI

avec la collaboration de

**O. CONCHON, R. DOMINICI F. FUMEY-HUMBERT,
D. LAPORTE, G. MICHON, C. VAUTRELLE, P. VELLUTINI**

1990

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

– *pour la carte* : ORSINI J.B., MICHONG., LAPORTE D., VELLUTINI P., FUMEY-HUMBERT F., CONCHON O., GAUTHIER A. (1987) – Carte géol. 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., DOMINICIR., FUMEY-HUMBERT F., LAPORTE D., MICHONG., VAUTRELLE C., VELLUTINI P. (1990), 57 p.

– *pour la notice* : ORSINI J.B., avec la collaboration de CONCHON O., DOMINICIR., FUMEY-HUMBERT F., LAPORTE D., MICHONG., VAUTRELLE C., VELLUTINI P. (1990) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Calvi (1105) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 57 p. Carte géologique par ORSINI J.P., MICHONG., LAPORTE D., VELLUTINI P., FUMEY-HUMBERT F., CONCHON O., GAUTHIER A. (1987).

© BRGM, 1990. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

N° ISBN : 2-7159-2105

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	5
<i>GRANDS TRAITES GÉOLOGIQUES DE LA BALAGNE</i> <i>CRISTALLINE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	14
<i>SOCLE MÉTAMORPHIQUE</i>	14
<i>TERRAINS ÉRUPTIFS</i>	14
Granitoïdes orogéniques tardi-hercyniens et formations associées	14
Volcanisme orogénique calco-alkalin	32
Magmatisme alcalin	34
<i>QUATERNAIRE</i>	39
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	43
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	43
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	45
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	53
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	53
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	53
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	57
AUTEURS	57

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

La feuille Calvi couvre un secteur essentiellement granitique qui correspond à une région naturelle appelée Balagne dans le Nord-Ouest de la Corse.

Comme toutes les feuilles à 1/50 000 de l'île, elle est en partie maritime. La côte, exposée aux vents dominants du Nord-Ouest, s'étend sur 50 km depuis la Tour de Pianosa à l'Est d'Ile-Rousse jusqu'à la Punta di Viatoggio au Sud du Capo Cavallo. Essentiellement rocheuse, elle limite un ensemble de reliefs qui culmine vers 700-800 m d'altitude, entrecoupé par les plaines alluviales de Calvi-Calenzana, et du Réginu. Dans le coin sud-est, la zone montagneuse, Monte Tolu, San-Partéo, Monte Grosso, Punta Radicce, forme une très importante barrière qui s'élève brutalement jusqu'à 2 012 m (Punta Radicce), fermant l'horizon vers le Sud à moins de 12 km de la côte.

Au Nord de cette barrière, le réseau hydrographique est constitué de l'Ouest vers l'Est par les bassins de la Figarella et du Fiume Seccu qui déversent leurs eaux dans le golfe de Calvi et par celui de Fiume Réginu qui se jette dans le golfe de Lozari. Au Sud-Est de la barrière montagneuse du Monte Grosso, les torrents de Mélaja et de Tartagine font déjà partie du bassin versant du fleuve Golo qui amène ses eaux en mer Tyrrhénienne.

Du point de vue géologique, le territoire de la feuille Calvi est formé essentiellement de terrains éruptifs d'âge carbonifère-permien. De très rares lambeaux de terrains cristallophylliens plus anciens y subsistent. Les formations secondaires et tertiaires sont totalement absentes. Par contre, le quaternaire fluviatile et fluvio-glaciaire y est représenté.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

La cartographie réalisée sur la feuille Calvi est le résultat de toute une série de travaux qui se sont échelonnés sur plus de dix ans. Les levés de terrains ont été effectués en deux périodes.

Les premiers travaux (1975-80) ont permis de définir la typologie des grands ensembles magmatiques et d'en établir la chronologie relative :

- distinction des principales unités intrusives et organisation des structures magmatiques au sein des granitoïdes orogéniques carbonifères selon une direction subméridienne constante (Pezeril, 1977 ; Orsini, 1980) ;
- caractérisation des vulcanites calco-alcalines, Permien inférieur, représentées sur Calvi uniquement par des rhyolites ignimbrtiques que P. Vellutini (1973) a nettement dissociées de l'ensemble volcano-plutonique alcalin à hyper-alcalin du Permien supérieur. Cet ensemble représente la terminaison septentrionale de la structure annulaire du Cinto, largement développée sur la feuille voisine Galéria.

Au cours d'une deuxième période (1982-1986) l'analyse cartographique des granitoïdes orogéniques ainsi que du socle ancien de Belgodère (feuille

Santo-Pietro-di-Tenda) et celle du système filonien associé, ont été entièrement reprises. Le travail cartographique de détail a été mené de pair avec des études pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et structurales très poussées. Pour ce qui concerne les granitoïdes orogéniques, la chronologie relative des intrusions, leur caractère syntectonique a pu être établi. (Laporte *et al.*, 1986 ; Palagi *et al.*, 1985 ; Laporte, 1987 ; Laporte *et al.*, 1989). La définition de la série plutonique magnésio-potassique (Orsini 1976-1980 ; Cocherie, 1985 ; Rossi, 1986) a été précisée (Laporte, 1987). Pour ce qui concerne le réseau filonien, son importance, son organisation et sa diversité ont été mises en évidence (Fumey-Humbert, 1988 ; Fumey-Humbert *et al.*, 1987).

GRANDS TRAITIS GÉOLOGIQUES DE LA BALAGNE CRISTALLINE

La Balagne cristalline est formée essentiellement de granitoïdes d'âge carbonifère qui affleurent d'Est en Ouest sur une trentaine de km de large. Au Nord et à l'Ouest, ces granitoïdes disparaissent sous la mer ; vers le Sud, leur extension est limitée par les coulées calco-alcalines du Permien inférieur et par le complexe alcalin du Cinto (Permien supérieur). Ces mêmes granitoïdes, recoupés par les dykes calco-alcalins du Permien inférieur, montrent un contact concordant à l'Est avec le septum métamorphique de Belgodère, tandis qu'à l'Ouest ils recourent les formations épizonales de l'Argentella. La figure 1 représente une coupe schématique de la Balagne cristalline montrant les relations entre les différentes formations géologiques. Ces dernières sont bien individualisées sur la figure 2 (en pages centrales) correspondant à la feuille Calvi et aux zones limitrophes des feuilles Santo-Pietro-di-Tenda et Galéria.

La Balagne cristalline y apparaît comme un secteur-clef pour la compréhension de l'histoire anté-triasique corse. Parcourir en moins de 40 km les grands ensembles géologiques qui y ont été définis revient à effectuer un raccourci de l'histoire paléomagmatique paléozoïque (500-250 Ma) dans la zone la plus interne de la transversale varisque corso-sarde.

Formations cristalloghyliennes anté-batholitiques

Le socle anté-batholitique se compose de deux panneaux dont les caractères lithologiques et orogéniques sont très contrastés : à l'Est le panneau de Belgodère, à l'Ouest celui de l'Argentella.

- Le *panneau de Belgodère* appartient aux septa de gneiss et de migmatites indifférenciés enclavés dans le batholite carbonifère. De forme très allongée (30 x 7 km), il montre une orientation subméridienne parallèle aux structures internes des granitoïdes de Balagne qui le bordent à l'Ouest.

Ce panneau montre une lithologie différenciée (Palagi *et al.*, 1985). Les parties septentrionale et occidentale sont essentiellement constituées par des gneiss migmatitiques et des migmatites à intercalations d'amphibolites, de leptynites et de quartzites. Y affleurent également des masses, de dimensions variables, d'orthogneiss. Les gneiss sont riches en biotite, muscovite

et cordiérite et peuvent renfermer du grenat et de la sillimanite (Loubière, 1979; Palagi *et al.*, 1985). Au Sud-Ouest se développent un important ensemble leptyno-amphibolique ainsi que des gneiss à chlorite-épidote et des gneiss micaschisteux. Les pendages sont très redressés et affectés par des mégastructures plissées.

Une étude géochimique préliminaire des métamagmatites basiques et acides souligne les affinités continentales de l'ensemble leptyno-amphibolique (Palagi *et al.*, 1985). Ce magmatisme pourrait témoigner d'un épisode de distension au Paléozoïque inférieur, ce qui est en accord avec les conclusions de Ricci et Sabatini (1978) pour les amphibolites du panneau de Zicavo. L'âge paléozoïque inférieur a été proposé par Palagi *et al.* (1985) par comparaison avec les complexes leptyno-amphiboliques de la chaîne varisque d'Europe occidentale où les métamagmatites présentent des caractéristiques géochimiques et tectono-métamorphiques identiques.

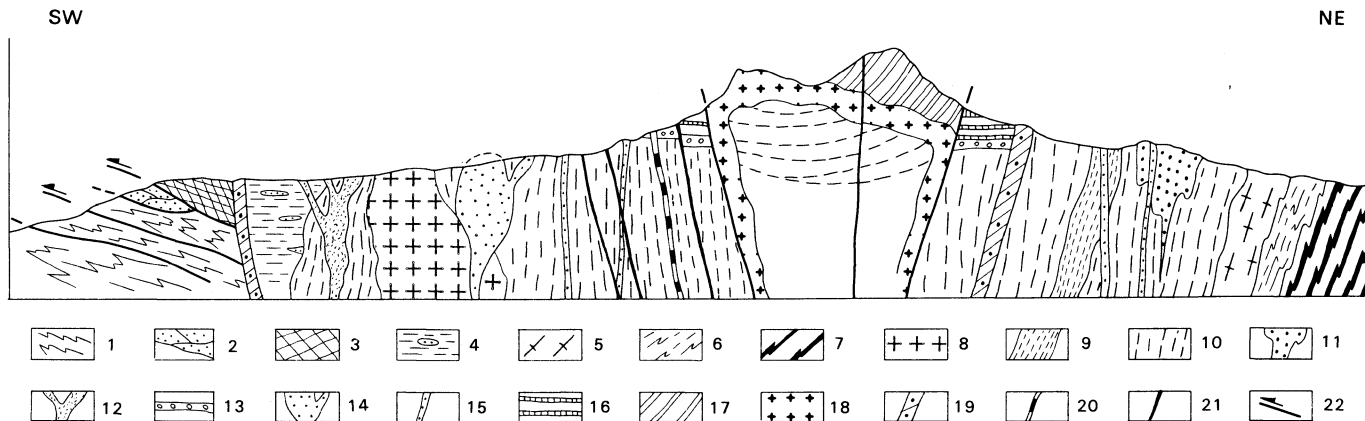
L'évolution tectonique est polyphasée : la foliation majeure, d'orientation méridienne, reprend des structures planaires localement reconnaissables. Cette foliation seconde affecte en particulier les leucosomes migmatitiques. Une dernière phase de déformation s'exprime par des plis ouverts d'axes NNE-SSW à plans axiaux verticaux (?) (Palagi *et al.*, 1985).

Du point de vue métamorphique, une histoire plurifaciale peut être retracée, en particulier dans la zone sud-est. A des assemblages anciens témoignant de conditions barométriques élevées (éclogitiques et/ou granulitiques) succèdent des paragenèses de haute température, mais à pression décroissante (sillimanite et cordiérite), correspondant au climax métamorphique. Cette évolution s'achève par une reprise post-migmatitique, en climat schistes verts, plus sensible peut être vers le Sud-Est. Un repère chronologique est fourni par le fait que l'intrusion des granitoïdes précoces magnésio-potassiques de Balagne est contemporaine de l'anatexie de l'encaissant (Laporte *et al.*, 1986; Laporte 1987) et datée à 350 (+36/-18) Ma (Rossi *et al.*, 1988). Une évolution depuis l'Eodévonien jusqu'au Carbonifère inférieur peut être proposée par analogie avec les différentes étapes de structuration reconnues dans les zones internes de l'orogène hercynien (Matte, 1986).

Les effets du métamorphisme alpin se traduisent par la néogenèse de stilpnomélane, de pumpellyite et de phengite (Palagi *et al.*, 1985).

● Le panneau de l'Argentella renferme les seuls sédiments anté-houillers connus en Corse occidentale. La série affleure dans les compartiments nord et sud, séparés par la faille de Ruvala injectée de rhyolites permienne. Les données proviennent des notes de Krylatov (1963), Krylatov et Mamet (1966), Baudelot *et al.* (1977-1981), Durand-Delga *et al.* (1978), ainsi que des travaux de H. Gonord et R.P. Ménot (sous presse).

Dans le compartiment nord, on observe de bas en haut : (1) un socle métamorphique à structuration polyphasée et constitué de micaschistes, de gneiss mésozonaux et d'une alternance rubanée leptyno-amphibolique (Ménot et Gonord, sous presse); (2) des faciès gréseux et silto-gréseux à occurrences conglomératiques, remaniant le substratum métamorphique et passant vers le haut à des conglomérats riches en quartz laiteux; (3) des sha-



Les formations anté-batholitiques :

Septum de l'Argentella : 1 - socle métamorphique; 2 - tégument détritique du Monte Martinu Ciutone d'âge indéterminé, discordant sur le socle; 3 - schistes siluriens; 4 - "culm" dévonien.
Septum de Belgodère : 5 - orthogneiss et/ou granitoïdes déformés de façon hétérogène; 6 - gneiss migmatitiques; 7 - série leptyno-amphibolique.

Les formations batholitiques :

Les granitoïdes n'appartenant pas à l'association magnésio-potassique : 8 - granodiorite de Capo Cavallo; 9 - tonalgranodiorites de Corbara.

Les granitoïdes de l'association magnésio-potassique : 10 - granitoïdes indifférenciés à macrocristaux de feldspath potassique; 11 - intrusion de granite leucocrate type Pietra-di-Telamu; 12 - intrusion de granite leucocrate type Porto Agro.

Les formations post-batholitiques :

Sédiments stéphaniens : 13

Le magmatisme calco-alcalin du Permien inférieur : 14 - pluton d'Aranjagia; 15 - dykes de composition dioritique à microgranitique; 16 - vulcanites : andésites - dacites - rhyolites principalement ignimbrétiques.

Le magmatisme alcalin à hyperalcalin du Permien supérieur (cauldron du Cinto) : 17 - vulcanites; 18 - coupole granitique; 19 - ring-dyke; 20 - filons rhyolitiques; 21 - filons doléritiques; 22 - trace des plans de chevauchement varisque.

Fig. 1 - Schéma structural synthétique du Nord-Ouest de la Corse cristalline

les sombres, à niveaux gréseux, datés du Silurien ; et (4) une triade de quartzites blancs, grès et lydienes. Selon Baudelot *et al.* (1981), cette succession représenterait une séquence sédimentaire de l'Ordovicien (2) au Siluro-Dévonien (3), reposant sur un socle précambrien. L'observation d'une schistosité, localement schistosité de flux, dans les shales siluriens, absente dans les termes silto-gréseux sous-jacents, et de plans d'écaillage à vergence NW dans tous les termes du compartiment nord, conduit à une récente interprétation en terme de pile lithotectonique (Gonord *et al.*, sous presse). Un contact anormal marquerait la base des shales siluriens et, en toute rigueur, l'âge des termes sous-jacents ne peut être défini.

Dans le compartiment sud affleurent des sédiments détritiques, grésopélitiques à conglomératiques et de minces niveaux calcaires respectivement datés du Givétien supérieur-Famennien inférieur et du Famennien supérieur-Strunien (Baudelot *et al.*, 1981).

Le lambeau de l'Argentella a hypothétiquement été corrélé aux domaines orogéniques externes varisques, et en particulier comparé aux régions méridionales de Sardaigne, sur la base d'arguments lithostratigraphiques (Baudelot *et al.*, 1981) ou tectogénétiques (Gonord *et al.*, sous presse).

En conclusion, la proximité en Balagne de fragments de socle anté-batholitique aussi différents que ceux de Belgodère et de l'Argentella, souligne l'existence d'un important télescopage de la zonation orogénique, opposition entre des segments respectivement infra- et supracrustaux, avant (ou pendant ?) la mise en place du batholite.

Formations batholitiques

Les grandes unités intrusives

Dans l'ensemble granitique que constitue la Balagne cristalline, plusieurs unités intrusives ont été mises en évidence :

- les intrusions d'Ile-Rousse, de Calvi, de Pietra-di-Telamu et probablement d'Algajola sont sub-contemporaines et constituent la masse principale des granitoïdes de Balagne. L'intrusion de Calvi a été datée récemment (Rossi *et al.*, 1988) par la méthode U/Pb sur zircons à 350 (+ 36/- 18) Ma. Ces différentes intrusions appartiennent à l'association calco-alcaline magnésio-potassique (Orsini, 1976-1980). L'intrusion des granites hololeucocrates de Porto Agro, dans la partie ouest du secteur, a un caractère nettement sub-volcanique. De mise en place plus tardive, elle recoupe à l'emporte-pièce l'intrusion de Calvi et clôt la séquence magnésio-potassique ;
- l'intrusion de Capo Cavallo apparaît comme plus ancienne. Constituée par une granodiorite à biotite et à mégacristaux de feldspath potassique, elle est totalement atypique par rapport aux granitoïdes magnésio-potassiques voisins.

Caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et chimiques majeures des granitoïdes de l'association magnésio-potassique

Cette association plutonique se distingue très nettement des associations calco-alcalines *s.s.* type Sardaigne, à la fois par les caractères pétrographi-

ques, minéralogiques et géochimiques des différents termes granitoïdes ainsi que par la nature des roches basiques associées.

Sur le plan pétrographique, elle s'exprime par la suite syénomonzonites (ou monzodiorites) — granites leucocrates, marquée par la faible variation du rapport feldspath alcalin/plagioclase ; l'augmentation du quartz vers les termes évolués est principalement compensée par la chute des minéraux ferromagnésiens.

Sur le plan minéralogique, il faut noter la présence, constante jusque dans les termes monzogranitiques, d'un clinopyroxène calcique (type salite) de cristallisation précoce ainsi que l'abondance de la biotite et de la hornblende, toutes deux à caractère magnésien très marqué ; l'amphibole y apparaît, à la différence des séries calco-alcalines, comme un minéral relativement tardif dans la séquence de cristallisation, se formant aux dépens du clinopyroxène. La présence d'ilménite et/ou de pyrite est à noter, tout comme l'omniprésence du sphène. Le plagioclase, automorphe et peu zoné, est moins abondant et moins riche en anorthite que celui des termes équivalents de l'association calco-alcaline *s.s.*

Sur le plan géochimique, les granitoïdes magnésio-potassiques se distinguent de ceux de l'association calco-alcaline *s.s.* par de plus fortes teneurs en K_2O , des concentrations plus faibles en CaO et Fe_2O_3 (total). La géochimie des traces et les terres rares confirme cette dualité (Cocherie, 1984).

Tous les termes de composition acide à intermédiaire de cette association sont cogénétiques. Leur évolution paraît dominée par un processus de cristallisation fractionnée (Orsini, 1980 ; Cocherie, 1984).

Les roches basiques associées aux granitoïdes magnésio-potassiques

Des roches mafiques sont associées aux granitoïdes magnésio-potassiques sous forme de stocks de taille métrique à plurihectométrique, ou plus généralement d'enclaves décimétriques à centimétriques. Ces roches ont les caractéristiques générales des enclaves microgrenues (Didier, 1973 ; Orsini, 1980) : grandes variétés de textures et de compositions modales, paragenèse relativement constante et proche de celle des granitoïdes-hôtes, à savoir : biotite + amphibole + clinopyroxène + plagioclase ± feldspath potassique ± quartz, pour les minéraux essentiels ; apatite, zircon, opaques, sans oublier le sphène omniprésent, pour les minéraux accessoires ; abondance plus ou moins grande des enclaves en fonction du caractère plus ou moins évolué des granitoïdes-hôtes.

Ces mafites de composition syénomonzonitique (vaugnérites des auteurs français) sont caractéristiques des associations calco-alcalines magnésio-potassiques (Orsini, 1976-1980). Elles constituent avec les granitoïdes-hôtes des associations plutoniques acide/basique classiquement interprétées en termes de mélanges magmatiques non achevés, comme cela est bien décrit par ailleurs dans les associations calco-alcaline *s.s.* (Braglia *et al.*, 1981 ; Cocirta et Orsini, 1986 ; Cocirta *et al.*, 1989). Si le rôle des magmas basiques vauugnérétiques dans l'hybridation des magmas acides hôtes est indéniable,

l'importance de ce processus dans la différenciation des granitoïdes est toutefois difficile à évaluer.

Arguments en faveur de la nature syntectonique des granitoïdes de Balagne (d'après Laporte *et al.*, 1986 ; Laporte, 1987 ; Laporte *et al.*, 1989)

● **Organisation régionale, relations entre contacts et structures magmatiques.** Outre leurs particularités pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, les granitoïdes de Balagne affichent une organisation tout à fait originale qui se traduit par une structuration subméridienne fortement marquée à toutes les échelles d'observation (Orsini, 1980). Les plans de la fluidalité magmatique apparente sont subméridiens à fort pendage.

Cette structuration interne subméridienne est commune aux différentes unités intrusives. On note d'autre part, à l'échelle régionale, une très bonne concordance entre la structure planaire des granites et les contacts magmatiques qui séparent les intrusions connexes ou encore les différents faciès d'une même intrusion. Le massif de Pietra-di-Telamu fait exception à cette règle générale. Il s'agit d'un corps magmatique intrusif dans les granitoïdes d'Ile-Rousse ; sa mise en place s'est faite alors que l'intrusion d'Ile-Rousse n'était pas encore consolidée. Les plans de la fluidalité magmatique apparente recoupent la bordure septentrionale de l'intrusion de Pietra-di-Telamu et sont en continuité avec ceux des granites encaissants. Une telle discordance révèle que la structuration interne du massif est, au moins en partie, postérieure à sa mise en place : elle est imposée par un système de contraintes externes, régionales, responsable par ailleurs de la structuration de l'intrusion d'Ile-Rousse.

● **Sous-fabrique des mégacristaux de feldspath potassique (MFK).** L'étude de la sous-fabrique des MFK dans les granites porphyroïdes de l'intrusion d'Ile-Rousse met en évidence, dans les diagrammes de fabrique, des maximums de densité élevés (7 à 13 %, voire 16 %). La symétrie axiale ou orthorhombique fermée de ces diagrammes de densité, indique que les fabriques résultent d'une déformation proche d'un aplatissement de révolution (Laporte, 1987).

● **Protofailles et shear-zones.** Une génération de structures non pénétratives, qui déforment les plans de fluidalité magmatique décrits ci-dessus, a été mise en évidence :

- dans les intrusions d'Ile-Rousse et de Calvi, ce sont des couloirs magmatiques ou protofailles d'épaisseur décimétrique ;
- dans l'intrusion de Capo Cavallo, ce sont des zones de cisaillement ductile d'épaisseur réduite (moins de 1 m). Leur antériorité par rapport aux filons microgranitiques et doléritiques permians, ainsi que la sévérité des conditions de la déformation (recristallisation de la biotite, du plagioclase, du feldspath potassique), interdisent de rattacher ces « shear-zones » à une déformation de type alpin ; un âge hercynien doit être retenu.

L'ensemble des structures non pénétratives montre une orientation dominante NW-SE avec un jeu senestre ; une famille plus accessoire, NE-SW à jeu dextre, a été observée dans la moitié orientale de la Balagne.

Protofailles et « shear-zones » apparaissent comme des manifestations différentes d'une même déformation : les premières se développent en fin de cristallisation des magmas granitiques ; les secondes se forment à plus basse température dans un matériel déjà consolidé. Ces résultats sont cohérents avec les observations de terrain, qui montrent que l'intrusion de Capo Cavallo est relativement plus ancienne que celle de Calvi.

● **Relations entre le socle de Belgodère et l'intrusion d'Ile-Rousse.** Dans la bordure occidentale du lambeau de Belgodère, les foliations subméridiennes à fort pendage sont parfaitement concordantes avec celles de l'intrusion d'Ile-Rousse. Elles sont reprises dans des crénulations qui, par leur géométrie et leurs orientations, peuvent être rattachées à la génération des structures non pénétratives décrites dans les granitoïdes.

Au contact entre le socle et les granites, aucune figure caractéristique d'un contraste thermique ou rhéologique (bordure figée, bréchification des gneiss) n'a été observée.

L'ensemble des résultats s'intègre bien dans un modèle de mise en place syntectonique des magmas calco-alcalins magnésio-potassiques. L'organisation interne des granitoïdes se développe sous un régime de contraintes régionales qui admet une direction principale de raccourcissement grossièrement Est-Ouest et subhorizontale. Dans ce contexte diastrophique apparaissent, dans un premier temps, des structures pénétratives subméridiennes à fort pendage, relayées ensuite par des protofailles ou des zones de cisaillement ductile essentiellement NW-SE à jeu senestre, et plus accessoirement NE-SW à jeu dextre.

Dans ce modèle, on doit envisager un âge hercynien pour le lambeau métamorphique de Belgodère, qui se trouverait d'autre part dans des conditions anatectiques lors de la montée des magmas granitiques. Cet âge varisque est conforté par la présence d'un « groupe leptyno-amphibolique » comparable à celui qui caractérise les zones internes de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale.

Histoire post-batholitique

Les granitoïdes magnésio-potassiques mis en place en profondeur vers 350 (+ 36/-18) Ma dans un socle affecté par l'anatexie, sous une charge de l'ordre de 5 à 6 Kb, ont été remontés suite à la surrection de l'ensemble du bâti hercynien puis fortement érodés (Laporte, 1987). Les granitoïdes de l'intrusion d'Ile-Rousse sont localement recouverts (Mausoléo) par une formation détritique d'âge stéphanien terminal (Vellutini, 1977). Plus généralement, ils sont chapeautés par des laves calco-alcalines du Permien inférieur et recoupés par des filons de même chimisme et même âge que les vulcanites.

Activité magmatique calco-alcaline du Permien inférieur (d'après Fumey-Humbert, 1989 ; Fumey-Humbert *et al.*, 1986)

C'est après la période d'érosion intense du bâti granitique que se mettent

en place des coulées andésitiques à rhyolitiques d'affinité calco-alcaline. Les rhyolites, en majorité de type ignimbritique, sont largement prédominantes. En Balagne affleure uniquement la série verte d'Ascu—Calenzana (Vellutini, 1977) qui représente probablement la série de base du volcanisme calco-alcalin.

Un système filonien très dense et d'extension régionale a été mis en évidence. Sa mise en place date vraisemblablement du Permien inférieur. Elle est postérieure à celle des granitoïdes carbonifères et antérieure à celle des complexes alcalins du Permien supérieur. Ces filons témoignent d'un étirement crustal selon une direction NNW-SSE. Deux ensembles de granitoïdes y ont été rencontrés :

- le premier est représenté par des microgranodiorites peralumineuses à biotite + muscovite ;
- le deuxième montre une suite du type microdiorite—microtonalite—microgranite. Ces roches constituent des dykes (voire des plutons) en gisement simple ou bien associés en filons composites. Mis à part le terme dioritique, tous les autres types pétrographiques portent l'empreinte d'une histoire génétique complexe où se combinent plusieurs mécanismes (cristallisation fractionnée, mélanges de magmas en différentes étapes, différenciation de flux) (Fumey-Humbert, 1989).

L'ensemble des caractéristiques géologiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques de ces granitoïdes dénote un net cachet calco-alcalin et indique leur appartenance au groupe des granitoïdes post-tectoniques des zones de collision.

Ces granitoïdes ne peuvent être les marqueurs d'une zone de subduction. L'hypothèse actuellement retenue est qu'ils se formeraient par fusion à différents niveaux de la lithosphère continentale, suite à la relaxation thermique et au soulèvement du bâti varisque caractérisant la fin de la collision hercynienne.

Le problème des relations génétiques entre laves et filons est posé.

Activité magmatique alcaline à hyperalcaline du Permien supérieur

Dans la région, elle se manifeste principalement par la mise en place du complexe annulaire volcano-plutonique du Cinto. On y distingue (Vellutini, 1987) des vulcaniques alcalines (les plus abondantes) mais aussi des plutonites représentées par la partie supérieure d'une coupole de granite *hypersolvus* à riebeckite (granite de Bonifatu). Cet ensemble volcano-plutonique est ceinturé par des dykes annulaires, des « cone sheets », des filons radiaires de composition acide (microgranite, rhyolite, granophyre alcalin) ou basique (dolérites). Pour Bonin (1980), la genèse de ces magmas alcalins mis en place en contexte distensif, est à rechercher dans l'asténosphère alors que pour Rossi et Cocherie (1987), la source de ces granitoïdes aurait un caractère crustal et une nature peu différente de celle ayant engendré l'association calco-alcaline.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE MÉTAMORPHIQUE

ζ. Orthogneiss clairs à biotite de Cafaie. L'unité de Cafaie a été définie sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda à 1/50 000 (Laporte, 1987). Il s'agit d'orthogneiss œillés hololeucocrates, à biotite seule, de composition monzogranitique. Localement, ces orthogneiss passent à des granites porphyroïdes contenant 25 à 30 % de mégacristsaux de feldspath potassique. Des roches basiques de composition généralement monzodioritique, sous forme d'enclaves décimétriques à décamétriques, leur sont associées. Sur la feuille Calvi, cette unité n'est représentée que par une mince bande sur la bordure orientale de la feuille.

M. Migmatites de la baie de Vignola. La pointe Vignola, 4 km à l'Ouest d'Ile-Rousse, est constituée par un septum de gneiss migmatitiques d'épaisseur hectométrique. C'est là le seul élément de dimension cartographique, appartenant à un dispositif d'extension régionale qui souligne le contact entre les intrusions d'Ile-Rousse et de Calvi. Ce dernier est en effet jalonné sur toute sa longueur par un chapelet d'enclaves métamorphiques qui forme une sorte d'écran de deux à trois mètres de large. La nature des roches cristallophyliennes que l'on y rencontre est très constante. Il s'agit de gneiss à intercalations de nodules de pyroxénites. Les gneiss sont à biotite + grenat ; ils ont une structure rubanée et fréquemment un caractère migmatitique. Les pyroxénites sont des roches à grain très fin (0,1 mm environ) à texture granoblastique, sub-isogranulaire, équante ou légèrement orientée. Elles sont à clinopyroxène, plagioclase et quartz (+ hornblende verte, opaques et sphène).

TERRAINS ÉRUPTIFS

Granitoïdes orogéniques tardi-hercyniens et formations associées

Les granitoïdes n'appartenant pas à l'association calco-alkaline magnésio-potassique

Les granites précoces

⁰γ⁴. **Granodiorite de Maistrello.** Ces roches affleurent très largement sur la feuille voisine Santo-Pietro-di-Tenda où elles dessinent une lanrière d'épaisseur variable (500 à 1 000 m) orientée NE-SW. Sur la feuille Calvi, elles ne sont visibles que très localement, sur l'extrême bordure est de la feuille à hauteur de Ville-de-Paraso. Il s'agit de granitoïdes à texture souvent porphyroïde, de composition granodioritique, dans lesquels la biotite en quantité importante (18 %) est parfois accompagnée par de l'amphibole verte. Sur le terrain, ces granodiorites se caractérisent par l'abondance d'enclaves de schistes cristallins surtout gneissiques, ainsi que d'enclaves basiques. Elles affichent par endroits un caractère nébulitique.

Ces granodiorites sont localement orthogneissifiées, le long de couloirs subméridiens d'épaisseur centimétrique à métrique. La déformation s'est effectuée sous des conditions thermiques sévères (recristallisation de la biotite et des feldspaths).

$\rho\gamma^{3-4}$. **Granodiorite porphyroïde calco-alkaline de Capo Cavallo.** Cette intrusion est, avec celle de Maistrello, la plus ancienne du secteur. Sa mise en place est nettement antérieure à celle des intrusions voisines de Calvi, Porto Agro, Aranjagia, qui la recourent. Elle est constituée par une granodiorite à biotite dont la composition modale est proche de celle d'un granite monzonitique. Il s'agit d'une roche assez sombre, à gros grain et macrocristaux de feldspath potassique grisâtre. Cette granodiorite renferme de fréquentes enclaves basiques de forme ovoïde, de taille décimétrique et de composition quartzodioritique. Elle renferme aussi de très nombreuses enclaves gneissiques ainsi que des loupes surmicacées, voire amphibolitiques. Elle montre une structuration magmatique planaire de direction subméridienne fortement pentée à l'Est et soulignée par la disposition préférentielle des macrocristaux de feldspath potassique, et des enclaves. Dans la partie nord-est du massif, cette fluidalité magmatique apparente est recoupée par des zones blastomylonitiques d'épaisseur décimétrique à métrique, orientées NW-SE.

La granodiorite de Capo Cavallo, par ses caractères pétrographiques, minéralogiques et chimiques (composition plagioclasique, absence de clinopyroxène, de sphène, plagioclase zoné, la composition dioritique de ses enclaves magmatiques, l'abondance des enclaves de socle), se distingue nettement des autres types de granitoïdes qui constituent l'association calco-alkaline magnésio-potassique.

Les granitoïdes contemporains de l'association calco-alkaline magnésio-potassique.

Il s'agit de différentes lames granitoïdes qui participent à l'intrusion d'Ile-Rousse.

γ_b^3 . **Monzogranodiorites à biotite de Pioggiola.** Elles constituent un ensemble hétérogène strictement localisé dans la partie sud-est de l'intrusion d'Ile-Rousse. Dans ces roches, l'hétérogénéité se marque sur le terrain à la fois par des variations compositionnelles et texturales rapides, faisant apparaître localement des rubanements centimétriques à décimétriques, et par l'abondance des enclaves de métamorphites. A noter de plus la présence de grands panneaux d'orthogneiss et l'absence d'enclaves microgrenues basiques.

A l'affleurement, ces monzogranodiorites ont une teinte claire, grise ou blanche. Sur les surfaces patinées, le plagioclase prend une teinte brun-jaune pâle caractéristique. La texture est à grain moyen, souvent porphyroïde. Les mégacristaux de feldspath potassique, bleuâtres ou gris (moins de 2 cm), sont normalement peu abondants, noyés dans une matrice grenue hétérogranulaire (taille du grain comprise entre 1 et 4 mm).

Au microscope, le plagioclase forme des prismes automorphes trapus, très séricitisés. Le feldspath potassique montre un large éventail morphologique, depuis des mégacristaux centimétriques jusqu'à de petites plages millimétriques. Le quartz constitue des globules polycristallins ou remplit les espaces interstitiels ménagés par les minéraux plus précoces. Les lamelles de biotite, de couleur rouge, tendent à se regrouper en agrégats, parfois en amas flexueux moulants les feldspaths. Parmi les minéraux accessoires il faut souligner la présence occasionnelle, à côté du zircon et de l'apatite, d'allanite et de monazite.

$\rho\gamma^4$. **Granodiorites porphyroïdes à biotite de Pietrajola.** Localisées dans la moitié occidentale de l'intrusion d'Ile-Rousse, les granodiorites de Pietrajola forment une lame subméridienne à fort pendage, de 10 km de long pour une épaisseur moyenne de 500 m environ. A ces granitoïdes sont associées en abondance des roches basiques à caractère vaugnéritique (sous la forme d'enclaves décimétriques et surtout de stocks décamétriques à hectométriques). Les enclaves de metabasites sont, elles aussi, nombreuses.

Les granitoïdes de Pietrajola sont des roches sombres, biotitiques, à texture porphyroïde. Les mégacristaux de feldspath potassique centimétriques, de couleur blanche ou grise, abondants (20 %), soulignent une structure planaire subméridienne à fort pendage, souvent bien marquée. La matrice (un agrégat presque jointif de plagioclases et biotites cimentés par du quartz) est à grain moyen (1 à 3 mm). L'allanite est visible à l'œil nu.

Au microscope, l'andésine (An 33-41 %) forme des prismes trapus sub-automorphes, peu zonés. Le feldspath potassique est un microcline perthitique qui s'exprime surtout en mégacristaux et plus fréquemment en petites sections trapues millimétriques. Le quartz remplit les interstices laissés libres entre les feldspaths et les biotites plus précoces ; ces dernières forment des lattes automorphes de composition variable, magnésienne à alumineuse. L'augite et l'amphibole actinolitique sont présentes occasionnellement et montrent toujours des signes d'instabilité. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'allanite, le zircon, la monazite, les minéraux opaques (ilménite + sulfures de fer). A noter que le sphène n'est présent que dans les variétés à amphibole.

Par tous ses aspects : pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, les granitoïdes de Pietrajola présentent une composition intermédiaire entre les granitoïdes de l'association magnésio-potassiques et ceux de Corbara.

γ^4_b . **Tonalite et granodiorite à biotite de Corbara.** Ces roches occupent une position occidentale au sein de l'intrusion d'Ile-Rousse, immédiatement à l'Ouest de la bande des granitoïdes de Pietrajola. Elles forment, comme ces derniers, une lame subméridienne de 1 km d'épaisseur en moyenne pour une extension longitudinale supérieure à 10 km.

A l'affleurement, la lame de Corbara se révèle très riche en enclaves de schistes cristallins variés (gneiss, amphibolites, pyroxénites, cipolins...). Les enclaves et les stocks vaugnéritiques y sont totalement absents.

Ces granitoïdes regroupent tout un ensemble de termes pétrographiques qui évoluent depuis des compositions de plagioclases riches en biotite, (tonalites, tonalogramodiorites) jusqu'à des monzogranites plus leucocrates. Les termes granodioritiques sont nettement dominants. Il s'agit généralement de roches sombres, de texture grenue hétérogranulaire à grain moyen (2 à 4 mm), pouvant présenter un caractère nébulitique.

L'allongement des minéraux définit une structure planolinéaire souvent bien marquée, de direction subméridienne, à fort pendage.

A noter que les termes plagioclasiques peuvent contenir du *grenat* almandin ($_{\text{gr}}\gamma^4_{\text{b}}$) alors que les termes monzogranodioritiques montrent souvent des mégacristaux de feldspath potassique de taille moyenne (jusqu'à 2 cm de long) dont la couleur bleutée, parfois presque noire, est caractéristique de ces roches. Parmi les minéraux accessoires il faut noter la présence d'apatite, de zircon, de monazite et de minéraux opaques (pyrrhotite, ilménite).

Les granites « tardifs »

γ^{3-4} . **Granodiorite de Punta Aranjagia.** Cette granodiorite affleure en deux points. Le gisement le plus important se situe en bordure de côte, sur le versant occidental du promontoire de Capo Cavallo, à l'extrémité ouest de la feuille Calvi. Il forme la bordure orientale d'une intrusion dont l'extension en mer est inconnue. Le deuxième gisement, un petit stock de dimension kilométrique, affleure au lieu-dit Aia, sur la bordure occidentale du pluton de Capo Cavallo.

La postériorité de mise en place de cette granodiorite par rapport à celle de Capo Cavallo est parfaitement démontrée par les données de terrain : enclaves de granodiorite de Capo Cavallo dans celle d'Aranjagia ; cette dernière montre de plus, au contact de la précédente, un faciès de bordure. Un âge permien inférieur peut être envisagé pour cette granodiorite, du fait du synchronisme de mise en place des filons de microgranites porphyriques ($_{\rho\mu}\gamma^{3-4}$) par rapport à l'intrusion d'Aranjagia. (Fumey-Humbert, 1989).

Il s'agit d'une roche de couleur beige clair, à grain moyen (< 1 cm), à tendance légèrement porphyroïde. Les mésocristaux de feldspath potassique de taille centimétrique sont très peu abondants (3 %). Par contre, le quartz, en grosses billes centimétriques (30 % du volume total), se détache nettement sur un fond essentiellement plagioclasiq (39 %) et biotitique (7 %). A l'affleurement, il faut noter la présence d'enclaves sombres microgrenues de composition dioritique à tonalitique, disséminées dans tout le massif ou sous forme d'un essaim d'enclaves de taille pluridécimétrique. A noter également la présence de termes *pegmatitiques* ($\gamma^{3-4}_{[2]}$), filoniens ou podiformes, bien développés dans le massif et injectant le contact avec l'encaissant granodioritique de Capo Cavallo. Des zones minéralisées en galène et épidote, de taille métrique à décimétrique, sont présentes et témoignent d'une activité hydrothermale importante.

Au microscope, la texture est typiquement hypidiomorphe grenue. Les cristaux de plagioclase zoné (An 20-An 42), de quartz globuleux, de biotite

et les mésocristaux de feldspath potassique sont automorphes à subautomorphes. Ils sont liés par une matrice à grain fin, peu abondante, constituée par du microcline perthitique et du quartz.

L'association plutonique calco-alcaline magnésio-potassique de Balagne

Les roches basiques associées

σ_1^3 . **Stocks et massifs basiques syénodioritiques.** Ces roches, qui ont souvent été utilisées comme matériel de construction, montrent deux principales zones d'affleurement : l'une à l'Ouest (Capu Rotalbu—Onda), l'autre à l'Est sous forme de stocks alignés selon une direction méridienne Algajola—Zilia. A l'Ouest, elles constituent un massif fortement altéré, montrant cependant des contacts tranchés avec les granitoïdes encaissants (Cavallo, Rotalbu, Agro). Les syénodiorites contiennent en enclaves la granodiorite de Capo Cavallo et sont recoupées par les filons de type Agro. A l'Est, les différents massifs, aux faciès très diversifiés, montrent des bordures très disloquées, injectées de granitoïdes plus leucocrates et entourées de nombreuses enclaves que l'on rencontre aussi dans l'ensemble des granitoïdes magnésio-potassiques. La mise en place de ces roches mafiques est synchrone des granitoïdes encaissants.

D'affinité vaugnéristique par leur richesse en K_2O , MgO et la valeur élevée du rapport K_2O/Na_2O , les roches de ces stocks mafiques ont subi une histoire pétrogénétique complexe, marquée à la fois par un processus de cristallisation fractionnée et des interactions avec leurs roches-hôtes granitiques. (Michon *in* Réunion extr. soc. géol. France et Italie : Orsini *et al.*, 1989). Ceci se traduit, dans l'ensemble des roches basiques syénodioritiques, par de grandes variations de texture (dioritique à lamprophyrique) et de grain (grenu à microgrenu), de composition minéralogique qualitative (plagioclase + biotite + amphibole + sphène \pm clinopyroxène \pm quartz \pm feldspath alcalin) et modale. A noter aussi la présence de nombreux minéraux hors équilibre : clinopyroxène relictuel, ocelles de quartz.

L'intrusion d'Ile-Rousse

Elle est constituée par une association intime de granitoïdes, aux caractéristiques plus ou moins fortement contrastées, juxtaposés en lames subméridiennes à forts pendages. On y distingue :

- des granitoïdes calco-alcalins magnésio-potassiques :
 - les granodiorites et monzogranites de Monticello ;
 - les monzogranites de Ginébaru ;
 - les monzogranites hololeucocrates de Percepina ;
 - les quartzmonzonites de Santa-Reparata ;
- des granitoïdes n'appartenant pas à l'association magnésio-potassique :
 - les granodiorites de Corbara ;
 - les monzogranodiorites de Pioggiola ;
 - les quartzmonzonites de Pietrajola.

Les granitoïdes de Corbara et Pioggiola, contrairement aux autres granitoïdes d'Ile-Rousse, n'ont aucun lien avec les roches mafiques vaugnéritiques. Les enclaves de schistes cristallins y sont par contre abondantes et variées. Ces granitoïdes trouvent leur origine dans la fusion de roches crustales. Les granitoïdes magnésio-potassiques ont quant à eux un caractère hybride. Leur origine doit être recherchée dans la fusion d'une croûte grau-wackeuse en contexte granulitique ; les magmas issus de cette fusion ayant interréagi avec des magmas basaltiques d'origine mantellique en conditions basi-crustales (Cocherie, 1985 ; Rossi, 1986).

C'est la juxtaposition de ces matériaux très différents dans leur nature et dans leur signification qui constitue l'un des traits les plus originaux de l'intrusion d'Ile-Rousse.

Les granitoïdes de l'intrusion d'Ile-Rousse n'appartenant pas à l'association calco-alcaline magnésio-potassique ont été décrits précédemment. Les granitoïdes magnésio-potassiques constituent quant à eux un ensemble de matériaux souvent porphyroïdes, qui regroupe des variétés riches en minéraux ferromagnésiens (à biotite + amphibole + clinopyroxène) et des variétés hololeucocrates à biotite seule. Le sphène est toujours visible à l'œil nu.

Tous ces granitoïdes renferment en quantité variable :

- des matériaux basiques, syénodioritiques (vaugnérites) sous forme d'enclaves décimétriques et de stocks décamétriques à hectométriques ;
- des enclaves de schistes cristallins (pyroxénites, rares metabasites et gneiss).

$\gamma\sigma^3$. **Quartzmonzonites porphyroïdes à biotite, amphibole et clinopyroxène de Santa-Reparata.** Les quartzmonzonites de Santa-Reparata forment des lames subméridiennes d'épaisseur hectométrique à kilométrique, surtout localisées dans la partie médiane de l'intrusion d'Ile-Rousse. Ce sont des roches porphyroïdes riches en minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole et clinopyroxène). Elles se caractérisent par l'extrême abondance des mégacristaux de feldspath potassique (36 à 46 %) de couleur blanche ou grise ; ceux-ci ont une forme allongée (3 à 4 cm de longueur pour moins de 1 cm d'épaisseur) et définissent une très bonne organisation planaire. La matrice, grenue hétérogranulaire (1 à 8 mm), est constituée principalement de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens. Le sphène, de taille millimétrique, est toujours visible à l'œil nu.

En lame mince, le plagioclase (andésine sodique) est en prismes trapus (28 %), toujours très séricitisé et presque dépourvu de zonage. Le feldspath potassique forme des tablettes subautomorphes de taille millimétrique à pluricentimétrique. Le quartz, peu abondant (\simeq 10 %), est en plages globuleuses ou ovoïdes bien circonscrites entre les feldspaths et/ou les ferromagnésiens. La biotite (14 %), en agrégats de lattes enchevêtrées, a une composition magnésienne. Les grandes plages plurimillimétriques d'amphibole (3 %) sont xénomorphes contre le plagioclase et la biotite ; il s'agit d'une hornblende verte fortement colorée et pléochroïque (amphibole calcique appartenant aux groupes des édénites, hornblendes édénitiques et magnésio-hornblendes). Le clinopyroxène (salite) forme des globules inframilli-

métriques inclus dans l'amphibole ; plus rarement, il s'exprime en cristaux trapus subautomorphes de taille millimétrique. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'allanite, l'apatite, le zircon, l'ilménite et/ou la pyrite.

La richesse combinée en feldspath potassique et minéraux ferromagnésiens, qui fait l'originalité des quartzmonzonites de Santa-Reparata, se traduit sur le plan chimique par des teneurs relativement faibles en SiO_2 et très élevées en K_2O .

¹ γ^3 . **Monzogranites et granodiorites porphyroïdes de Monticello.** Les granitoïdes de Monticello occupent la moitié orientale de l'intrusion d'Ile-Rousse et dessinent une bande occidentale coincée entre les granodiorites de Corbara et l'intrusion de Calvi. Ils ont une texture porphyroïde avec des mégacristaux (12 à 22 %) qui atteignent fréquemment 4 à 5 cm de long. La variété dominante est un monzogranite riche en quartz. Sur les bordures est et ouest de l'intrusion d'Ile-Rousse, les granitoïdes de Monticello se chargent en minéraux ferromagnésiens et s'appauvrissent en quartz ; ils prennent alors une composition granodioritique et sont particulièrement riches en enclaves et stocks syénodioritiques.

Ces granodiorites montrent une matrice sombre à grain moyen (1 à 5 mm), riche en plagioclase, biotite et amphibole. En lame mince, le plagioclase, andésine acide (An 32), se présente en cristaux automorphes assez trapus presque dépourvus de zonage. A côté des mégacristaux, le feldspath alcalin forme de petites plages ovoïdes bien circonscrites, plurimillimétriques et polycristallines. La biotite magnésienne est le minéral coloré prédominant. L'amphibole se présente habituellement en grands cristaux xénomorphes (contre le plagioclase et la biotite), voire interstitiels ; il s'agit de hornblende verte fortement pléochroïque qui a la composition d'une magnésio-hornblende ou d'une hornblende édénitique. Le clinopyroxène (salite) est systématiquement présent, le plus souvent il ne subsiste qu'à l'état de minuscules globules de taille inframillimétrique, inclus dans la hornblende verte ; plus rarement, il forme des prismes automorphes millimétriques, entourés d'une mince couronne d'ouralite. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite, le zircon, l'allanite et les minéraux opaques (ilménite et/ou pyrite). Le sphène se singularise par sa grande dimension souvent plurimillimétrique.

Outre l'abondance relative des phases minérales principales, les monzogranites de Monticello se distinguent des granodiorites par :

- la composition plus sodique du plagioclase (oligoclase, An 27), celui-ci est plus fortement séricitisé que dans les granodiorites ;
- la couleur grise du feldspath potassique et l'existence, à côté des mégacristaux, de petites sections millimétriques, carrées ou rectangulaires ;
- la rareté du clinopyroxène ;
- la composition moins magnésienne de l'amphibole et de la biotite.

Les compositions modales contrastées des granodiorites et monzogranites de Monticello se reflètent sur le plan chimique (tableau I).

Tableau I. Granitoïdes de l'intrusion d'Ile-Rousse : composition modales (a) et chimiques (b) représentatives des différents types pétrographiques (*in* Laporte, thèse, 1987).

(1) Granodiorite de Monticello ; (2) Monzogranite de Monticello ; (3) Monzogranite de Ginebaru ; (4) Monzogranite de Percepina ; (5) Quartzmonzonite de Santa-Reparata ; (6) Tonalogranodiorite de Corbara ; (7) Monzogranodiorite de Corbara ; (8) Quartzmonzodiorite de Pietrajola

n° Anal.	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>(a) - Compositions modales</i>								
Q.	18 %	26 %	26 %	30 %	10 %	21 %	25 %	13 %
Pl.	41 %	40 %	36 %	33 %	28 %	48 %	39 %	43 %
F.K.	20 %	22 %	28 %	29 %	44 %	5 %	17 %	23 %
Bi.	15 %	10 %	8 %	7 %	14 %	25 %	18 %	20 %
Amph.	5 %	1 %	1 %	—	3 %	—	—	trace
Cpx	trace	trace	trace	—	trace	—	—	trace
Acc.	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %	1 %
<i>(b) - Compositions chimiques</i>								
SiO₂	61,19	68,82	69,66	70,65	59,55	58,53	66,26	57,90
Al₂O₃	16,50	14,85	14,61	14,30	17,05	17,68	15,80	17,95
Fe₂O₃ (t)	5,00	2,91	2,31	2,77	4,93	6,69	3,81	5,81
MgO	3,20	1,43	1,00	0,94	2,75	3,30	2,11	2,82
CaO	4,23	2,22	2,12	1,83	3,29	3,81	2,69	4,23
Na₂O	3,59	3,25	3,35	2,96	3,13	3,31	3,09	3,50
K₂O	3,91	4,66	4,86	5,16	6,41	3,36	4,36	4,58
TiO₂	1,03	0,51	0,45	0,41	1,01	0,91	0,59	1,05
P₂O₅	0,37	0,19	0,15	0,12	0,42	0,06	0,23	0,41
MnO	0,06	0,06	0,02	0,04	0,06	0,05	0,06	0,06
H₂O⁺	0,83	0,89	0,77	0,60	1,00	1,20	0,70	0,58
H₂O⁻	0,16	0,18	0,15	0,06	0,07	0,28	0,17	0,11

¹ γ^{2-3} . **Monzogranites à biotite avec plus ou moins d'amphibole de Ginebaru.** La masse principale des monzogranites de Ginebaru affleure dans le secteur d'Ile-Rousse. Dans la partie sud-orientale de l'intrusion d'Ile-Rousse, ces mêmes granites sont intimement associés aux monzogranites de Monticello sous la forme d'une alternance décamétrique à hectométrique.

Les monzogranites de Ginebaru sont des roches claires, de couleur grise, qui contiennent des mégacristaux de feldspath potassique en quantité variable (jusqu'à 10 %). Ces derniers, parfaitement automorphes, ont une couleur blanche et une forme assez trapue, ils peuvent atteindre 4 cm de long. La matrice a une texture grenue hétérogranulaire avec un grain moyen de l'ordre de 3 mm, on y observe de petits feldspaths potassiques en tablettes (de 2 mm jusqu'à plus de 1 cm de long). A côté de la biotite ubiquiste, l'amphibole peut être occasionnellement abondante, conférant parfois à la roche un aspect tacheté.

En lame mince, le plagioclase (oligoclase, An 27) forme des prismes trapus, subautomorphes, peu ou pas zonés et toujours fortement séricitisés.

L'habitus du feldspath alcalin évolue depuis des mégacristaux centimétriques jusqu'à de petites tablettes millimétriques, carrées ou rectangulaires. Le quartz occupe une position interstitielle ou forme des globules polycristallins. La biotite magnésienne se présente en agrégats de 4 ou 5 lattes, certains amas biotitiques atteignent 1 cm de diamètre et peuvent renfermer des reliques d'amphibole. Plus souvent, cette dernière forme de grandes plages corrodées ; il s'agit d'hornblende verte (hornblende édénitique ou magnésiohornblende). Le clinopyroxène est exceptionnel et se présente en minuscules reliques dans l'amphibole. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'allanite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques (ilménites et/ou pyrite).

$^{1}\gamma^2$. Monzogranites hololeucocrates porphyroïdes à biotite de Percepina. Les monzogranites hololeucocrates de Percepina forment une bande subméridienne discontinue d'épaisseur hectométrique. Ils affleurent particulièrement bien sur le bord de mer, immédiatement à l'Ouest de l'intrusion d'Ile-Rousse (Capu Curboriu) ; ici ils montrent une patine rousse et une exfoliation subhorizontale originale.

Les monzogranites de Percepina sont des roches très claires, grises ou blanches en cassure fraîche, habituellement à biotite seule et à texture porphyroïde. Des variétés plus sombres, parfois amphiboliques, sont connues localement. L'abondance des mégacristaux de feldspath potassique est variable (0 à 30 %), généralement élevée. Ces mégacristaux, de couleur grise ou blanche, ont une forme trapue, des contours irréguliers et une taille centimétrique (jusqu'à 3 ou 4 cm de long). Dans les variétés porphyroïdes, la dimension du grain de la matrice est très hétérogène et varie de quelques mm à 1 cm. En l'absence de mégacristaux, la roche acquiert une texture subisogranulaire avec une taille de grain de 1 à 2 mm.

En lame mince, le plagioclase (oligoclase, An 28) forme des prismes trapus subautomorphes, peu ou pas zonés, toujours très séricitisés. Les cristaux de feldspath potassique expriment leurs formes vis-à-vis du quartz tandis qu'ils sont xénomorphes contre le plagioclase et la biotite. Le quartz, très abondant, se dispose en plages plurimillimétriques anastomosées, souvent polycristallines. Les lattes de biotite, dont la taille moyenne est de l'ordre du millimètre, se regroupent en nids d'une dizaine d'individus. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'allanite, l'apatite et le zircon.

L'intrusion de Calvi

Il s'agit d'une intrusion très différenciée, constituée uniquement de granoïdes magnésio-potassiques. Les différents types pétrographiques individualisés présentent tous une structuration magmatique N 170 et dessinent à l'échelle de la carte des bandes grossièrement subméridiennes. L'intrusion de Calvi apparaît donc comme un pluton zoné longitudinalement, sa composition évoluant progressivement de l'Est vers l'Ouest depuis des quartz-monzonites à macrocristaux de feldspath potassique riches en minéraux colorés (biotite + hornblende + clinopyroxène) jusqu'à des monzogranites à grain moyen, hololeucocrates, à biotite seule (tableau II).

Tableau II. Granitoïdes de l'intrusion de Calvi : compositions modales (a) et chimiques (b) représentatives des principaux types pétrographiques individualisés (in Pezeril, thèse 3^e cycle, 1977).

(1) Quartzmonzonite d'Aregno ; (2) Monzogranite de Sant'Ambrogio-Est ; (3) Monzogranite de Sant'Ambrogio-Ouest ; (4) Granite de Calvi ; (5) Granite de Nichiareto.

n° Anal.	1	2	3	4	5
<i>(a) - Compositions modales</i>					
Q.	13 %	14 %	21 %	28 %	40 %
Pl.	33 %	24 %	24 %	26 %	17 %
F.K.	38 %	48 %	44 %	38 %	39 %
Bi.	13 %	10 %	9 %	7 %	3 %
Amph.	2 %	2 %	1 %	—	—
Cpx	trace	trace	—	—	—
Acc.	1 %	2 %	1 %	1 %	1 %
<i>(b) - Compositions chimiques</i>					
SiO₂	60,40	64,76	67,60	71,60	73,40
Al₂O₃	16,20	15,10	14,80	14,38	13,70
Fe₂O₃(t)	5,09	4,23	3,00	1,89	1,50
MgO	3,05	1,64	1,55	1,05	0,60
CaO	3,55	2,68	2,60	1,46	1,30
Na₂O	3,25	3,64	3,60	3,55	3,50
K₂O	5,30	5,31	4,75	4,59	4,75
TiO₂	1,15	0,70	0,62	0,43	0,29
P₂O₅	0,46	0,32	0,23	0,15	0,09
MnO	0,10	0,06	0,06	0,04	0,03
H₂O⁺	1,10	0,68		0,52	
H₂O⁻	0,05	0,11	0,75	0,05	0,40

²γ_p³. **Quartzmonzonites à biotite, amphibole et clinopyroxène d'Aregno.**
Deux faciès ont été distingués.

● *Faciès à gros macrocristaux de feldspath potassique* (²γ_p³_{11}). Il s'agit là du terme le moins différencié. C'est dans cette lame subméridienne, de largeur n'excédant pas 1 à 2 km, que l'on rencontre les stocks de roches basiques les plus importants en volume, et un très grand nombre d'enclaves magmatiques. Ces roches se caractérisent à l'affleurement par des structures de flux particulièrement nettes (N 170 subverticales), dues principalement à l'arrangement planaire très marqué des feldspaths alcalins. Ces structures sont de plus soulignées par la disposition de très nombreuses enclaves magmatiques sombres, aplaties dans le plan de l'orientation minérale.

Ces quartzmonzonites, à macrocristaux de feldspath potassique très abondants (jusqu'à 40 % du volume total), sont très facilement reconnaissables. Elles montrent une trame de couleur sombre, à grain moyen. Le plagioclase (An 36-28) blanc verdâtre (2 à 4 mm) y est associé à des minéraux ferromagnésiens (biotite + hornblende + clinopyroxène) ainsi qu'à du sphène, toujours omniprésent et de grande taille (2 à 5 mm). Le quartz est

par contre en faible proportion. Les minéraux ferromagnésiens se regroupent en amas dans lesquels la biotite est largement prédominante ; ils se disposent préférentiellement autour des macrocristaux de feldspath potassique. Ces derniers sont de grande dimension (3 à 5 cm), avec une couleur mauve clair caractéristique ; ils montrent de fréquentes figures de zonage et sont souvent associés en macles complexes.

● *Faciès à petits feldspaths potassiques en tablettes* (${}^2\gamma_p^3$ [2]). Dans la zone de contact avec l'intrusion d'Ile-Rousse, les quartzmonzonites d'Aregno présentent un faciès nettement différent. Sur quelques dizaines, voire quelques centaines de mètres à partir du contact, la roche montre un grain plus fin. Ce sont surtout les feldspaths alcalins qui diminuent de taille, tout en conservant leur aspect en tablettes automorphes bien orientées. Ce faciès, dit de Vallitone, a une composition identique de celle des quartzmonzonites d'Aregno. Il est interprété comme un faciès de bordure au contact de l'intrusion d'Ile-Rousse ; la limite exacte entre les deux intrusions étant soulignée par la présence d'un écran de socle d'épaisseur métrique.

${}^2\gamma^3$. **Monzogranites à biotite et amphibole de Sant'Ambrogio.** Il s'agit du terme pétrographique prédominant. Il affleure sous forme d'une bande sub-méridienne large d'environ 6 km, jouxtant à l'Ouest la lame de quartzmonzonite d'Aregno. La couleur plus claire des roches due à une charge plus faible en ferromagnésiens, la plus grande abondance du quartz, la diminution de la taille et du nombre des enclaves magmatiques, individualisent parfaitement ces monzogranites par rapport aux quartzmonzonites précédentes. Le clinopyroxène mis à part, la paragenèse minérale de ces monzogranites est identique à celle des roches précédentes, seules la composition et surtout les proportions volumétriques des minéraux changent. Le sphène est toujours présent et visible à l'œil nu.

Dans le détail, ces monzogranites ne sont pas homogènes en composition. Une certaine évolution est décelable sur le terrain. Elle s'exprime d'Est en Ouest par la diminution sensible des ferromagnésiens avec la disparition du clinopyroxène, puis la chute des teneurs en amphibole et en biotite (cf. tableau II). Cette évolution, très progressive, ne se traduit pas par des limites nettes de faciès.

${}^2\gamma^2$. **Granite hololeucocrate porphyroïde de Calvi.** Avec les granites hololeucocrates de Calvi on accède aux termes les plus différenciés qui sont cantonnés dans la partie occidentale de l'intrusion.

Les granites hololeucocrates de Calvi font suite vers l'Ouest aux monzogranites de Sant'Ambrogio. Par rapport à ces derniers, ils se caractérisent par la disparition de l'amphibole, une chute importante de la biotite, la diminution des macrocristaux de feldspath potassique. Les enclaves basiques y sont de petite taille (inférieure au décimètre) mais ne sont pas rares. Des faciès pegmatitiques à épidote—pyrite commencent à apparaître en poches ou filons.

${}^2\gamma^2$. **Granite hololeucocrate de Porcarellu.** Ce nouveau type pétrographique, d'extension NNW-SSE, possède des caractères transitionnels entre le granite type Calvi et celui plus occidental de Nichiareto de part ses teneurs

très variables en macrocristaux de feldspath potassique (absents ou regroupés en agrégats). Si les limites avec le faciès Calvi sont rapides mais progressives, elles peuvent apparaître tranchées avec le type Nichiareto (contact au Sud de Vespaiu).

² γ^{2K} **Granite hololeucocrate de grain moyen à grossier à biotite de Nichiareto.** C'est le terme le plus occidental et le plus différencié de l'intrusion de Calvi. Il se distingue des granites hololeucocrates précédents par la disparition des macrocristaux de feldspath potassique, une certaine réduction de la taille du grain, un automorphisme plus poussé des cristaux de quartz. A noter aussi le développement des poches pegmatitiques à quartz—microcline—épidote, beaucoup plus abondantes que dans les granites précédents. Les enclaves magmatiques sont très rares ; leur taille n'excède pas 5 cm de diamètre. A noter que le sphène est toujours présent et parfaitement visible à l'œil nu.

L'intrusion d'Algajola

L'intrusion d'Algajola montre des contours à géométrie relativement complexe. Elle est constituée par un corps principal qui présente, comme les autres intrusions, un axe d'allongement Nord-Sud mais aussi des digitations annexes importantes. Les contacts avec les granitoïdes encaissants de Calvi sont francs. Ces derniers se retrouvent fréquemment en enclaves, arrondies ou anguleuses, dans l'intrusion d'Algajola (Capu Bragajo, Capu di Bestia-Sud), l'inverse étant beaucoup plus rare (Capu d'Occi, Palombara, Ortichatu). Le laps de temps qui sépare la mise en place des deux intrusions est, ici aussi, certainement court.

γ^3 **Monzogranite porphyroïde à biotite.** L'intrusion d'Algajola est constituée par deux types de monzogranites à biotite : un faciès à grain moyen, riche en « nids » biotitiques, et un faciès à grain plus fin, à macrocristaux de feldspath potassique épais (*cf.* tableau III). Intimement associés sur le terrain, ils présentent la même structuration magmatique planaire subméri-dienne avec des pendages généralement forts à l'Est et à l'Ouest. Ces deux types sont recoupés par des filons de monzogranites qui injectent aussi les granitoïdes encaissants de Calvi. Des enclaves, voire de petits stocks décimétriques de roches mafiques syénomonzonitiques, sont présents, comme dans tous les termes de l'association magnésio-potassique. Le sphène est partout visible à l'œil nu.

Les intrusions d'extension limitée

Sont regroupées ici des intrusions qui, soit présentent une extension limitée (c'est le cas de Pietra-di-Telamu ou encore de Porto Agro), soit ne sont que peu représentées sur la feuille Calvi (Crovani, Rutalbu), leur extension se poursuivant plus au Sud sur la carte Galéria-Osani.

γ^2 **Granites hololeucocrates à gros grain de Pietra-di-Telamu.** Les granites hololeucocrates de Pietra-di-Telamu forment des masses dispersées dans l'intrusion d'Ile-Rousse (massif de Pietra-di-Telamu dans la vallée du Fiume-di-Regino et massif de Feliceto sur les contreforts du Monte Grosso).

Tableau III. Autres granitoïdes représentés sur la feuille Calvi : compositions modales (a) et chimiques (b).

(1) Granodiorite de Capo Cavallo (Pezeril, 1977) ; (2) Monzogranite à macrocristaux d'Algajola (Pezeril, 1977) ; (3) Monzogranite à grain moyen d'Algajola (Pezeril, 1977) ; (4) Granite de Pietra-di-Temalu (Laporte, 1987) ; (5) Syénogranite de Porto Agro (Pezeril, 1977).

n° Anal.	1	2	3	4	5
<i>(a) - Compositions modales</i>					
Q.	25 %	24 %	26 %	37 %	38 %
Pl.	39 %	35 %	36 %	26 %	13 %
F.K.	22 %	30 %	32 %	34 %	47 %
Bi.	13 %	10 %	6 %	3 %	2 %
Acc.	1 %	1 %	trace	trace	1 %
<i>(b) - Compositions chimiques</i>					
SiO₂	68,86	67,20	72,90	76,21	75,65
Al₂O₃	14,81	16,48	15,10	12,71	11,84
Fe₂O₃(t)	3,26	2,86	1,47	1,39	1,46
MgO	1,49	1,93	0,93	0,21	0,15
CaO	2,19	2,55	1,40	0,58	0,55
Na₂O	3,36	3,85	3,73	3,29	3,44
K₂O	4,62	4,00	3,85	5,00	5,33
TiO₂	0,52	0,70	0,46	0,13	0,18
P₂O₅	0,19	0,34	0,16	0,04	0,10
MnO	0,05	0,05	0,04	0,03	0,02
H₂O⁺	0,65	0,84	0,66	0,31	0,11
H₂O⁻	0,16	0,08	0,08	0,12	0,14

Sur le terrain, les granites hololeucocrates se caractérisent par leur patine orangée, l'aspect ruiniforme de leurs affleurements et la chétivité de leur couvert végétal. Des roches basiques syénodioritiques, en stocks décamétriques, leur sont associées, ainsi que des panneaux de schistes cristallins (gneiss migmatitiques à grenat et pyroxénites).

Les granites hololeucocrates de Pietra-di-Temalu sont des roches extrêmement claires, très siliceuses, presque blanches en cassure fraîche. Leur grain est généralement grossier (jusqu'à 1 cm pour les feldspaths et le quartz) ; les mégacristaux de feldspath potassique (2 à 3 cm de longueur), de couleur blanche, sont exceptionnels. Le plagioclase, séricitisé, a une teinte verdâtre.

En lame mince, le plagioclase forme des prismes trapus subautomorphes, toujours très intensément altérés en séricite ± épidote. Le feldspath potassique est un microcline perthitique, en cristaux de taille millimétrique à centimétrique. Le quartz constitue des plages centimétriques, allongées et anastomosées, constituées de quelques grains engrenés. Le minéral phylliteux est une biotite verte chloritisée, associée en agrégats de 3 ou 4 individus. Les minéraux accessoires sont l'apatite, l'allanite et le zircon.

γ_{2K}^3 . **Syénogranite hololeucocrate à biotite de Porto Agro.** Les syénogranites hololeucocrates à biotite de Porto Agro forment tout un chapelet de petits plutons intrusifs dans les monzogranites hololeucocrates de Nichiarreto et de Porcarellu appartenant à l'intrusion de Calvi. Ces syénogranites très siliceux se distinguent assez bien dans le paysage grâce à leur patine (très rousse) et leur diaclasage très dense qui donne aux affleurements un aspect ruiniforme.

Les contacts avec les granitoïdes de Calvi sont nets, mais très difficiles à suivre dans le détail car ils sont compliqués par toute une série d'apophyses filoniennes à caractère aplitique qui injectent très fortement les roches encaissantes. Ces syénogranites apparaissent à l'affleurement comme très homogènes, ils ne contiennent pratiquement plus d'enclaves. Leur structuration magmatique est extrêmement difficile à définir étant donné l'absence de marqueurs. On y rencontre fréquemment des poches ou filons aplitopégmatitiques et quelques schlieren biotitiques.

À l'observation macroscopique, un seul faciès peut être distingué : il s'agit d'un syénogranite très leucocrate à biotite. Dans le détail, on peut observer toutefois des variations sensibles et incessantes de texture depuis un type porphyrique (phénocristaux de quartz, de feldspath alcalin, de biotite, baignant dans une mésostase à grain fin) jusqu'à une roche à grain moyen équi-grulaire. Localement peuvent se développer des textures micropegmatitiques, voire myarolitiques. Ces variations texturales, alliées au diaclasage intense (débit pseudo-prismé sur les bordures), distinguent nettement les syénogranites de Porto Agro des granitoïdes encaissants et leur confèrent certains caractères à tendance subvolcanique.

γ_b^2 . **Monzogranites hololeucocrates de Crovani.** Les monzogranites hololeucocrates de Crovani représentent la terminaison tout à fait septentrionale d'une intrusion qui se développe principalement plus au Sud sur la feuille Galéria. Sur sa terminaison nord, l'intrusion de Crovani est en contact avec la granodiorite de Capo Cavallo. Cette dernière, de mise en place plus précoce, se retrouve en enclaves dans Crovani (Punta di Vigatoggio). Deux types pétrographiques ont été distingués dans la terminaison nord de cette intrusion.

Un monzogranite hololeucocrate à biotite constitue le faciès dominant (γ_b^2 [1]). Il se caractérise par un grain moyen et contient des macrocristaux de feldspath potassique répartis de façon très hétérogène. Quelques enclaves basiques sont présentes ainsi que des poches de pegmatites à épidote.

Un deuxième type de monzogranite hololeucocrate à biotite est présent, localisé à la Punta di Vigatoggio (γ_b^2 [2]). Il se distingue du premier par un grain plus fin, et une moins grande abondance de macrocristaux de feldspath potassique.

Ces deux faciès présentent une structuration magmatique interne fortement pentée vers le Nord-Est.

$\gamma\sigma_a$. **Granite syénitique à grain moyen et amphibole de Rotalbu.** La mise en place de ce granite est postérieure à celle de la granodiorite de Capo Cavallo qu'il enclave et recoupe en puissants dykes. Elle est antérieure à celle du syénogranite de Porto Agro qui à son tour larde l'intrusion de Rotalbu de nombreux filons.

Ce granite syénitique à grain moyen, à texture équante, montre une charpente feldspathique dont les interstices sont comblés par de l'amphibole, ce qui confère à la roche son aspect moucheté tout à fait caractéristique. De par la présence de sphène, parfois abondant, ce granite syénitique de Rotalbu a été rattaché à l'association magnésio-potassique.

Le réseau filonien de Balagne

L'omniprésence et la diversité pétrographique des manifestations éruptives filoniennes sont une des caractéristiques du batholite corso-sarde. La Balagne cristalline ne fait pas exception à cette règle. Sur la feuille Calvi, le réseau filonien, bien que présentant une constance directionnelle tout à fait remarquable, peut être scindé en trois systèmes nettement distincts, tant par la nature des roches qui les composent que par leurs âges relatifs :

— le premier système, composé de roches hololeucocrates essentiellement aplitiques à granitiques (γ_m^{1-2} ; $a\gamma^2$), représente les dernières manifestations magmatiques liées à la différenciation des granitoïdes carbonifères. Ces filons injectent les joints primaires des granitoïdes encaissants. Les plus puissants se placent dans les joints transverses et ont des directions voisines de N 70 avec des pendages forts (60° à 70°) vers le Sud ;

— le deuxième système, d'affinité calco-alcaline, est le plus important en volume. Il est formé de roches de composition microdioritique à microgranitique ($\mu\eta_a^2$; $\mu\gamma^{3-4}$; $\mu\eta^{1-2}$ à $\rho\mu\gamma^{3-4}$) qui constituent des filons simples ou des filons composites. Tout comme le premier système, il montre une constance directionnelle remarquable (N 60 à N 70 avec des pendages forts vers le Sud-Est). L'étude structurale indique une mise en place en partie guidée par les structures préexistantes (essentiellement les joints transverses N 70, localement une foliation magmatique oblique N 40). Les relations entre ces filons et les formations géologiques encaissantes soulignent l'absence de jeu en décrochement lors de l'ouverture des caisses filoniennes. Ces dernières correspondraient donc à des fentes de tension. Ce magmatisme filonien serait donc contemporain d'un épisode d'étirement sub-horizontale selon une direction NNW-SSW.

Les observations de terrain permettent de situer la mise en place de ce système au Permien inférieur, nettement après celle des granitoïdes hercyniens carbonifères et avant la mise en place des complexes alcalins au Permien supérieur. L'intrusion de Punta Aranjagia, qui se démarque des autres massifs granitiques de Balagne par une mise en place post-tectonique, est contemporaine du système filonien calco-alcalin et résulte du même épisode magmatique. Les relations d'ordre géométrique entre les roches hypovolcaniques calco-alcalines du Permien inférieur (Fumey-Humbert *et al.*, 1986) et les laves calco-alcalines d'âge similaire (Vellutini, 1977), sont inconnues. Toutefois, il semble impensable que sur un intervalle de temps aussi court, deux événements magmatiques de chimisme comparable aient pu se développer de manière totalement indépendante ;

– le troisième système, composé de roches acides (rhyolites—microgranites) et de roches basiques (dolérites), cicatrise les fractures engendrées par la mise en place du complexe annulaire du Cinto au Permien supérieur. Ce dernier ensemble est décrit dans la section traitant du magmatisme alcalin.

γ_m^{1-2} . **Granite à muscovite en gisement filonien.** Il forme des dykes d'épaisseur métrique à décamétrique avec une extension longitudinale qui n'excède pas le kilomètre. Ils sont surtout abondants dans la partie nord-est de la feuille. Leur présence est connue sur la feuille voisine Santo-Pietro-di-Tenda. Les dykes y recourent à la fois les granitoïdes de l'intrusion d'Ile-Rousse et les formations cristallophyliennes de Belgodère (Laporte, 1987). La roche est un granite hololeucocrate à grain moyen et à deux micas, la muscovite prédominant sur la biotite.

$a\gamma^2$. **Granite hololeucocrate en gisement filonien.** Ces filons, épais de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, sont surtout abondants dans la moitié occidentale de la feuille, là où affleure l'essentiel des granitoïdes très différenciés. Ils sont constitués de granite hololeucocrate à grain fin, voire à texture aplitique. La biotite ne représente pas plus de 1 % du volume de la roche. La composition minéralogique de ces filons est tout à fait comparable à celle des syénogranites hololeucocrates de Porto Agro dont ils pourraient représenter les équivalents filoniens.

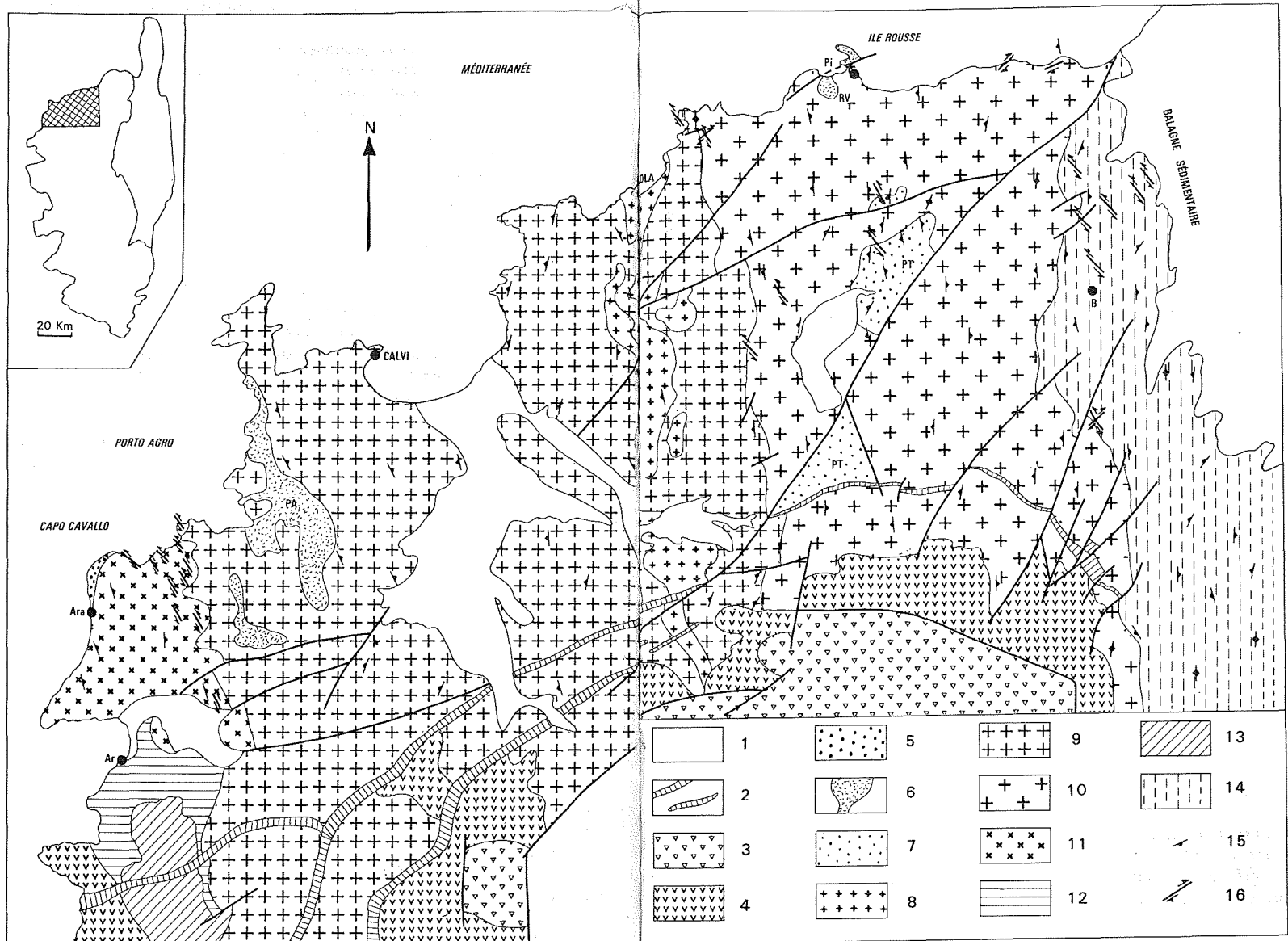
$\mu\eta_a^2$. **Microtonalite porphyrique à amphibole.** Ce type de roches constitue des dykes puissants, pouvant atteindre 25 m de large et dont l'extension longitudinale plurikilométrique est tout à fait remarquable. Ils sont surtout très abondants dans la partie centrale de la carte d'où on peut les suivre depuis le Fiume Seccu à l'Ouest jusqu'au village de Monticello à l'Est. Ils sont aussi connus à l'extrême Sud-Ouest de la feuille d'où on peut les suivre jusque dans la baie de Crovani (feuille Galéria-Osani).

La roche présente une matrice gris sombre riche en phénocristaux de plagioclase (32 % du vol.) et d'amphibole (5 %). Le quartz, en cristaux globuleux, et la biotite sont rares. La disposition des cristaux de plagioclase (andésine) et d'amphibole (magnésio-hornblende) définit une fluidalité planolinéaire bien marquée, grossièrement parallèle aux épontes des filons. Cette structure est souvent soulignée par la forme allongée et l'orientation des enclaves microgrenues assez abondantes dans ces microtonalites.

$\mu\gamma^{3-4}$. **Microgranite aphyrique.** Il s'agit de filons d'une dizaine de mètres de puissance qui affleurent sur plus de 20 km de long, depuis le Capu Porcellu-Inferata à l'Ouest jusqu'à Guardiola à l'Est d'Ile-Rousse sur la côte nord-orientale, et ceci en faisceaux subparallèles à ceux des microtonalites précédentes. Les deux types de filons se croisent en de nombreux points sans qu'il soit possible de définir une chronologie relative.

Quand la roche est fraîche (partie occidentale de la carte), elle possède une couleur grise, parfois bleutée, et un grain fin très homogène. A noter que ces filons ne renferment jamais d'enclaves microgrenues.

Au microscope, la texture se révèle être microgrenue porphyrique. Le pla-



1 - alluvions; 2 - ring-dyke alcalin; 3 - volcano-plutonisme alcalin; 4 - volcanisme calco-alcalin; 5 - plutonisme calco-alcalin hypovolcanique du Permien inférieur (Ara); 6 - intrusion de Porto Agro (P.A.); 7 - intrusion de Pietra-di-Telamu (P.T.); 8 - intrusion d'Algajola (Al); 9 - intrusion de Calvi; 10 - intrusion de l'Ile-Rousse; 11 - intrusion de Capo Cavallo; 12 - socle métamorphique d'âge indéterminé de l'Argentella (Ar); 13 - complexe anchimétamorphique et sédimentaire paléozoïque de l'Argentella; 14 - socle de Belgodère; 15 - structures planaires pénétratives; 16 - protofailles et zones de cisaillements ductiles (structures non pénétratives)

Fig. 2 - Carte structurale simplifiée de la Balagne cristalline

gioclase automorphe (An 27-An 47) est prédominant (26 %). La biotite alumineuse se présente en agrégats (7 % du vol. total) ; elle est associée à de la muscovite et à de l'ilménite. Le quartz, subautomorphe et corrodé, est présent en quantité très variable (1 à 9 %). La mésostase, finement microgrenue, est essentiellement quartzofeldspathique. Sur le plan chimique, ces roches se caractérisent par un rapport $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O > 1,1$ et des teneurs en corindon normatif élevées (2,5 en moyenne).

Par leurs caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques (tableau IV) ces roches se classent dans les granitoïdes peralumineux.

$\mu\eta^{1-2} - \rho\mu\gamma^{3-4}$. **Série microdiorite quartzique — microgranite à gros quartz globuleux.** Il s'agit ici d'un ensemble filonien très complexe regroupant différents types pétrographiques (microdiorite, microdiorite quartzique, microgranite) qui peuvent affleurer séparément en filons simples ou se trouver associés en filons composites. Ces filons sont très nombreux dans la partie occidentale de la feuille, leur abondance diminue vers l'Est. A noter que seul les filons de microgranites porphyriques à gros quartz globuleux ($\rho\mu\gamma^{3-4}$), volumétriquement prépondérants, sont présents d'un bout à l'autre du faisceau sur plus de 30 km. Les filons de microdiorites ($\mu\eta^{1-2}$), peu abondants, sont restreints au seul secteur du Capo Cavallo.

Ces deux termes ont été regroupés sous un même figuré car, dans toute la partie occidentale du faisceau (depuis Capo Cavallo jusqu'à hauteur de l'aéroport de Calvi-Santa-Catalina), ils coexistent fréquemment dans la même caisse filonienne sous forme de filons composites. Dans ce cas, le filon est toujours constitué d'un cœur de composition microgranitique représentant la majeure partie de la caisse filonienne, et de deux bordures sombres de composition variable, microdioritique quartzique à microtonalitique, et dont l'épaisseur, inférieure au mètre, est indépendante de la largeur du filon (voir analyses chimiques, tableau IV).

$\mu\gamma$; ρ . **Roches acides microgranitiques et rhyolitiques indifférenciées.** Un certain nombre de filons acides, à texture microgrenue ou rhyolitique, par manque de données minéralogiques et géochimiques n'ont pas pu être rattachés aux différents ensembles filoniens déjà répertoriés. Dans le cas général, ils montrent une disposition structurale conforme à l'orientation moyenne du réseau (N 70). Toutefois, certains d'entre eux, de par leur direction subméridienne radiale par rapport aux différents filons précédemment décrits, seraient à rattacher, sans autres arguments, au magmatisme alcalin du Permien supérieur.

Q. **Filons de quartz.** Le quartz se rencontre en filons blanc laiteux, de puissance variable, centimétrique à métrique. D'extension limitée, ils sont orientés le plus souvent selon une direction NE-SW. Ils jalonnent des accidents de même direction.

Volcanisme orogénique calco-alcalin

Bien que des termes de composition basique à intermédiaire soient connus (andésites, dacites et rhyodacites des presque îles de Scandola et du

Seninu sur la feuille Galéria-Osani), les laves de composition rhyolitique forment l'essentiel du cycle volcanique calco-alcalin.

Ce sont surtout des séries ignimbritiques composites où alternent projections et coulées. Des analyses chimiques sont données au tableau IV.

Tableau IV. Le magmatisme calco-alcalin Permien inférieur : compositions chimiques représentatives des principaux types pétrographiques concernant les roches hypovolcaniques (*in* Fumey-Humbert, thèse, 1988) et les roches volcaniques (*in* Vellutini, thèse, 1977).

(1) Rhyolite ignimbritique verte type Calenzana, coulée sentier du Monte Grossu ; (2) idem, coulée du Marsolinu aux bergeries de Radi ; (3) Microgranite aphyrique type Trametu ; (4) Microtonalite porphyrique à amphibole (type Covani) ; (5) Microdiorite quartzique (type Mursetta) ; (6) Microgranite à quartz globuleux, en filon simple ; (7) Microgranite à quartz globuleux au cœur d'un filon composite ; (8) Tonalite de bordure d'un filon composite.

n° Anal.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,99	71,80	69,22	64,66	60,25	71,92	71,85	65,85
Al ₂ O ₃	13,76	14,15	15,84	16,81	17,13	14,61	14,48	16,30
Fe ₂ O ₃ (t)	2,31	2,25	2,71	4,13	5,44	2,19	2,22	4,68
MgO	0,65	0,75	0,98	1,58	2,03	0,80	0,82	1,64
CaO	0,82	1,20	2,39	4,00	4,32	1,86	1,83	3,71
Na ₂ O	3,52	3,90	3,63	3,38	4,06	3,89	3,80	3,94
K ₂ O	4,19	4,35	3,40	3,35	2,82	3,68	3,58	2,12
TiO ₂	0,22	0,28	0,34	0,56	0,72	0,22	0,22	0,60
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,16	—	0,25	0,11	0,10	0,19
MnO	0,05	0,08	0,05	0,08	0,11	0,06	0,05	0,09
H ₂ O ⁺	nd	1,05	0,77	0,87	1,42	0,86	1,36	0,14
H ₂ O ⁻	nd	0,10	—	—	—	—	—	—

µvC. Série rhyolitique verte à faciès ignimbritique (type Calenzana). Sur la feuille Calvi, seule la série verte d'Ascu—Calenzana est représentée. Elle repose directement sur les granitoïdes et se retrouve en enclaves dans les autres séries ignimbritiques. C'est vraisemblablement la série de base du volcanisme calco-alcalin. C'est aussi la plus étendue en superficie puisqu'on la retrouve partout autour du cauldron du Cinto, coincée entre les failles bordières de celui-ci et les ring-dykes microgranitiques alcalins ($\mu\gamma^1$) qui le ceignent. Dans la région de Calenzana, elle forme le Capu di Rinu, le Capu di Patru et une grande partie de la haute vallée de Frontagna.

Cette série comporte deux faciès principaux qui surmontent une brèche volcanique : un faciès de base non flammé et un faciès riche en flammes.

La brèche, dont le meilleur affleurement se situe à la base du Capu di Patru, est essentiellement formée de fragments de socle et d'enclaves homogènes.

La nappe ignimbritique non flammée est formée d'un empilement de cou-

lées ignimbrtiques séparées par des joints subhorizontaux. L'ensemble atteint 250 m par endroit. Les coulées présentent une prismation verticale, visible de très loin. Certains prismes, d'une hauteur dépassant 10 m, ont des sections basales de 3 à 4 m de côté. Dans la forêt de Femmine, à la base des coulées, on observe souvent des semelles vitreuses de 30 à 40 cm d'épaisseur. Au-dessus, la lave montre des dévitrifications sphérolitiques en bandes irrégulières. Aucune fluidalité n'a été observée. Les enclaves homogènes vitreuses ou microcristallines sont fréquentes. La roche, de couleur généralement verte, peut passer localement à des teintes violacées, rouge-brun à noir. La teneur en phénocristaux, bien que variable, reste élevée (35 à 45 %). Les cristaux de quartz, (25 à 30 % des phénocristaux) sont toujours fortement corrodés, souvent éclatés. Les feldspaths potassiques sont présents mais l'oligoclase domine. La biotite, 5 %, ne subsiste plus qu'en amas de chlorite et magnétite. L'épidote et un mica blanc y sont parfois associés. La lave contient également de l'apatite, de la magnétite primaire, du sphène et de la pyrite. Notons que, localement, des niveaux centimétriques de carbonate de cuivre ont été observés dans les joints.

Le verre a une structure vitroclastique discontinue. La dévitrification tapisse la roche d'un feutrage extrêmement fin de séricite et de chlorite responsable de la couleur verte. Les échardes (en X, Y, U, etc.) sont elles-mêmes totalement épigénisées par la calcite que l'on retrouve d'ailleurs en amas diffus dans le verre.

La coulée ignimbrtique flammée surmonte le faciès précédent et affleure uniquement dans la haute vallée de Frontagna.

La roche, gris-vert, moins compacte et moins esquilleuse que la nappe antérieure, contient moins de phénocristaux (20 %). Il s'agit surtout de quartz et de feldspaths plus fragmentés que dans le faciès sous-jacent, traduisant un dynamisme éruptif plus important. Des enclaves de la nappe inférieure sont présentes. La mésostase reste vitroclastique. Les flammes sont toutes dévitrifiées en phyllites et quartz.

Magmatisme alcalin

Complexe volcano-plutonique annulaire du Monte Cinto

Sur la feuille Calvi, ce magmatisme permien supérieur est représenté par une petite partie du complexe volcano-plutonique acide du Cinto. Ce complexe est constitué par des produits volcaniques et des roches plutoniques granitiques.

Le complexe annulaire volcano-plutonique du Cinto couvre une superficie d'environ 250 km². Cette structure grossièrement elliptique occupe une grande partie de la feuille Galéria mais déborde sur les feuilles Calvi, Santo-Pietro-di-Tenda et Corte. Les 4/5 de la structure sont formés par des vulcanites alcalines, le reste est constitué par des granites hyperalcalins.

Les *vulcanites* peuvent être subdivisées en quatre ensembles :

- une série pyroclastique inférieure ;
- une série ignimbrtique ;

- une nappe de ponce ;
- une unité pyroclastique supérieure.

Toutes ces formations volcaniques s'emboîtent pour donner une structure en « pile d'assiettes » ou mieux, en « chaudron » avec des pendages sub-horizontaux dans le centre du complexe et redressement progressif vers les bordures où les coulées et les niveaux pyroclastiques sont subverticaux.

Les *plutonites* sont représentées par la partie supérieure d'une coupole de granite *hypersolvus* à riebeckite (granite de Bonifatu), hyperalcalin.

Cette coupole hypovolcanique granitique s'est mise en place postérieurement à la subsidence des vulcanites comme en témoigne l'enveloppe figée du toit de la coupole. Depuis le granite grossier, mis à nu dans les parties profondément érodées, on passe en continu à un granite à grain moyen puis fin, puis à un véritable microgranite souvent granophyrique au contact des vulcanites (haute vallée de Spasimata, du Ladroncellu, etc). La surface supérieure de la coupole granitique n'est d'ailleurs pas régulière mais hérissée de crêtes injectées dans les laves.

Cet ensemble plutovolcanique est ceinturé par des dykes annulaires, des « cone-sheets » et des filons radiaires.

Des analyses chimiques sont données au tableau V.

Tableau V. Analyses chimiques représentatives des principaux types pétrographiques individualisés dans le cauldron du Cinto sur la feuille Calvi (*in* Vellutini, thèse, 1977).

(1) Rhyolite ignimbritique alcaline, col de Stranciacone ; (2) Granite hyperalcalin de Bonifatu, piste de Spasimata ; (3) Dôme rhyolitique de Bonasa ; (4) Sill rhyolitique de la Punta Scala ; (5) « Ring dyke » microgranitique de Calenzana, RF 13 lieu-dit « Dispensa ».

n° Anal.	1	2	3	4	5
SiO ₂	75,49	76,90	77,50	75,95	74,20
Al ₂ O ₃	11,61	11,05	10,98	13,00	11,88
Fe ₂ O ₃ (t)	1,72	2,10	1,51	1,25	1,26
FeO	0,48	0,40	0,14	0,15	0,60
MgO	0,21	0,35	0,03	0,25	0,15
CaO	0,42	0,10	0,18	0,50	0,97
Na ₂ O	3,85	3,95	3,47	3,20	3,89
K ₂ O	4,84	4,45	5,01	4,25	4,93
TiO ₂	0,21	0,16	0,14	0,10	0,08
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,03	0,10	0,08
MnO	0,01	0,04	0,01	0,05	0,03
H ₂ O ⁺	nd	0,40	nd	0,90	0,88
H ₂ O ⁻	nd	0,05	nd	0,10	0,02

¹tf. **Projections pyroclastiques inférieures.** Sur le terrain, cette série très puissante (plusieurs centaines de mètres) est constituée par une alternance de bancs de brèches, microbrèches, lapillis, cendres et intercalations ignimbritiques de quelques mètres. Tous ces niveaux ont en général une coloration bleu violacé, avec parfois des passées verdâtres. Ils sont très fortement

consolidés, plus par des phénomènes de dévitrification que par leur soudure au moment du dépôt.

Les niveaux bréchiques sont formés d'éléments anguleux de quelques décimètres. Ce sont des fragments de rhyolites alcalines massives à quartz et feldspath alcalin. Le ciment est une cendre fine consolidée. Des niveaux de tufs cinéritiques consolidés sont également fréquents et contiennent parfois des fragments de ponces rhyolitiques. On observe également des microbrèches de ponces à ciment cinéritique.

ρC. Série rhyolitique à faciès ignimbrétique. Elle repose sur les pyroclastites inférieures et débute par des niveaux prismés et flammés. Ces flammes disparaissent progressivement quand on monte dans la série et on passe à un faciès massif plus largement représenté. Cette série est parfois surmontée par une brèche (feuille Galéria). L'épaisseur totale de l'ensemble atteint, par endroits, 600 m sans que l'on puisse y reconnaître des unités de refroidissement.

Sur la feuille Calvi, cette série forme une grande partie du Monte Grossu en bordure nord du complexe. Le faciès massif y est prédominant. Il s'agit d'une lave compacte, très dure, de couleur rose, riche en cristaux de quartz et feldspaths alcalins (30 à 50 % du volume total). Le quartz, 10 à 20 % de la roche, en cristaux de 1 à 2 mm, est fortement corrodé, fragmenté, riche en inclusions gazeuses. Le feldspath alcalin, 20 à 30 %, toujours albitisé et hématisé, est formé de 63 % Or, 37 % Ab. L'amphibole, 2 à 6 %, est seulement reconnaissable par ses formes extérieures ; elle est transformée en phyllites, oxydes de fer et quartz. Le zircon et la magnétite sont présents. La mésotase est toujours dévitrifiée en quartz et feldspath alcalin.

ρD ; ρS. Dômes et sills rhyolitiques. Les *dômes* se sont mis en place sur les failles bordières du complexe du Cinto (c'est le cas pour le Monte Longu sur la feuille Calvi, du Capu di Vegnu sur la feuille Galéria) et les sills s'en éloignent assez peu. Certains sills très larges peuvent d'ailleurs être assimilés à des dômes allongés. Dans les deux cas il s'agit de rhyolite fluidale intrusive dans les formations pyroclastiques.

Les *sills* ont, comme les pyroclastites dans lesquelles ils sont injectés, des pendages généralement très forts (80 à 70°) et centripètes. Ces lames, suivant leur épaisseur, peuvent être constituées par un seul ou plusieurs faciès. Les sills, peu épais (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) sont formés par une rhyolite fluidale. Ces fluidalités sont soulignées par les phénomènes de dévitrification. Dans les sills plus larges (100 à 500 mètres d'épaisseur), au faciès fluidal de bordure s'ajoute généralement un faciès à lithophyses. Dans les dômes, ces deux faciès sont également observables. On y rencontre souvent des rhyolites autobréchifiées.

Dans toutes les intrusions, la composition minéralogique reste constante du point de vue qualitatif. On y reconnaît du quartz corrodé, peu fragmenté, à extinction roulante ; ces cristaux présentent quelquefois une auréole de recristallisation micropegmatitique de nature quartzofeldspathique, de très nombreux granules d'hématite y sont inclus. Le feldspath alcalin est égale-

ment peu fragmenté mais toujours albitisé. Quelques fantômes minuscules d'amphibole ferrifère existent dans la plupart des sills et dômes. L'ensemble des phénocristaux ne représente que 5 à 6 % de la lave. Le zircon et la magnétite sont les seuls minéraux accessoires.

La mésostase est toujours dévitrifiée. Cette dévitrification est différente suivant qu'elle affecte les lignes de fluidalité ou le fond de la roche. Celui-ci est toujours recristallisé en minuscules cristallites de quartz, feldspath alcalin et phyllites (séricite surtout). Les lignes de fluidalité, très fines, présentent une dévitrification axiolitique quartzofeldspathique grossière. Les fluidalités plus larges (quelques millimètres) sont axiolitiques en bordure et finement cristallisées au centre où se sont formés des microlites de feldspath potassique, puis une mosaïque de quartz. Dans les fluidalités dont la largeur est voisine du centimètre, les bords sont axiolitiques, la partie centrale est micropegmatitique ou sphérolitique ou même mixte. Les gerbes micropegmatitiques et les sphérolites se sont souvent développés autour des phénocristaux de quartz et de feldspath. C'est cette dévitrification différentielle qui souligne les fluidalités.

γ_r^1 . **Granite à riébeckite altéré de Bonifato.** Il s'agit d'un petit massif de granite à riébeckite conservé en bordure du complexe annulaire du Cinto et limité par des failles. Ce granite, *hypersolvus*, n'est qu'une partie du granite qui forme la grande coupole du massif de Bonifato sur la feuille Galéria-Osani.

C'est une roche homogène, de couleur rose, à texture équate et grain grossier (4 à 5 mm), contenant 90 à 95 % de minéraux blancs : quartz et feldspath alcalin. Le quartz (40 %) se présente en grands cristaux automorphes corrodés ou en agrégats de petits cristaux. Le feldspath alcalin (50 à 55 %), toujours perthitique, est fortement hématisé et responsable de la couleur rose de la roche. De petits cristaux d'albite interstitielle sont également présents. La riébeckite (3 à 4 %) est le plus souvent transformée en phyllites et oxydes de fer et parfois associée à des cristaux de biotite. La roche contient également des zircons de grande taille, souvent inclus dans les restes de riébeckite, ainsi que de l'hématite et de la magnétite primaire.

Autres témoins du magmatisme alcalin

Sur la feuille Calvi, le magmatisme alcalin s'exprime aussi par tout un ensemble de filons et par le petit pointement de granite *subsolvus* de la Pietra.

γ_r^{1-2} . **Granite alcalin hololeucocrate de la Pietra.** Le granite de la Pietra forme les deux îles d'Ile-Rousse ainsi que la colline (Capu Curboriu) immédiatement à l'Ouest de la ville. Il affleure ainsi en deux petits massifs décalés par un accident ENE-WSW.

Ces deux massifs sont constitués de granites clairs, à tendance microgranitique, qui prennent à l'altération une teinte beige ou rousse. Les phénocristaux (1 mm à 1 cm) de quartz globuleux, de feldspath potassique perthitique, de plagioclase (oligoclase-albite) et de biotite, baignent dans une mésostase quartzofeldspathique finement grenue, voire microgrenue. Sous le sémaphore de Capu Curboriu, les granites développent une bordure figée au contact des monzogranites encaissants de Percepina.

L'appartenance du granite de la Pietra au cycle alcalin se fonde sur un faisceau d'arguments tel que le caractère hypovolcanique, la présence de bordures figées, de screen de socle, la morphologie des zircons.

Filons. Le réseau filonien est relativement dense, surtout en bordure du cauldron du Cinto. Du point de vue structural on y reconnaît :

- un système radiaire, peu dense, localisé à l'extérieur du cauldron. Il est constitué par des filons acides ;
- un système concentrique beaucoup plus important et qui comprend le ring-dyke microgranitique de Calenzana et tout un ensemble de filons annexes acides (rhyolitiques à microgranitiques) et basiques (dolérites).

Les caractères pétrographiques et géochimiques de ces filons sont très mal connus sur la feuille Calvi. Deux ensembles y sont distingués : des filons « acides » (rhyolites-microgranites) et des filons basiques appelés communément « dolérites » ou « diabases ».

μγ¹. Filons rhyolitiques et microgranitiques alcalins à hyperalcalins ; le ring-dyke de Calenzana. Le ring-dyke de Calenzana constitue un élément géologique tout à fait remarquable sur la feuille Calvi. Ce dyke annulaire se suit de façon quasi continue sur une vingtaine de km, depuis la rive gauche de la rivière Figarella à l'Ouest jusqu'à Tombalace à l'Est. Son épaisseur atteint fréquemment 200 m de large. Dans la région de Calenzana, il se subdivise en une branche externe (qui passe immédiatement au Sud de cette localité) et une branche plus interne par rapport au cauldron et qui forme les reliefs du Capu di Ratu et du Monte Sambuco.

Il s'agit d'un microgranite grossier, de couleur rougeâtre, qui contient des phénocristaux de feldspath alcalin pouvant atteindre 5 à 6 mm ; ces cristaux, perthitiques, hématisés, présentent souvent une couronne d'albite. Le quartz est de taille plus réduite (2 mm), moins abondant, moins corrodé que le feldspath. Des amas centimétriques de chlorite, de biotite, de magnétite et d'hématite semblent représenter les produits de la déstabilisation d'anciennes amphiboles ferrifères. Le zircon est toujours présent. La pâte est formée de mésocristaux de quartz, feldspath potassique, albite, opaques, phyllites. Sa composition chimique (tabl. V) est celle d'un microgranite alcalin métalumineux.

D'autres filons à patine rousse, de taille beaucoup plus modeste (une épaisseur moyenne de quelques mètres), sont présents. Il s'agit généralement de rhyolites ou de granophyres dont la composition minéralogique qualitative est relativement constante. Le quartz y est très abondant ; les cristaux sont corrodés et souvent entourés d'une auréole micropegmatitique. Le feldspath potassique est également largement représenté et fréquemment entouré d'une frange quartzofeldspathique. Les minéraux colorés sont extrêmement rares et très altérés. La mésostase montre une très grande variété de textures : felsique (pâte vitreuse recristallisée), sphérolitique, granophyrique.

θ. Dolérites et diabases. Ces filons recourent toutes les formations décrites, y compris les filons acides. De couleur très sombre, verte à bleu-noir

quand la roche est fraîche, ils se présentent souvent en creux du fait de leur grande altérabilité. Leur épaisseur est en moyenne assez faible (2 à 3 mm) mais certains peuvent atteindre la dizaine de mètres. Pour l'essentiel ils semblent correspondre au faciès doléritique aphanitique décrit par P. Vellutini (1977).

QUATERNAIRE

Sur la feuille Calvi, l'époque quaternaire est essentiellement marquée par l'alluvionnement fluvial dans les vallées, avec alternance de phases de dépôt et de creusement. Ces alluvions fluviales du cours moyen des fleuves succèdent à des alluvions fluvio-glaciaires du cours amont. Les alluvions fluvio-glaciaires sont visibles vers 750 m d'altitude le long du Fiume Seccu-Frintogna, et vers 700 m le long du Tartagine. Des dépôts glaciaires sont conservés dans la vallée de la Melaja à 1 500-1 300 m d'altitude, ceux des autres vallées sont plus au Sud, sur la feuille Galéria.

Des colluvions quaternaires parsèment les versants. Sur le littoral, les phénomènes éoliens ont édifié des dunes, et des cordons littoraux subsistent par endroits.

On ne dispose pas d'arguments directs pour établir la chronologie du Quaternaire sur la feuille Calvi. Par comparaison avec les sédiments glaciaires du massif du Monte Rotondo (feuille Venaco), de même faciès d'altération, les dépôts glaciaires (Gy3) se seraient formés pendant le stade wurmien antérieur au Tardiglaciaire (soit Wurmien supérieur).

Les formations marines sont limitées sur cette feuille à des cordons de galets non fossilifères, non datés.

Formations colluviales

C. **Colluvions d'âge indéterminé.** Matériel rocheux anguleux, et (ou) arène granitique solifluée.

Cy1. **Colluvions à paléosol rubéfié.** Elles tapissent les croupes granitiques à l'Ouest de Calenzana. Plus au Nord dans la même vallée, elles passent du versant de Rochebelle sur la haute terrasse brune à éléments granitiques peu altérés (Cy2).

Cy3. **Colluvions à sol peu évolué.** Elles n'ont été figurées qu'en un lieu où elles sont particulièrement épaisses, au Sud de Muro. Les éléments lithiques ne sont pas altérés.

Formations glaciaires et fluvio-glaciaires

Dans les hautes vallées du versant septentrional du massif du Monte Cinto, les dépôts glaciaires sont caractérisés par des galets et blocs hétérométriques, avec des marques glaciaires, non stratifiés. Dans la haute Melaja,

ils tapissent le fond de la vallée et forment une petite moraine médiane.

Les alluvions fluvio-glaciaires ont des galets un peu émoussés. Allongées le long des rivières actuelles, elles ont une surface chaotique, parsemée de blocs (opposée à la surface plane des terrasses fluviales) et une pente longitudinale assez forte.

On distingue les alluvions glaciaires Gy3 à matrice grise et galets non altérés, des alluvions glaciaires ou fluvio-glaciaires FGy2 à matrice ocre-brun avec quelques galets granitiques pulvérulents. Ces dernières sont contemporaines des basses terrasses fluviales (Fy2) de même degré d'altération.

FGy2. Alluvions fluvio-glaciaires à sol brun. Dans la partie sud-est de la feuille, des sédiments fluvio-glaciaires « anciens » (quelques galets granitiques altérés) sont conservés le long du Tartagine. Il en est de même le long du cours amont du Fiume Seccu-Frintogna.

A peine remaniées des sédiments glaciaires, les alluvions fluvio-glaciaires FGy2 sont formées de blocs peu ou pas émoussés et de galets un peu émoussés, dans une matrice brune jaunâtre (10 YR 5-6/4), sablo-limono-argileuse (en poids, 10 g % de particules 2-50 µm, et 16 g % d'argiles).

Gy3. Dépôts glaciaires à sol peu évolué. Il s'agit d'une moraine médiane et d'une moraine de fond en aval, jusqu'à 1 300 m d'altitude, dans la haute Melaja. Les galets granitiques, peu émoussés, ne sont pas altérés. La matrice est gris clair.

Formations fluviales et torrentielles

Les alluvions fluviales se disposent en terrasses étagées ou emboîtées. Elles sont principalement formées de galets et blocs de granites et rhyolites issus des sommets et des versants, dans une matrice sableuse dont la couleur est en relation avec l'altération. Les petits affluents présentent, à leur confluent avec les fleuves, des cônes de déjection torrentiels offrant les mêmes caractères d'altération que certaines alluvions fluviales. Les cônes ont une pente longitudinale plus forte que les terrasses, et comprennent de plus gros blocs.

La chronologie relative des alluvions fluviales et torrentielles est établie d'après leur situation topographique relative et d'après le degré d'altération des galets, parmi lesquels les roches filoniennes microgrenues et les rhyolites servent de marqueurs. L'étagement du bas vers le haut est le suivant :

- lit majeur et très basse terrasse (Fy3) à matrice grise, sans altération des galets ;
- basse terrasse (Fy2) à matrice brune, avec un faible pourcentage de galets granitiques altérés, les roches filoniennes et rhyolitiques ne sont pas altérées ;
- moyenne terrasse (Fy1) à matrice orange, avec des galets granitiques pulvérulents, les roches filoniennes et rhyolitiques ne sont pas altérées ;

- haute terrasse (Fx) à matrice rouge-orange, avec des granites pulvérulents, quelques rhyolites friables, et des roches filoniennes présentant un cortex altéré orange mince (0,3 à 1 cm) ;
- très haute terrasse (Fw) à matrice rouge-orange, riche en galets granitiques pulvérulents, avec aussi des rhyolites pulvérulentes.

Fw. Alluvions fluviales très anciennes, à paléosol rouge. En rive gauche de la Ficarella (au Sud de l'aéroport de Calvi-Santa-Catalina), et de part et d'autre du Fiume Seccu dans son cours inférieur. Érodé par le Fiume Seccu d'un côté et par le ruisseau de Bartasca de l'autre, l'affleurement de rive gauche du Fiume Seccu couronne le relief entre ces deux rivières ; les alluvions y sont épaisses de 5-6 m ; elles ont une matrice rouge-orange sablo-argileuse fine (médiane Q2 = 105 μm , et 41 g% de particules inférieures à 50 μm^*) ; les galets et blocs sont pulvérulents dans une forte proportion.

L'affleurement le plus en aval se trouve en rive droite du Fiume Seccu, au Sud de la RN 197 ; il est séparé du lit actuel par un talus dans du granite arénisé et par la très basse terrasse.

Dans l'alluvion Fw de la Ficarella, de nombreux galets de rhyolites sont très altérés, pulvérulents, d'autres se cassent facilement, très peu sont intacts ; la matrice est orange (7,5 YR 7/6 selon la charte des couleurs Munsell), sablo-argileuse fine (66 g % de particules inférieures à 50 μm).

Fx. Alluvions fluviales anciennes, à paléosol rouge. Les affleurements sont étendus le long de la Ficarella, du Bartasca, du Fiume Seccu, et en amont du Regino (au pied des reliefs où sont installées Feliceto et Muro).

Les coupes par la RN 197 montrent l'alluvion à matrice rouge-brun (5 YR 6/4) avec de nombreux galets granitiques pulvérulents ; la plupart des galets rhyolitiques sont intacts, sauf quelques uns qui s'effritent sous le marteau ; les roches filoniennes ont un cortex altéré orange mince (3 mm d'épaisseur). La matrice est sablo-argileuse (Q2 = 370 μm , 23 g % de particules inférieures à 50 μm).

Fy1. Alluvions fluviales assez anciennes, à paléosol orange. Présentes le long de tous les fleuves, de manière discontinue, en contrebas des hautes terrasses lorsque celles-ci existent.

Ce sont les alluvions les plus jeunes à matrice rubéfiée. Elles sont moins altérées que les précédentes : les galets de rhyolites sont résistants, les roches filoniennes n'ont pas de cortex orange, seulement parfois une mince zone décolorée ; les seuls galets pulvérulents sont des granites.

(*) Les granulométries des matrices ont toutes été effectuées sur la fraction inférieure à 1 600 μm .

Fy2. **Alluvions fluviales récentes, à sol brun.** Dans une matrice brune, sablo-argileuse, les galets de rhyolites et de roches filoniennes ne sont pas altérés ; quelques galets granitiques sont pulvérulents.

Fy3. **Alluvions fluviales très récentes, et lit majeur actuel.** Leur matrice est grise (sol peu évolué), les galets ne sont pas altérés.

LV. **Limons de fond de vallée.** Sables et limons gris, sur les très basses terrasses. Ils ont été distingués de Fy3 à l'Est d'Algajola.

Jy1. **Cônes de déjection anciens à paléosol rubéfié (5 YR 5/4).** Les alluvions torrentielles les plus développées forment des cônes de déjection étalés sur le versant ouest de la large vallée de la Ficarella. L'altération des galets est la même que les alluvions Fy1 des moyennes terrasses.

JCy1. **Cônes de déjection à éléments colluviaux rubéfiés.** Les galets torrentiels un peu roulés sont mêlés à des fragments rocheux anguleux.

Jy2. **Cônes de déjection récents à sol brun.** Outre de petits cônes formés par de courts affluents montagnards des différents fleuves, les alluvions torrentielles constituent un cône volumineux le long d'un gros affluent du Fiume Seccu au Sud de Zilia. Les caractères d'altérations des galets sont ceux des alluvions fluviales Fy2.

Formations marines et éoliennes littorales

MG. **Cordons littoraux anciens** (selon F. Ottmann, 1958). Sur la côte est du cap de Revellata, des bancs plus ou moins cimentés de graviers et de galets sont situés à +2 m à +4 m. Leur position plus élevée que le cordon récent et leur cimentation en font des formations « anciennes », mais leur âge est indéterminé (interglaciaire tyrrhénien ?).

D. **Dunes littorales.** A la plage de Botre (Ouest d'Ile-Rousse), deux petites dunes, d'orientations respectives NNW-SSE et SW-NE, forment un relief entre une petite baie et le versant granitique. Dans l'anse Recisa, sur la côte sud-ouest du cap Revellata, des dunes anciennes grésifiées s'élèvent de la mer jusqu'à +80 à 100 m sur le granite. F. Ottmann (1958) a reconnu deux venues dunaires séparées par des éboulis et argiles. La dune inférieure est formée par un sable blanc induré, finement stratifié ; la dune supérieure présente des bancs alternativement indurés et meubles, plus jaunes et plus argileux, de stratification irrégulière. La cimentation est calcaire, à partir d'algues calcaires et de coquilles dont on trouve des débris.

L'âge de ces différentes formations étant mal connu par rapport aux dépôts marins et fluviaux, aucune distinction n'a été portée sur la carte.

MZ. **Cordons littoraux récents.** Au fond de la baie de Calvi et en arrière de la plage, sable gris avec des galets non altérés de rhyolites. Dans l'anse au Nord de Punta d'Accellucia (cap de Revellata), F. Ottmann (1958) a observé le cordon récent, à galets non cimentés, entre 2 m et +2 m.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Terrains éruptifs

L'essentiel des affleurements de la feuille Calvi est constitué par des granitoïdes de différentes natures. Ces roches, réputées imperméables jusqu'à ces dernières années, peuvent être le siège de circulations aquifères d'importances inégales et fonction de leur degré de fissuration et d'altération.

Ces circulations se manifestent par la présence de sources en général de faibles débits. Elles drainent le plus souvent les altérites développées sur la roche en place, comme la source de Notre-Dame-de-la-Serra, à l'Ouest de Calvi.

Ces sources ont été, depuis longtemps les seules ressources des villages, la plupart du temps perchés sur des abrupts. L'exécution de forages dans le socle est le fait, dans le secteur considéré, de propriétaires privés. Malheureusement, très peu de renseignements sont à la disposition du public pour essayer d'envisager quelques conclusions sur les possibilités de ces roches.

Pendant, il n'est pas inutile de rappeler que la recherche d'eau dans ce type de terrains dépend de plusieurs facteurs et suppose une approche rationnelle basée sur la géologie structurale. En effet, l'implantation des ouvrages de reconnaissance aquifère dans le socle, compte tenu des études réalisées dans ce domaine, obéit à des règles élémentaires qu'il ne faudra pas perdre de vue même si la découverte est aléatoire. Ainsi pourraient se définir les éléments nécessaires à une bonne implantation. Des méthodes complémentaires de prospection géophysique ou de gaz (radon) peuvent, dans la plupart des cas et pour une recherche régionale, augmenter le taux de succès.

La foration par elle-même, dans ce type de terrains, met en jeu la méthode du marteau fond-de-trou, technique de forage à l'air, rapide et moins onéreuse.

En général, les granitoïdes, du point de vue aquifère, se caractérisent par une très grande hétérogénéité. Les débits escomptés sont toujours faibles et ne dépassent guère $5 \text{ m}^3/\text{h}$, avec des profondeurs de forages variant entre 30 et 80 m.

Au point de vue qualité, ces aquifères ont des caractéristiques physico-chimiques en général excellentes. Les eaux sont douces, très peu minéralisées, acides et agressives. L'environnement immédiat permet, le plus souvent, une bonne protection.

Alluvions

A ces aquifères de fissures, se superposent des aquifères de milieu poreux, constitués par des roches meubles à perméabilité d'interstices,

représentés par les alluvions. Ces alluvions se développent dans les vallées des rivières qui présentent des comblements plus ou moins importants de matériaux alluvionnaires. En règle générale, les alluvions les plus récentes, occupant les lits mineurs des fleuves, sont les plus intéressantes.

Dans le cas qui nous intéresse, nous notons deux rivières d'importance moyenne : le Fiume Seccu et la Figarella se jetant dans la baie de Calvi. Ces cours d'eau, représentés en partie (cours moyen et inférieur) sur la feuille Calvi, développent des séries de terrasses d'importances inégales. Les terrasses récentes sont le siège d'une nappe aquifère reconnue par sondages et dont l'importance varie avec la géométrie du réservoir. C'est ainsi que les épaisseurs des alluvions sont notables vers l'estuaire et que l'on note divers seuils le long des cours d'eau, constitués par des remontées de socle, mur imperméable de la nappe.

L'aquifère de la Figarella est donc compartimenté. La partie exploitée pour l'AEP se situe en bordure de la nationale 197, à 1 km environ de la mer, ce qui rend cette exploitation délicate du fait de la remontée du biseau salé en période estivale. 4 forages exploitent cette nappe avec un prélèvement annuel d'environ 500 000 m³. Les alluvions sont épaisses (environ 10 m). Il s'agit d'une nappe libre au sein d'alluvions récentes en étroite relation avec la rivière. Elle présente une grande vulnérabilité puisque se trouvant à l'aval d'une exploitation de granulats dans le lit vif du cours d'eau.

Les alluvions de la Figarella constituent une ressource intéressante pour la ville de Calvi. Toutefois, les potentialités de la nappe aquifère sont loin d'être définies avec précision.

Les alluvions du Fiume Seccu sont moins développées (7 m). Elles sont exploitées par 4 forages situés derrière le camp Raffali.

À l'Est de la feuille, le Regino développe son cours dans des formations granitiques sans épandage alluvionnaire, sauf au Nord de Muro, entre les deux branches de la D 113 où les terrasses alluviales sont bien représentées sur près de 2 km², mais d'épaisseur faible (2,50 m), d'aucun intérêt pour l'AEP.

Dans la plupart des cas, les eaux sont de bonne qualité, douces, du même type que les eaux granitiques, avec quelquefois des problèmes de fer.

Les nappes aquifères d'alluvions sont directement alimentées par les cours d'eau et sensibles donc à la pollution de ces derniers qui comportent, sur leur haut bassin versant, des villages dont l'assainissement mériterait d'être souvent revu.

Thermalisme

Il est noté, sur le territoire de la commune de Zilia, une source thermale froide (1105-7-103) non exploitée, dite source « de Dirza » ou « Uraggio ». Elle sourd à 480 m d'altitude au sein d'éboulis granitiques ($x = 538,99$; $y = 245,62$) sur les flancs du Monte Grosso, en rive gauche du torrent de

Lette. Sa température est de 11° 8 et son débit d'environ 1 l/s. C'est une eau faiblement minéralisée (7 880 ohms/cm), légèrement radioactive.

GÎTES MINÉRAUX

Fer

Dans la partie granitique on connaît de nombreuses occurrences de roches cristallines à inclusions de magnétite ; par exemple les granites de la région de Calvi.

En 1956, au cours de prospection, le CEA signale des indices disséminés de fer et pyrite aux alentours de la chapelle Notre-Dame-de-la-Serra (6-4004).

A Revellata (1-4001) et Porto-Agro (5-4001), la minéralisation comprend : magnétite, hématite, pyrite, blende et mispickel. Des recherches superficielles eurent lieu anciennement à Aregno (3-4003) ainsi qu'à San'Antonino et Torre-Mozza (5-4004).

Plomb : le gisement de Monticello

Le gisement de Monticello (4-4002 et 4-4004 à 4008) se situe dans le granite porphyroïde, près d'Ile-Rousse, traversé par toute une série de filons quartzeux plus ou moins minéralisés.

Les premiers travaux de recherche ont été entrepris vers 1855 et poursuivis presque jusqu'en 1862. Une première demande de concession a été rejetée en 1861. A la suite d'un rapport favorable de l'ingénieur des mines du 13/10/1863, la concession de Monticello fut instituée le 01/02/1865.

Les travaux de recherches furent continués jusqu'en novembre 1866. La mine fut alors abandonnée jusqu'au 05/10/1880. Les travaux furent rapidement arrêtés à la fin de la même année. Un semblant de reprise eu lieu en 1919. Le 01/01/1920, M. Pons anodia la mine pour 9 ans. Il fit reprendre les travaux le 01/06/1920 et les abandonna définitivement dès le 5 juin. La renonciation, demandée le 18/11/1920, par le comte François-Valery, petit-fils de M. Piccioni, le premier cessionnaire, a été accordée le 12/04/1922.

Description du gisement. On a travaillé sur 3 filons voisins. Les deux premiers, de direction NE, ont un remplissage de fluorine avec parfois des lentilles de quartz. Le troisième, vers le Sud, est légèrement différent : sa direction est E 10° N et il contient un peu de barytine. Les trois filons ont un très fort pendage vers le NW.

La minéralisation est composée de galène en mouches ou en veinules. Le troisième filon contient un peu de pyrite et de blende.

Ces trois filons ont été attaqués sur trois niveaux, sur 71 m de haut, par trois travers-bancs SE. Le plus élevé, de 15 m de long, n'a atteint que le pre-

mier filon. Une galerie de plus de 40 m vers l'Ouest, légèrement inclinée, a été tracée dans le filon ainsi qu'une galerie de 65 m vers l'Est, commençant horizontalement sur 25 m et continuant en descendant en tournant vers le Nord.

36 m au-dessous, un second travers-bancs recoupe le filon n° 1 au bout de 37 m, puis 6 m après le second filon et le troisième 6 m après. Des galeries ont été tracées dans ces trois filons.

La galerie inférieure, 35 m plus bas, recoupe le premier filon au bout de 92 m. Le deuxième filon a été recoupé 5 m après et le troisième 9 m après.

De tous ces travaux on a tiré 6,4 t de minerai trié à 40 % de plomb et 30 t de minerai à 3 %, soit environ 36,4 t de minerai pour 3,46 t de plomb. La teneur en argent était de 480 à 500 g par tonne de plomb.

Les travaux BRGM faits en 1971-1972 ont comporté l'échantillonnage des filons en surface et dans les anciennes galeries, et une géochimie tactique sur l'ensemble des structures. Aucune extension notable n'a été révélée, et les teneurs en fluorine se sont montrées infra-économiques.

D'anciennes recherches de sulfures de plomb argentifère sont signalées à Moncale sans plus de renseignements.

Molybdénite, schéelite

A L'Ile-Rousse (4-4001), un premier indice est constitué par une veinule quartzreuse de 1 cm recoupant le granite porphyroïde. Une de ses épontes est contiguë à une petite enclave mélanocrate à andésine, orthose et biotite abondante, avec sphène et apatite. Au contact du filonnet, cette roche se charge de quartz, d'épidote et de chlorite épigénisant la biotite. La molybdénite et la schéelite, dont les éléments atteignent 1 cm, moulent ou pénètrent le quartz. En sections polies on observe de minuscules plages de chalcopyrrite à bordure de covellite.

Des filonnets analogues existent dans la tranchée du chemin de fer à l'Ouest de la gare d'Ile-Rousse (3-4001), il n'y a pas d'enclave mélanocrate au contact des minerais.

La molybdénite du Capo Piano (5-4005) fut découverte en place vers 1930. Un coup de mine a entièrement détruit ce « gîte » encaissé dans une syénite quartzifère.

Au Capo-Rutello (5-4002), il a été trouvé de la molybdénite sur un bloc de syénite quartzifère, non en place. Au microscope se remarquent magnétite, hématite et pyrite liées au quartz, à l'épidote et à la chlorite. La schéelite est absente. La minéralisation se place dans les joints et n'a pas d'épaisseur

D'autres mouches ont été rencontrées sur blocs à l'Ouest du Monte Cinto (6-4001). Elles sont liées à du quartz, chlorite, chalcopyrrite, bornite et azurite. Des indices pyriteux abondent sur les flancs de ce sommet.

Plomb-zinc : l'indice de Zilia—Monte Grosso

Dans le cadre de l'inventaire du territoire métropolitain, de 1966 à 1979, le BRGM a entrepris l'étude approfondie de l'indice Pb-Zn de Zilia—Monte-Grosso (8-4001) ainsi que l'ensemble des formations permienes du secteur nord-est du complexe volcano-plutonique du Monte Cinto.

Situation. La zone étudiée forme une demi-lune, large d'environ 3 km et longue d'environ 25 km, s'étendant entre les villages de Calenzana et d'Asco, en passant par Zilia, Feliceto, Olmi-Capella et Mausoleo.

Déroulement des opérations. Une prospection stratégique à maille relativement serrée a couvert, entre octobre 1975 et mai 1976, les 75 km² du secteur retenu.

Le travail a été repris durant l'été 1978. Les dix anomalies principales ont été prospectées par une géochimie-sol. Un complément de géochimie tactique a eu lieu pendant le deuxième trimestre 1979.

Toutes ces campagnes ont été accompagnées par des prospections au marteau, appuyées par des études pétrographiques.

Principaux résultats. Les points à fortes teneurs décelés par la stratégie se groupent en plusieurs anomalies. Parmi celles-ci on distingue deux catégories :

- à dominante Pb, mais parfois avec une paragenèse assez complexe : Zn, Cu, As et localement Mo et W ;
- à dominante Zn, avec As et Pb associés.

Les anomalies plombifères couvrent la partie basale du premier cycle permien et se trouvent donc dans une position identique à celle de l'indice de Zilia.

Les anomalies zincifères sont localisées à cheval sur le contact socle—rhyolites. Elles pourraient correspondre à des enrichissements formationnels en liaison avec les terrains houillers présents à plusieurs endroits dans cette région.

Le quadrillage géochimique-sol, implanté sur les anomalies principales, a permis de déterminer un certain nombre de cibles d'importance inégale, tant au niveau des teneurs que du point de vue extensions. Le resserrement de la maille d'échantillonnage dans la zone Melaia, classée prioritaire, a réussi à délimiter avec précision deux cibles principales. Le niveau des teneurs, en particulier pour Pb, As et Mo, est élevé dans ce secteur.

Les études pétrographiques ont reconnu dans l'indice de Zilia—Monte Grosso à la fois un cachet exhalatif-sédimentaire et un aspect skarnoïde.

Commentaires. L'indice de Zilia est spécifiquement lié à un épisode de sédimentation silico-carbonatée qui s'est déroulé entre deux phases de venues cinéritiques. La minéralisation de Zilia s'apparente, par ce caractère,

aux gîtes de type exhalatif-sédimentaire. Par contre, les paragenèses minérales du niveau porteur sont typiques d'une cristallisation à haute température, donnant à l'indice un caractère skarnoïde.

Le schéma génétique de Zilia pourrait donc être le suivant :

- dépôt de formations volcano-détritiques et sédimentation d'un niveau silico-carbonaté minéralisé de type exhalatif-volcanique ;
- intrusions subvolcaniques importantes provoquant une recristallisation sous forme de cornéennes calciques à aspect skarnoïde, avec remobilisation de la minéralisation, et peut-être un nouvel apport.

Parmi les anomalies mises en évidence, trois zones couvrent la partie basale du premier cycle des formations permienes. Leur paragenèse est à dominante Pb-Zn. On pourrait donc supposer que ces anomalies renferment des minéralisations du même type que l'indice de Zilia. Les études tactiques ont démontré que les cibles concernées ont des dimensions restreintes, tandis que le niveau des teneurs reste relativement modeste.

L'anomalie du bassin de Melaia, sur les flancs sud de la crête Cima Gazelle—Monte Grosso, occupe une position particulière, et peut-être considérée comme la plus importante des zones décelées. D'abord, la paragenèse y est plus complexe, avec As, Mo et également Cu et W s'ajoutant à Pb et Zn. En outre, elle se trouve pour l'essentiel dans des formations volcaniques et subvolcaniques du deuxième cycle à l'intérieur de la caldeira.

Dans la cible principale de Melaia, couvrant une surface de 200 x 100 m, aucun indice direct (minéralisation en place ou altération hydrothermale typique) n'a été mis en évidence. L'hypothèse génétique la plus plausible envisage une liaison entre la minéralisation et les intrusions subvolcaniques du magmatisme alcalin du deuxième cycle permien.

L'origine de la dispersion géochimique de la cible Melaia, dans le centre de la caldeira, n'a pas pu être déterminée. Les teneurs assez élevées en plomb, zinc, arsenic (et localement en cuivre et molybdène) y couvrent une surface appréciable. Il s'agit, cependant, d'un secteur éloigné et de haute montagne.

Faute de temps, la prospection de plusieurs anomalies à plomb, zinc, cuivre et/ou arsenic localisées dans le Sud-Ouest du complexe du Monte Cinto, a dû être arrêtée au premier stade des études tactiques. L'évaluation de ces cibles demandera des travaux complémentaires, mais il faut souligner que les indices connus du secteur, fissuraux et à dominante pyrite, n'offrent guère d'encouragement.

Les gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont reportés dans le tableau VI.

TABLEAU VI : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Revellata	1.4001	Fe	Magnétite Hématite Pyrite	Disséminé	Leucogranite à filons de diabase	Indices vus par le C.E.A. en 1956.
Algajola, tranchée de chemin de fer	3.4001	W	Quartz Chlorite Scheelite Bismuthinite	Filonnets	Leucogranite	
Ile-Rousse, sémaphore	4.4001	Mo, W	Quartz Chlorite Scheelite Molybdenite Chalcopyrite Covellite	Filonnet	Granite porphyroïde	Simple indice.
Monticello, anciens travaux	4.4002	Pb, F	Quartz Fluorine Barytine Galène Pyrite Blende Cérusite	Filons (3)	Granite porphyroïde	Travaux de reconnaissance par travers-banc et galeries en direction et en hauteur. 3 niveaux, production de 36,4 T de minerai pour 3,46 T de plomb, teneur Ag : 480 à 500 g/T. Les recherches effectuées en 1971-72 ne montrent aucune extension notable.
Ile-Rousse, R.N. 199	4.4003	W	Scheelite	Diaclase	Granite	Indice vu lors du décapage du talus de la route.
Le Mandrie	4.4004	Pb, F	Quartz Fluorine Galène	Filon	Granite porphyroïde	Indice reconnu en prospection.

TABLEAU VI : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Monticello - centre	4.4005	Pb, F	Quartz Fluorine Galène	Filon	Granite porphyroïde	Indice reconnu en prospection.
Monticello - Ouest	4.4006	F	Quartz Fluorine Chalcopyrite	Filon D = 50°	Granite porphyroïde	Indice reconnu en prospection.
Occigioni	4.4007	F	Quartz Fluorine Pyrite	Filon D = 90°	Granite porphyroïde	Indice reconnu en prospection.
Structure de Monticello	4.4008	F, Pb	Quartz Fluorine Galène	Filon	Granite porphyroïde	Indice reconnu en prospection.
Porto Agro	5.4001	Fe, Zn	Hématite Blende Pyrite Mispickel	Disséminé	Granulite à filons de diabase	Indice vu par le C.E.A. en 1956.
Penne-Rosse	5.4002	Mo	Quartz Molybdénite Magnétite Limonite Pyrite	Disséminé	Granite porphyroïde Syénite	Minéralisation se plaçant dans les joints et n'ayant pas d'épaisseur.
Rutalbo	5.4003	Mo	Quartz Molybdénite	Disséminé	Granite porphyroïde Syénite	Échantillon recueilli sur un bloc non en place.

TABLEAU VI : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Torre-Mozza	5.4004	Fe	Magnétite	Disséminé	Granite porphyroïde Syénite	Indice vu par le C.E.A. en 1956.
Capo Piano	5.4005	Mo	Quartz Molybdénite Molybdite	Disséminé	Granite porphyroïde Syénite	Indice découvert en 1930. Un coup de mine a détruit le gisement.
Monte Cinto-Ouest	6.4001	Mo, Cu	Quartz Chlorite Molybdénite Chalcopyrite Bornite Azurite	Disséminé	Granite Syénite Rhyolite	Petit indice.
Col Azzonai	6.4003	Mo	Quartz Molybdénite Magnétite	Disséminé	Leucogranite	Petit indice.
Madona Della Serra	6.4004	Fe, Pyr	Quartz Hématite Pyrite	Disséminé	Leucogranite Granulite	Petit indice.
Monte Grosso, Zilia	8.4001	Pb, Zn, Cu	Quartz Fluorine Galène Blende Pyrite Chalcopyrite Magnétite Hématite	Stratiforme	Granite, tuf, rhyolite, skarn, cinérite	Travaux anciens effondrés. Les travaux de recherches du BRGM, 1975-1979, ont consisté en campagne géochimique, relevé géologique, recherches d'indice au marteau et tranchées.

TABLEAU VI : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encalssante	Remarques
San Parteo Cima Gazele	8.4002	Pb, Zn			Rhyolite Tuf	Anomalie géochimique.
Rive gauche de la Tartagine	8.4003	Pb, Zn			Rhyolite	Anomalie géochimique.
Val Di Tartagine, sentier rive gauche	8.4004	Pb, Zn			Rhyolite	Anomalie géochimique.
Zilia-Est	8.4007	Pb, Zn		Fracture D = 150° P = 1,5 m	Rhyolite Grauwacke	Pas de sulfures visibles, réaction positive à l'i.K. : présence d'oxyde de plomb.
Cima Gazelle-Felicetto	8.4006	Cu	Malachite	Dyke D = 55° P = 10 m	Tuf, rhyolite	Minéralisations sur les fractures du dyke, principalement sur l'éponte nord.
<p>Quelques indices mineurs, trouvés en prospection, ou cités en littérature ancienne, de position imprécise, ne sont pas reportés sur la carte, ils sont indiqués pour mémoire :</p> <p>Aregno (3.4002) recherche pour fer et cuivre Sant'Antonino (4.4009) recherche pour fer Moncale (7.4001) recherche plomb, argent Lunghignano, commune Monte-Grosso (7.4002) recherche plomb, argent Speloncato (8.4005) indice de terres-rares La Sposata, commune de Calvi (6.4002) recherche de fer</p>						

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans les guides géologiques suivants :

— **Corse** par M. Durand-Delga et col., 1978, **Guides géologiques régionaux**, Masson édit., Paris.

Itinéraire 1 : transversale de Calvi à Bastia

Itinéraire 7 : granitoïdes carbonifères de la région de Calvi

Itinéraire 9 : le complexe volcano-plutonique permien du Nord-Ouest de la Corse. Itinéraire 9d2 : le cauldron du Cinto près de Bonifato.

— **Réunion extraordinaire des sociétés géologiques de France et d'Italie** (20-27 mai 1989). Guide de l'excursion : « **Le magmatisme paléozoïque (500-250 Ma) dans le segment varisque corso-sarde** ». J.B. Orsini, C. Ghezzi, C.A. Ricci, édit.

BIBLIOGRAPHIE

AICARD *et al.* (1977) — Ressources du sous-sol des départements de la Haute-Corse et de la Corse du Sud. Rapp. BRGM 77 SGN 427 PRC.

BAUDELLOT S., DOUBINGER N., DURAND-DELGA M., VELLUTINI P. (1976) — Caractéristiques et âges des cinq cycles paléozoïques du Nord-Ouest de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 18, p. 1221-1228.

BAUDELLOT S., DURAND-DELGA M., MIROUSE R., PERRET M.F., TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1981) — Le Dévonien de Galéria en Corse septentrionale, sa datation et sa place dans le cadre de la Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 347-351.

BONNICI J.P. (1966) — Rapport de fin de mission de prospection générale dans le massif volcanique de Monte Cinto. Rapp. BRGM DS 66 B40.

BONIN B. (1977) — Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse : caractéristiques, signification et origine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19, p. 865-871.

BONIN B. (1980) — Les complexes acides alcalins continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse d'Etat, Paris VI, 765 p.

BRISSET F., COCHEME J.J. (1976) — Étude géologique des presqu'îles de Scandola et Seninu (Corse). Thèse 3^e cycle, Aix-Marseille III, 64 p.

BRGM (1978) — Atlas des ressources naturelles du sous-sol des départements de Haute-Corse et de la Corse du Sud.

COCHERIE A. (1984) — Interaction manteau-croûte : son rôle dans la

genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse d'État, Rennes. *Documents du BRGM*, n° 90.

CONCHON O. (1975) – Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Vol. I: Observations et interprétation, 514 p., 104 fig., 30 tabl., 15 pl. ph., 5 cartes h.t.; vol. II: Documents annexes, 244 p., 86 fig., 62 tabl. Thèse d'État, Paris.

CONCHON O. (1976) – Formations quaternaires glaciaires, fluviales et colluviales en Corse orientale. Sédimentologie, stratigraphie et tectonique. *Géologie méditerranéenne*, III, 3, p. 161-171.

CONCHON O. (1984) – Corrélation entre la sédimentation fluviale et la sédimentation marine littorale en Corse. *Bull. Ass. fr. ét. Quat.*, 1-2.

CONCHON O. (1985) – Quaternaire. Notice explicative de la feuille Venaco à 1/50 000. Orléans: BRGM.

DEPRAT J. (1906) – Étude pétrographique des roches sodiques de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 114, t. XVII, p. 39-95.

DURAND-DELGA M. et coll. (1978) – Corse. Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, 208 p.

FUMEY-HUMBERT F., MENOT R.P., 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. Sci.*, Paris, 303, p. 1105-1110.

FUMEY-HUMBERT F. (1988) – Le magmatisme hypovolcanique tardihercynien. L'exemple du réseau filonien de Balagne (Corse du NW). Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Thèse de doctorat de l'université de Saint-Etienne, 232 p.

GEFFROY *et al.* (1955) – Sur deux indices à molybdénite et schéelite en Corse occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 240, p. 547-549.

GONORD H., FUMEY-HUMBERT F., MENOT R.P. (1988) – Sur l'âge et la structure des terrains paléozoïques sédimentaires de l'Argentella (Corse du NW). 12° R.S.T., Lille. Résumé S.G.F. p. 68.

HEELTVELD H. (1980) – Activités minières en Corse, essais de synthèse. Rapp. BRGM 80 RDM 003 FE.

HEELTVELD H., MASLARD P. (1979) – Prospection des formations permienes dans le Nord-Ouest de la Corse. Rapp. BRGM 79 TDM 057 FE.

KRYLATOV S. (1956) – Étude géologique et métallogénique de la région de l'Argentella. D.E.S. fac. Sci. Paris.

KRYLATOV S., MAMET B. (1966) – Données nouvelles sur les terrains

paléozoïques de l'Argentella - Tour Margine (Corse). Attribution à la limite dévono-carbonifère du calcaire de Capitello. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 8, p. 73-79.

LACROIX. (1893) — Minéralogie de la France.

LAPORTE D., FUMEY-HUMBERT F., MICHON G., ORSINI J.B., FERNANDEZ A. (1986) — Sur le caractère syntectonique des granitoïdes calcoalcalins magnésio-potassiques de Balagne (Corse du Nord-Ouest). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, p. 1321-1326.

LAPORTE D. (1987) — Un exemple d'intrusion syntectonique : l'intrusion d'Ile-Rousse, Corse du Nord-Ouest. Thèse de doctorat de l'université de Saint-Étienne, 422 p.

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 syntectonique de Pietra di Telamu, Balagne, Corse du Nord-Ouest. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, p. 829-834.

MALUSKI H. (1976) — 40 AR - 39 K Ages of biotites from Corsica and arguments for permian age of alkaline granitic intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 305-317.

MALUSKI H. (1977) — Application de la méthode 40 Ar - 39 Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 4, p. 849-855.

MARRE J., ROSSI P. (1980) — Extension et antériorité du plutonisme subalpin potassique dans l'ensemble des granitoïdes varisques de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, p. 1015-1018.

NENTIEN M. (1887) — Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 35, 214 p.

NENTIEN M. (1897) — Étude sur les gîtes minéraux de la Corse. *Ann. Mines*, 9^e sér., t. XII, p. 231.

OTTMANN F. (1958) — Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 84, 176 p., 39 fig., VI pl.

ORSINI J.B. (1976) — Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, p. 1203-1206.

ORSINI J.B. (1980) — Le batholite corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse d'État, Aix-Marseille III, 543 p.

ORSINI J.B., COULON C., COCOZZA T. (1980) — Dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne et ses marqueurs géologiques. *Géol. Mijnbouw*, 59, p. 385-396.

ORSINI J.B., GHEZZO C., RICCI C.A. et coll. (1989) — Le magmatisme paléozoïque (500-250 MA) dans le segment varisque corso-sarde. Livret guide. Réunion extraordinaire des sociétés géologiques de France et d'Italie (20-27 mai 1989).

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.*, Paris, 301, p. 1047-1052.

PEZERIL G. (1977) — Contribution à la connaissance des granitoïdes corso-sardes : les granitoïdes de Basse Balagne. Thèse 3^e cycle, Aix-Marseille III, 182 p.

QUIN J.P. (1968) — Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse. Thèse d'État, Marseille, 540 p.

ROSSI P. (1986) — Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse d'État, Toulouse, 292 p.

ROSSI P., ROUIRE J., DURAND-DELGA M. et coll. (1980) — Notice explicative de la feuille Corse à 1/250 000. BRGM, Serv. géol. national, 80 p.

ROSSI P., CALVEZ J.Y., COCHERIE A. (1988) — Age varisque précoce du plutonisme magnésio-potassique en Corse occidentale : conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307.

SALOT P., CARRON J.P. (1971) — L'évolution des roches plutoniques de Corse méridionale dans les conditions d'un métamorphisme à prehnite-pumpellyite de faible pression. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 272, p. 2272-2280.

SAINFELD P. (1960) — La prospection générale de la Corse. Rapp. A 1603.

VELLUTINI P. (1973) — Mise en évidence de deux cycles magmatiques dans le complexe volcanique de Cinto (Corse du NW). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 913-916.

VELLUTINI P. (1977) — Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest ; son extension en Méditerranée occidentale. Thèse État, Aix-Marseille III, 317 p.

WESTPHAL M., ORSINI J.B., VELLUTINI P. (1976) — Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, 30, p. 141-157.

Carte géologique à 1/80 000.

Feuille *Calvi* (1928), par E. Maury, A. Merle, P. Fermier.

Carte géologique de la France à 1/250 000.

Feuille *Corse* (1980), coordination par J. Rouire, notice explicative par P. Rossi et J. Rouire.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000.

Feuille *Marseille* (1980), coordination par J. Méloux.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les travaux nouveaux. Les documents peuvent être consultés au SGR Corse, immeuble Agostini, Z.I. de Furiani, 20200 Bastia, ou encore au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

De nombreuses données chiffrées (analyses chimiques en roche totale, analyses de minéraux, compositions modales) concernant les roches de la feuille Calvi sont disponibles dans les mémoires de thèse de G. Pezeril (1977), J.P. Vellutini (1977), J.B. Orsini (1980), A. Cocherie (1984), D. Laporte (1987), F. Fumey-Humbert (1988).

AUTEURS

– J.B. ORSINI : rédaction générale, aperçu géographique, conditions d'établissement de la carte, grands traits géologiques, documentation complémentaire. Et en collaboration avec :

- D. LAPORTE, pour les terrains cristallophylliens, les intrusions d'Ile-Rousse et Pietra-di-Telamu ;

- G. MICHON, pour les intrusions de Calvi, Algajola et autres intrusions d'extension limitée ;

- F. FUMEY-HUMBERT, pour l'intrusion d'Aranjagia et le réseau filonien.

– P. VELLUTINI : volcanisme orogénique calco-alcalin et magmatisme alcalin.

– O. CONCHON : terrains quaternaires.

– R. DOMINICI : hydrogéologie.

– C. VAUTRELLE : gîtes minéraux.

