



GALERIA—OSANI

La carte géologique à 1/50 000
GALERIA—OSANI est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : CALVI (N° 260)
au sud : VICO (N° 262)
au sud-est : CORTE (N° 263)
au nord-est : BASTIA (N° 261)

| | |
|-------------------|---------------------------|
| Calvi | Santo- Pietro-di-Tenda |
| GALERIA— OSANI | Corte |
| Vico— Cargèse | Venaco |

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

GALERIA—OSANI

par

P.J. VELLUTINI, P. ROSSI, G. MICHON,
J.Y. HERVÉ



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DE LA POSTE ET DES TÉLÉCOMMUNICATIONS
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
GALERIA-OSANI À 1/50 000**

par

P.J. VELLUTINI, P. ROSSI, G. MICHON, J.Y. HERVÉ

1996

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : VELLUTINI P.J., ORSINI J.B., MICHON G., BRISSET F., COCHEMÉ J.J. (1985) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Galeria—Osani (1109). Orléans : BRGM. Notice explicative par P.J. Vellutini, P. Rossi, G. Michon, J.Y. Hervé (1996), 109 p.

pour la notice : VELLUTINI P.J., ROSSI P., MICHON G., HERVÉ J.Y. (1996) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Galeria—Osani (1109). Orléans : BRGM, 109 p. Carte géologique par P.J. Vellutini *et al.* (1985).

© BRGM, 1996. 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.

ISBN : 2-7159-2109-8

SOMMAIRE

| | Pages |
|--|-----------|
| INTRODUCTION | 5 |
| <i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i> | 5 |
| <i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i> | 7 |
| <i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i> | 9 |
| <i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i> | 11 |
| DESCRIPTION DES TERRAINS | 11 |
| <i>TERRAINS ANTÉ-ORDOVICIENS</i> | 11 |
| <i>ORDOVICIEN—CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR</i> | 13 |
| Série sédimentaire | 13 |
| Granitoïdes de l'association calco-alcaline | 19 |
| <i>CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR—PERMIEN INFÉRIEUR :</i> <i>VOLCANISME OROGÉNIQUE CALCO-ALCALIN</i> | 25 |
| Formations sédimentaires | 26 |
| Formations andésitiques | 26 |
| Formations dacitiques et rhyodacitiques | 29 |
| Formations rhyolitiques | 33 |
| <i>PERMIEN SUPÉRIEUR À TRIAS INFÉRIEUR ? :</i> <i>VOLCANO-PLUTONISME ALCALIN</i> | 39 |
| Granites alcalins et hyperalcalins | 40 |
| Complexe volcano-plutonique annulaire du Monte Cinto | 45 |
| Complexe de Scandola—Senino | 57 |
| <i>FILONS</i> | 64 |
| <i>TERRAINS QUATERNAIRES</i> | 69 |
| CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES | 70 |
| ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE | 77 |
| SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE | 79 |
| GÉODYNAMIQUE RÉCENTE | 80 |
| GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT | 81 |
| <i>RESSOURCES EN EAU</i> | 81 |
| <i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i> | 86 |
| DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE | 87 |
| <i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i> | 87 |
| <i>BIBLIOGRAPHIE</i> | 87 |
| <i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i> | 95 |
| AUTEURS | 95 |
| ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES (tabl. 1 à 12) | 97 |

Résumé. Sur le territoire de la feuille Galeria—Osani affleurent, en discordance sur un socle d'âge panafricain, des formations sédimentaires datées depuis l'Ordovicien jusqu'au Stéphanien et qui constituent la quasi-majorité des formations sédimentaires paléozoïques de l'île. Ce secteur constitue de plus une zone de référence pour l'étude du volcanisme tardi-varisque, tant calco-alkalin qu'alkalin, en Méditerranée occidentale. Les dénivelés importants, de l'ordre de 3 000 m, autorisent en outre l'observation des relations entre volcanisme et plutonisme, en particulier pour ce qui est des intrusions alcalines au sein de la caldeira du Monte Cinto.

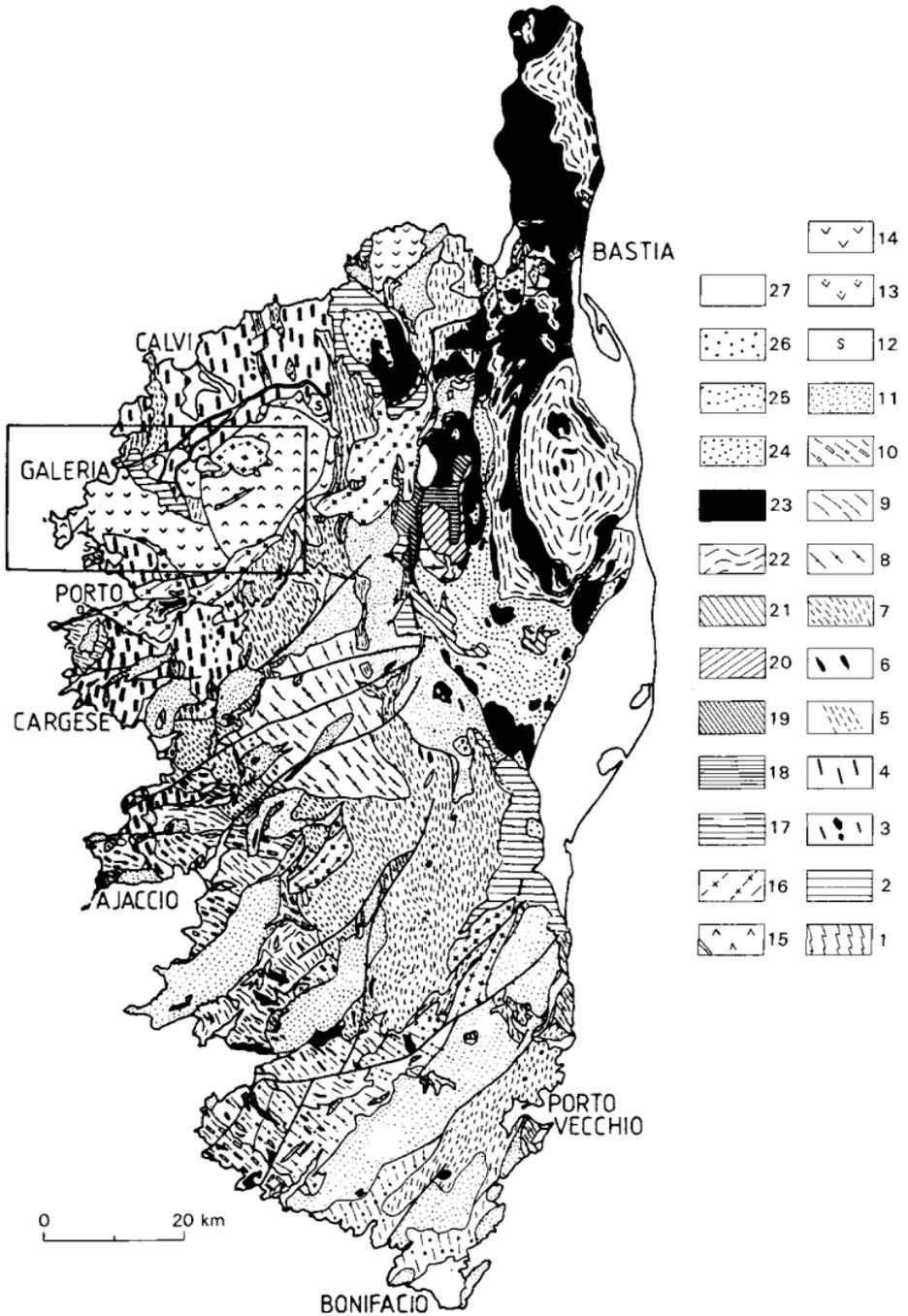
Abstract. In the map area of Galeria—Osani, almost all the Ordovician to Stephanian Palaeozoic sedimentary formations exposed in Corsica crop out, unconformably overlying a Panafrican basement. This area is also a reference zone for the study of both calc-alkaline and alkaline late-Variscan volcanics in the western Mediterranean. Furthermore, large difference in altitude, of the order of 3 000 m, demonstrate structural relationships between volcanism and plutonism, particularly for the alkaline intrusions in the Monte Cinto caldera.

Riassunto. Nel territorio del foglio Galeria—Osani affiorano, in discordanza su uno zoccolo di età panafricana, delle formazioni sedimentarie datate dall'Ordoviciano fino allo Stefaniano e che costituiscono quasi la maggior parte delle formazioni sedimentarie paleozoiche affioranti in Corsica. Questo settore costituisce inoltre una zona di riferimento per lo studio del vulcanismo tardovarisco, sia calcalcalino che alcalino, nel Mediterraneo occidentale. I dislivelli importanti, dell'ordine di 3 000 m, autorizzano per di più l'osservazione delle relazioni strutturali tra vulcanismo e plutonismo, in particolare per quanto riguarda le intrusioni alcaline in seno alla caldeira del Monte Cinto.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Dans la région représentée sur les coupures Galeria et Osani se trouvent les sommets les plus élevés de toute la Corse ; elle fournit un cadre idéal pour les alpinistes : crêtes dentelées, pics, aiguilles, parois verticales, versants abrupts, vallées profondes et souvent très étroites, sont les traits marquants de la morphologie. Le Monte Cinto qui y culmine à 2 706 m ne se trouve qu'à 24 km de la mer. La plupart des autres sommets atteignent 2 300 à 2 500 m, tels la Punta Minuta (2 547 m), le Capu Tighettu (2 273 m), le Paglia Orba (2 525 m) et le Capu Tafunatu (2 336 m), s'alignant sur la bordure sud du massif pour former cette véritable muraille quasi infranchissable qui s'étend sur 6 km de long, que l'on appelle la « Grande-Barrière ».



1 : Socle métamorphique ; 2 : Paléozoïque ; 3 : roches basiques magnésio-potassiques U1 ; 4 : granitoïdes magnésio-potassiques U1 ; 5 : granitoïdes magnésio-potassiques leucocrates U1 ; 6 : roches basiques U2 ; 7 : granodiorites à grain fin U2 ; 8 : monzogranites à grain fin U2 ; 9 : granodiorites porphyriques U2 ; 10 : monzogranites à grain moyen-grossier U2 ; 11 : monzogranites leucocrates ; 12 : formations stéphaniennes ; 13 : volcanites andésitiques ; 14 : volcanites dacitiques à rhyolitiques ; 15 : volcanisme alcalin ; 16 : plutonisme alcalin ; 17 : séries autochtones ; 18 : unité de Sant'Angelo ; 19 : unité de Corte ; 20 : unité de Santa-Lucia ; 21 : séries Bagliaccone-Riventosa ; 22 : série de la Castagniccia ; 23 : ophiolites ; 24 : série de Santo-Pietro-di-Tenda ; 25 : série de l'Inzecca ; 26 : unités alloctones superficielles ; 27 : Néogène et Quaternaire. Les lignes en tirets indiquent la disposition des figures de fluidalité dans chaque groupe intrusif du batholite

Fig. 1 - Carte géologique schématique de la Corse (Caron et Bonin, 1980 ; Rossi et Cocherie, 1991) et localisation de la feuille Galeria-Osani à 1/50000

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Socle

L'encaissant du batholite permo-carbonifère de Corse apparaît, au niveau d'érosion actuel, en panneaux épars dispersés au sein de volumineuses intrusions de granitoïdes (fig. 1). Sur la coupure Galeria—Osani, deux types de socles — l'un gneissique, de structuration varisque (« gneiss de Belgodere ») à l'Est, et l'autre micaschisteux, de structuration antévarisque (« micaschistes de l'Argentella ») à l'Ouest — constituent ces terrains qui s'opposent ainsi à la fois par leur âge de structuration et par leur degré de métamorphisme (Durand-Delga et Rossi, 1991).

Plutonisme calco-alcalin magnésio-potassique (U1)

L'édification du batholite corso-sarde débute au Carbonifère moyen par la mise en place d'une association plutonique U1 de roches mafiques ultrapotassiques et de roches intermédiaires à acides, monzonites à granites datés dans la région de Calvi à 339 ± 11 Ma (Rossi et Cocherie, 1995), de même affinité. Ils jouent le rôle d'un socle au sein duquel se mettent en place les intrusions calco-alcalines puis les intrusions alcalines. Ils apparaissent surtout au Nord et au Sud de la feuille et poursuivent les intrusions respectivement développées sur les feuilles Calvi et Vico, mais on peut les observer aussi sous forme d'écrans ou de panneaux « stoppés » au toit des intrusifs qui les recoupent, ce qui témoigne de leur continuité initiale de part et d'autre de l'alignement d'intrusions alcalines qui s'étend de Porto à Ponte-Leccia.

Volcano-plutonisme calco-alcalin (U2)

Les plutons de l'association calco-alcaline composite : granodiorites et monzogranites (U2a) datés entre 312 ± 9 et 305 ± 12 Ma, que recoupent des leucomonzogranites (U2b) vers 290 ± 6 (Cocherie *et al.*, 1992) et 284 ± 20 Ma (Rossi *et al.*, 1993), sont intrusifs dans U1. La mise en place de complexes mafiques-ultramafiques d'affinité tholéiitique, datés vers 278 ± 25 Ma, est synchrone de celle de ces derniers granites.

Un volcanisme effusif et explosif calco-alcalin (premier cycle permien de P.J. Vellutini, 1973b) bimodal andésitique et rhyolitique, affleure largement au Nord d'une ligne Porto—Francardo. Ces épanchements volcaniques, disposés autour du massif du Cinto (Orsini et Vellutini, 1971a,b), s'étendent sur plus de 700 km² et sont constitués de puissantes nappes rhyolitiques ignimbrétiques. De plus, à l'Est et au Nord-Est de ce massif, d'autres formations attribuées au Permien ont été reconnues où sont associées, au sein de formations volcano-sédimentaires, des projections, des tufs, coulées, etc. de composition rhyodacitique à rhyolitique, intercalées localement avec des décharges conglomératiques.

Un tel volcanisme bimodal associé à des formations volcano-sédimentaires est bien connu dans les Pyrénées (Bixel, 1984), dans le Briançonnais ligurien (Cortesogno *et al.*, 1988) et en Sardaigne (Gelmini, 1985) où il présente des caractères très proches de ceux de la Corse. L'existence de relations structurales chronologiques et géochimiques entre phénomènes volcaniques et plutoniques calco-alkalins U2 a pu être établie à partir de l'exemple de la partie nord-ouest du Tenda. Volcanisme rhyodacitique et plutonisme monzogranodioritique correspondent à l'expression de magmas de même composition mis en place au sein de structures volcano-plutoniques (Rossi *et al.*, 1993) ; en outre, on a proposé de voir, dans les complexes mafiques-ultramafiques d'affinité tholéiitique, des paléochambres magmatiques ayant alimenté le volcanisme andésitique (Rossi *et al.*, 1992). De telles structures volcano-plutoniques stéphano-permiennes sont connues dans d'autres secteurs de la chaîne varisque, comme les Alpes centrales méridionales (Bakos *et al.*, 1990) ou le massif de Bohême (Lange *et al.*, 1972).

Volcano-plutonisme alcalin (U3)

Les intrusions volcano-plutoniques U3, d'affinité alcaline (« 2^e cycle » : Vellutini, 1977), mises en place à partir de 295 Ma (Rossi et Cocherie, 1995), clôturent l'activité magmatique du batholite. L'essentiel des roches alcalines du Nord-Ouest de la Corse est conservé dans des structures volcano-plutoniques de géométrie annulaire à l'exemple des caldeiras de Scandola—Senino et du Monte Cinto. Ces roches peuvent aussi se rencontrer dans des structures tectono-magmatiques linéaires comme les intrusions d'Evisa—Calasima.

Le *complexe de Scandola—Senino*, étudié par F. Brisset et J.J. Cochemé (1976), occupe l'extrémité des presqu'îles de même nom. À Scandola, il est limité par une faille bordière courbe qui traverse la presqu'île depuis Elbo au Nord jusqu'à la Cala Vecchia au Sud. Quelques formations appartenant au même cycle éruptif se rencontrent à l'extérieur de la structure proprement dite, mais à proximité immédiate de la faille bordière.

Les formations volcaniques de Scandola ont été reconnues comme appartenant à une seule unité structurale concentrique, à fracturation radiaire, dont une partie est actuellement immergée (Brisset *et al.*, 1974).

À Senino, les volcanites couvrent une surface moins importante. La faille bordière traverse la presqu'île depuis le lieu-dit Vignola au Nord jusqu'à proximité de la Punta a Scopa au Sud. Ces deux parties d'une même structure sont décrochées par une faille senestre passant au niveau du golfe de Tuara. La partie occidentale de la presqu'île de Senino serait ainsi une partie décrochée vers l'Est de la caldeira de Scandola (Cochemé *et al.*, 1976). Un levé magnétique au large de la presqu'île de Scandola (Aubert, 1979) confirme la présence d'un

marqueur magnétique annulaire dont la partie émergée correspond au complexe en forme d'arc de Scandola (fig. 2).

Le *complexe annulaire du Cinto* occupe une superficie de 250 km² environ. Il a une forme grossièrement elliptique (fig. 3, dépliant en fin de notice) dont le grand axe (25 km) est orienté NE-SW. Il s'étend depuis la haute Balagne au Nord, jusqu'à la région de Niolo au Sud. À l'Est, il est limité par une ligne méridienne passant à quelques kilomètres à l'Ouest du village d'Asco. Sa bordure occidentale est proche de Monte-Estremo dans la haute vallée du Fango. Les quatre cinquièmes de la structure sont occupés par des formations volcaniques. Le reste, 50 km² environ, est surtout formé par une coupole de granite hyperalcalin à amphibole. Enfin, un témoin de formations détritiques correspondant au remplissage de la caldeira a été conservé sur la bordure méridionale du complexe. De puissants filons annulaires (« ring dykes ») et un réseau de filons coniques (« cone sheets ») ceinturent la caldeira. Quelques filons radiaires ont été également observés.

La composition des volcanites est presque exclusivement acide, les seules roches basiques rencontrées étant des dolérites filoniennes tardives. Parmi ces volcanites, on distinguera celles dont l'émission est responsable de l'effondrement de la caldeira, qui sont les volcanites contemporaines de la caldeira, de celles qui se sont mises en place une fois la structure réalisée, qui sont les volcanites post-caldeira. Au sein des volcanites contemporaines de la caldeira, la séquence volcanique actuellement observable, du bas vers le haut, est la suivante : à une puissante série de projections inférieures succède une épaisse série ignimbritique puis une nappe de ponce et une série de pyroclastites supérieures.

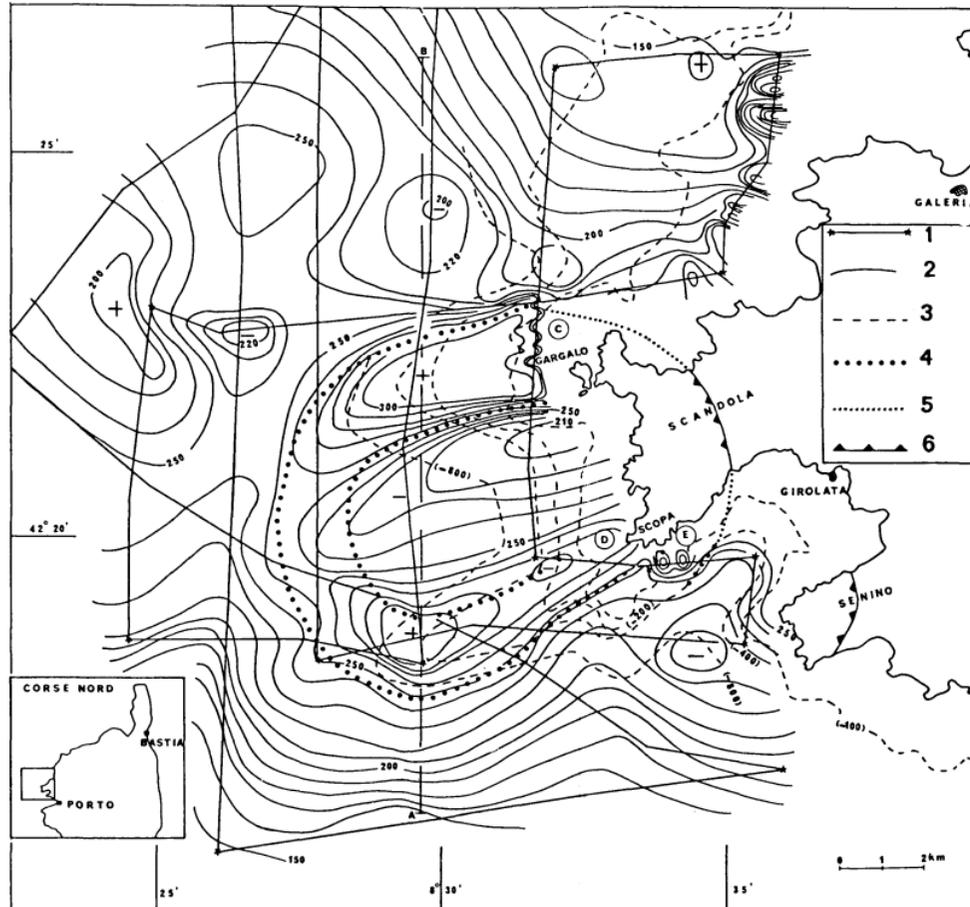
Le *granite à amphibole bleue (riébeckite) de Bonifato* est intrusif dans les formations volcaniques de la caldeira du Cinto. Sur sa marge sud-est, la caldeira est bordée par les *intrusions linéaires d'Evisa-Calasima*.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les granites alcalins ont été signalés en Corse dès la fin du siècle dernier par E. Nentien (1897b), J. Deprat (1906), E. Maury et F. Grandjean (1924) ; leur première reconnaissance cartographique a été l'œuvre de J. Deprat à l'occasion du levé de la feuille Vico à 1/80 000 en 1904.

Considérés alors comme des granites leucocrates et appelés « granulites », ils seront ensuite comparés aux granites subvolcaniques des complexes annulaires africains par J. Maisonneuve (1960), puis par J.P. Quin (1969) qui reconnaît leur caractère alcalin et en livre une étude pétrographique détaillée. Les volcanites acides du Nord-Ouest de la Corse seront longtemps considérées comme calco-alcalines dans

Fig. 2
Carte des anomalies
du champ magnétique terrestre
au large de la presqu'île de Scandola
 (Aubert, 1979)



- 1 : profils de mesure
- 2 : courbes isomales
- 3 : lignes isobathes
- 4 : contours du toit de la structure magnétique
- 5 : contours supposés
- 6 : limite orientale du cauldron

leur ensemble. Le cycle volcanique alcalin, le plus représenté en volume, sera identifié par P.J. Vellutini (1973a,b).

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Les communications entre les vallées voisines se font encore par les anciens sentiers de la transhumance qui empruntent les cols rares et d'accès très difficile. Celui de Capronale, permettant de passer de la vallée du Fango à celle de l'Onca, est à 1 329 m. Le col des Maures entre le Capu Tafunatu et le Paglia Orba est presque inaccessible par la face nord. Le col de Stranciacone, seule voie d'accès entre les vallées d'Asco et du Fango, se situe à 1 987 m. Les seules routes qui traversent le massif sont : la route nationale Ajaccio—Calvi qui recoupe la bordure occidentale du complexe volcanique ; la petite route de la vallée du Fango, qui vient buter sur des premiers contreforts du Monte Tafunato ; et enfin la route de la station de ski d'Asco, qui pénètre d'une dizaine de kilomètres les formations volcaniques.

Ainsi, l'accès pour le levé des presqu'îles de Scandola et de Senino s'est-il effectué à partir de la mer. Tout ceci constitue un handicap sérieux pour les levés cartographiques et, le plus souvent, les coupes ont été effectuées suivant des itinéraires improvisés au fil des heures, en fonction des possibilités de passage offertes par la topographie. Dans les parties plus basses, c'est le maquis, très dense et souvent impénétrable, qui représente l'écueil majeur pour le géologue.

La cartographie des presqu'îles de Scandola et de Senino a été réalisée par F. Brisset et J.J. Cochemé (1976). G. Michon a précisé la nature et certains contours de granitoïdes calco-alcalins U1. Le reste de la feuille, c'est-à-dire l'ensemble de la caldeira du Cinto et de ses abords, a été levé par P.J. Vellutini qui a en outre assuré la coordination de l'ensemble et le dessin de la minute.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS ANTÉ-ORDOVICIENS

ξ. **Micaschistes.** Cette formation est composite, elle est formée d'amphibolites (notées η et rangées inadéquatement dans la légende de la carte sous le nom de « diorite » de l'association calco-alcaline s.s.) et de micaschistes noirâtres. Ces formations métasédimentaires et amphiboliques sont, dans certaines zones, localement très replissées (les plans axiaux des plis sont orientés NNW-SSE) et caractérisées par la présence d'exsudats de quartz en amandes centimétriques dont le volume peut aller jusqu'à occuper localement près du quart du volume de la roche. L'ensemble de cette formation est stabilisé dans un métamorphisme de type schistes verts.

Les roches métasédimentaires ont une composition intermédiaire entre celle de métaquartzites et de métagraywackes plus ou moins riches en oxydes ferrotitanés. On peut y observer des textures sédimentaires résiduelles, les surfaces S0 sont clairement identifiables, ainsi que des surfaces S1 résultant d'une schistosité plus ou moins plan axial. Les figures plicatives sont soulignées par des lits phylliteux à muscovite, chlorite, séricite.

Les **amphibolites** (γ) se rencontrent en niveaux continus, parfois rubanés, dont la puissance peut atteindre jusqu'à plusieurs dizaines de mètres, et qui alternent avec des niveaux de métasédiments. Le complexe leptyno-amphibolique décrit au Nord de Galeria, dans la baie de Crovani (Gonord *et al.*, 1988), semble devoir être rattaché à ces formations, la composante acide (leptynites) y étant extrêmement subordonnée. Les amphibolites montrent une trame de plagioclases transformés en albite et cryptozoïsite, les sulfures ainsi que l'ilménite et les produits ferrotitanés sont abondants, la déformation y est soulignée par la disposition des amphiboles synfoliales à composition de trémolite-actinote qui proviennent de la déstabilisation de ferromagnésiens préexistants. Des textures relictuelles de ferrogabbros peuvent y être identifiées. Ces amphibolites sont considérées, sur la base de leur composition chimique (cf. feuille Saint-Florent : Rossi *et al.*, 1994b), comme dérivant de basaltes de type MORB enrichis qui pourraient témoigner d'un environnement de type rift intracontinental.

Une isochrone roche totale-minéraux (ilménite et amphibole) a permis de déterminer, sur des amphibolites des Agriates, un âge de 760 ± 160 Ma par la méthode Nd/Sm (Rossi *et al.*, 1995). Cette mesure, quoique mal définie, date toutefois ces metabasaltes entre le Protérozoïque supérieur et le Cambrien, ce qui vient étayer les conclusions auxquelles avaient conduit les données de terrain (Durand-Delga et Rossi, 1991). Cet âge est à rapprocher de celui trouvé pour les amphibolites de la suture de Posada-Asinara, dans le Nord de la Sardaigne, à 957 ± 93 Ma (Cappelli *et al.*, 1992).

ζ. Gneiss (ensemble de Belgodere-Calacuccia). Les gneiss de Belgodere affleurent, selon un axe méridien, sur une trentaine de kilomètres, entre Belgodere et Calacuccia, immédiatement à l'Est de la feuille Galeria. Leur étude détaillée a été effectuée par P. Palagi *et al.* (1985). Les relations entre ce panneau métamorphique et les granites magnésio-potassiques permettent d'envisager un âge paléozoïque pour le métamorphisme et l'âge d'au moins une partie des formations de Belgodere (Palagi *et al.*, 1985 ; Rossi, 1986 ; Lardeaux *et al.*, 1994).

Au Nord d'Albertacce, les affleurements de roches métamorphiques qui appartiennent à cet ensemble sont constitués de gneiss anatectiques et d'anatectites leucocrates à muscovite. Ce sont des roches à grain moyen à fin, leucocrates, assez hétérogènes, avec des passées nébulitiques. Immédiatement à l'Est, sur la feuille Corte, à l'Ouest de Bocca di Serra Piana, entre les vallées de l'Asco et du Golo et au Nord du

village d'Asco, les reliques de texture métamorphique disparaissent et les anatectites prennent un faciès granitique.

ORDOVICIEN—CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR

Série sédimentaire

La zone côtière au Nord-Est de Galeria montre des terrains sédimentaires paléozoïques dans le panneau de l'Argentella—tour Margine (= Maraghio), allongé N-S sur 5 km et large de 2 à 3 (Krylatov, 1963). Ce panneau est effondré entre des cassures N150° à N180° mettant en contact le Paléozoïque avec, à l'Est, des granitoïdes calcoalcalins magnésio-potassiques, et à l'Ouest une intrusion rhyolitique permienne. L'affleurement de Paléozoïque (Baudelot *et al.*, 1976) est divisé en deux compartiments par la faille N60° de Ruvala, cicatrisée par un large filon annulaire (« ring-dyke ») de microgranite du Permien supérieur : au Nord le compartiment de l'Argentella, au Sud le compartiment du Fango (fig. 4).

Compartiment de l'Argentella

oi. Grès-quartzites gris-vert et blancs (Ordovicien inférieur ?). Ces grès-quartzites dits « de Ciuttone », de moins de 50 m de puissance, sont affectés par des plis métriques ou décamétriques d'axe N40° à N60°, mais l'évolution tectonique y est moindre que dans l'unité inférieure. Ils surmontent les micaschistes en discordance majeure, et les remanient (Teichmüller et Selzer, 1931 ; Krylatov et Mamet, 1966 ; Baudelot *et al.*, 1976). Cette discordance est particulièrement bien visible sur le versant ouest de Ciuttone, au-dessus des bergeries, où cette deuxième unité débute par un conglomérat à galets de quartz et fragments de métamorphites sous-jacentes.

La recherche de microfaune dans les grès de Ciuttone s'est jusqu'à présent révélée négative ; leur faciès, par comparaison avec des formations de Sardaigne, les placerait dans le Caradoc (Barca *et al.*, 1996).

os. Conglomérat monogénique à galets de quartz du Monte Martinu (Ordovicien supérieur ?). Ce conglomérat, d'au moins 100 m de puissance, est souvent broyé et silicifié ; il repose localement en contact normal sur les grès-quartzites gris-vert et blancs. Il admet dans sa masse des barres de quartzites blancs et, vers le haut, des shales gréseux verdâtres micacés. Ce faciès peut être comparé à certains termes conglomératiques ou grossièrement gréseux de l'Ordovicien supérieur de Sardaigne, discordants sur le Cambro-Ordovicien. Ici, au Sud-Ouest du Monte Martinu, les grès-quartzites gris-vert et blancs sont affectés de plis ouverts N40° à N60°, mais on ne peut pas affirmer que ces plis soient antérieurs au dépôt des conglomérats. La continuité de sédimentation entre grès de Ciuttone et conglomérats — quoique

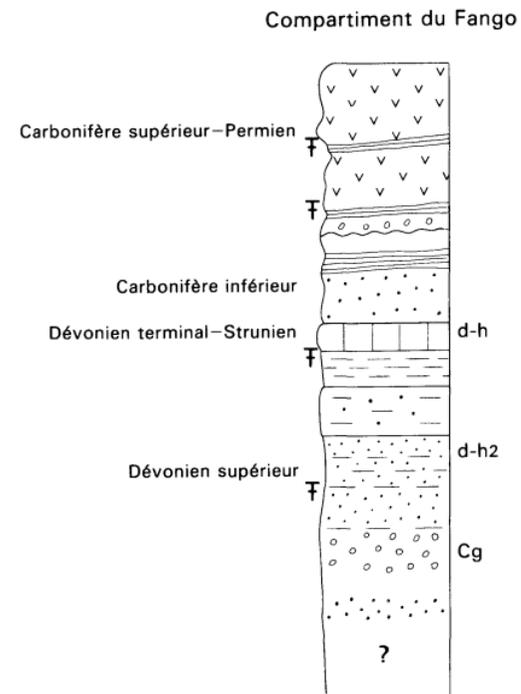
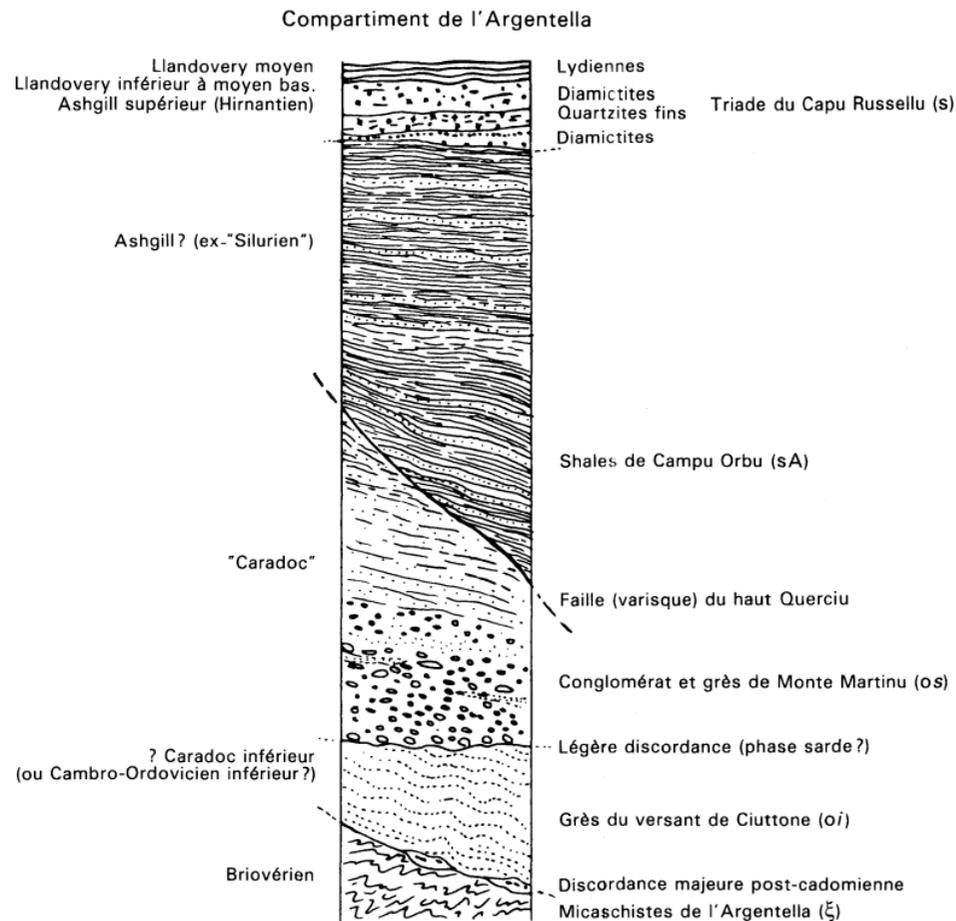


Fig. 4 - Logs stratigraphiques des séries paléozoïques de l'Argentella

le contact apparaît souvent tranché — est attestée par la récurrence, au sein des conglomérats, de niveaux gréseux.

Ces conglomérats du Monte Martinu sont constitués par l'accumulation, sur une centaine de mètres, de galets de quartz de taille centimétrique avec quelques rares galets épars provenant du socle sous-jacent. Des fins niveaux centimétriques de microconglomérats sont intercalés non loin du sommet du Monte Martinu, vers la cote 449. Ils sont essentiellement formés de grain de quartz et renferment les accessoires suivants : hématite, goëthite, limonite, ilménite, rutile leucocoxénisé, grenat spessartine et zircon.

Sur la base de leur morphologie deux populations homogènes de zircons peuvent être identifiées, l'une — la plus nombreuse — est constituée de zircons automorphes limpides ou très faiblement colorés et sans traces d'usure ni de corrosion; l'autre est formée de zircons colorés en rose parfois sombre, aux contours arrondis ou fortement émoussés et qui présentent une surface corrodée. Les caractères morphologiques des deux populations dans la représentation de J.P. Pupin (1977), suggèrent que les zircons de la première population proviennent du démantèlement de roches calco-alcalines, et de roches alumineuses (granites, anatexites ou orthogneiss) pour la seconde.

L'homogénéité typologique des zircons « calco-alcalins » incite à penser que les niveaux de microconglomérats ont été alimentés à partir d'une source magmatique de même nature, tandis que leur excellent état de conservation indique qu'il n'ont pas dû subir un transport trop important. Une datation des deux populations de zircons a donc été menée afin d'estimer l'âge minimum du dépôt de ces conglomérats. Les zircons de la fraction « alumineuse » ont fourni des âges peu précis autour de 600 Ma, tandis que six zircons de la population calco-alcaline ont livré des résultats géochronologiques exploitables grâce à des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés et à la quantité de Pb radiogénique disponible. L'âge obtenu est de 476 ± 26 Ma (Rossi *et al.*, 1995).

Cette donnée rend vraisemblable l'hypothèse antérieurement proposée d'un âge ordovicien supérieur pour ces conglomérats. Le Caradoc circum-méditerranéen montre des faciès de ce type en des points divers. Quant aux grès de Ciuttone sous-jacents, deux hypothèses peuvent être envisagées avec leur attribution soit au Cambro-Ordovicien, profondément réduit par une érosion avant le dépôt des conglomérats du Monte Martinu, soit à la partie inférieure du Caradoc.

SA. **Shales à acritarches (Silurien)**. Une faille normale, grossièrement méridienne, dite du haut Querciu, sépare l'Ordovicien du Monte Martinu d'avec le compartiment plus oriental, formé d'une succession (environ 150 m) de shales sombres, gris noirâtre à olivâtres, feuilletés, chargés de micas détritiques et de menus quartz.

La stratification de ces shales, soulignée par des lits espacés plus gréseux d'épaisseur centimétrique, est régulière et sans plis notables. Le feuilletage de ces mêmes roches avait été attribué (Baudelot *et al.*, 1976) à un phénomène d'enfouissement avec aplatissement des nombreux remplissages de terriers. En outre, des mesures de cristallinité de l'illite fournissent des valeurs variant de 3,3 à 4,0, ce qui correspond à un anchimétamorphisme faible à nul. Une schistosité fruste, souvent difficile à caractériser, affecte cependant une partie des shales (Gonord *et al.*, 1992). Celle-ci ne s'observe toutefois que dans la zone la plus orientale, en se rapprochant des granitoïdes du Capu a u Licetu. Légèrement oblique (10-20°) à la stratification, cette schistosité est liée à des plis couchés plurimillimétriques.

La découverte d'acritarches et de chitinozoaires (Baudelot *et al.*, 1976) dans ces shales a permis de les dater du Silurien inférieur à moyen.

s. Quartzites, grès et lydiennes (Silurien). Les shales précédents peuvent prendre à leur sommet une teinte violacée, résultant d'une altération irrégulière. Au-dessus, le terme inférieur de la « triade du Capu Russellu » est un banc (2 à 10 m) de quartzite très fin, blanc ou rosé, finement recristallisé. Au bord sud de la cote 447, la continuité entre ce quartzite et les shales sous-jacents est assurée, par l'intermédiaire d'un lit (6 cm) de grès à petits quartz roulés portés par un fond silteux, faciès qui annonce celui du deuxième terme.

Le terme médian (environ 20 m) consiste en des grès subgrauwackeux micacés, gris verdâtre, souvent mal lités. Au Sud-Est de la cote 447, ces grès font suite normalement au quartzite sous-jacent. Leur faciès est très constant, avec de nombreux petits quartz bien roulés, dispersés dans une matrice silteuse. Cette roche à la texture très particulière, englobant parfois quelques clastes pélitiques plats, possède le faciès des « diamictites » glacio-marines décrites dans le Sud-Ouest de l'Europe (Robardet et Doré, 1988), de la Normandie au bassin de Prague, à la péninsule ibérique et au Maroc, etc. Ces grès subgrauwackeux (« diamictites ») du Capu Russellu appartiennent, eux aussi, à l'Ordovicien terminal.

Enfin, le terme supérieur de la triade du Capu Russellu est constitué par 5 à 6 m de jaspes noirs (« lydiennes ») lités, en continuité sur le terme précédent. La découverte de graptolites a permis d'assurer leur âge silurien, jusqu'à maintenant supposé. Une cinquantaine d'exemplaires, appartenant à huit espèces au moins, dans un état généralement médiocre, ont été recueillis et identifiés (Barca *et al.*, 1996), sous la cote 447, et comparés aux formes classiques de Bohême (Štorch, 1994).

En fonction de l'épaisseur minimale que les récoltes montrent entre les biozones à *Cyphus-Triangulatus* et à *Convolutus*, la sédimentation doit avoir été extrêmement condensée. Une réduction spectaculaire du taux de sédimentation, due à une vaste et rapide transgression

post-glaciaire est typique dans les séquences de shales noirs du Llandovery dans la totalité de l'Europe péri-gondwanienne. Ainsi, le premier mètre des lydiennes noires du Capu Russellu, sous le premier assemblage de graptolites, peut fort bien comprendre une grande partie du Rhuddanien (Llandovery inférieur). Le reste des lydiennes noires peut correspondre au Llandovery moyen, la présence du Llandovery supérieur ne devant toutefois pas être exclue.

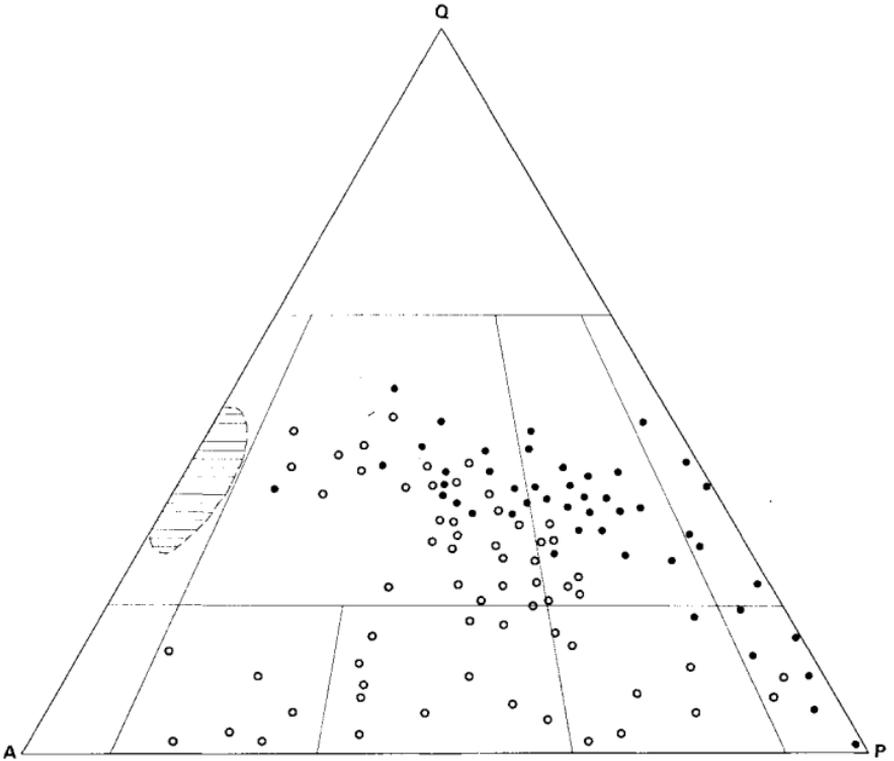
Compartiment du Fango

Ce compartiment méridional est, par rapport au compartiment de l'Argentella, effondré de plusieurs centaines de mètres et décalé vers l'Ouest. Il s'agit d'un effondrement volcano-tectonique lié à la mise en place du complexe volcanique alcalin. Le dyke microgranitique qui cicatrise la faille de Ruvala est à rattacher au complexe du Cinto. Ce secteur est affecté par un système filonien très serré qui rend difficiles les corrélations de faciès. Deux séries sédimentaires principales y affleurent : la première est de composition grésoschisteuse, c'est la série de Chiumi—tour Maraghio, de faciès Culm d'âge dévonien supérieur ; la seconde est grésoschisteuse et carbonneuse, c'est la série de Tuarelli. Cette dernière sera décrite plus loin avec les formations stéphano-permiennes.

d-h. **Calcaire de Capitellu (Strunien)**. Ces calcaires, attribués au Carbonifère depuis Pareto (1845), forment une étroite bande entre deux fractures au sein du « Culm » dévonien. Souvent en dalles, à bandes siliceuses noires, riches en encrines, ils ont fourni (Krylatov et Mamet, 1966) d'abondantes associations de foraminifères, *Endothyridae* en particulier, et d'algues, allant du Famennien terminal (à la base) au Strunien (au sommet). Il s'y ajoute des conodontes des genres *Polygnathus* et *Pseudopolygnathus* (Perret, in Baudelot *et al.*, 1981), caractérisant les zones ToV et ToVI, ce qui s'accorde avec les datations par foraminifères.

Des grès calcaireux verdâtres couronnant les calcaires peuvent provenir les brachiopodes cités par R. G. Teichmüller et G. Selzer (1931) ainsi que le *Productus semireticulatus* signalé par E. Maury en 1905 et qui reste le seul indice en faveur de la présence d'un authentique Carbonifère inférieur détritique.

Cg. **Conglomérats polygéniques**. Ces conglomérats se trouvent en lentilles dans la série grésoschisteuse (flysch de Nuvalizza, cf. *infra*). Le flysch grésopélitique micacé (« Culm de Nuvalizza ») admet des niveaux conglomératiques à galets bien roulés centi- à décimétriques de quartz, quartzites et parfois débris siliceux noirs (ex-lydiennes siluriennes ?) auxquels s'ajoutent, dans le ravin de Capitellu, des éléments plus rares de granitoïdes à muscovite, de rhyolites et de microgranites de composition alumino-potassique. Ces dernières roches sont inconnues parmi les termes les plus précoces du batholite corse (341 ± 9 Ma, soit base du Viséen). Elles peuvent avoir été empruntées



○ Granitoïdes et roches basiques de l'association calco-alkaline magnésio-potassique (données in Orsini, 1980 ; Rossi, 1986 ; Laporte, 1987)

● Granitoïdes et roches basiques de l'association calco-alkaline composite (données in Rossi, 1986)



Granites alcalins hypersolvus (Platevoet, 1985)

Fig. 5 - Caractérisation minéralogique et chimique des roches du batholite corso-sarde

Diagramme QAP (Streckeisen, 1976)

à des roches ordoviciennes du même type que celles du protolite des orthogneiss du panneau métamorphique de Zicavo, en Corse centrale, daté à 458 ± 32 Ma (Rouire *et al.*, feuille Zicavo, en prép.).

d-h2. **Série gréso-schisteuse à conglomérats polygéniques (Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur)**. Les rapports stratigraphiques entre la série de Chiumi—tour Maraghio et les formations du compartiment nord restent inconnus. Notons seulement qu'elle est moins affectée par la tectonique, seules quelques ondulations de grande amplitude y ont été observées.

Cette série de type flysch est constituée par des schistes dont la monotonie est seulement rompue par des bancs gréseux et des intercalations de lentilles conglomératiques (Cg). Le flysch de Nuvalizza, longtemps tenu pour carbonifère, n'apparaît qu'au Sud de la faille de Ruvala, qui l'abaisse par rapport au Silurien du compartiment de l'Argentella. L'épaisseur réelle de ce Culm, recoupé par un réseau serré de fractures utilisées par le magmatisme permien, est difficile à estimer. Il plonge globalement vers le Sud.

Sa base apparente a fourni (Baudelot *et al.*, 1981) une microflore (*Geminospora cf. verrucosa*, *Ancyrospora langi*, *Grandispora cf. spinosa*, *Samarosporites triangulus*), comprenant un fort pourcentage de spores à processus bifurqué. Près de son sommet apparent, à des spores de même type sont associés de nombreux acritarches (*Michrystidium stellatum*, *Lophosphaeridium papillatum*, *Stellinium octoaster*, *Veryhachium trispinosum*,...). Il s'agirait de Dévonien supérieur (Givétien supérieur à Famennien inférieur).

Granitoïdes de l'association calco-alkaline

Association calco-alkaline (U1) à caractère magnésio-potassique

L'association calco-alkaline U1 à caractère magnésio-potassique (Mg-K) affleure en Corse entre l'Est de L'Île-Rousse et le Sud-Ouest de Sartene, de façon continue au Nord du massif du Cinto et discontinue au Sud de celui-ci (Orsini, 1976 ; Pézeril, 1977 ; Rossi, 1986 ; Laporte *et al.*, 1991). Vers l'Est on retrouve ces granites U1 (non cartographiés) en panneaux au Nord-Ouest de l'intrusion des Cinq Frati, sur le rebord oriental de la caldeira du Monte Cinto.

Cette association est formée d'une suite d'intrusions acides de composition monzonitique à syénogranitique, fortement structurées à l'état magmatique selon une direction méridienne. Des roches mafiques ultrapotassiques y sont comagmatiques avec les termes de composition intermédiaire (fig. 5, tabl. 1). Les roches de chimisme intermédiaire à acide sont caractérisées par la présence de macrocristaux de feldspath potassique rose, une charge importante en ferromagnésiens (essentiellement biotite et subsidiairement amphibole, voire clinopyroxène). La titanite (sphène), accessoire constant et caractéristique de ces

roches, est visible macroscopiquement, sa taille atteignant jusqu'à 1 cm dans les termes les plus colorés.

La synthèse des données minéralogiques indique que les granites Mg-K ont été produits à haute température dans un contexte de faible pression d'eau. Sur toute la marge orientale du domaine d'affleurement des granites Mg-K, entre Belgodere et Ajaccio, ceux-ci sont intrusifs dans un socle gneissique affecté par l'anatexie à l'époque de cette intrusion (Rossi, 1986). Les conditions de mise en place des unités Mg-K orientales, dont le caractère a été qualifié de syntectonique (Laporte *et al.*, 1991), ont pu être estimées à 5-6 kbar dans la région d'Île-Rousse d'après l'étude de grenats de migmatites synchrones (*ibid.*). Les relations de terrain montrent par ailleurs que les granites de l'association Mg-K, déjà cristallisés, forment le toit ou sont en enclaves dans ceux de l'association calco-alkaline composite postérieure. L'âge de 339 ± 11 Ma (Rossi *et al.*, 1995) des monzogranites Mg-K de Calvi date la mise en place de ce plutonisme précoce dans l'édification du batholite, durant un épisode anatectique.

γ^{3M} . **Monzogranite hétérogène de Partinello.** Il est constitué d'une masse principale (Partinello—Serriera) et de deux massifs satellites : l'un à l'Est (Onca) et l'autre à l'Ouest (Girolata). Les conditions d'affleurement sont médiocres du fait d'un diaclasage et d'une arénisation intense. Il est fréquemment recoupé par des filons de roches à texture microgrenue et microlitique qui ressortent bien dans la topographie car peu altérés.

Au Nord-Est de Partinello, la roche est localement porphyroïde avec des macrocristaux centimétriques de feldspath potassique dispersés dans une matrice grossière, riche en biotite cloisonnante (10 à 20 % du volume). Le monzogranite, de teinte claire, est le plus souvent à structure équante. Le quartz (20 à 30 %) forme des amas polycristallins globuleux. Le feldspath potassique (30 à 40 %) apparaît en plages xénomorphes moirées ou en macrocristaux maclés Carlsbad, perthitiques, à inclusions de plagioclase et de biotite. Le plagioclase (30 à 40 %) est en lattes automorphes trapues faiblement zonées (oligoclase-andésine) à cœur parfois séricitisé. La biotite brune (5 à 20 %) est toujours fortement chloritisée. Localement et essentiellement dans les faciès à macrocristaux, on rencontre de l'amphibole verte en agrégats polycristallins souvent associés aux minéraux accessoires (zircon, apatite, sphène, minéraux opaques, allanite).

$\rho\gamma_b^{3M}$. **Monzogranite porphyroïde à biotite (Argentella).** Il est associé au syénogranite d'Argentella (cf. *infra*) avec lequel aucune limite tranchée n'a été observée et dont il ne diffère que par une plus forte teneur en macrocristaux soulignant la discrète orientation du monzogranite.

La roche est claire, de grain moyen à grossier, constituée de quartz (30 % du volume de la roche) en plages déformées associées à celles xénomorphes du feldspath potassique (30 %) qui apparaît aussi en

macrocristaux perthitiques, maclés Carlsbad, dont la zonation est soulignée par des inclusions de plagioclase. Ce dernier (35 %) est en individus automorphes trapus à zonation continue (oligoclase-andésine). Les minéraux ferromagnésiens se composent de lattes de biotite brune (5 %) plus ou moins fortement chloritisées et, dans de rares échantillons, quelques amphiboles vert pâle à facules de quartz. De manière accessoire, on rencontre des minéraux opaques, du zircon, de l'apatite et de l'allanite.

$\rho\gamma^2$. **Granite porphyroïde de Crovani.** Il se situe entre les deux massifs du granite de Morsetta avec lequel les contacts sont francs mais parfois complexes, montrant de fréquentes récurrences de chacun des deux faciès granitiques. La roche est de grain moyen, riche en macrocristaux automorphes mauves de feldspath potassique pouvant atteindre 5 cm et se répartissant de manière hétérogène dans la roche (dispersés ou en agglomérats). Le granite renferme des poches de pegmatite à épidote, quelques enclaves de leucogranite ainsi que de fréquentes enclaves dioritiques de taille décimétrique et des schlieren micacés d'attitude conforme à l'orientation générale du granite, très redressé vers le Nord-Est.

Le quartz (35 %) apparaît en plages déformées. Le feldspath potassique est constitué de macrocristaux maclés Carlsbad, zonés et à inclusions de plagioclase et de biotite. Le plagioclase (40 %) est d'habitus automorphe, faiblement zoné (oligoclase) et à bourgeons myrmékites au contact du feldspath potassique. La biotite brune (5 %) forme des lattes automorphes trapues parfois associées aux minéraux opaques, à l'apatite, au zircon et à de rares sphènes.

$\rho\gamma^{1-2}$. **Granite leucocrate porphyroïde à biotite (Morsetta).** Le granite de Morsetta est constitué de deux ensembles situés de part et d'autre du granite de Crovani avec lequel les contacts sont nets et sinueux sans modification de faciès. Il s'agit d'un granite homogène clair, de grain moyen, contenant quelques macrocristaux de feldspath potassique en tablettes mauves, parfois à cerne externe blanc. Dépasant rarement le centimètre, ils soulignent la structure magmatique du granite pentée au Nord-Est, tout comme les rares enclaves de roche basique grenue, aplaties en galettes et disséminées au sein des massifs.

Le quartz (30 % du volume) apparaît en grandes plages déformées, alors que le feldspath potassique (25 %) est soit en plages xénomorphes interstitielles à tendance poëcilitique et de cristallisation subsynchrone de celle du quartz, soit en macrocristaux maclés Carlsbad, à perthites en films et à inclusions de plagioclases et de biotites. Le plagioclase (40 %), en petites lattes automorphes trapues parfois groupées en syneusis, montre une zonation discontinue (oligoclase-andésine), avec un cœur souvent séricitisé, ainsi que quelques réactions myrmékites aux contacts plagioclase/feldspath potassique. La biotite brune, en petites paillettes automorphes, est cloisonnaire des minéraux blancs et s'associe souvent aux minéraux opaques, ainsi qu'à de rares sphènes, apatites et zircons.

$\gamma_{b,sp}^{1-2}$. **Syénogranite leucocrate à grain fin, sphène rare et biotite (Argentella)**. Cette unité intrusive est constituée par un type pétrographique assez monotone; elle arme la chaîne de l'Argentella et se développe aussi plus à l'Est dans la région du col de Novella et de la forêt de Sambucu. Elle est constituée pour l'essentiel d'une roche claire, équante, isogranulaire, de grain grossier à moyen (mine de l'Argentella), parfois plus fin et leucocrate à l'Est (Bocca di u Saltu, Tregno, Tana, Chiumi). Elle apparaît intensément altérée et diaclasée et est parfois lardée de filonnets d'épidote (Capu a u Liccetu) ou de filons de roches volcaniques (Butigene).

Le quartz (25 % du volume de la roche) est en plages déformées interstitielles, de cristallisation subsynchrone de celle du feldspath potassique (40 %), en position interstitielle ou pœcilitique, en cristaux moirés et perthitiques. Les faciès les plus grossiers renferment quelques rares macrocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad, parfois zonés, à perthites en veinules et incluant plagioclases et biotites. Le plagioclase (30 %), en petites lattes trapues, est faiblement zoné (oligoclase-andésine). La biotite est le seul minéral ferromagnésien; elle est peu abondante (1 à 5 %), en petites lamelles de teinte verte à brune, souvent déformées et chloritisées. On rencontre de petites quantités de sphène automorphe associé à des minéraux opaques, des zircons, de l'apatite, de l'allanite et plus rarement de la muscovite.

Association calco-alkaline (s.s.)

η . **Diorite (baie de Caspiu)**. Sous cette dénomination ont été référencées les amphibolites appartenant au complexe métamorphique de l'Argentella (cf. *supra* : « Terrains anté-ordoviciens ») et non aux unités intrusives U2.

$\rho\gamma_{b,C}^3$. **Granodiorite porphyroïde à biotite (Capo al Cavallo)**. Largement développée au Nord (Capo al Cavallo, feuille Calvi : Orsini *et al.*, 1987), c'est une roche de teinte générale grise, de grain grossier à moyen, localement plus fin (San-Quilicu), à mégacristaux de feldspath potassique blancs (2 à 3 cm) dont l'orientation marque la structuration interne de la granodiorite fortement pentée vers l'Est. Le pendage est souligné par de fréquentes enclaves aplaties de roche basique sombre de grain moyen à fin, ainsi que par de rares loupes millimétriques de roches métamorphiques.

L'intrusion de Capo al Cavallo est recoupée, sur la feuille Calvi, par les syénogranites hololeucocrates de Porto-Agro, datés à 339 ± 12 Ma par la méthode d'évaporation sur monozircon (Rossi *et al.*, 1995).

La composition de la roche varie de celle d'une granodiorite à celle d'un monzogranite. L'intrusion est recoupée (Marconcellu) par des couloirs mylonitiques de puissance centimétrique à pluridécimétrique

de direction NNW-SSE. La roche est constituée de quartz (35 % du volume de la roche) en plages globuleuses déformées, de plagioclase (35 %) en lattes automorphes trapues faiblement zonées (oligoclase) et de feldspath potassique (20 %) en plages interstitielles moirées de cristallisation subsynchrone de celle du quartz, ainsi qu'en macrocristaux maclés Carlsbad, finement perthitiques, à inclusions de plagioclase et de mica noir. La biotite (10 %), en grandes lames automorphes souvent chloritisées ou remplacées par un feutrage de petites paillettes, est cloisonnaire des minéraux blancs. De manière accessoire, on rencontre de petits cristaux automorphes de sphène, de zircon, d'apatite, d'allanite et de minéraux opaques.

La granodiorite de Capo al Cavallo a été datée à 341 ± 9 Ma par la méthode d'évaporation du Pb sur monozircon (Rossi *et al.*, 1995). Cet âge est du même ordre que ceux obtenus sur les unités U1 magnésio-potassiques ; cette intrusion, quoique de chimisme calco-alcalin *s.l.*, ne peut être rangée chronologiquement dans le groupe U2 et constitue une entité singulière au sein du batholite. Des galets de rhyolites du conglomérat « westphalien » de Solche (feuille Saint-Florent ; Rossi *et al.*, 1994b) ont livré un âge de 328 ± 12 Ma et présentent une composition chimique semblable à celle des granodiorites de Capo al Cavallo (tabl. 2). Ces données suggèrent que granodiorites de Capo al Cavallo et rhyolites de Solche pourraient représenter les témoins d'un même magmatisme précoce.

Plutonisme U2

La mise en place des plutonites calco-alcalines U2 se déroule au cours de deux événements majeurs qui sont caractérisés à la fois par la composition des magmas produits et par leur structuration régionale :

- mise en place de corps granodioritiques et monzogranitiques U2a fortement structurés selon des directions NW-SE dans la région d'Ajaccio—Sartene, à NNW-SSE dans le centre de la Corse, et auxquels sont liées des roches basiques en septa ou en massifs synchrones ou tardifs ;
- intrusions de lames et de plutons de monzogranites leucocrates U2b orientés NE-SW, qui recoupent le plus généralement les structures précédentes et qui sont accompagnés de la mise en place de corps basiques-ultrabasiques.

Les compositions des granodiorites et monzogranites se disposent, dans une projection QAP (Streckeisen, 1976), selon une tendance calco-alcaline (fig. 5). La minéralogie la plus caractéristique est à quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné An 60-20 dans les granodiorites et An 40-20 dans les monzogranites. L'amphibole verte primaire est restreinte aux granodiorites dont elle est le minéral caractéristique. Les biotites sont assez ferrifères, $0,50 < X_{Fe} < 0,70$, leurs conditions de cristallisation sont caractérisées par une température plus basse et des conditions d'oxydation plus fortes que celles des granites Mg-K.

Les granodiorites et les diorites sont interprétées comme des termes de mélange entre magmas acides et basiques. Les contacts avec le socle métamorphique, présent à l'état de reliques au toit du batholite, sont marqués par des bordures figées qui témoignent de la mise en place des granitoïdes calco-alcalins dans des conditions de moyenne à faible profondeur. Cette mise en place débute par l'intrusion de l'ensemble granodiorites-monzogranites U2a autour de 300 Ma. Les âges obtenus sur les leucomonzogranites témoignent d'une mise en place étalée dans le temps: 290 ± 6 Ma dans le massif de Coti-Chiavari, 284 ± 20 Ma dans le Tenda et 281 ± 5 Ma dans le Nord de la Sardaigne (Cocherie, 1984). L'absence de déformation post-solidus varisque dans les plutonites calco-alcalines conduit à penser que les intrusions se sont mises en place postérieurement aux phases orogéniques varisques majeures, durant un épisode de forte dénudation du bâti.

$\Upsilon_{a,b}^4$. **Granodiorite à amphibole et biotite (Albertacce et Manso).** Cette unité granodioritique au sein de laquelle s'est partiellement installée la caldeira du Monte Cinto, peut être observée dans la région de Manso et d'Albertacce, de part et d'autre de la structure volcano-tectonique, respectivement à l'Ouest et au Sud-Est. Elle se poursuit à l'Est sur la feuille Corte (Rossi *et al.* 1994a), où elle est cartographiée sous le nom de granodiorite à amphibole-biotite, et enclaves à grain moyen, de Casamaccioli. Dans la région d'Albertacce, sa structuration magmatique, déterminée par la mesure de l'orientation de marqueurs comme les enclaves basiques, les schlieren ou le parallélisme de lits de minéraux, indique que l'unité est orientée NW-SE avec des pendages toujours forts, supérieurs en moyenne à 60° , soit vers le Sud-Ouest, soit le Nord-Est. L'unité est recoupée à l'Est et au Sud par les monzogranites à biotite, qui reprennent en enclaves les granodiorites.

Ces roches revêtent une couleur blanc laiteux (le feldspath potassique étant blanc comme le plagioclase), le grain est moyen et les macrocristaux rares (à l'inverse de la granodiorite porphyroïde à biotite du Capu di Manganu). Les ferromagnésiens sont souvent regroupés; l'amphibole, très nettement discernable à l'œil nu, en baguettes de 0,5 à 1 cm, est un bon critère de reconnaissance de ces roches.

L'observation microscopique permet de préciser que les plagioclases, toujours zonés, ont une composition en moyenne An 45-20. Le feldspath potassique est le plus souvent xénomorphe et interstitiel. L'amphibole, de composition proche des ferroédénites ($X_{Fe} = 0,45$) est fraîche et ne montre pas de trace de clinopyroxène relictuel. La biotite coexiste avec l'amphibole sans la déstabiliser. Le quartz est toujours en amas polycristallins. L'apatite et le zircon sont accessoires, la magnétite prédominant sur l'ilménite parfois ourlée de titanite.

Υ_b^3 . **Monzogranite à grain moyen et biotite.** Ce monzogranite à grain moyen, qui affleure au Sud d'Altetacce, montre une faible teneur en

biotite et est caractérisé par l'absence d'amphibole et la rareté des enclaves basiques.

$\rho\gamma^4$. **Granodiorite porphyroïde à biotite (Capu di Manganu)**. Ces roches affleurent autour du Capu di Manganu au Nord d'Albertacce et se poursuivent vers l'Est sur la feuille Corte, au Nord du Capo Terri-Corscia et à l'Ouest du village de Lozzi, où elles ont été reconnues et cartographiées sous la dénomination de granodiorite à amphibole-biotite et macrocristaux de feldspath potassique, de Poggiolo.

La nature du contact avec la granodiorite d'Albertacce n'a pu être observé faute d'affleurements propices. La granodiorite porphyroïde à biotite apparaît très proche, par son aspect et sa composition, de la granodiorite à amphibole et biotite d'Albertacce dont il diffère cependant par la présence de macrocristaux de feldspath potassique et la quasi-absence d'amphibole.

γ^1-2 . **Monzogranite leucocrate à muscovite, grenat, biotite**. Il constitue une lame principale à pendage ouest, puissante d'une centaine de mètres, qui détermine à l'affleurement une falaise méridienne particulièrement bien observable dans la haute vallée du Golo à partir de la route menant d'Albertacce au col de Verghju. Des lames de puissance métrique, parallèles à la lame principale, recoupent fréquemment l'encaissant de granodiorite et/ou de monzogranite, mais n'ont pas été cartographiées.

La roche, à grain moyen à fin, est de couleur très claire et très uniforme, le plagioclase (oligoclase acide), tout comme le feldspath potassique, revêtant une couleur blanche. La biotite, ferrifère, est peu abondante et de petite taille. Des miaroles millimétriques à quartz fumé apparaissent localement. Des bordures à grain fin, voire aphanitiques sur les marges de la lame, ont valeur de bordures figées qui témoignent du contraste thermique entre magma et encaissant lors de sa mise en place.

CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR—PERMIEN INFÉRIEUR : VOLCANISME OROGÉNIQUE CALCO-ALCALIN (U2)

Les formations volcaniques calco-alcalines andésitiques, dacitiques et rhyolitiques sont toutes localisées au Nord d'une ligne joignant Corte à Porto. Les coulées andésitiques affleurent remarquablement au Sud du Monte Senino. Des filons de composition andésitique qui recoupent le batholite au Sud-Est de Calvi sont considérés (Vellutini, 1973a; Fumey-Humbert *et al.*, 1986) comme pouvant représenter des conduits d'alimentation de ce volcanisme; ils auraient assuré la liaison entre les édifices volcaniques et les chambres magmatiques aujourd'hui observables, selon P. Rossi *et al.* (1992), au sein des complexes mafiques-ultramafiques du batholite. Les projections acides, de composition rhyodacitique et rhyolitique, constituent l'essentiel du volcanisme calco-alcalin.

La comparaison des données analytiques sur le volcanisme dacitique et les granodiorites U2 (Rossi *et al.*, 1993) indique que ces roches dérivent de magmas de caractéristiques géochimiques semblables; ceci s'accorde avec les observations de terrain dans la région de Malfalco (Tenda occidental) qui indiquent que plutonisme granodioritique et volcanisme dacitique sont contemporains et congénères.

Formations sédimentaires

h4-5. **Série grés-conglomératique à couches charbonneuses du Westphalien—Stéphanien.** À Tuarelli, la série grés-conglomératique à couches charbonneuses est discordante sur les schistes d-h2. Elle est elle-même surmontée par des tufs andésitiques. Tout cet ensemble sédimentaire et volcanique est l'équivalent de la série charbonneuse d'Osani. Des galets de granite *s.l.* sont présents dans le conglomérat à charbons.

Les niveaux charbonneux d'Osani ont livré une flore du Westphalien supérieur—Stéphanien. Des niveaux charbonneux ont également été observés près de Mausoleu sur la route de Tartagine (feuille de Santo-Pietro-di-Tenda) où ils sont bouleversés par l'intrusion de nombreux filons. D'autres témoins du bassin carbonifère affleurent dans le lit du Fango, sur le plateau de Tetti, sur le sentier de Capronale, sur le sentier de Serriera au Sud du col de Melza et dans la vallée d'Asco à 2 km en amont du village.

Les charbons équivalents de Mausoleu à l'Est du massif volcanique ont livré une flore et une faune du Stéphanien terminal. Enfin, les cinérites intercalées dans les coulées andésitiques d'Osani renferment une flore autunienne.

Formations andésitiques

Elles font suite aux niveaux grés-conglomératiques charbonneux du Carbonifère supérieur et affleurent essentiellement dans la région d'Osani et dans le secteur compris entre le plateau de Parma et la piste qui mène de Serriera à la forêt de l'Onca. On en retrouve quelques lambeaux ailleurs. Le log le plus complet a été relevé à Osani; la piste qui conduit de Bocca à Croce vers Vignola recoupe des tufs surmontés d'une coulée pyroclastique flammée, au-dessus de laquelle viennent des coulées massives alternant avec des niveaux volcano-sédimentaires. Ces formations, dont l'épaisseur totale apparente avoisine 1 000 m, ont un très fort pendage vers l'Ouest. De plus, ce pendage varie de la base au sommet : 60° pour les tufs pyroclastiques de base, 40 à 45° pour les niveaux volcano-détritiques intermédiaires, 20° pour la coulée supérieure. Cette disposition particulière est liée à l'effondrement de la caldeira de Scandola—Senino.

La nomenclature des enclaves dans les laves, telle qu'elle est utilisée ici, s'établit comme suit :

- *matériaux néogènes* et *métagènes*. Ce sont des fragments de magma «neuf» c'est-à-dire de magma dont la venue au jour caractérise l'éruption considérée. Si des fragments de laves étaient encore incandescents, ils sont qualifiés par A. Lacroix (1930) de «néogènes»; s'ils sont refroidis ils sont alors dénommés «métagènes»;
- *matériaux paléogènes*. Ce sont des enclaves provenant d'une éruption antérieure à l'éruption considérée;
- *matériaux homœogènes*. Ce sont des roches grenues, de cristallisation profonde, en relation génétique avec le magma;
- *matériaux énallogènes*. Ce sont les matériaux arrachés au substratum.

ff^α. **Tufs andésitiques flammés**. Les niveaux pyroclastiques de base sont particulièrement bien observables de part et d'autre de la Bocca a Croce, sur la piste de Vignola, à l'entrée du village d'Osani et à l'Ouest de l'anse de Linaghjia.

Ce sont des tufs flammés stratifiés, très épais (puissance apparente 300 m environ). Les premiers niveaux peuvent être totalement dépourvus de flammes, comme sur la côte septentrionale par exemple. De couleur gris verdâtre, ils présentent à Bocca a Croce une pseudostratification grossière de compaction. Les enclaves énallogènes — schistes métamorphiques, quartzites, esquilles charbonneuses, granites du socle — sont abondantes et de grande taille à la base (jusqu'à 10 cm). Les flammes, vert sombre, peuvent atteindre 20 cm de long avec une épaisseur de 3 à 4 cm. Du point de vue minéralogique, la roche est caractérisée sur le terrain par la présence de très nombreuses paillettes de biotite décolorée, quelques amphiboles altérées et des plagioclases.

La mésostase est entièrement recristallisée : quartz, feldspaths, chlorite, calcite, et oxydes de fer. Une structure pseudofluidale est décelable par endroits. Les flammes sont des fragments de ponce recristallisée. On y trouve les minéraux précédemment décrits, dans les mêmes proportions et dans le même état d'altération.

α. **Série andésitique (type Osani) : coulées, tufs, cinérites à plantes**. Les formations cartographiées sous cette appellation comprennent essentiellement des coulées. De nombreux faciès peuvent être distingués sur le terrain, notamment en fonction de la teneur en phénocristaux. Le détail de leurs relations stratigraphiques est difficile à établir en raison de la densité de la fracturation.

Quatre coulées principales ont été reconnues :

- une coulée de 30 m d'épaisseur environ, située sur la piste de Vignola à 400 m de la Bocca a Croce. C'est une roche vert sombre à patine blanchâtre, dans laquelle apparaissent des phénocristaux de plagioclases et ferromagnésiens;

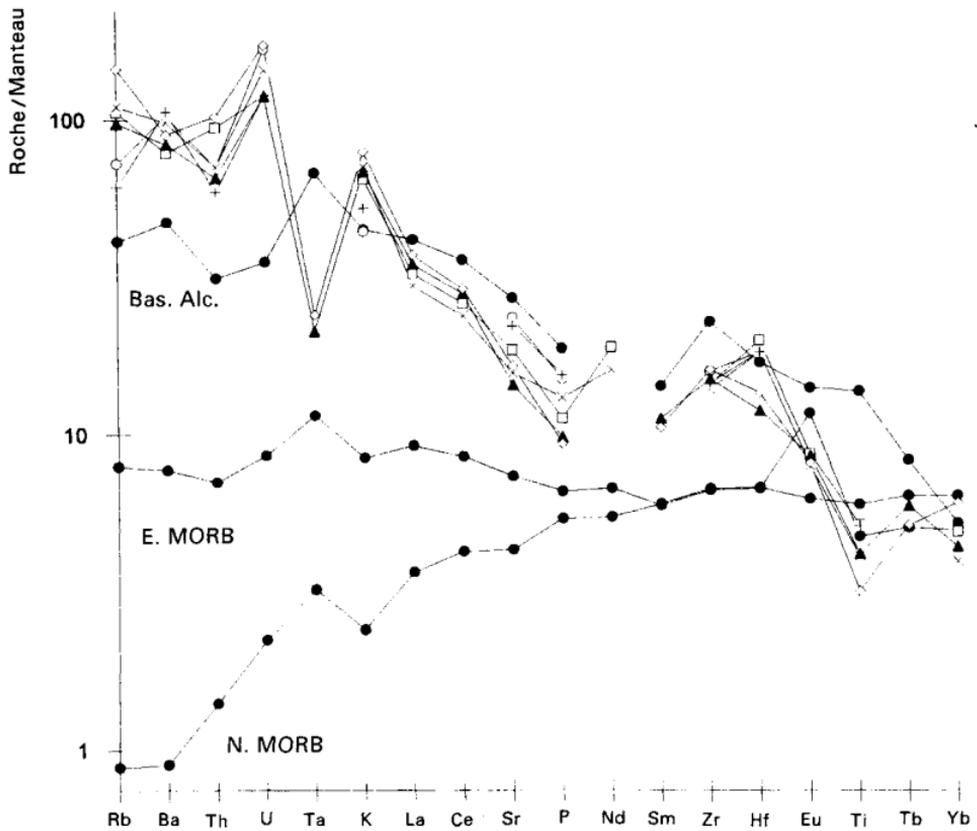


Fig. 6 - Représentation de la distribution de quelques éléments majeurs et en traces des andésites calco-alcalines de Corse

La normalisation est effectuée par rapport à la composition théorique du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989)

Ces compositions sont comparées à celles de basaltes de sites géodynamiques actuels bien reconnus (cercles noirs) : N-MORB, basaltes "normaux" de rides médio-océaniques ; E-MORB, basaltes "enrichis" de rides médio-océaniques ; Bas. Alc, basaltes alcalins des Açores (Lemarchand, 1987)

La projection illustre l'homogénéité de l'ensemble des composition (tabl. 3) des andésites (autres symboles). Sur la base de leurs caractères géochimiques, ces andésites peuvent être comparées à celles de volcans de marges actives (triangles noirs : volcan Tocorpuri, Andes ; Déruelle, 1982)

- une coulée plus épaisse, à gros phénocristaux de plagioclases, sur la crête de Vignola;
- deux autres coulées prismées séparées par une brèche de base, affleurant au niveau de la mer, dans l'anse de Lignaghia, au Sud de la presqu'île de Senino. Leur épaisseur est d'environ 30 m chacune. La coulée supérieure est la moins altérée de toutes les andésites de la série.

Les formations volcano-détritiques sont observables sur la plus grande partie de la piste de Vignola et alternent avec les coulées. Ce sont surtout des niveaux à galets volcaniques et des cinérites stratifiées. La présence de fossiles végétaux est à signaler dans les cinérites situées près du col de Vignola. Ce sont des *Cordaites* de l'Autunien (détermination M. Vozenin-Serra, laboratoire de paléobotanique du Muséum, Paris).

Ces coulées ont été particulièrement bien étudiées par F. Brisset et J.J. Cochemé (1976). Elles montrent une certaine homogénéité de composition minéralogique au moins sur le plan qualitatif. La méso-stase est intensément dévitrifiée. On y observe un feutrage chloriteux dans lequel se détachent les microlites souvent orientés de plagioclase et de fines paillettes de biotite chloritisée. Les roches renferment en moyenne (Cabanis *et al.*, 1990) 22 à 50 % de phénocristaux et sont affectées par un métamorphisme dans le faciès à prehnite-pumpellyite. Le plagioclase primaire est zoné, sa composition variant de An 66-Or 0,7 à An 44-Or 3,8. Le clinopyroxène est une augite dont la composition est similaire à celle des andésites calco-alcalines orogéniques. L'orthopyroxène n'apparaît plus qu'en pseudomorphoses de chlorite et titanite. Beaucoup de laves contiennent de l'amphibole pseudomorphosée par des smectites.

Du point de vue chimique (tabl. 3), ces laves contenant 56 à 60 % de silice sont des andésites au sens large, souvent enrichies en K_2O et pauvres en TiO_2 . Leur composition est comparable à celles connues dans des environnements de zones de subduction, comme au Chili (fig. 6). Cependant, d'après B. Cabanis *et al.* (1990), le rapport Th/Ta de ces andésites (5,2 à 9,1) est élevé mais il demeure toutefois inférieur à celui des andésites calco-alcalines des zones de subduction. Ce rapport est proche des valeurs moyennes de la croûte continentale. Ainsi, le caractère « calco-alcalin » des andésites corses ne résulte pas du fonctionnement de paléo-plans de subduction néovaraisques. Ce caractère a été secondairement acquis par un magma basique tholéiitique alumineux qui a subi une hydratation et une contamination par la croûte continentale (Rossi, 1986; Cocherie *et al.*, 1993).

Formations dacitiques et rhyodacitiques

Les formations dacitiques constituent l'essentiel de la série volcanique de composition intermédiaire. Les formations rhyodacitiques sont plus rares et localisées, elles sont interstratifiées dans les précédentes.

Cet ensemble affleure uniquement à l'Ouest de la feuille les formations se suivent de manière quasi continue depuis Galeria jusqu'à Elbo et s'étendent largement vers le Sud en direction de Girolata. On en retrouve quelques témoins à la Cala Vecchia sur la série andésitique et dans la presqu'île de Senino. Deux types de faciès ont été reconnus (Brisset et Cochemé, 1976) : des faciès à structure microlitique, type Scandola—Senino et des faciès à structure ignimbritique, type Galeria—Focolara.

Dacites et rhyodacites à faciès microlitique

ρα. **Série dacitique de Cala Scandola à passées cinéritiques.** Elles sont localisées entre deux failles : la faille bordière de la caldeira de Scandola à l'Est, qui traverse la presqu'île depuis Elbo jusqu'à la Cala Vecchia et la faille Focolara—Girolata, qui est subparallèle à la première et également en relation avec la formation de la caldeira de Scandola—Senino.

Il s'agit d'une série complexe constituée par des projections pyroclastiques et des coulées de composition essentiellement dacitique dans lesquelles s'intercalent des produits plus acides correspondant à des rhyodacites, qu'il est d'ailleurs impossible de différencier sur le terrain. Au sommet de la série, une coulée dacitique présente des caractères spécifiques (coulée de Cala Scandola).

Ce sont des laves sombres devenant verdâtres par altération. Dans les coulées, la roche est massive et riche en phénocristaux de plagioclase dont la taille est variable d'une coulée à l'autre (de un à plusieurs millimètres). Les minéraux ferromagnésiens, augite, amphibole et biotite, sont également observables à l'œil nu. La structure est toujours microlitique, la taille des microlites atteignant au maximum quelques millimètres. La coulée de Scandola se distingue des autres coulées par sa plus grande teneur en phénocristaux et surtout par la rareté des minéraux hydroxydés. Les rhyodacites, quant à elles, sont plus riches en feldspath potassique.

Les dacites de Senino affleurent, en une formation puissante de 250 m, sous les volcanites alcalines du second cycle magmatique, depuis Vignola jusqu'à 1 km à l'Ouest, en direction du cap Senino. Il s'agit d'une lave bréchique dont le pendage est conforme à celui des volcanites sous-jacentes (environ 50° vers l'Ouest). Macroscopiquement, cette roche est très semblable aux dacites de Scandola.

Les dacites renferment en moyenne (Cabanis *et al.*, 1990) 33 à 39 % de phénocristaux de plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène en minuscules baguettes chloritisées, amphibole et biotite ($47 < XMg < 51$). La composition du plagioclase varie de An 62-Or 02 à An 35,4-Or 2,1. Le clinopyroxène est une augite calcique. Les cristaux corrodés de quartz sont relativement abondants.

Du point de vue chimique (tabl. 4), ces laves contenant de 65 à 70 % de silice sont des dacites et des rhyodacites (Taylor, 1969).

τ^βα. Tufs dacitiques. De composition principalement rhyodacitique, ils sont localisés dans la région de la baie de Focolara. De couleur rouge violacé, ils sont facilement observables sous les ruines de la bergerie du point coté 158, sur le sentier menant de Focolara à Elbo par la Bocca de Cullizola di Tibia. Leur épaisseur peut être estimée à une trentaine de mètres. À la base, ils sont chargés en enclaves centimétriques de granites calco-alkalins *s.l.*, de schistes métamorphiques, et d'enclaves mégagènes de couleur lie-de-vin. Les flammes, fines, longues de 1 cm en moyenne, plus sombres que la pâte, n'apparaissent que dans les niveaux supérieurs. À l'œil nu on distingue des phénocristaux de plagioclase altéré, de rares phénoblastes de feldspath potassique rose et des minéraux ferromagnésiens.

La mésostase, abondante (77 %), recristallisée en quartz, feldspath et phyllites, présente une structure vitroclastique à passées eutaxitiques. Des minéraux opaques soulignent les contours des parois entre les anciennes vésicules. Les phénocristaux constituent 18 % du volume de la roche. Le plagioclase (18 %; taille jusqu'à 2 mm) est largement calcitisé, le feldspath potassique (7 %; taille 1,5 mm) est hématitisé et très fracturé, la biotite est déstabilisée en mica blanc. De nombreuses reliques de minéraux aux formes trapues (ex-amphiboles et/ou pyroxènes?) sont pseudomorphosées en amas de quartz, phyllites, calcite et opaques.

τ^α. Trachyandésite de Punta di Stollu. Situés au bord de la mer, à l'Ouest de Galeria, les trachyandésites déterminent les falaises abruptes de la Punta di Stollu. Ce sont des roches de couleur vert-gris, riches en phénocristaux constitués de plagioclase blanc, parfois zoné et aux formes trapues, et en moindre abondance de feldspath potassique rose.

La structure de la roche est microgrenue, la mésostase (64 % du volume total) est à quartz, feldspath potassique et plagioclase, minéraux phylliteux. Les phénocristaux (36 %), non orientés, sont constitués de plagioclase (20 %; 1 à 2 mm), entièrement calcitisé, de feldspath potassique (11,5 %; 1,5 à 4 mm) hématitisé, craquelé ou en auréoles autour des plagioclases. L'orthopyroxène (1 mm) est chloritisé, le clinopyroxène (0,5 mm) est altéré en chlorite, calcite et minéraux opaques. Les accessoires sont constitués d'apatite bien cristallisée, zircon rare et opaques.

La composition minéralogique, caractérisée entre autres par l'abondance du feldspath potassique, singularise cette roche parmi celles de la région et ne permet pas de l'apparenter aux laves connues alentour.

Dacites et rhyodacites à faciès ignimbritique

Elles sont plus orientales que les premières et surtout situées entre Galeria et Focolara, où elles forment le massif de Muvrareccia. On en retrouve une coulée sur le versant méridional du chaînon de la Punta Luccio, jusqu'au col de Palmarella. Cette dernière est partout limitée par des failles.

*ip*³. **Série rhyodacitique à faciès ignimbritique de Punta Muvrareccia.** Il s'agit d'une série composite présentant plusieurs coulées dont les relations stratigraphiques n'ont pu être mises en évidence malgré le travail cartographique détaillé de F. Brisset et J.J. Cochemé (1976). Cela est dû à la densité du système en relation avec la caldeira de Scandola. Les ignimbrites sont conservées entre les filons qui empêchent toute corrélation latérale.

On y observe de nombreux faciès, dont les principaux sont les suivants :

- un faciès vert non flammé en enclaves homœogènes vitreuses (Punta Bianca). Ce faciès se charge en enclaves énallogènes au niveau de Focolara (enclaves granitiques de 1 m de diamètre);
- un faciès riche en flammes vert sombre (2 à 3 cm) entre la Punta Bianca et la Punta Rossa;
- faciès noir à grandes flammes (3 à 4 cm de long sur 1 cm d'épaisseur). La roche est vitreuse, esquilleuse, et contient des enclaves métagènes vertes; elle est mouchetée de feldspaths blancs.

Malgré la diversité des faciès, la composition minéralogique reste constante dans toute la série : plagioclase, feldspath potassique, quartz, biotite, amphibole, apatite, zircon, pyrite, magnétite. La structure de la mésostase, généralement eutaxitique, peut dans certains échantillons passer aux deux extrêmes : pseudofluidale dans les zones à forte charge, vitroclastique dans les niveaux supérieurs. Les flammes, quand elles existent, sont toujours dévitrifiées en sphérolites.

Parmi les enclaves paléogènes, il faut signaler la présence de dacites de type Scandola.

*ip*³*P*. **Rhyodacites à faciès ignimbritique de Palmarella.** La roche est noire, vitreuse, à patine gris-bleu. Elle est riche en flammes centimétriques et enclaves rubéfiées de très petite taille (0,5 cm de moyenne). Les cristaux millimétriques de plagioclase blanc, très décalcifiés, donnent à la lave son aspect moucheté. La biotite se présente en lamelles chloritisées millimétriques, l'amphibole, de très petite taille, est déstabilisée. La mésostase est entièrement recristallisée en quartz, plagioclase, feldspath potassique, phyllites et minéraux opaques; elle constitue 75% du volume de la roche. Les flammes sont dévitrifiées avec une partie médiane sphérolitique.

Les enclaves paléogènes sont surtout constituées de rhyolites aphanitiques très dévitrifiées.

Cinq analyses ont été effectuées : trois dans différents faciès de la série Galeria—Focolara, une dans la coulée de Palmarella, une dans une dacite plus orientale (1729, tabl. 5). En tenant compte de la silice, les quatre premières analyses correspondent à des dacites (selon Taylor, 1969), la cinquième est une rhyodacite (216, tabl. 5). Contrairement aux dacites microlitiques, les teneurs en Na et K des dacites ignimbrtiques sont très voisines malgré un léger excédent en Na.

Formations rhyolitiques

Les laves de composition rhyolitique constituent l'essentiel des affleurements des volcanites calco-alkalines. Ce sont surtout des coulées ignimbrtiques (tabl. 6). Quelques intrusions en massifs ou en dykes de microgranites subvolcaniques appartiennent également à ce cycle. Les rhyolites ignimbrtiques forment souvent des séries composites où alternent les projections pyroclastiques et les coulées. Ces séries ont été traitées globalement, compte tenu de leur homogénéité de composition minéralogique et chimique. Du point de vue chronologique, la mise en place de la caldeira a induit une intense fracturation et découpé les coulées en un très grand nombre de panneaux indépendants qui rendent la reconstitution structurale de l'ensemble quasiment impossible. L'étude des enclaves a cependant permis d'établir les rapports entre certaines séries, mais ce travail reste à compléter. On distingue les séries suivantes :

- une série ignimbrtique verte, type Calenzana ($i\rho VC$);
- une série ignimbrtique noire, type Monte-Estremo ($i\rho N$);
- une série ignimbrtique rouge, type pont génois ($i\rho R$);
- une série ignimbrtique verte, type Culombo ($i\rho V$);
- une série ignimbrtique violette, type Eltru ($i\rho$);
- une série de tufs soudés de type Erbaghiu (tf);
- une série ignimbrtique composite avec une coulée noire ($i\rho NP$) à la base et quatre coulées vertes ($i\rho VP$) au-dessus, type plateau de Parma;
- une rhyolite massive verte, type Bocca Bassa (ρB);
- une rhyolite massive verte, type Capu di Lumio (ρV).

Du point de vue stratigraphique, la série de Calenzana, la plus importante en superficie et en volume, semble bien la première mise en place. Elle repose partout sur le socle et on la retrouve en enclaves dans la plupart des autres séries rhyolitiques.

La série violette d'Eltru s'appuie sur un soubassement très variable à l'Est, elle surmonte la série noire de Monte-Estremo tandis qu'au centre, elle fait suite à la série de Parma d'une part, et surmonte les andésites de Contra (au Sud de Parma) d'autre part. Cette série semble la dernière mise en place.

La série du Culombo repose, au Capu Tondo, sur la série rouge du pont génois, elle-même supportée par la coulée rhyolitique de Bocca Bassa.

ipVC. **Série rhyolitique verte à faciès ignimbritique (type Calenzana)***. Elle affleure tout autour de la caldeira du Cinto entre les failles bordant l'effondrement du bloc central et les filons annulaires granitiques ou microgranitiques qui cicatrisent les effondrements crustaux liés à la formation de la caldeira. La série ignimbritique a d'ailleurs été conservée uniquement grâce à ces effondrements.

Au Nord, dans la région de Calenzana (feuille Calvi) et du Marsolino, elle repose sur les granites calco-alcalins Mg-K (U1) du socle antévolcanique. On la retrouve dans la même position plus au Nord, formant le massif de San-Parteu en haute Balagne (feuille Calvi). À l'Est, on la suit, depuis la bordure orientale du Monte Padro jusqu'au Capu Verdatu. Dans ce secteur, elle repose sur les terrains métamorphiques et sédimentaires du substratum. Enfin, des panneaux basculés le long des failles bordières de la caldeira affleurent au pied de la face sud du Cinto et dans la région de Calasima.

Cette série, qui est constituée par un très grand nombre de formations volcaniques, correspond à des dynamismes éruptifs variés. Ces formations peuvent être subdivisées en deux grands groupes : les projections pyroclastiques et les coulées ignimbrtiques. Les relations stratigraphiques entre les différentes unités sont cependant le plus souvent oblitérées par la tectonique cassante liée à l'effondrement de la caldeira du Cinto d'une part et, d'autre part, par la tectonique alpine qui a fortement affecté la bordure orientale du massif.

• Les **projections pyroclastiques** sont très peu représentées sur la feuille de Galeria—Osani et affleurent surtout sur les feuilles Calvi et de Santo-Pietro-di-Tenda. Ce sont essentiellement des tufs non soudés durcis par des phénomènes secondaires de recristallisation. Ces tufs reposent toujours sur le substratum antévolcanique et forment la base de la série ignimbritique. Des passées de brèches, lapillis et cendres fines sont parfois associées aux tufs. Dans ces niveaux, les éléments grossiers sont constitués de fragments de rhyolite ignimbritique ou vitreuse de même composition minéralogique que les tufs. Cette minéralogie se retrouve dans le ciment et les passées fines. Ces projections pyroclastiques correspondent à un même magma venu au jour en plusieurs phases, avec un dynamisme éruptif violent de type vulcanien.

• La **série rhyolitique ignimbritique verte** occupe, au Nord de la feuille, la crête qui sépare la moyenne vallée de Ficarella (dans le cirque de Calvi) de la région de Marsolino. Au Sud-Ouest, on la retrouve dans la haute vallée de l'Erco au pied du Monte Cinto.

Cette série, qui débute par une brèche volcanique, se présente sous deux types de faciès :

* Placée en légende de la carte entre la série de tufs soudés de type Erbaghiu (*tf*) et la série rhyolitique de type Parma (*ipNP*), la série de Calenzana, qui est la plus ancienne des séries de rhyolites à faciès ignimbritique, est donc décrite ici.

- à la base, un faciès, non flammé, massif, riche en phénocristaux, domine largement ;
- il est surmonté par un faciès flammé à plus faible teneur en phénocristaux.

La *brèche volcanique* a une épaisseur voisine d'une cinquantaine de mètres au Capu Castellacciu et au Capu Cardellu. Les éléments y sont classés, mais aucune stratification n'y est perceptible. Mis à part quelques fragments anguleux provenant du démantèlement du socle, les autres éléments sont des projections de magma neuf.

La *série ignimbrétique non flammée* qui surmonte la brèche volcanique est formée par une roche de couleur verte en général, pouvant localement devenir violacée, rouge-brun et même noire. La teneur en phénocristaux, bien que variable, reste élevée (35 à 45 %). Les cristaux de quartz sont de taille très variable, de 1 à 10 mm ; parmi ceux-ci, 25 à 30 % des phénocristaux sont toujours fortement corrodés et souvent éclatés. Le plagioclase (oligoclase) est dominant sur le feldspath potassique. La biotite (5 %) ne subsiste plus qu'en amas de chlorite et magnétite ; l'épidote et un mica blanc leur sont parfois associés. La lave contient également de l'apatite, du zircon, de la magnétite primaire, du sphène et de la pyrite. Les enclaves homogènes vitreuses ou microcristallines sont fréquentes.

La mésostase a une structure vitroclastique discontinue. La dévitrification relativement avancée tapisse la roche d'un feutrage extrêmement fin de séricite et de chlorite. Les échardes vitreuses sont souvent recristallisées en phyllites et quartz ; certaines, de plus grande taille, sont entièrement épigénisées par de la calcite que l'on retrouve d'ailleurs en amas diffus dans la pâte.

Cette série se retrouve dans le massif du Capu Verdatu (à l'Est de la feuille) et à la base du Monte Cinto, où elle forme un panneau effondré entre la faille bordière du complexe du Cinto et un dyke de granite alcalin. Là, la roche est massive, de couleur vert clair à patine blanche. Elle contient de nombreux cristaux de quartz enfumé et corrodé, de biotite et de feldspath.

La *coulée ignimbrétique flammée* surmonte la série non flammée et affleure uniquement dans la haute vallée de Frontagna (feuille Calvi). La roche y est gris-vert, dure, mais moins compacte et moins esquilleuse que dans la nappe sous-jacente. Elle contient beaucoup moins de phénocristaux. Macroscopiquement, on y reconnaît surtout des feldspaths et du quartz. La structure de la mésostase reste vitroclastique. Les flammes sont dévitrifiées en phyllites et en quartz. On peut y observer la présence d'enclaves appartenant à la nappe précédente.

Avec des teneurs très faibles en CaO (1 % en moyenne), élevées en Na₂O (3,5 à 4 %) et K₂O (4 à 4,5 %), ces laves de la lignée calco-alcaline peuvent être qualifiées de rhyolites subalcalines (tabl. 6).

ipN. Série ignimbrétique noire type Monte-Estremo. À Monte-Estremo, elle repose sur la granodiorite de Manso par l'intermédiaire d'une puissante brèche. À l'Est, elle est en contact tectonique avec la caldeira du Cinto. Au Sud et à l'Ouest, elle disparaît sous la série

ignimbrétique violette. Cette série de 250 m d'épaisseur est formée par une roche noire, luisante, à éclat vitreux, riche en flammes roses de 2 à 3 cm de moyenne au sein de laquelle les enclaves sont rares.

La lave contient de la biotite chloritisée et des cristaux d'amphibole déstabilisée transformée en chlorite et calcite, ainsi que des cristaux corrodés de grenat almandin ; macroscopiquement, seuls les feldspaths sont visibles. La mésostase, dévitrifiée en minuscules granules de quartz et microlites d'orthose, a une structure eutaxitique. De très nombreux cristallites de magnétite tapissent le fond de la roche. Les minéraux accessoires, zircon, apatite, magnétite, pyrite, leucoxène, sont relativement peu abondants.

Sur le plan chimique (tabl. 6), la roche appartient au cycle calco-alcalin, mais il faut noter les faibles teneurs en CaO, qui font apparaître une légère tendance alcaline.

ipR. **Série ignimbrétique rouge type pont génois.** Cette nappe, qui atteint 300 m d'épaisseur à la Punta a u Corbu, est formée d'une roche rouge brique, massive, compacte et riche en flammes roses de 2 à 3 cm en moyenne. Elle contient de l'oligoclase, de la hornblende déstabilisée, de la biotite et également des grenats corrodés, des zircons, de l'apatite et de la magnétite. La pâte, pseudofluidale à la base de la série, devient vitroclastique au sommet.

Du point de vue chimique (tabl. 6), c'est une rhyolite calco-alcaline très siliceuse (jusqu'à 75 % de SiO₂). Comme dans les autres séries, on y décèle une tendance à l'alcalinité.

ipV. **Série ignimbrétique verte type Culombo.** L'épaisseur de la nappe est difficilement appréciable en raison des nombreuses cassures qui l'affectent. La roche est verte, compacte, esquilleuse ; la teneur en flammes y est extrêmement variable : un des faciès en est quasiment dépourvu, tandis qu'un autre en est exceptionnellement riche. Les relations stratigraphiques entre ces deux faciès en contact tectonique n'ont pas été élucidées.

La nature des phénocristaux reste constante dans les deux faciès mais leur teneur varie de 20 % dans le faciès flammé à 10 % dans le faciès sans flamme. Le faciès sans flamme contient essentiellement des plagioclases, du quartz et du feldspath potassique ; beaucoup plus accessoirement (moins de 1 %), on y trouve de la biotite, de l'amphibole et des minéraux accessoires (zircon, apatite, magnétite, grenat). Le faciès flammé est très riche en plagioclases qui représentent plus de 80 % des phénocristaux.

ip. **Série ignimbrétique violette type Eltru.** Cette série surmonte la série ignimbrétique noire de Monte-Estremo et les andésites de Contra (près du col de Melza). Sa puissance apparente atteint par endroits 1 000 m ; cette épaisseur est en réalité la résultante de nombreux décalages tectoniques verticaux. La lave, souvent bréchique, est très com-

pacte, de couleur violet-noir, à flammes roses. La teneur en phénocristaux est faible. À l'œil nu, on distingue des feldspaths (1 à 2 mm) et du quartz. Parmi les nombreuses enclaves de nature variée que contient la roche, certaines, microgrenues, roses, sont extrêmement abondantes et se retrouvent à tous les niveaux; spécifiques de cette série, elles constituent un excellent critère de reconnaissance.

La structure est vitroclasique, les phénocristaux (10 % de la roche) sont surtout constitués de plagioclases, le quartz, le feldspath potassique et la biotite ne formant que 2 à 4 % de la lave. Les accessoires : zircon, apatite et magnétite, sont également présents.

Du point de vue chimique, (tabl. 6) c'est la série la plus siliceuse et la moins calcique de toutes les rhyolites calco-alcalines, une tendance alcaline y apparaît nettement.

ρv. Rhyolite massive verte. Elle représente un petit affleurement (moins de 1 km²) au Sud de la feuille (Capu di Lumio), où elle repose sur les andésites de Contra. C'est une rhyolite massive de couleur verte, de même composition que celle de Bocca Bassa.

tf. Tufs soudés acides d'Erbaghiu. Ils s'intercalent entre la série ignimbrétique violette de type Eltru (*ip*) à leur base et la série ignimbrétique composite du type Parma qui comporte à sa base une coulée noire.

La **série rhyolitique à faciès ignimbrétique de Parma**, très réduite à l'affleurement (1 km² environ), forme le plateau subhorizontal de Parma situé sur la crête sud de la vallée du Fango. Elle constitue un petit panneau limité par des failles en contact au Sud avec le socle antévolcanique et ailleurs avec la série ignimbrétique violette.

Elle est formée de cinq petites nappes ignimbrétiques vertes ou noires séparées par des niveaux détritiques. La succession synthétique est la suivante, de bas en haut :

- 1 (40 m). Coulée ignimbrétique horizontale, grossièrement prismée, très tectonisée, affleurant bien sur le sentier du col de Melza. La lave, noire (*ipNP*), extrêmement esquilleuse, à arêtes coupantes, est très riche en flammes minuscules (1 mm) qui apparaissent surtout en sections polies. Les phénocristaux sont représentés essentiellement par du feldspath blanc et du quartz. Les enclaves sont petites et souvent homogènes vitreuses.
- 2 (20 m). Formation détritique à petits galets arrondis d'andésite et d'ignimbrite noire (niveau 1). Elle contient également des débris charbonneux. Le ciment est arkosique.
- 3 (15 m). Coulée ignimbrétique verte (*ipVP*), non prismée, pauvre en enclaves et dépourvue de flammes.
- 4 (20 m). Formation détritique identique à celle du niveau 2, avec en plus des galets de rhyolite verte (niveau 3).

- 5 (15 m). Coulée ignimbritique verte : récurrence du niveau 3.
- 6 (0,80 m). Niveaux détritiques contenant des fragments andésitiques, des débris charbonneux, et des galets de rhyolite noire (niveau 1) ou verte (niveaux 3 et 5).
- 7 (15 m). Coulée ignimbritique verte : récurrence du niveau 5. À sa base, elle cimente le niveau détritique 6.
- 8 (6 m). Coulée ignimbritique verte, horizontale, grossièrement prismée, séparée de la coulée précédente par un joint très net. La lave, sphérolitique au sommet, est pauvre en phénocristaux (feldspath). Elle est dépourvue de flammes et contient assez peu d'enclaves.
- 9 (30 m). Formation détritique bien stratifiée, rubéfiée, à pendage 20°SE, constituée par l'alternance irrégulière de niveaux conglomératiques et de niveaux plus fins, arkosiques. Les éléments sont des andésites (90 %), quelques fragments de lave acide et de substratum.

ipNP. **Série rhyolitique noire à faciès ignimbritique (type Parma).** Elle constitue la base de l'ensemble des nappes de Parma. La rhyolite contient 5 % de phénocristaux : plagioclase acide, quartz, sanidine, biotite et quelques fantômes d'amphibole. Sont également présents le zircon, l'apatite, les minéraux opaques et la titanite. La mésostase est vitroclastique et contient de très nombreuses flammes constituées de minuscules fragments de ponce.

ipVP. **Série rhyolitique verte à faciès ignimbritique (type Parma).** Les rhyolites de cette série contiennent environ 10 % de phénocristaux, où les plagioclases dominent une fois de plus ; le quartz, la sanidine et la biotite sont moins représentés. La mésostase a une structure microfelsitique de recristallisation qui masque totalement la structure originelle. Dans une coulée, cependant, il a été possible de déceler quelques échardes vitreuses qui confirment la nature ignimbritique de ces laves. De plus, dans les quatre coulées, on observe des passées riches en fragments de ponce encore identifiables malgré l'état avancé de leur recristallisation.

pB. **Rhyolite massive de Bocca Bassa.** Elle est en contact faillé avec les terrains du substratum métamorphique et du Paléozoïque de la région de l'Argentella—tour Maraghio. Sur la R.N. 199, la lave présente des fluidalités verticales régulières ou très contournées, notamment au niveau du petit pont situé à 1 km en aval de Bocca Bassa, au lieu-dit Dispensa (point coté 91 de la carte 1/25 000 Galeria NW). C'est une roche verte, vitreuse, très dure, dépourvue de flammes, contenant de nombreuses enclaves néogènes vitreuses. Les phénocristaux sont intensément corrodés. Les feldspaths potassiques, légèrement albitisés en taches, contiennent parfois des inclusions de plagioclase. Le quartz est corrodé et parfois fragmenté. La biotite est plus rare et toujours déstabilisée en chlorite et magnétite. Quelques fantômes d'amphibole ont été observés. La mésostase est entièrement dévitrifiée en quartz, feldspath potassique, chlorite et séricite, on n'y observe aucune struc-

ture vitroclastique. Par endroits, la roche présente des fluidalités magmatiques caractéristiques. Des dévitrifications sont observables dans certaines lignes de fluidalité.

La rhyolite de Bocca Bassa, qui revêt tous les caractères d'une lave massive non ignimbritique, montre une faible extension latérale; on y note la présence de fluidalités contournées et souvent verticales, l'absence de flammes ainsi que de structures vitroclastiques ou dérivées. Les enclaves énallogènes demeurent rares et les phénocristaux y sont faiblement fragmentés. Ces caractères sont ceux d'un magma relativement bien dégazé, venu au jour avec un dynamisme éruptif beaucoup plus faible que celui d'une série ignimbritique. Bien que la reconstitution structurale de cet appareil soit rendue impossible par la tectonique cassante, il est évident que cette lave représente une coulée épaisse dont les points de sortie devaient se situer dans le secteur de Bocca Bassa et de Dispensa, là où les fluidalités sont verticales.

Du point de vue chimique (tabl. 6), la rhyolite de Bocca Bassa est la lave la plus potassique du premier cycle volcanique. C'est la seule où les teneurs en K soient supérieures à celles de Na; la roche est également très siliceuse (jusqu'à 76 % de SiO₂), la teneur en CaO est très faible et l'alcalinité élevée.

$\mu\gamma^2$. **Microgranites calco-alcalins en petits massifs.** De nombreuses intrusions de microgranites affleurent dans la région étudiée. Ces massifs se rencontrent dans les formations du socle antévolcanique, notamment dans la série métamorphique de l'Argentella et dans les formations de type Culm de Chiumi—tour Maraghio. Très souvent, ces massifs sont allongés en dykes puissants qui présentent des analogies minéralogiques et chimiques avec les rhyolites. Il s'agit probablement des dykes d'alimentation de ces dernières. Ces microgranites prennent d'ailleurs très souvent un faciès subvolcanique.

PERMIEN SUPÉRIEUR À TRIAS INFÉRIEUR ? : VOLCANO-PLUTONISME ALCALIN (U3)

Les différents niveaux d'érosion des complexes alcalins, de géométrie linéaire ou parfois annulaire, permettent d'observer soit les racines plutoniques des complexes comme à Tolla (Bonin, 1973), soit les niveaux volcano-plutoniques où le granite est clairement intrusif dans la série volcanique (caldeira du Monte Cinto : Vellutini, 1977), soit enfin des niveaux purement volcaniques comme à Scandola (Brisset et Cochemé, 1976). Parmi les termes plutoniques acides de l'association alcaline (Quin, 1969 ; Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980) ont été distinguées une séquence « méta-alumineuse » (granites à amphibole, hédénbergite et fayalite) et une séquence « hypoalumineuse » ou hyperalcaline (granites à amphibole bleue et parfois ægyrine). Ces granites montrent le plus généralement une cristallisation hypersolvus, c'est-à-dire à feldspaths alcalins perthitiques.

Les datations effectuées sur les massifs de granites hypersolvus alcalins définissent une période de mise en place que l'on peut estimer s'être déroulée entre environ 295 Ma (complexes de Bavella, Tolla et Popolasca : Rossi et Cocherie, 1995) et 258 ± 5 Ma (complexe d'Evisa : Poitrasson, 1993). L'observation de liesthériidés mal conservés dans un niveau cinéritique du cauldron de Scandola (Busnardo, *in* Vellutini, 1977) n'a pas permis de définir un âge précis entre Carbonifère et Permien. Dans les dépôts lacustres du Capu Puppiaghia, l'étude palynologique (Fauconnier, *in* Gondolo, 1989) montre la présence, outre de rares débris ligneux et de matière organique dispersée, de rares pollens disaccates (*Platysaccus*, *Lueckisporites*) et monosaccates. L'âge proposé est permien du fait de l'absence de formes caractéristiques du Trias.

Granites alcalins et hypercalins

Complexe d'Evisa—Calasima

Il est formé par plusieurs intrusions allongées selon un axe NE-SW. Dans la partie nord-est se trouve le massif des Cinque Frati qui est entièrement formé par un granite mésocrate à hastingsite, lequel est intrusif dans la granodiorite à amphibole-biotite et les monzogranites leucocrates de Calasima. Du côté nord, le granite du Monte Albano montre une bordure figée à son contact. Cependant, le contact entre les deux massifs ayant rejoué, des faciès d'écrasement peuvent être observés dans les deux granites.

Dans la partie sud-ouest du massif des Cinque Frati, une fenêtre de socle apparaît sur la face nord-est de la Punta Licciola. Cette fenêtre est formée de monzogranite porphyroïde Mg-K (U1) et de monzogranite leucocrate calco-alcalin (U2). Elle affleure en une sorte de langue de 2 km de long et 500 m de large, dont le centre se trouve aux bergeries de Valle Longa; le torrent descendant de la Punta Licciola l'a profondément entaillée et permet d'observer à la base les granitoïdes du socle dans le lit du torrent, surmontés par une alternance de lames granitiques à hastingsite et de socle. Chaque lame de granite à hastingsite montre des faciès figés au contact du socle; celui-ci est souvent disloqué et les fissures sont remplies de granite à riébeckite.

La coupole de granite à riébeckite d'Evisa—Punta Licciola, qui s'étend vers le Sud-Ouest sur la feuille Vico—Cargese, vient, sur sa terminaison nord-est, entièrement recouvrir les granitoïdes calco-alcalins.

Υ_a^0 . **Granite albitique à riébeckite-ægyrine.** Il affleure, pour sa plus grande partie, sur la feuille Vico—Cargese sous la forme d'une immense et unique coupole arrondie, allongée selon une direction NE-SW. Sur la coupure Galeria—Osani n'affleure que la terminaison nord-est de l'intrusion qui ne s'étend guère au Nord du col de Vergio. Au

contact du granite à riébeckite (γ^1_E), le granite albitique à riébeckite-ægyrine présente une bordure figée caractéristique. Le passage au faciès principal de la coupole se fait très progressivement, et sur plusieurs dizaines de mètres. Au Nord, du côté de la vallée de l'Onca, ce granite est en contact d'une part avec les monzogranites du socle et, d'autre part, avec une intrusion de pegmatite à fayalite passant parfois à un faciès aplitique. Là encore, le granite albitique marque sa postériorité par une bordure figée. Un autre caractère particulier de cette coupole est la présence constante sur sa surface structurale d'une enveloppe de pegmatite à riébeckite. Cette « pellicule » pegmatitique de quelques décimètres d'épaisseur se rencontre aussi bien au contact du granite à riébeckite de bordure, que du socle.

Le faciès du granite albitique est très variable suivant les échantillons. Près des bordures, la roche est finement cristallisée. Le trait le plus caractéristique est la morphologie en baguettes fines des cristaux d'albite et de riébeckite, qui donne à la roche une structure que l'on pourrait qualifier de pseudo-doléritique. En s'éloignant vers le centre de l'intrusion, les baguettes d'albite se transforment progressivement en lattes plus courtes et plus trapues ; en même temps, la taille des autres minéraux évolue dans le même sens. Les trois faciès définis par J.P. Quin (1969) : à « lattes » d'albite, à faciès fin et à gros grain, ne représentent que le passage de la bordure vers le centre du massif.

Quel que soit le type pétrographique, la composition minéralogique reste constante qualitativement et quantitativement. Le quartz automorphe est prépondérant (40 % de la roche), le feldspath potassique maclé microcline est partiellement envahi par l'albite secondaire en taches diffuses, l'albite primaire est également bien représentée. La riébeckite en lattes (bordures) et en cristaux trapus (surtout dans les faciès grossiers) se détache très nettement sur le fond très blanc de la roche, qui présente par endroits des passées rosies ou verdies, liées à des zones tectonisées.

L'analyse chimique (tabl. 7) fait apparaître un fort déficit en alumine et une très forte alcalinité, où le sodium domine. C'est un granite hypersolvus de la lignée hyperalcaline.

γ^1_E . **Granite à grain moyen à riébeckite-lépidomélane d'Evisa (faciès de bordure)**. Défini par J.P. Quin (1969), il est localisé sur la bordure sud du massif d'Evisa où il forme une bande de 500 à 1000 m de large, intrusive dans les monzogranites porphyroïdes Mg-K (U1). À l'Est, à partir du col de Vergio, elle s'élargit jusqu'à atteindre 3 km, pour se rétrécir à nouveau vers la Punta Licciola. Cette lame est partout affectée par de très nombreuses cassures subverticales de direction N60°-80°, souvent injectées par des filons acides et basiques ; la densité du champ filonien est particulièrement dense au niveau du défilé de Radule dans la haute vallée du Golo. De très nombreuses diaclases courbes à faible pendage découpent le granite en « bancs » métriques que J.P. Quin (*ibid.*) a qualifié de « carapaces de tortue » ; ces diaclases représentent des joints de refroidissement.

Il s'agit d'un granite clair (indice de coloration = 5 en moyenne) à grain moyen (2 à 4 mm), de couleur jaune-beige, où se détachent quelques agrégats de riebeckite subautomorphe ou xénomorphe. Les cristaux de quartz, en revanche, sont parfaitement automorphes, globuleux, corrodés et groupés en grappes. Les feldspaths, très abondants, semblent former le « liant » entre les deux minéraux précédents et sont responsables de la couleur jaune. Près du contact avec les granites encaissants, apparaissent d'autres minéraux tels que la biotite et quelquefois des « nids » d'astrophyllite. L'æigmatite a été observée dans certains agrégats. On y trouve aussi du zircon, de la fluorite, de la titanite et de la magnétite.

Du point de vue chimique (tabl. 7), c'est un granite alcalin méta-alumineux, où l'indice $Al/Na + K$ est inférieur à l'unité.

Ce granite a été daté à 246 ± 6 Ma ($Sr_i = 0,7039 \pm 0,0016$) par la méthode Rb/Sr (Bonin *et al.*, 1978). L'âge et le rapport initial, mal définis, ont été recalculés à $248,6 \pm 3,0$ Ma ; $Sr_i = 0,7081 \pm 0,0017$ (Poitrasson, 1993). La méthode Nd/Sm sur minéraux a permis de calculer un âge de $258,5 \pm 5,8$ Ma (*ibid.*), cohérent avec les données Rb/Sr.

Complexe de Popolasca—Cinque Frati

Les mesures effectuées par évaporation du Pb sur monozircon des granites hypersolvus métalumineux (GMH) du complexe de Popolasca fournissent des âges autour de 295 Ma : 292 ± 23 Ma (échantillon C21, cf. notice 1/50 000 Corte), 294 ± 10 Ma (éch. Po11, cf. notice 1/50 000 Corte). L'intrusion des GMH interfère ou succède donc très rapidement celle des plutons leucomonzogranitiques calco-alcalins composites (CAC) datés entre 300 et 290 Ma (Rossi et Cocherie, 1995).

Υ_{H}^1 P. **Granite grossier à hastingsite-lépidomélane de Popolasca.** Ce granite, qui constitue l'unité P2 du complexe de Popolasca affleurant pour sa plus grande partie à l'Est sur la feuille Corte (Rossi *et al.*, 1994a), occupe la partie centro-occidentale de la structure en croissant de ce complexe. C'est une roche très compacte et d'une très grande homogénéité dont les constituants cardinaux sont aisément repérables : quartz toujours automorphe, en grappes, et feldspath potassique blanc (parfois légèrement rosé) abondant et riche en perthites. Les taches noires d'amphibole contrastent sur le fond très clair de la roche. La quantité d'amphibole est cependant beaucoup plus faible et la taille des cristaux plus petite que dans la granosyérite à fayalite-hastingsite de Calasima (cf. *infra*) ; l'absence d'enclaves est en outre remarquable par rapport à cette dernière roche.

Au microscope, le quartz est en sections automorphes arrondies, l'albite et le feldspath potassique coexistent au sein de perthites tigrées en larges veines. De l'albite subautomorphe à automorphe, intergranulaire, cicatrice les espaces entre quartz et perthites. Les minéraux

colorés sont groupés en nids et peu abondants (1 à 5 %). L'amphibole a une composition de ferroédenite à ferrohornblende. Elle est très pléochroïque (vert foncé à jaune clair), très ferrifère ($0,94 < X_{Fe} < 0,98$). La biotite, très pléochroïque (jaune paille à noir), est du type annite ($X_{Fe} = 0,95$). Les zircons et l'allanite sont bien moins abondants que dans la granosyérite à fayalite-hastingsite de Calasima; en revanche, de la thorite a été reconnue. La magnétite constitue la majorité de la fraction opaque. La fluorite en section automorphe, tardive, est fréquente.

L'analyse chimique (tabl. 8) montre le caractère très peu calcique de ces granites et leur caractère monotone : MgO, TiO₂, P₂O₅, MnO sont quasiment à l'état de traces. La présence de corindon à la norme confirme leur caractère alumineux, leur faible indice de coloration étant illustré par de faibles valeurs d'hypersthène normatif.

γ_{HS} . **Granosyérite à fayalite-hastingsite de Calasima (granite mésocrate à hastingsite)**. Cette roche affleure dans la région comprise entre la Punta Licciola et les Cinque Frati ; elle est compacte et dure, à grain moyen. Elle fait partie d'une famille de roches dont la composition s'étale depuis les monzodiorites quartziques jusqu'aux granosyérites (Platevoet et Bonin, 1988). Les nombreux cristaux de hastingsite se détachent sur un fond clair formé de quartz limpide et de feldspaths, la roche étant toujours très sombre. En plus de la hastingsite (larges sections subautomorphes) fréquemment transformée en riébeckite en bordure, la fayalite est toujours présente mais transformée le plus souvent en un amas d'oxydes de fer. La biotite (lépidomélane) est également associée à la hastingsite. Les grandes sections d'amphibole contiennent parfois des petits cristaux de clinopyroxène hédénbergitique. La magnétite, le zircon, la fluorine, l'ænegmatite (chevkinite ?) et l'apatite sont également présents.

La granosyérite de Calasima a été datée à 294 ± 10 Ma par la méthode d'évaporation du Pb sur monozircon (Rossi et Cocherie, 1995).

Du point de vue chimique (tabl. 8), il s'agit d'un granite alcalin méta-alumineux. Le rapport Al/Na + K est nettement supérieur à l'unité.

Sur la figure 7 sont comparées les compositions, normalisées par rapport à la moyenne chondritique (Sun et McDonough, 1989), du granite grossier à hastingsite-lépidomélane de Popolasca, de la granosyérite à fayalite-hastingsite de Calasima et de la monzonite du Monte Peloso (feuille Porto-Vecchio). La distribution des éléments représentés est comparable dans les trois massifs, celui du Monte Peloso se distinguant des deux autres par un enrichissement notable.

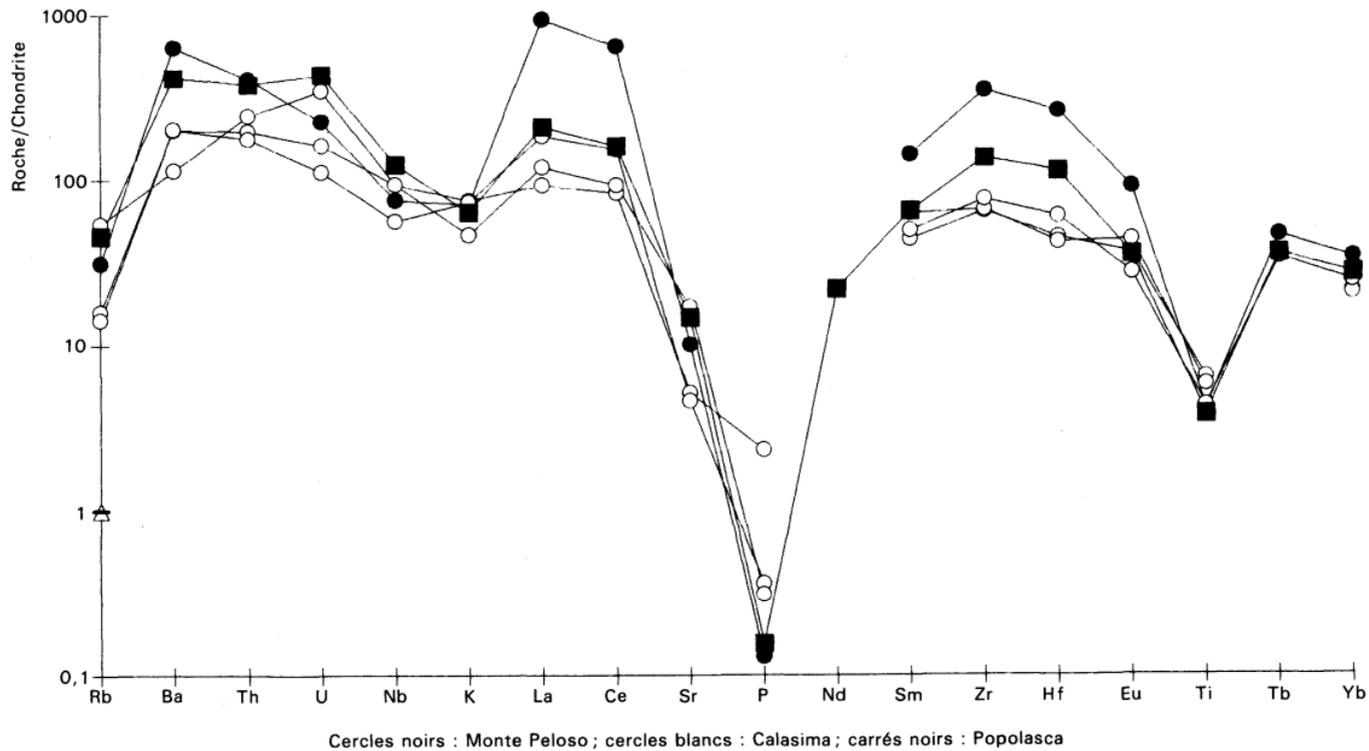


Fig. 7 - Comparaison des compositions du granite grossier à hastingsite-lépidomélane de Popolasca, de la granosyérite à fayalite-hastingsite de Calasima et de la monzonite du Monte Peloso

Au sein du complexe de Calasima—Popolasca, le granite grossier apparaît systématiquement enrichi par rapport à la granosyérite. L'hypothèse d'une dérivation des granites du complexe à partir de la granosyérite (par un processus de type cristallisation fractionnée) est donc compatible avec les données. L'âge confondu — dans les limites des erreurs analytiques — des deux intrusions n'infirmes pas cette conclusion. Une telle filiation entre monzonite et granite hypersolvus a été proposée (Platevoet et Bonin, 1988) pour rendre compte de la genèse des granites hypersolvus méta-alumineux.

Complexe volcano-plutonique annulaire du Monte Cinto

Formations de la caldeira

Trois unités majeures ont été distinguées dans la caldeira, ce sont de la base vers le sommet (fig. 3 et 8) :

- les projections pyroclastiques inférieures ;
- les rhyolites à faciès ignimbrétique ;
- les projections pyroclastiques supérieures.

Une puissance de l'ordre de 3 000 m a été estimée pour l'ensemble de ces trois unités (Mercury *et al.*, 1994 ; Mercury, 1995).

¹ff. Projections pyroclastiques inférieures : brèches, tufs et cendres.

Elles sont surtout localisées dans la partie orientale de la caldeira et sur sa bordure méridionale. Leur épaisseur totale, bien qu'importante, n'est pas mesurable avec précision, d'une part parce que leur base n'apparaît pas et, d'autre part, en raison de nombreuses fractures qui affectent la série.

Ces retombées aériennes stratifiées sont constituées de bancs de brèches, microbrèches, tufs, lapillis, cendres et fragments de ponce. Quelques niveaux métriques de rhyolites flammées y sont intercalés.

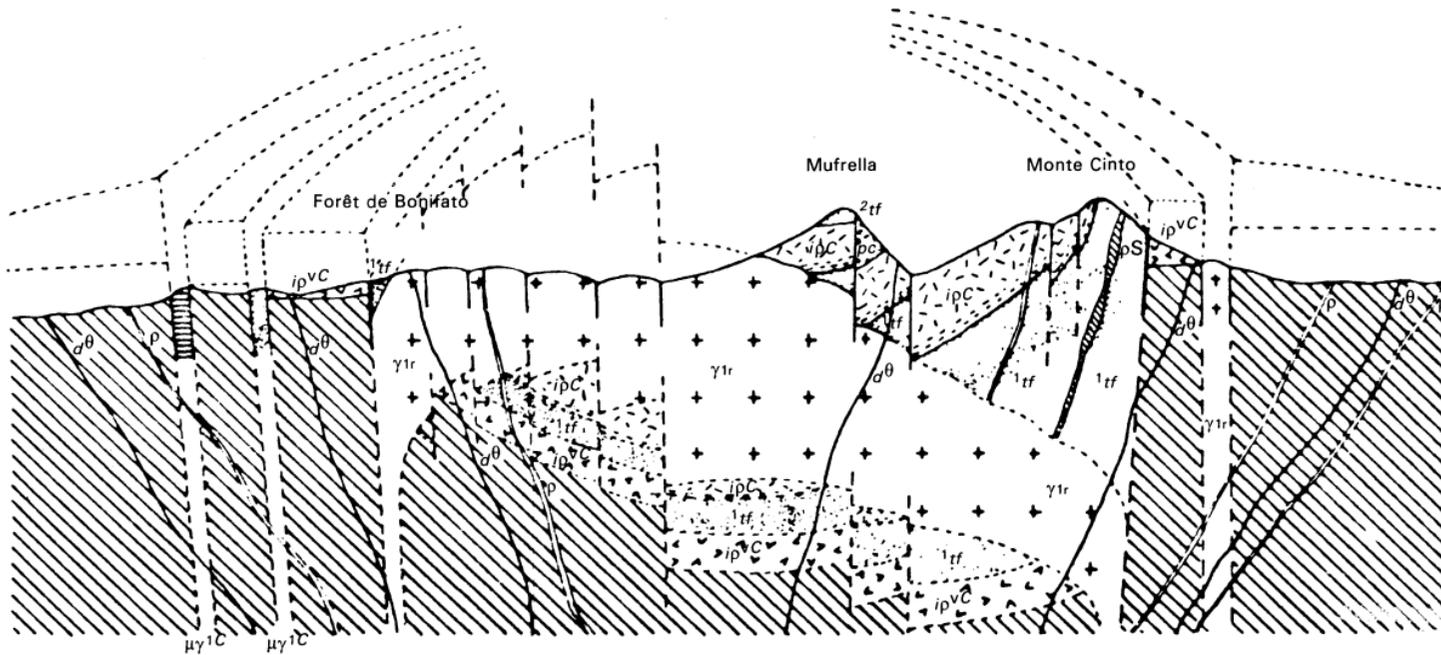
Près des failles bordières, ces bancs sont redressés à la verticale. Tout au long de la « Grande-Barrière » et sur le flanc sud du Cinto, le pendage est de 80° vers le centre de la structure. Dans le lit du torrent de Stranciacone, entre le refuge de Giunte et le pont d'Asco, les bancs sont verticaux et parallèles aux failles bordières (direction N30°). Ces pendages diminuent progressivement vers le cœur de la caldeira. On note 30° le long de la rive droite du ruisseau de Tassineta et 20 à 30° à 1 km en amont des bergeries de Manica, sur le sentier menant au sommet du Monte Cinto.

ipC. Série rhyolitique à faciès ignimbrétique (faciès flammé à la base, massif au milieu, bréchique au sommet). Elle repose directement 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, le plus largement représenté, dont la structure est peu évidente. La partie sommitale

A - Bonifato - Cinto

NW

SE



B - Monte-Estremo-Asco

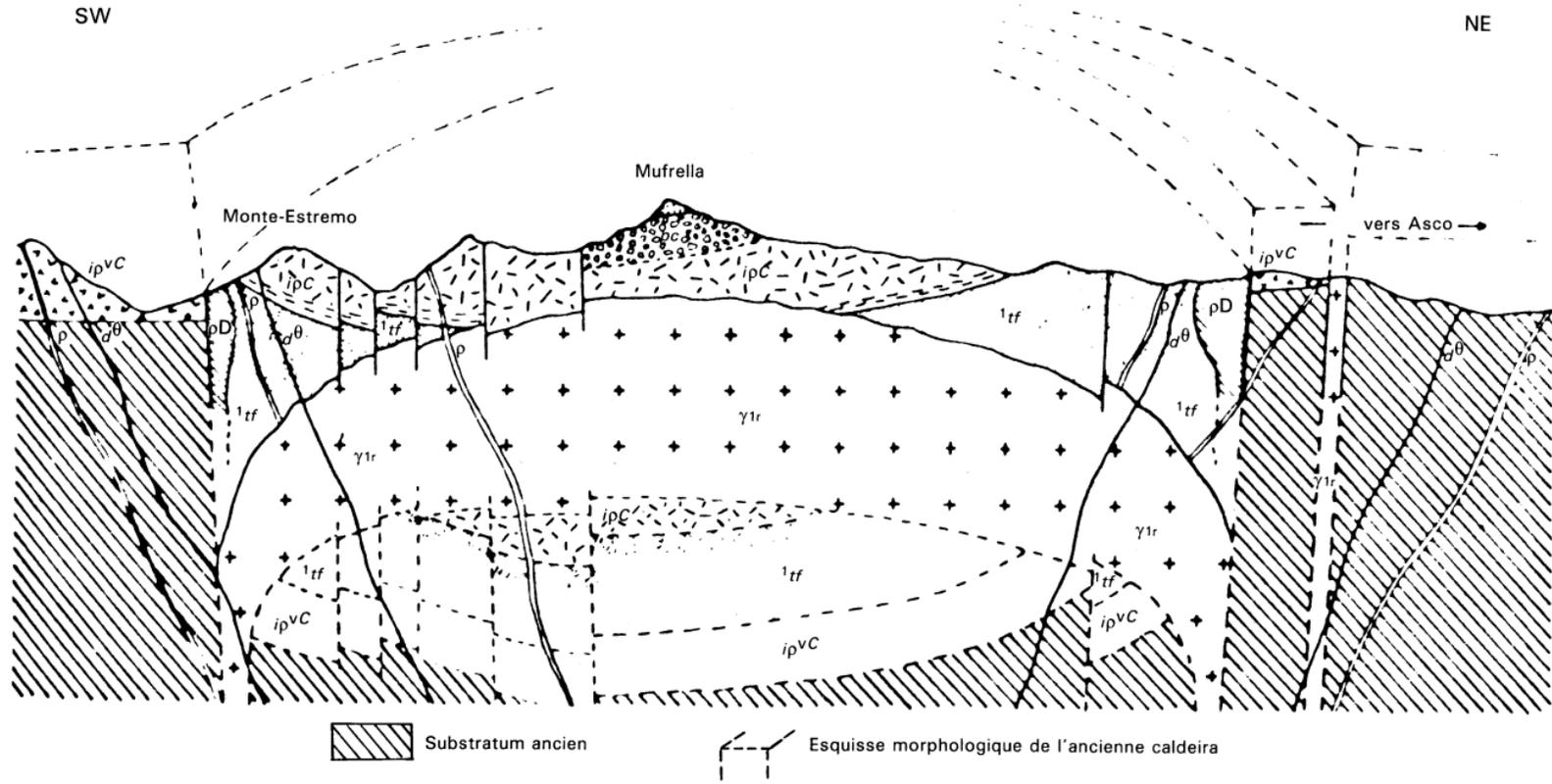


Fig. 8 - Coupes schématiques de la caldeira du Monte Cinto

est bréchique sur plusieurs dizaines de mètres. L'épaisseur totale de la série est voisine de 600 m, sans que l'on puisse y reconnaître des unités de refroidissement distinctes.

Les critères structuraux sont assez rares dans cette unité. Seuls les niveaux flammés de base permettent une reconstitution structurale. Sur les versants nord du Cinto, les flammes sont verticales, les prismes horizontaux. Les mêmes critères permettent de mesurer un pendage de 45 à 50°, centripète, sur le sentier du Cinto au niveau de la Cima de Caldane et sur les deux versants du ruisseau de Tassineta. Au centre de la structure, cette série ignimbritique est subhorizontale, notamment dans la haute vallée de l'Asco à la base du massif de la Muvrella*. Près des bergeries en ruines de Carozzu (cirque de Bonifato, à l'Est du refuge de Spasimata), au-dessus de la coupole granitique, la série présente un pendage subhorizontal mais légèrement centrifuge de 5 à 10° vers l'Ouest, c'est-à-dire vers les bordures de la caldeira.

Sur le terrain, trois faciès principaux ont été reconnus : un faciès flammé à la base, un faciès massif au centre, un faciès bréchique au sommet :

— le *faciès flammé*, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, est une lave compacte et très dure, de couleur rose, riche en petits cristaux translucides de quartz et en feldspaths roses de 2 à 3 mm. Les flammes, violacées ou brunes, de 5 cm de long en moyenne, sont extrêmement abondantes en certains points, notamment au pied de la falaise nord du Monte Cinto et sur les deux versants de la vallée de Tassineta (affluent de l'Asco). Dans la haute vallée de Bonifato, au contact de la coupole granitique, elles sont partie oblitérées par des phénomènes de recristallisation dus à l'intrusion granitique ;

le *faciès massif*, le plus représenté, est, les flammes en moins, rigoureusement identique au faciès de base. Il forme l'essentiel des hautes vallées de l'Asco et de la Melaja et occupe la plupart des sommets de la petite chaîne méridienne qui s'étend depuis la Punta Minuta au Sud jusqu'au Monte Grosso au Nord. Quelques rares flammes y ont été observées par endroits ;

— le *faciès bréchique*, plus sombre (brun violacé), est surtout représenté à la base du massif de la Muvrella sous les projections pyroclastiques supérieures. La roche est extrêmement riche en fragments d'ignimbrite massive, cimentés par une rhyolite ignimbritique brune dont la minéralogie est encore identique à celle des deux premiers faciès.

La composition minéralogique, constante dans les trois faciès, est la suivante : quartz, fantômes d'amphibole, sanidine, zircon. Les phénocristaux représentent 30 à 50 % du volume total de la roche. Les proportions relatives en quartz et feldspath potassique sont très va-

* Mufrella sur la carte.

riables d'un échantillon à l'autre. Les cristaux de quartz (15 % de la roche), de 1 à 2 mm, fortement corrodés, fragmentés, contiennent de très nombreuses inclusions gazeuses et des cristallites d'oxydes de fer. La sanidine, hématitisée, maclée Carlsbad, est souvent albitisée. Les cristaux d'amphibole sont plus rares (2 à 6 % des phénocristaux). Ces minéraux sont toujours déstabilisés, mais les formes extérieures sont parfois conservées. Les produits de la déstabilisation — phyllites, magnétite, hématite, quartz — sont ceux que l'on observe dans les cristaux de riébeckite de la coupole granitique hypovolcanique. Les minéraux accessoires, zircon et magnétite, sont souvent inclus dans les phénocristaux et plus spécialement dans les amphiboles ; la magnétite est d'ailleurs souvent secondaire.

Du point de vue chimique (tabl. 9), ce sont des rhyolites alcalines méta-alumineuses (indice d'agaïcité voisin de 1).

ρC. Coulées de ponce. Elles ont été seulement observées dans la haute vallée de l'Asco où elles forment la Punta Stranciacone (2 151 m) ainsi que la petite crête à 2 003 m entre la Muvrella et la Punta Agulaghia (la dénomination Punta Culaghia sur le fond topographique à 1/50 000 est une erreur : Punta Agulaghia signifie « Pointe des Aigles »). Le pendage des coulées est conforme à celui de la série ignimbritique sous-jacente qui est, là, subhorizontal ; leur épaisseur ne dépasse pas la centaine de mètres.

L'essentiel de la roche est formé de fragments de ponce rhyolitique fibreuse ; les phénocristaux y sont rares (1 à 22 %), ce sont uniquement des feldspaths alcalins et du quartz, ce dernier étant prépondérant. Ces cristaux sont corrodés, fracturés et déformés, le quartz a souvent une extinction roulante et le feldspath potassique est parfois albitisé en taches centrales ; quelques zircons sont présents.

2ff. Projections pyroclastiques supérieures : brèches, tufs et cendres. On les rencontre seulement au centre de la caldeira où elles couvrent la série ignimbritique et forment le sommet du massif de la Muvrella (fig. 8). Il s'agit d'une alternance de bancs, rouges ou verts, de brèches, lapillis et cendres. L'épaisseur, très variable, va de quelques décimètres à quelques mètres. L'ensemble totalise une épaisseur d'une centaine de mètres et son pendage est de 10° vers le Nord-Ouest.

Formations post-caldeira

Ce sont les roches injectées près des failles bordières sous la forme de lames rhyolitiques, de dômes, de filons (filons coniques internes et filons tardifs qui seront traités à part). Elles représentent les éruptions terminales et correspondent en général à un magma dégazé qui cicatrise les dernières fractures.

ρS. Sills de rhyolites passant à des dômes. Les lames rhyolitiques sont très abondantes dans les pyroclastites redressées sur les bordures de la caldeira où elles ont emprunté des dislocations créées par les

derniers mouvements. Ces dislocations se sont produites préférentiellement au niveau des joints de stratification, ce qui explique la structure en lame de ces rhyolites injectées et la concordance structurale entre les pyroclastites et les rhyolites (mises en place à la manière de sills). Il faut d'ailleurs noter que ces rhyolites présentent une bordure figée vitreuse au contact des pyroclastites.

Par endroits, ces lames rhyolitiques s'élargissent pour donner des sortes de « ventres » où les fluidalités ne sont plus parallèles aux stratifications des pyroclastites, mais au contraire très capricieuses. Il y avait très certainement là des espaces libres relativement importants qui ont été comblés par le magma rhyolitique.

ρD. Dômes de rhyolites de la bordure de la caldeira. Ce sont les équivalents des lames rhyolitiques, sur les plans de la nature du magma ainsi que du mode et de l'époque de leur mise en place. Ils sont cependant localisés uniquement le long des failles bordières et représentent des unités indépendantes, sans relations structurales apparentes avec des lames rhyolitiques.

Ces dômes sont véritablement encadrés, limités, par les failles bordières et ne débordent pas sur les terrains du socle. Les fluidalités sont statistiquement parallèles à la direction des failles bordières, preuve que celles-ci ont servi de conduits d'alimentation. Ce sont plus vraisemblablement des dômes intrusifs, peut-être des racines de dômes extrusifs actuellement totalement érodés. Les plus caractéristiques sont celui de Capo di Vegno (au Sud-Ouest de Bonifato), en partie digéré par la coupole granitique hypovolcanique, et celui du Pinte, qui forme une sorte de piton dans la haute vallée de Frontagna près de Calenzana (feuille Calvi).

Sur le plan pétrographique, les laves des sills et des dômes ont des compositions identiques. 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. La sanidine est également peu fragmentée, mais toujours albitisée. Quelques fantômes minuscules d'amphibole ferrifère existent dans la plupart des sills et dômes. L'ensemble des phénocristaux ne représentent que 5 à 6 % de la lave. Le zircon et la magnétite sont les seuls minéraux accessoires observés.

Aucune structure vitroclastique n'a été observée dans ces rhyolites. Les lithophyses, quand elles existent, sont toujours localisées dans les lignes de fluidalité. Elles sont formées d'une alternance de couches feldspathiques à développement radiaire et de couches de calcédoine généralement blanche, parfois rubéfiée par des oxydes ferriques. Le centre de ces lithophyses est rempli de silice amorphe en couches irrégulières développées de l'extérieur vers l'intérieur et pouvant passer à du quartz cristallisé dans le méat central. Souvent, la chlorite secondaire a envahi les zones corticales.

Le faciès bréchiq ue est une variante du faciès fluidal dans lequel la lave, déjà refroidie en certains points, a été fragmentée et remobilisée par du magma neuf de même nature et procédant très vraisemblablement de la même éruption.

Sur le plan chimique (tabl. 9), les sills et les dômes sont fortement sursaturés en silice. Ce sont des rhyolites alcalines méta-alumineuses.

vs. Formation détritiqu e de remplissage de la caldeira (conglomérats, arkoses, pélites). Un seul témoin de cette formation subsiste près de la faille bordière méridionale. Il s'agit d'un ensemble de 350 m d'épaisseur qui constitue tout le massif de la Paglia Orba. Il est formé par une alternance de niveaux conglomératiques très grossiers (blocs roulés de 1 m de diamètre à la base), de conglomérats plus fins, d'arkoses, de pélites.

Le matériel détritiqu e, très hétérogène, est essentiellement constitué par des éléments volcaniques. On y retrouve presque tous les termes de la séquence volcaniqu e de la caldeira, y compris les laves doléritiqu es. Par contre, il ne semble pas y avoir de fragments de substratum antévolcaniqu e, ni de laves du premier cycle ignimbricitiqu e. Ces terrains détritiqu es proviennent donc uniquement de la destruction du complexe et représentent sans aucun doute les produits de remplissage de la caldeira.

Il faut signaler que le pendage des bancs est toujours faible : 5 à 10° vers le Nord. Au sein de cet ensemble détritiqu e, une discordance angulaire contemporaine du dépôt a été observée, ce qui implique que les mouvements de subsidence n'étaient pas totalement achevés au moment du remplissage de la caldeira. Cette formation a été conservée là grâce à un effondrement local.

μYC. Filons annulaires de microgranite alcalin. Le premier filon annulaire (filon d'Asco) se suit sur 50 km depuis Chiorna, à l'Ouest de la caldeira sur la présente feuille, jusqu'à la vallée du ruisseau de Pinara, près d'Asco à l'Est (feuille Corte). Au Nord, au niveau de Calenzana (feuille Calvi), ce premier filon en recoupe un autre, également annulaire (filon de Calenzana), beaucoup plus externe et qui n'a pas été retrouvé à l'Est de la caldeira. Enfin, le filon de Calenzana recoupe lui-même un troisième filon vers le hameau de Porta-Vecchia ; ce dernier filon se prolonge vers l'Ouest jusqu'au golfe de Galeria.

La roche formant le filon d'Asco est massive, esquilleuse, très dure, de couleur brique, et contient 30 à 40 % de phénocristaux. Le feldspath potassiqu e est en baguettes ou en prismes corrodés. Le plagioclase prépondérant, légèrement altéré en séricite, est de l'albite-oligoclase An 5-12. Le quartz se présente en cristaux moins abondants, de petite taille et très corrodés. Le mica noir est en paillettes isolées ou en plages polycristallines qui incluent souvent de nombreux zircons. La mésostase finement cristalline est formée de quartz, feldspath potassiqu e, albite et mica ferrifère. Quelques phyllites secondaires interstitielles sont présentes.

Le filon de Porta-Vecchia présente une composition identique à celle du grand filon annulaire d'Asco ; seules changent les proportions minéralogiques.

Le microgranite du filon de Calenzana est un peu plus grossier que les deux filons précédents, il contient des phénocristaux roses ou verdis de feldspath alcalin pouvant atteindre 5 à 6 mm. À ces minéraux prépondérants s'ajoutent des cristaux de quartz de taille plus réduite (2 mm en moyenne). Enfin, il faut signaler de nombreux amas centimétriques de chlorite à contours diffus. De nombreuses diaclases remplies de phyllites vertes secondaires (alpines ?) recoupent la roche. La mésostase, plus grossière que dans les deux autres filons, est formée de quartz, feldspath potassique, albite, minéraux opaques et phyllites. Le zircon est également toujours présent.

$g_{r1}^1 C$. **Filons annulaires de granite grossier à riébeckite.** Quatre petits massifs granitiques allongés, limités par des failles, s'alignent sur des cassures courbes, parallèles à la faille bordière méridionale de la caldeira. Le massif le plus occidental, le plus étendu en surface, jouxte la caldeira. Les trois autres, de plus en plus petits vers l'Est, sont séparés de la faille bordière par un écran (« screen ») de socle sur lequel on retrouve les rhyolites du premier cycle (série verte de Calenzana). Ces quatre massifs représentent un filon annulaire discontinu de granite à riébeckite. Bien que la continuité n'ait pas pu être établie sur le terrain, il est vraisemblable que ce filon soit l'équivalent méridional et plus profond de l'un des filons microgranitiques. Il faut noter que là encore, les laves du premier cycle ne se retrouvent que rarement à l'extérieur du filon annulaire.

Il s'agit d'un granite rouge rigoureusement identique au granite à riébeckite de la coupole hypovolcanique de Bonifato. Il faut seulement noter que dans le filon, le faciès granophyrique est beaucoup plus largement représenté que le faciès grenu. Ceci est en relation avec les conditions de refroidissement.

Υ_r^1 . **Granite à riébeckite altéré de Bonifato.** C'est surtout dans la partie occidentale du complexe, notamment dans la région de Bonifato, que les granites, intrusifs dans les volcanites, ont été exhumés. Cette coupole de granites à amphibole réapparaît également ailleurs en d'autres secteurs, sous les volcanites dans la basse vallée de la Taïta (affluent du Fango) au Nord du Capu Ghiovu, dans la haute vallée de Tartagine et enfin près des bergeries de Manica au Nord-Est du Monte Cinto.

À Bonifato, la coupole a été profondément entamée par l'érosion, surtout dans le secteur compris entre la cabane de Radi (où se situe la faille bordière) et la maison forestière. Dans ces parties basses, la roche est grenue et les cristaux atteignent en moyenne 4 à 5 mm. Au fur et à mesure que l'on s'élève dans la topographie, et donc dans la coupole, le grain diminue progressivement jusqu'à une texture très

fine (aplitique) et on passe enfin à un microgranite souvent grano-phyrique (bordure figée) en contact avec les ignimbrites de la caldeira. Ce contact se situe dans les hautes vallées de Spasimata, du Ladronecellu et de Purcareccia (près des bergeries d'Ortu di u Piobbu). Toutefois, la nature pétrographique et la texture de l'ignimbrite et du microgranite étant très voisines, ce contact n'apparaît pas toujours nettement. Le passage de la coupole plutonique aux laves est souvent seulement souligné par l'apparition des flammes de l'ignimbrite, parfois par une rupture de pente.

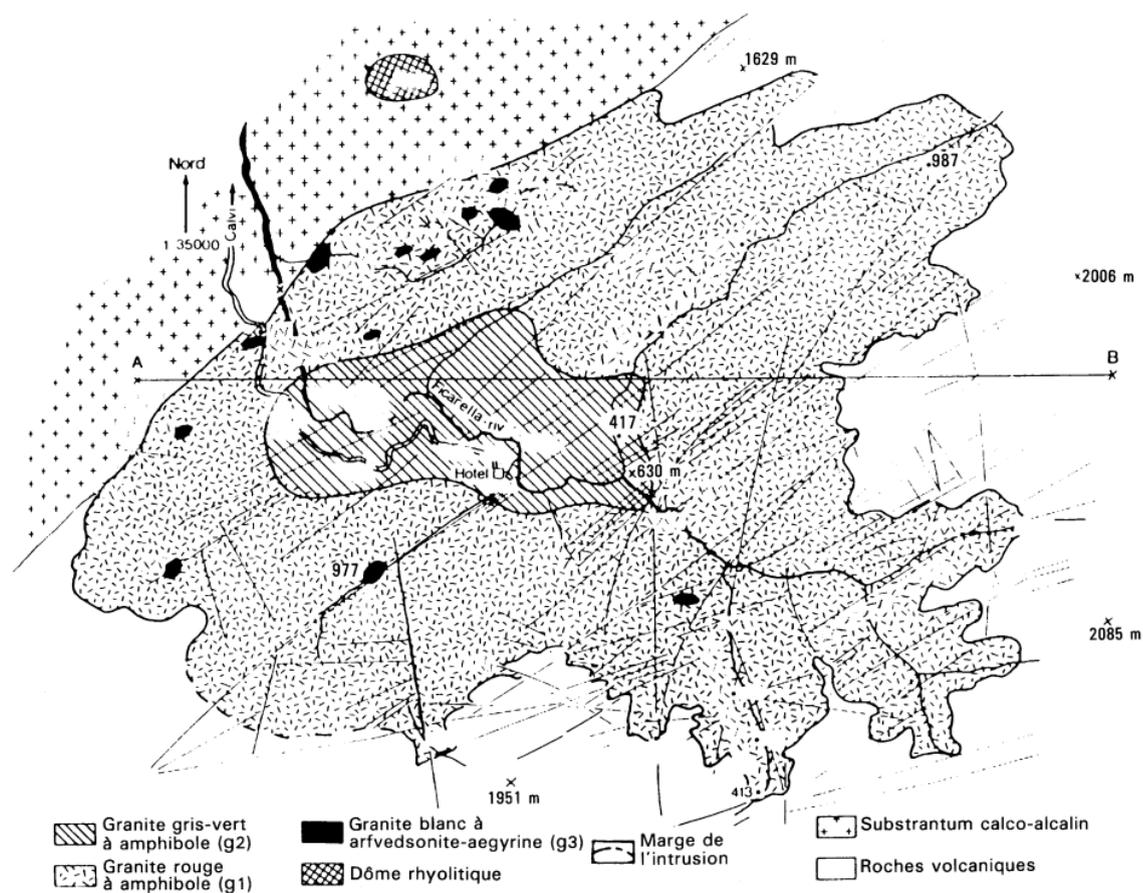
Plus près des failles bordières, on retrouve cette même bordure figée de part et d'autre du col de Bonasa, au contact du dôme intrusif du Capu di Vegno. Ce contact coupole/laves est topographiquement plus bas que dans le centre du complexe.

On doit aussi noter que la surface supérieure de la coupole n'est pas régulière, mais hérissée de crêtes qui s'injectent plus ou moins haut dans les laves. Ces crêtes peuvent avoir des pentes de 50 à 60° le long desquelles le granite se desquame en dalles de quelques décimètres. Ceci est particulièrement spectaculaire près du refuge de Spasimata, où les dalles granitiques, lisses et à fort pendage, sont souvent inaccessibles.

Trois types pétrographiques, tous perthitiques, correspondant à trois intrusions distinctes, ont été distingués et cartographiés dans la coupole (Egeberg *et al.*, 1993) (fig. 9 et tabl. 10) :

— un *granite rouge à amphibole* (g1), miarolitique, de grain moyen (0,3-0,5 cm) à chlorite-amphibole, qui affleure le plus largement et qui constitue la partie haute de la coupole. Sa couleur rouge est due à des inclusions d'hématite dans les feldspaths. Il renferme environ 40 % de quartz, 55 % de mésoperthites et 5 % d'éléments colorés dont l'amphibole (de type arfvedsonite) est souvent transformée en un assemblage de chl + mag + qz. Le quartz, la plupart du temps, est subautomorphe mais se rencontre aussi sous la forme de gros individus tardifs, interstitiels, de couleur violette à blanchâtre. Parmi les minéraux accessoires on note le plus fréquemment des zircons soit limpides et automorphes lorsqu'ils sont blindés dans le quartz, soit plus gros et métamictes lorsqu'ils se trouvent dans des miaroles ou associés à l'amphibole ; magnétite et ilménite sont transformées en hématite + titanite. La fluorite est fréquente dans les cavités miarolitiques ;

— un *granite gris-vert à amphibole* (g2), qui forme le cœur de la coupole dans sa partie centrale et la plus basse. La roche équigranulaire à grain gros (jusqu'à 0,8 cm) à moyen, est localement altérée, sur quelques centimètres à décimètres, en rouge le long de joints. Des feuillettes de ce granite g2 recoupent, dans le cours de la Ficarella, le type g1 rouge. La composition minéralogique est globalement semblable à celle de g1, l'amphibole (winchite à riébeckite) est interstitielle et pœcilitique, du stilpnomélane lui est souvent associé. Parmi les



Les lieux d'échantillonnage sont indiqués par des numéros. Sont aussi indiqués les systèmes de fractures d'après les observations de terrain et les photos aériennes. Les roches volcaniques du cauldron du Cinto sont montrées sans figurés

Fig. 9 - Carte géologique schématique du massif granitique de Bonifato

accessoires, la chevkinite est incluse dans le feldspath K et le quartz, l'allanite souvent associée en agrégats à l'amphibole ;

— un *granite blanc à arfvedsonite-ægyrine* (g3) à grain moyen (jusqu'à 0,5 cm) de texture très changeante, équi-granulaire à porphyrique. Très résistant à l'érosion, il affleure sous forme de petites buttes au sein de g1, surtout sur la bordure de la coupole à proximité du contact intrusif dans les laves. Ce granite, caractérisé par la présence d'ægyrine le plus souvent en symplectiques avec l'amphibole mais parfois en aiguilles, renferme, en sus des accessoires communs à g1 et g2, du pyrochlore uranifère et de la thorite.

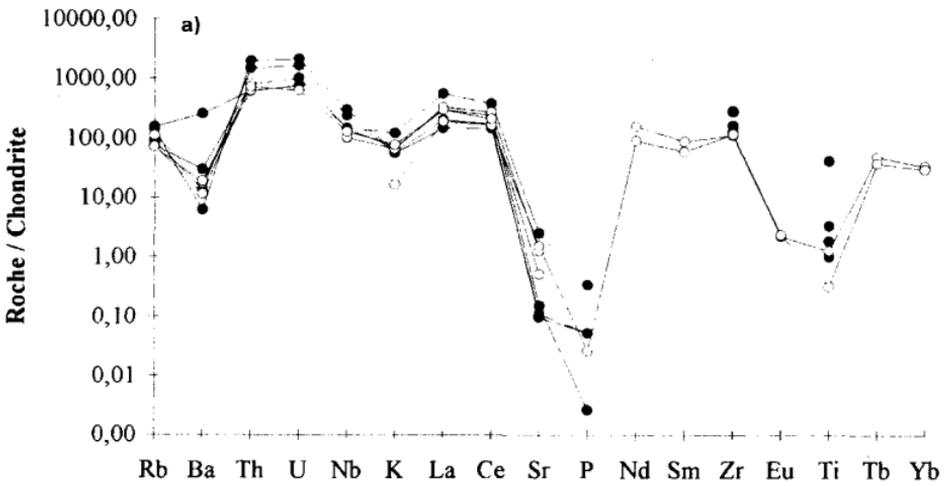
L'absence de contacts très tranchés suggère que l'emplacement des trois unités a été très proche dans le temps ; leur disposition spatiale correspond vraisemblablement au schéma suivant :

- le granite rouge g1 est intrusif dans une caldeira avec à son toit les formations pyroclastiques alcalines et à son mur les granites calco-alcalins (U1 + U2) qui constituent le « socle » des formations U3 ;
- le granite gris-vert g2 s'est mis en place par subsidence souterraine au voisinage de la base du granite g1 ;
- le granite blanc g3 s'est disposé en petits stocks au sein de fractures dans les parties externes du granite rouge g1.

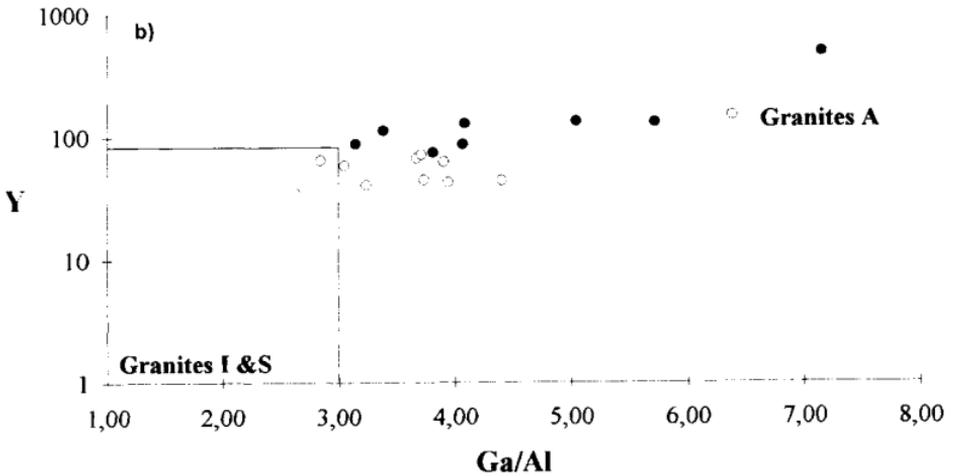
Du point de vue chimique (tabl. 10), l'index d'alcalinité $AI = (Na + K)/Al$ (en atomes) est tel que : $0,87 < AI < 1,04$; les compositions évoluent donc depuis un pôle hyperalumineux à corindon normatif jusqu'à un pôle hyperalcalin (= hypoalumineux). Sur une cinquantaine d'échantillons analysés (Egeberg, 1993), 80 % montrent une composition hyperalumineuse tandis que les seuls 20 % restants sont hyperalcalins. Ce caractère alumineux n'est bien entendu pas primaire mais résulte du départ secondaire d'alcalins en relation avec le remplacement tardif de l'amphibole par de la chlorite sous l'influence de la percolation de fluides tardifs.

La composition du granite gris-vert g2 frais est proche du minimum thermique à 0,5 kbar dans le système Qz-Ab-Or (Tuttle et Bowen, 1958), tandis que celle du granite blanc g3 est proche du minimum thermique à 1 kbar dans le système Qz-Ab-Or + 5 % d'ægyrine (Thompson et McKenzie, 1987). Les granites se sont mis en place au sein d'une accumulation de pyroclastites dont la puissance peut être estimée de l'ordre de 1500 m ; la pression de 0,5 kbar correspondant à cette pile étant du même ordre de grandeur que celle estimée plus haut, on peut en déduire que les compositions des granites g2 et g3 représentent bien celles de magmas de composition de minima dans un système acide dont la composition évolue à peralcalinité croissante.

Sur la base de la distribution des éléments en traces, une lignée d'évolution conduit des granites gris-verts g2 aux granites g3 blancs en passant par les granites rouges g1, qui se traduit par un appauvrissement en Ba et Sr corrélé avec un enrichissement en Rb, Th, U et Zr.



Représentation graphique de la composition de projections rhyolitiques intra-caldeira et de granites de la coupole subvolcanique de Bonifato (normalisation par rapport à la composition chondritique; Sun et McDonough, 1989). Ces roches, de compositions comparables, ne présentent toutefois pas d'enrichissement notable en Nb, Zr, Ti, comme on l'observe généralement dans le cas des magmas alcalins.



Dans une représentation Ga/Al-Y (Whalen *et al.*, 1987), l'ensemble de ces roches se projette dans le domaine de composition des granites alcalins. La zone de recouvrement des compositions correspond aux granites gris-vert de la coupole et aux rhyolites de la série moyenne.

Données analytiques : granites de Bonifato, Egeberg *et al.* (1993)
rhyolites du Monte Cinto, Mercury (1994)

Fig. 10 - Comparaison des compositions des granites de Bonifato (cercles noirs) et des projections rhyolitiques intra-caldeira du Monte Cinto (cercles blancs)

L'ensemble des granites de Bonifato et des rhyolites intra-caldeira présentent des compositions semblables qui témoignent qu'elles sont apparentées à une même source (fig. 10).

Complexe de Scandola—Senino

Formations externes de la caldeira

Elles se présentent à l'affleurement sous trois aspects principaux :

- des projections, comme celles d'Elbo, de couleur blanche ;
- en dômes-coulées rhyolitiques, comme à Capu Licchia ;
- et enfin sous forme de niveaux volcano-sédimentaires ou de nuées ardentes, comme au Capu Puppaghia.

ρM. Rhyolite alcaline massive (dôme ?). Située à proximité de la faille bordière Elbo—Cala Vecchia, à l'extérieur de la caldeira, immédiatement à l'Est du Capu Puppaghia, cette rhyolite alcaline massive est fortement rubéfiée et présente les fluidalités plus ou moins contournées.

br. Brèche stratifiée à éléments de rhyolite alcaline et de basalte. La base des formations du Capu Puppaghia est formée de niveaux volcano-sédimentaires mal stratifiés et de granulométrie variée. Les éléments de cette brèche sont pour l'essentiel, des rhyolites alcalines, des basaltes et des projections pyroclastiques (du type de celle décrite dans la caldeira). Elle est surmontée par une extrusion rhyolitique fluidale accompagnée de sa nuée ardente (éléments monogéniques non classés de même nature que la rhyolite).

tf. Projections pyroclastiques blanches : tufs vitroclastiques, cendres fines et quelques passées plus bréchiques (Elbo). C'est une série stratifiée de tufs ignimbritiques, cendres, lapillis et brèches, dont l'épaisseur totale est de 300 m. Le matériel homogène de tous ces niveaux est constitué de tufs vitroclastiques, ponces, rhyolites massives. Seul le degré de fragmentation de ces matériaux varie. Les enclaves énallogènes sont des granites, des roches métamorphiques et des dacites. Au microscope, les tufs ignimbritiques présentent une structure vitroclastique particulièrement bien conservée. Notons dans ces tufs la présence, en plus du quartz et du feldspath potassique, de cristaux d'albite.

ρDL. Dôme, coulée rhyolitique de Capu Licchia. Cette rhyolite présente tous les caractères structuraux des dômes situés à l'intérieur de la caldeira, elle renferme des enclaves de dacites sous-jacentes. Du point de vue minéralogique, la seule différence d'avec les autres rhyolites est l'apparition de l'albite primaire.

Formations de la caldeira

ρ DS. **Dômes rhyolitiques internes de Senino.** Ce sont des roches de couleur rose orangé, fluidales ou massives, totalement dépourvues de phénocristaux. La mésostase apparaît au microscope formée de quartz, feldspath potassique, phyllites et minéraux opaques; elle présente des sphérolites et des assemblages finement micropegmatitiques de dévitrification. Dans les fluidalités, la structure est axiolitique, le quartz xénomorphe occupant les moindres interstices.

$\mu\Upsilon^1$. **Microgranites granophyriques.** Ils affleurent sur la faille bordière et sont les manifestations, si l'on excepte les petits filons tardifs, des dernières intrusions du complexe. À Elbo, ces microgranites présentent des prismations subhorizontales grossières (prismes à section basale métrique), et sont intrusifs d'une part dans le dôme autobréchifié dont ils recourent les fluidalités, d'autre part dans les niveaux pyroclastiques en bordure de dôme. Ces microgranites montrent une magnifique bordure figée à faciès rhyolitique au contact du dôme. De nombreuses enclaves de basalte doléritique y sont incluses. Lors de son ascension, le microgranite a traversé une formation volcano-détritique à galets basaltiques, qu'il a remontée sous la forme d'une semelle au front de l'intrusion. Ce niveau particulier se retrouve partout au contact du microgranite et des roches encaissantes.

La roche, rouge, contient des cristaux de quartz et de feldspath potassique dont la taille passe de 2 mm en bordure à plus de 1 cm au centre; quelques vestiges verdâtres de minéraux ferromagnésiens sont également observables. Les feldspaths potassiques, maclés Carlsbad, perthitiques, sont souvent corrodés; l'albitisation secondaire ne s'y observe qu'exceptionnellement, en revanche, ils sont fortement pigmentés d'hématite; les cristaux se groupent souvent en agrégats de 2 ou 3 individus. Le quartz, de taille plus réduite, plus corrodé, s'associe quelquefois au feldspath. Les minéraux ferromagnésiens reliques ont des caractères qui rappellent les clinopyroxènes ferro-hédenbergitiques. Parmi les minéraux accessoires, il faut remarquer la taille exceptionnelle des zircons (0,2 mm) et leur zonage. Sont également présents le leucoxène, la magnétite, l'hématite et de fines aiguilles d'apatite.

Les microgranites granophyriques sont du point de vue chimique (tabl. 11) des roches alcalines, méta-alumineuses, mais légèrement plus alumineuses que les laves associées.

ρ SP. **Sills rhyolitiques passant parfois à des dômes (Punta Palazzo).** Les sills forment des lames très épaisses à l'intérieur des deux structures. Bien que les conditions de refroidissement imposent quelques variantes d'une extrusion à l'autre, les faciès et la minéralogie de la lave restent relativement constants.

La rhyolite est fortement rubéfiée et présente des fluidalités plus ou moins contournées suivant l'épaisseur de l'extrusion. La prismation est souvent bien développée, dans certains cas les prismes sont spec-

taculaires comme dans le dôme de la Punta Palazzo. La structure de la mésostase (92 %) est très variable : micropegmatitique, sphérolitique, fluidale à développements axiolitiques, microfelsitique. Ces différentes structures sont présentes simultanément dans un même échantillon. Les phénocristaux (8 % en moyenne) de feldspath potassique (4 %), en cristaux allongés de 2 à 3 mm de long, corrodés, orientés dans le sens de la fluidalité, hématitisés, sont fortement albitisés; l'albite secondaire peut se développer en une auréole limpide autour du cristal primaire ou bien l'envahir partiellement. Le quartz (1 à 2 mm) plus corrodé, peu ou pas fragmenté, peut s'entourer d'une auréole de recristallisation; il forme parfois des assemblages micropegmatitiques avec le feldspath potassique. Les minéraux ferromagnésiens ont été observés seulement dans quelques échantillons. Dans la rhyolite de la Punta Palazzo, certains cristaux de quartz présentent une auréole de recristallisation dans laquelle se développent de fines aiguilles de riébeckite.

pP. Rhyolite du dôme du Capu Purcile. Le dôme du Capu Purcile borde la marge interne sud de la faille bordière Elbo—Cala Vecchia de la caldeira de Scandola. Le faciès macroscopique est une rhyolite rose orangé, claire, fluidale et presque toujours bréchifiée, ce qui détermine sa cassure irrégulière. Les éléments, aux contours anguleux, et dont la taille moyenne varie de 1 à 3 cm, sont englobés dans un ciment peu abondant constitué de petits fragments de cette rhyolite. Les phénocristaux sont rares : feldspath potassique (1 à 2 mm) et quartz (1 mm). La bréchification de cette rhyolite, la présence de minéraux brisés et de fissures remplies de quartz secondaire, témoignent d'un important phénomène de cataclase.

Bien que les conditions de refroidissement déterminent des variantes texturales d'une extrusion à l'autre, le faciès et la minéralogie des rhyolites varient peu au sein des dômes. La composition minéralogique qualitative de la rhyolite du Capu Purcile est semblable à celle du dôme de Canalette.

pC. Rhyolite prismée du dôme de Canalette. La rhyolite sombre du dôme de Canalette est caractérisée par la présence de cristaux trapus de ferro-hédenbergite. Ce sont des cristaux de 1 mm, souvent décomposés en produits chloriteux et minéraux opaques; les minéraux «frais» sont verts et légèrement corrodés.

Les analyses chimiques (tabl. 11) montrent que les dômes, les sills rhyolitiques et les coulées ignimbrtiques ont les mêmes caractères chimiques. Les rhyolites prismées représentent souvent les filons d'alimentation des coulées ignimbrtiques. La composition est celle de rhyolites méta-alumineuses, alcalines.

py. Projections pyroclastiques. Elles affleurent surtout à l'Ouest d'Elbu entre la Cala di Ficaccia et la Punta Palazzo. On en retrouve de très beaux affleurements au Sud entre la Punta Scandola et la

Cala Vecchia. Il s'agit surtout de cendre, lapillis, brèches granoclassées et passées ignimbristiques.

Les brèches et lapillis forment des niveaux dont la puissance varie entre un et quelques mètres d'épaisseur, leur couleur est brune plus ou moins intense. Les éléments sont essentiellement des enclaves métagènes et paléogènes : rhyolite à phénocristaux de quartz et feldspath potassique, rhyolite fluidale, rhyolite sphérolitique, rhyolite aphanitique dévitrifiée. Il faut y remarquer la présence d'enclaves de basalte et plus rarement de laves dacitiques et de rhyolites ignimbristiques calco-alcalines U2.

Le ciment est composé par les mêmes produits, mais encore plus fragmentés. Ce sont des cendres, en bancs peu épais (quelques décimètres), constituées des mêmes matériaux totalement pulvérisés ; leur couleur rubéfiée est due à la teneur en oxydes de fer. Les passées ignimbristiques sont intercalées dans les cendres et les brèches, ces passées, flammées ou non, présentant au microscope une structure eutaxitique ou vitroclastique. Dans certains niveaux, les flammes sont vitreuses, dans d'autres ce sont des fragments de ponce.

β. **Basaltes.** À Scandola, on peut les observer, sur la côte, à la Cala du Ficaccia (à l'Ouest d'Elbo), près de la Punta Scandola et au centre de la caldeira, aux bergeries en ruines de Piazzili Scandola. Ce sont soit des coulées franches parfois vacuolaires, soit des pillow lavas emballés dans des hyaloclastites de pillows. Macroscopiquement, la roche, verte, très pauvre en phénocristaux, a un aspect doléritique où les microlites sont souvent visibles.

Au microscope, la structure est ophitique, la pâte est très peu abondante (10 % environ) et très chloritisée, les cristaux de plagioclase forment l'essentiel de la lave. Les phénocristaux (0,5 à 1 mm) sont rares, très corrodés et entourés d'une frange d'albite. Les microlites sont prépondérants et peuvent atteindre 1 mm de long. L'olivine, en petits cristaux automorphes, est toujours présente quoique iddingsitisée et chloritisée. Le pyroxène est altéré en chlorite, calcite et minéraux opaques ; quelques échantillons plus frais ont cependant livré des cristaux d'augite. La teneur en Ti des clinopyroxènes, plus élevée que dans les andésites calco-alcalines, confère aux basaltes un caractère tholéiitique, leur teneur en Ca + Na les distinguant nettement des clinopyroxènes de basaltes alcalins (Cabanis *et al.*, 1990).

Les basaltes présentent des altérations secondaires aussi bien au niveau des vacuoles et des veines associées que dans la mésostase. Les phases en présence ne sont pas toutes en équilibre et témoignent de conditions de cristallisation en relation avec la circulation de fluides deutériques (formation de clinopyroxènes alcalins) dans une gamme de température de l'ordre de 320 à 500 °C, tandis que d'autres sont compatibles avec un métamorphisme de bas degré (albite, datolite, chlorite ± pumpellyite) plus tardif, dans une gamme de température de l'ordre de 100 à 270 °C à moins de 4 kbar (Lassauvagerie, 1993).

Du point de vue géochimique les analyses des éléments majeurs (tabl. 12) montrent que les basaltes renferment de faibles teneurs en CaO due à l'albitisation. La forte teneur en eau (> 3 %) est en relation directe avec la chloritisation. La valeur du rapport Th/Ta, voisine de 3, est intermédiaire entre celle des roches des séries volcaniques post-orogéniques continentales et celle des séries anorogéniques ayant subi une contamination par de la croûte continentale. L'origine des basaltes de Scandola pourrait ainsi être recherchée dans la fusion d'une source mantellique enrichie par une petite quantité d'un composant continental (Cabanis *et al.*, 1990).

La composition de ces basaltes s'inscrit dans une tendance d'évolution géochimique du magmatisme tholéiitique permo-carbonifère de Corse. La distribution des éléments en traces de ces basaltes recouvre en très grande partie celle des andésites calco-alcalines (cf. fig. 6). Les échantillons représentatifs des magmas les moins contaminés par la croûte continentale, sélectionnés sur la base de leurs teneurs en Cs, Hf, Ta, présentent des compositions de basaltes aux caractères de MORB enrichis, qui témoignent d'un emplacement à l'aplomb d'une zone d'amincissement crustal (Cocherie et Rossi, 1994) (fig. 11 et 12).

brp. **Brèche de nuée ardente (Scandola).** C'est une formation de quelques mètres d'épaisseur située à la base de coulées ignimbritiques (*ipS*) de la baie d'Elbo. Ce sont des éléments monogéniques non classés de même nature que la lave rhyolitique sus-jacente.

lh. **Lahars.** Le plus bel affleurement de lahar se situe sur la bordure occidentale de la petite île de Gargalo, mais on en observe également le long de la côte entre la Punta Palazzo et la Punta Scandola, intercalés dans les coulées ignimbritiques. Ce sont des coulées formées de blocs, dont certains peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres cubes, dans un ciment arkosique et cendreuse présentant des figures d'écoulement turbulent. Tous les blocs appartiennent au second cycle volcanique U3 : basaltes, hyaloclastites, fragments consolidés de projections pyroclastiques, rhyolites fluidales (parfois autobréchifiées) et ignimbritiques (plus rares) à quartz et feldspath potassique.

ipS. **Coulées rhyolitiques à faciès ignimbritique.** Elles sont très abondantes à l'extrémité occidentale des presqu'îles. Ces coulées de quelques dizaines de mètres d'épaisseur voient leurs caractères pétrographiques et chimiques rester relativement constants. Ce sont des laves rouges, riches en flammes dont la taille, variable, peut atteindre 20 à 25 cm. Les cristaux de quartz et de feldspath potassique rose se détachent sur un fond de pâte dévitrifiée.

Au microscope, une structure eutaxitique est décelable dans les échantillons qui sont peu affectés par la dévitrification. Les phénocristaux (20 à 35 %) sont pour l'essentiel constitués de feldspath potassique et de quartz, la plupart des feldspaths (1 à 3 mm) étant fortement hématitisés et corrodés : beaucoup d'entre eux sont fracturés

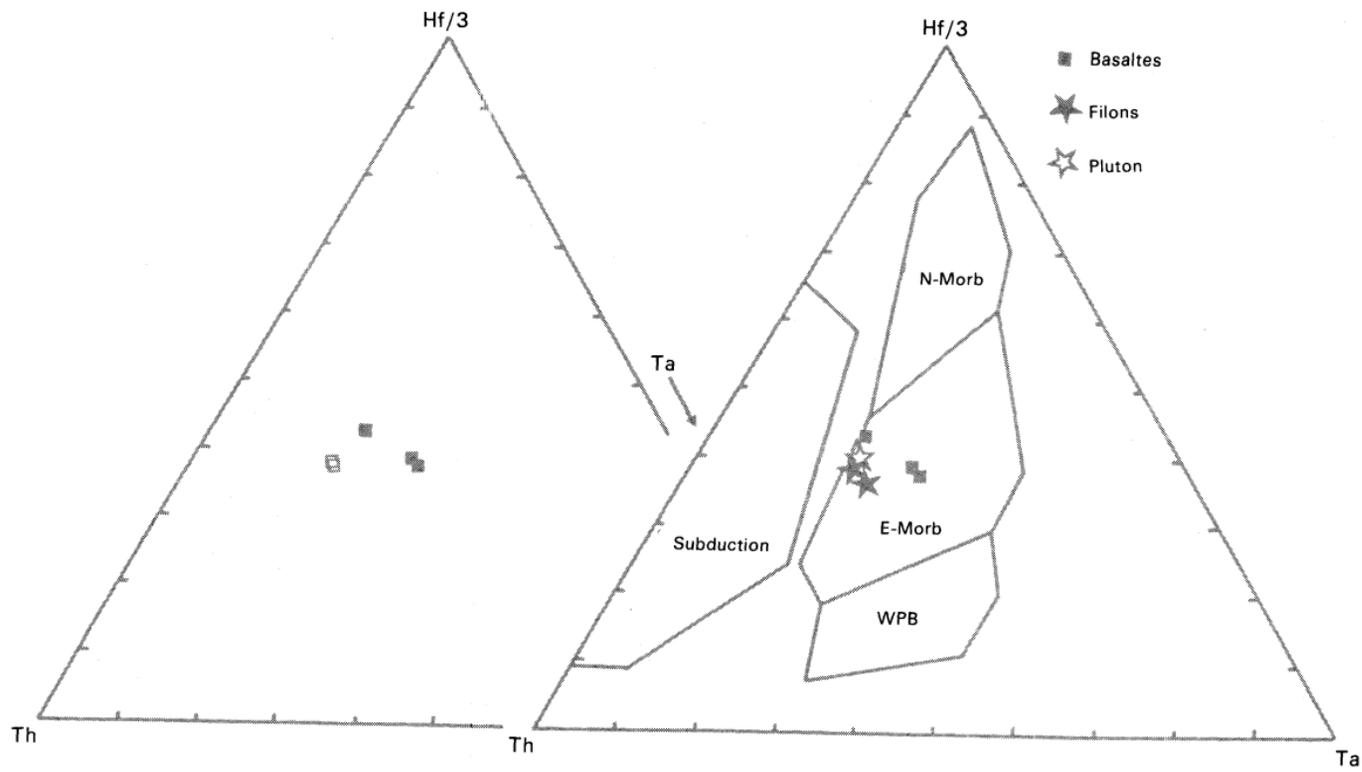


Fig. 11 - Position des basaltes de Scandola dans la diagramme Hf/3 - Th - Ta

WPB : basaltes intraplaques

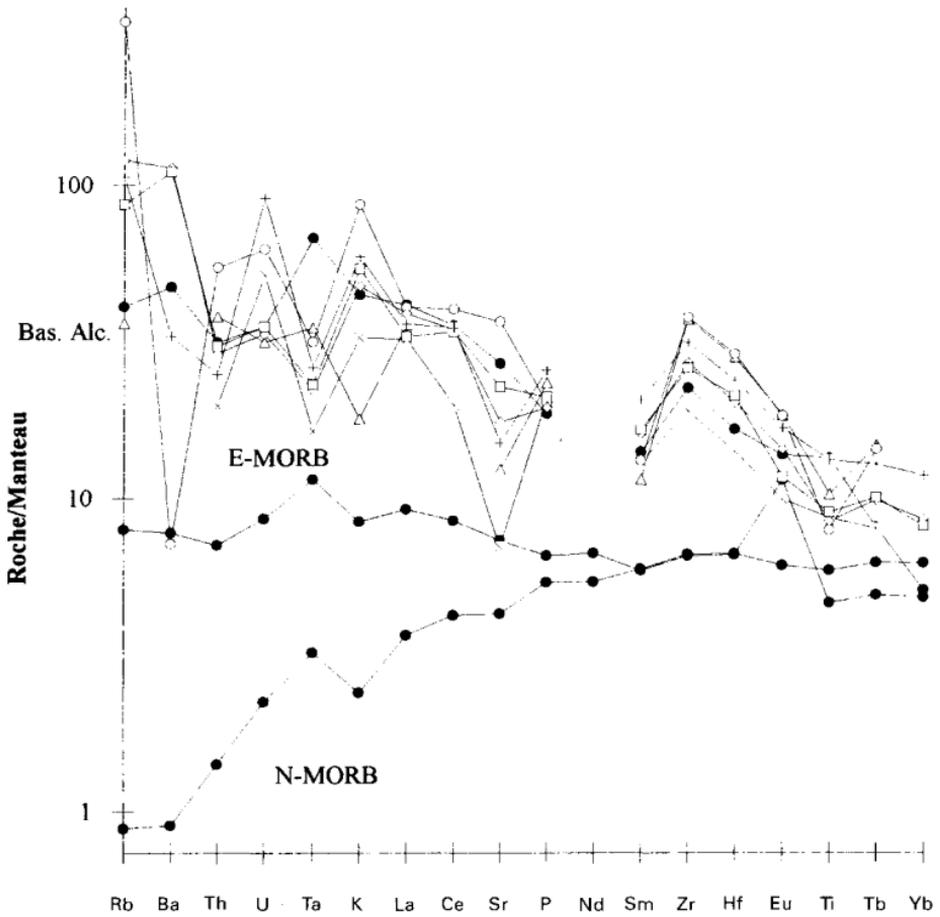


Fig. 12 - Représentation de la distribution de quelques éléments majeurs et en traces des basaltes des coulées de Scandola-Senino

La normalisation est effectuée par rapport à la composition théorique du manteau primitif (Sun et McDonough, 1989)

Ces compositions sont comparées à celles de basaltes de sites géodynamiques actuels bien reconnus (cercles noirs) : N-MORB, basaltes "normaux" de rides médio-océaniques ; E-MORB, basaltes "enrichis" de rides médio-océaniques ; Bas. Alc, basaltes alcalins des Açores (Lemarchand, 1987)

Les compositions des basaltes (autres symboles) se répartissent dans un domaine de variation assez large, elles se distinguent toutefois notablement de celles de basaltes alcalins par l'absence d'anomalie positive en Ta et Ti

et albitisés de façon quasi systématique. Le quartz est intensément corrodé et s'associe parfois au feldspath en cristaux micropegmatitiques. Quelques minéraux ferromagnésiens, de très petite taille, totalement altérés en produits chloriteux et oxydes de fer, ont également été observés. Les minéraux accessoires sont, par ordre d'importance, le zircon, la magnétite ainsi que quelques très rares apatites. La mésostase est souvent dévitrifiée en quartz et feldspaths alcalins, les oxydes de fer ayant fortement imprégné la trame recristallisée. Les flammes sont microponcifiées et également dévitrifiées.

Les enclaves de socle sont pratiquement inexistantes. En revanche, les éléments volcaniques paléogènes, comme les basaltes et les rhyolites à structures variées, sont fréquents. La composition chimique (tabl. 11) est celle de rhyolites méta-alumineuses légèrement déficitaires en Al_2O_3 .

FILONS

Le système filonien de la Corse du Nord-Ouest est d'une rare densité. C'est ainsi que dans la vallée du Fango les filons occupent en moyenne 25 % de la surface, avec des secteurs où leur proportion dépasse 50 % et d'autres encore où ils masquent entièrement l'encaissant. Les roches qui constituent ce système appartiennent pour la plupart au magmatisme U3 (second cycle volcanique). Elles recourent en effet le substratum et les laves calco-alcalines U2 (premier cycle), voire certaines formations alcalines U3 (deuxième cycle éruptif). Depuis J. Deprat (1907), qui a donné des descriptions minéralogiques très détaillées de nombreux faciès et déjà quelques analyses chimiques, de nombreuses études pétrographiques ont été effectuées sur les filons par W.A. Bodenhausen (1955), A. Dutt (1955), F. Hamann (1969), P.J. Vellutini (1977) et F. Fumey-Humbert (1989).

En ce qui concerne le magmatisme calco-alcalin U2 (premier cycle), les données de terrain ainsi que les analyses pétrographiques, géochimiques, et chronologiques ont amené à proposer que les filons microgranitiques calco-alcalins ($\mu\gamma^2$) représentent le remplissage des conduits d'alimentation des rhyolites du premier cycle (Vellutini, 1977) et que les filons basiques de chimisme calco-alcalin représentent les conduits d'alimentation du volcanisme andésitique (Fumey-Humbert, 1989). La nature andésitique du matériel observé étant héritée de phénomènes d'hybridation d'un magma tholéiitique par de la croûte continentale, de telles andésites ne signeraient pas la présence de phénomènes de subduction tardi-varisques à l'instar de celles des marges actives de type andin (Vatin-Pérignon *et al.*, 1992) mais résulteraient de phénomènes qui se déroulent dans un contexte extensif de type « Basin and Range » (Rossi *et al.*, 1992 ; Schaltegger et Corfu, 1995).

Les complexes mafiques-ultramafiques tholéiitiques reconnus dans le batholite auraient constitué des chambres magmatiques en relation avec le volcanisme andésitique, des relations de même ordre reliant

plutons granodioritiques avec le volcanisme dacitique et plutons monzogranitiques avec le volcanisme rhyolitique (Rossi *et al.*, 1992, 1993).

Pour de magmatisme alcalin U3 (deuxième cycle), les relations entre plutons et leurs équivalents volcaniques sont très clairement illustrées dans les systèmes des caldeiras (Vellutini, 1977).

Le dispositif structural général au sein du batholite pour les associations magmatiques U2 et U3 peut donc être reconstitué selon le schéma suivant : les formations volcaniques représentent un étage supérieur, les intrusions granitiques et mafiques un étage inférieur, le système filonien représentant dans cette hypothèse les dykes d'alimentation qui font correspondre les plutons et leurs équivalents éruptifs.

Filons calco-alcalins U2 (premier cycle)

α . **Andésite.** Des filons d'andésite et trachyandésite recourent le socle paléozoïque. Ce sont des roches grises à patine claire contenant des plagioclases, des amphiboles et des biotites déstabilisées. Des structures fluidales conformes aux épontes sont parfois observables. Leurs compositions varient depuis celles d'andésites aux dacites. Ils se poursuivent sur la feuille Calvi où ils ont été interprétés (Fumey-Humbert, 1989) comme des conduits d'alimentation du volcanisme andésitique.

Filons alcalins U3 (deuxième cycle)

Cartographiquement, leur affinité sériale n'a pas été indiquée mais environ 70 % des filons appartiennent au magmatisme alcalin U3.

Filons acides

ρ . **Rhyolites, granophyres, microgranites granophyriques, pyromérides.** Généralement prismés et de couleur rouge, ils ont une épaisseur moyenne de quelques mètres. Certains, surtout les granophyres, peuvent atteindre une dizaine de mètres.

Du point de vue minéralogique, ces roches montrent une composition relativement constante sur le plan qualificatif où le quartz est en général très abondant ; les cristaux sont corrodés et souvent entourés d'une auréole micropegmatitique. Le feldspath potassique également largement représenté est fréquemment entouré d'une frange quartzofeldspathique ; dans la majorité des échantillons, ce feldspath est fortement albitisé, l'albite secondaire occupant généralement la plus grande partie du feldspath potassique. Dans certains échantillons, feldspath potassique et quartz sont associés pour donner des phénocristaux mixtes pouvant dessiner de très belles structures graphiques. L'albite primaire est présente et parfois abondante. Les minéraux colorés sont extrêmement rares et très altérés, il est parfois possible

d'y reconnaître de la biotite ferrifère déstabilisée en chlorite, mica blanc et minéraux opaques (magnétite surtout); dans certains granophyres, la riébeckite est reconnaissable. La mésostase montre une très grande variété de structures : felsitique (pâte vitreuse recristallisée), sphérolitique, granophyrique ou encore mixte (à la fois sphérolitique et granophyrique).

Chimiquement, toutes ces roches sont alcalines potassiques.

μΥ. **Microgranites à riébeckite (païsanites)**. Ils sont surtout localisés au Sud de la caldeira du Cinto, où l'on peut les suivre depuis la région d'Evisa jusqu'à celle de Lozzi. Ils sont particulièrement denses dans le défilé de Radule (vallée du Golo) et sur le sentier du Cinto entre Lozzi et les bergeries de Cesta. On en retrouve quelques-uns à l'intérieur de la coupole granitique hypovolcanique de Bonifato.

Ce sont des filons en général peu épais (quelques mètres), parfois continus sur plusieurs centaines de mètres. Leur faciès varie beaucoup suivant les teneurs relatives en pâte et phénocristaux. On y rencontre en effet tous les types intermédiaires entre un faciès aphanitique bleu sombre ponctué de cristallites noirs de riébeckite, et un faciès extrêmement riche en phénocristaux de quartz, feldspaths alcalins et riébeckite (baguettes de 2 à 4 mm). À ces faciès classiques s'ajoutent des types granophyriques ou sphérolitiques, décrits par J.P. Quin (1969). Malgré cette grande variabilité de structure, la composition minéralogique varie peu.

Le quartz, automorphe, corrodé et aggloméré en grappes dans les faciès porphyrique, est xénomorphe dans le faciès aphanitique; une auréole périphérique d'albite s'y est souvent développée. La riébeckite, parfaitement automorphe, en baguettes, est quelquefois entourée par un liseré très fin d'ægyrine; ses teintes varient du vert (arfvedsonite) au bleu sombre (riébeckite); dans certains filons, l'arfvedsonite domine. La mésostase est généralement formée par des cristaux minuscules de quartz, albite, feldspath potassique et riébeckite. Dans les faciès sphérolitiques, la mésostase est micropegmatitique.

Les microgranites à riébeckite sont hyperalcalins sodiques.

Filons basiques

La production de magmas basiques en relation avec une forte perturbation asthénosphérique a perduré en Corse durant toute la période néovarisque entre 310 et 250 Ma. Le stade d'érosion actuel du batholite permet de constater que le gisement des roches basiques est polymorphe : elles apparaissent sous forme comagmatique des granites qui les encaissent comme dans le cas d'enclaves « microgrenues » caractéristiques des granodiorites, de stocks dispersés au sein de granodiorites, voire des monzogranites, sous forme de septa, de complexes mafiques-ultramafiques (CMU), de filons « doléritiques »

ou mixtes acides-basiques, ou bien encore de manifestations volcaniques : andésites-dacites comme à Osani, ou basaltes à Scandola.

Les données pétrographiques, géochimiques, et chronologiques ont amené à proposer que les CMU reconnus dans le batholite représentent des chambres magmatiques en relation avec le volcanisme andésitique, des relations de même ordre relient magmas granitiques et volcanisme acide.

Les conditions actuelles d'observation de la nature et du gisement des roches basiques renseignent donc l'état du niveau structural de leur mise en place, les modalités de cristallisation de ces magmas étant représentatives de divers stades de différenciation et/ou d'hybridation, eux-mêmes fonction des temps et des modalités de résidence des magmas basiques au sein de la croûte continentale (par échange avec des fluides crustaux et/ou par mélange en différentes proportions avec des granitoïdes). Les relations entre les magmas basiques et leur encaissant sont contrôlées par l'état rhéologique cet encaissant lors de leur mise en place. Ainsi, l'injection à un moment donné d'un même magma basique peut-elle se traduire, si elle se déroule dans un milieu fragile, par un filon « doléritique », ou bien par un « net veined complex » si elle intervient dans un magma granitique en cours de cristallisation, ou bien encore par un filon composite mixte acide-basique si la mise en place du magma basique accompagne celle d'un magma acide au sein de la même caisse filonienne.

σθ. **Dolérite.** Une grande partie des filons basiques recoupent toutes les formations décrites (y compris les filons acides), excepté le remplissage détritique (vs) de Paglia Orba. Ces filons, vert à bleu-noir, se présentent généralement en creux du fait de leur grande altérabilité. La roche commence par se débiter en parallélépipèdes puis en boules desquamées caractéristiques. Leur épaisseur est en moyenne assez faible (2 à 3 m), mais certains peuvent atteindre jusqu'à une dizaine de mètres. Ils sont parfois associés, dans la même cassure, aux filons rhyolitiques.

Trois faciès principaux peuvent être distingués dans le Nord-Ouest de la Corse :

- un faciès doléritique aphanitique, le plus représenté en volume ;
- un faciès doléritique porphyroïde, observé surtout sur la bordure méridionale du complexe du Cinto, dans la forêt d'Aitone, la haute vallée du Golo (défilé de Radule), la région au Nord de Calasima et de Lozzi. Quelques filons de ce type existent également dans la vallée du Fango ;
- un faciès gabbroïque fin, plus rare, affleurant surtout dans le secteur compris entre Calasima et Lozzi.

Malgré cette diversité de structure, la composition minéralogique demeure relativement constante. Les plagioclases sont fortement altérés en séricitite et épidote et souvent entourés d'une bordure d'albite secondaire. L'augite est l'élément ferromagnésien constant, mais souvent

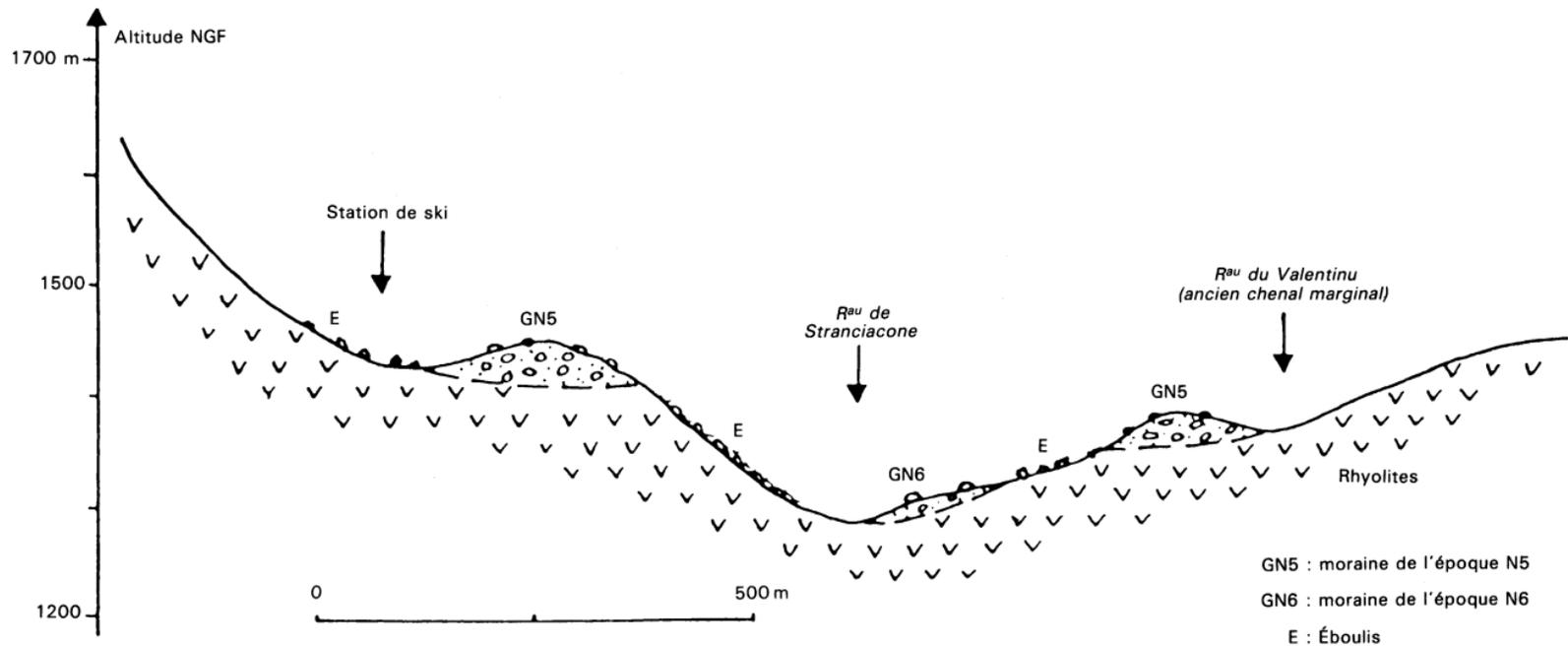


Fig. 13 - Coupe transversale de la vallée de Stranciacone, à la station de ski d'Asco (Conchon, 1975)

altéré en chlorite, responsable de la couleur verte de la roche. L'olivine n'a jamais été observée directement ; cependant, elle a dû exister dans certains filons où l'on observe des sections subautomorphes, hexagonales, remplies de chlorite. La mésostase est formée de microlites de plagioclase en petites lattes, de petits cristaux d'augite et de minéraux accessoires tels que l'apatite, la magnétite, le sphène transformé en leucoxène et quelques zircons et rutilés. Une trame de chlorite, calcite et produits phylliteux envahit souvent la pâte.

En ce qui concerne la composition chimique, un grand nombre d'échantillons montrent des phénomènes de spilitisation.

TERRAINS QUATERNAIRES

G. Glaciaire. La vallée du ruisseau de Stranciacone (haute vallée de l'Asco) est parsemée de dépôts glaciaires jusqu'à l'altitude de 1 000 m (fig. 13). Les versants près de la ligne de crête passant par la Bocca a u Purtellu et le Capu di a Muvraghia, sont tapissés de blocs anguleux de rhyolites rouges mêlées à des galets glaciaires.

De l'amont vers l'aval, la première formation morainique de quelque importance constitue, au Sud-Est de la Punta Stranciacone, une langue parallèle au versant qui s'incurve en arc à l'altitude de 1 715 m. Une autre moraine longitudinale domine les constructions de la station d'Asco, et descend de 1 500 jusqu'à 1 350 m environ. Sur la rive droite, une autre moraine latérale prend le relais jusqu'à 1 100 m d'altitude environ.

Ces deux moraines latérales ont une matrice sablo-limoneuse, brune jusqu'à 4-5 m de profondeur. Entre elles et en contrebas, une alluvion plus claire affleure sur la rive droite du ruisseau.

À partir de la confluence avec le ruisseau de Tasineta, on peut considérer qu'il s'agit d'alluvions fluvio-glaciaires. En aval, jusqu'au village d'Asco, les affluents apportent des alluvions de caractère glaciaire et les déposent en cônes de déjection.

E. Éboulis. Sont indiquées sous cette rubrique des formations de pente indifférenciées.

F. Alluvions récentes. Dans leur basse vallée, les fleuves côtiers qui débouchent dans la baie de Crovani, les golfes de Galeria et de Girolata, coulent dans des nappes d'alluvions, parfois épaisses dans le Fango, qui n'ont pas été cartographiées en détail.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

CADRE DE MISE EN PLACE DU BATHOLITE CORSE

Des formations comparables à celles de l'Argentella, comprenant un socle et sa couverture, demeurent observables dans la zone qui s'étend entre Galeria et Porto (Durand-Delga et Rossi, 1991). Ces formations ont certainement dû avoir une extension beaucoup plus large, comme en témoigne la large répartition des « roches brunes » au sein du batholite et en particulier dans sa partie orientale, mais la séquence paléozoïque ne demeure conservée que dans la zone où l'érosion postérieure au Permo-Carbonifère est demeurée moindre, c'est-à-dire au Nord de la ligne Porto—Ponte-Leccia (Rossi et Cocherie, 1991).

Cette succession de terrains paléozoïques montre, en discordance sur les micaschistes de l'Argentella (ξ), une série grés-conglomératique d'âge cambro-ordovicien. Plus haut viennent divers termes où ont été datés le Silurien inférieur-moyen, le Dévonien supérieur de faciès flysch (Culm), ainsi que le Famennien supérieur—Strunien sous le faciès de calcaires de plate-forme.

Le problème de l'existence d'une éventuelle discordance entre la triade du Capu Russellu (Silurien) et le flysch de Nuvalizza (Dévonien supérieur) reste posé : le degré d'évolution métamorphique (anchimétamorphisme faible) étant sensiblement le même dans les deux formations, il paraît difficile d'envisager une phase paroxysmale entre elles, au Dévonien inférieur-moyen. La tectonique ayant affecté l'ensemble s'avère antérieure à la mise en place des granitoïdes (340 Ma pour les roches de l'association magnésio-potassique U1 de la région de Calvi) et postérieure au Strunien daté (\approx 360 Ma).

ASSOCIATION CALCO-ALCALINE (U1) À CARACTÈRE MAGNÉSIO-POTASSIQUE

Sur toute leur marge occidentale, les gneiss de Belgodere (ζ) sont affectés par l'anatexie lors de la mise en place, autour de 340 Ma, des intrusions U1 magnésio-potassiques dans un climat de faciès amphibolite (Rossi, 1986 ; Laporte *et al.*, 1991), tandis que les micaschistes à structuration pré-varisque (ξ) sont aussi recoupés par les plutons U1 mis en place vers le même âge mais à plus faible profondeur, et cornéifiés à leur contact.

Par rapport aux intrusions U1, les gneiss de Belgodere occupent ainsi une position d'infrastructure tandis que les micaschistes se trouvent, eux, en position de superstructure, ce qui est en accord avec la disposition cartographique générale, les gneiss apparaissant en boutonnière au sein des micaschistes.

ASSOCIATION VOLCANO-PLUTONIQUE CALCO-ALCALINE COMPOSITE (U2)

Elle constitue un épisode dont les termes plutoniques sont largement exprimés en Corse comme en Sardaigne, les reliques de formations volcaniques étant aujourd'hui plus réduites à l'affleurement par suite des effets de l'érosion.

Les intrusions granitiques et mafiques U2 se mettent en place dans l'encaissant métamorphique et dans les granitoïdes U1 qui jouent le rôle d'un socle (Rossi, 1986), ou encore dans des unités U2 plus anciennes ou au sein même de leur propres éjectats volcaniques.

Le dispositif structural peut donc être reconstitué selon le schéma suivant : les formations volcaniques calco-alkalines représentent un étage supérieur (supra-socle et granites U1 Mg-K), les intrusions granitiques et mafiques U2 l'étage inférieur (infra-U1), les filons calco-alkalins représentant dans cette hypothèse des dykes d'alimentation faisant correspondre les plutons U2 et les volcanites calco-alkalines correspondantes (premier cycle de P.J. Vellutini, 1977).

Les conditions et la profondeur de mise en place des plutonites peuvent être estimées dans le massif du Tenda de l'ordre de 1 kbar, correspondant à une profondeur de l'ordre de 3 km. Dans la partie occidentale du désert des Agriates (Tenda), les granodiorites et des leucomonzogranites sont intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires à des profondeurs de l'ordre du millier de mètres, ou moins encore.

Les séries sédimentaires déposées durant la mise en place du batholite témoignent de l'importance des phénomènes d'érosion qui se déroulaient en surface. Ainsi, la série conglomératique (westphalienne ?) de Solche dans les Agriates (feuille Saint-Florent : Rossi *et al.*, 1994b) permet-elle d'observer des conglomérats remaniant les granites U1 en galets et métamorphisés par les granites U2. Ces observations permettent d'estimer que dans un laps de temps d'une quarantaine de millions d'années, entre 340 et 300 Ma, une douzaine de kilomètres d'épaisseur de terrains ont été décapés par l'érosion.

ASSOCIATION VOLCANO-PLUTONIQUE ALCALINE (U3)

Complexe du Cinto

Il correspond à un système de quatre structures effondrées, dont les centres se sont progressivement déplacés vers le Nord-Est. La Corse ayant dérivé de 30° après la période volcanique en question (Westphal *et al.*, 1975 ; Edel *et al.*, 1981), cette migration s'est originellement effectuée d'Ouest en Est.

La première structure représente les vestiges d'un complexe dont il ne reste que le filon microgranitique le plus externe, celui de Porta-Vecchia ($\mu\gamma C$). Ce filon cicatrise les failles bordières d'un bloc crustal effondré, formé par le socle antévolcanique (schistes et granitoïdes) et la couverture rhyolitique du premier cycle éruptif U2. Il est probable que ce dyke ait alimenté des sills ou des dômes rhyolitiques de bordure de caldeira, ou peut-être même une coupole granitique hypovolcanique.

Un deuxième effondrement, matérialisé par le filon annulaire (« ring-dyke ») de Calenzana, s'est ensuite produit au détriment du premier en partie oblitéré. Là encore, il reste seulement le socle (« screen » de granite) et les ignimbrites du premier cycle.

À ce deuxième effondrement se surimpose un troisième, limité par le dyke microgranitique le plus interne (celui d'Asco) et peut-être aussi par le dyke granitique discontinu de granite à riébeckite. Ce troisième centre, encore déplacé vers l'Est, masque en partie le deuxième. En prenant comme repère la base de la série ignimbritique du premier cycle, on peut également conclure que l'effondrement de la troisième structure est d'amplitude supérieure à celle de la deuxième.

Enfin, la dernière structure, c'est-à-dire la caldeira proprement dite, s'est installée dans le bloc crustal effondré du centre précédent avec, encore, un déplacement oriental. Le socle subsident n'apparaît pas dans cette structure. Il doit se trouver beaucoup plus profondément sous la coupole granitique. Il y a donc, en même temps qu'un déplacement des centres subsidents vers l'Est, un approfondissement progressif.

Les filons annulaires (« ring dykes »)

De puissants filons annulaires acides ceignent la caldeira. Ce sont des microgranites alcalins et des granites à riébeckite.

Le premier filon annulaire microgranitique, seulement interrompu par quelques petits décrochements centrés sur la caldeira, se suit sur 50 km depuis la vallée du Fango à l'Ouest, jusqu'à celle du ruisseau du Pinara, près d'Asco (feuille Corte), à l'Est. Son épaisseur moyenne est de 30 m, avec des ventres de plus de 500 m. Ce premier dyke (dit filon d'Asco) n'est pas rigoureusement parallèle aux failles bordières de la caldeira : à l'Ouest, il est éloigné de 3 km, au Nord (Balagne) de 2 km environ, à l'Est il s'en rapproche jusqu'à devenir tangent par endroits (crête de Sellola près d'Asco). Au niveau de Calenzana, ce dyke en recoupe un autre, également annulaire, beaucoup plus externe, passant à 6 km à l'Ouest de la caldeira. Ce deuxième dyke (« filon de Calenzana ») n'a pas été retrouvé à l'Est de la structure. Son épaisseur est légèrement supérieure à celle du premier. Enfin, ce deuxième filon en recoupe lui-même un troisième au niveau du hameau de Porta-Vecchia. Ce troisième filon se prolonge à l'Ouest dans la région du Capu Licetu et jusqu'à la mer.

Le pendage de tous ces filons est subvertical. Des écrans (« screens ») de socle (granites et gneiss) supportant une couverture rhyolitique appartenant au premier cycle volcanique sont conservés entre la caldeira et les filons annulaires.

Deux points importants sont à noter :

- les rhyolites des écrans ne se retrouvent que rarement à l'extérieur des filons annulaires de microgranite. Ces filons annulaires matérialisent les limites des premiers effondrements qui ont permis la conservation des rhyolites du premier cycle ;
- l'épaisseur des coulées est supérieure dans l'écran le plus interne : le rejet de cet écran interne a été plus important que celui de l'écran externe.

Dans la caldeira, la succession chronologique de mise en place suivante doit être retenue :

1. dykes radiaires et peut-être certains filons coniques extérieurs,
2. projections pyroclastiques inférieures,
3. coulées ignimbritiques,
4. coulées de ponce,
5. projections pyroclastiques supérieures,
6. injections de rhyolite fluidale en sills et dômes,
7. filons coniques intérieurs,
8. formations détritiques de remplissage de la caldeira,
9. intrusion granitique hypovolcanique,
10. dykes tardifs.

Complexe de Scandola—Senino

La presqu'île de Scandola

Le secteur situé à l'Ouest de la faille Elbo—Cala Vecchia est formé par l'alternance de projections pyroclastiques acides, de coulées de rhyolites ignimbritiques, de basaltes et de lahars. Le pendage de ces formations, subvertical (surtout dans les projections pyroclastiques) près de la faille bordière d'Elbo, diminue progressivement vers le Sud-Ouest où il est en moyenne de 25° à 30°. De nombreuses discordances angulaires sont observables. De plus, les différentes formations dessinent un mouvement tournant parallèle à la faille bordière et l'ensemble forme ainsi une structure en pile d'assiettes (caldeira typique). Cette caldeira, en grande partie immergée, est affectée par une fracturation radiaire. Cette fracturation se retrouve à l'extérieur de la structure, dans les volcanites du premier cycle mais, là, les fractures sont la plupart du temps injectées et matérialisées par un système filonien acide et basique exceptionnellement important, N50° à N60° en moyenne.

De nombreux sills recoupent la structure. Ils sont généralement concordants, si bien qu'ils se disposent d'une manière tout à fait conforme. De puissants dômes rhyolitiques se sont mis en place sur

la faille bordière. Celle-ci présente également quelques pointements de microgranite, notamment dans les parties les plus érodées, comme à Elbo et Cala Scandola.

À l'extérieur de la caldeira ont été conservées des formations qui présentent des pendages variés et relativement faibles, ce sont : des projections pyroclastiques blanches à Elbo, une rhyolite violette au Capu Licchia et des niveaux volcaniques et volcano-détritiques au Capu Puppaghia.

La presqu'île de Senino

Cette partie de la caldeira est elle-même divisée en deux zones séparées par une faille de direction E-W.

La zone septentrionale, la plus étendue, montre une structure relativement simple. Les formations volcaniques y présentent un pendage de 40° à 50° vers l'Ouest. La série observée débute par des dacites calco-alcalines (premier cycle volcanique) sur lesquelles reposent en concordance :

- des projections pyroclastiques inférieures ;
- deux séries ignimbritiques séparées par des pyroclastites ;
- des projections pyroclastiques supérieures ;
- des sills et des dômes intrusifs.

Des jumping-sills de quelques décimètres traversent les projections pyroclastiques inférieures.

La zone méridionale, plus réduite, est très tectonisée et effondrée par rapport à la zone précédente. À part les microgranites, on y retrouve toutes les formations définies à Scandola (basaltes, lahars, sills et dômes rhyolitiques, ignimbrites, projections pyroclastiques), ce qui n'était pas le cas dans le secteur septentrional.

Comme à Scandola, les fractures sont abondantes et seulement injectées à l'extérieur de la structure. Notons que les directions de filons sont différentes, de l'ordre de N90° en général alors que plus au Sud, dans la région de Porto, elles passent progressivement à N120°.

Intrusions linéaires d'Evisa—Calasima

Du point de vue tectonique, les granites de la région d'Evisa se sont mis en place dans des fractures linéaires qui ont joué le rôle de conduits d'alimentation. Les granites ont non seulement cicatrisé les failles à la manière de dykes, mais ont également comblé les vides liés à des effondrements souterrains. Ils ont réalisé ainsi des coupoles allongées comme celle d'Evisa et de Calasima. La présence de fenêtres de « socle » (granites U1 et/ou U2) dans ces deux massifs montre effectivement que les intrusions granitiques U3 ont recouvert des

blocs crustaux. Dans le secteur de Valle-Longa (immédiatement au Nord du Capu Licciola), l'alternance de « screens » de socle et de lames granitiques à hastingsite est le témoin de décollements successifs du socle, décollements injectés par les granites U3.

Ces intrusions de géométrie linéaire (intrusions de la ligne Porto—Ponte-Leccia de J.P. Quin, 1969) limitent la partie sud du bloc de Calvi dont le jeu vertical post-permien est demeuré moindre que celui qui a affecté le reste du batholite. Le fonctionnement majeur au Permien de l'accident de Porto—Ponte-Leccia s'est déroulé selon un jeu essentiellement vertical, la composante horizontale étant moindre au vu des raccords qui peuvent être effectués au sein des unités de granitoïdes U1 de part et d'autre du complexe du Monte Cinto (Rossi, 1986).

Agencement spatial des filons acides et basiques

La densité et la répartition spatiale des filons n'est pas quelconque. Dans le secteur compris entre Galeria et Porto, où ils sont très abondants, ils s'organisent en un système radiaire dont les directions principales moyennes sont N60° dans la vallée du Fango, N90° dans la région d'Osani, N120° plus près de Porto. Ce système radiaire est lié à la caldeira de Scandola—Senino et correspond aux phases du gonflement. À l'intérieur de la caldeira, les filons montrent une disposition radiaire.

Dans la région située immédiatement au Nord de Lozzi—Calasima et jusqu'à la haute vallée du Golo, la majorité des filons rhyolitiques et granophyres représenteraient des filons coniques (« cone sheets ») du complexe annulaire du Cinto. Une partie des filons basiques appartient également à ce complexe. Ces filons coniques se retrouvent également sur la bordure est du complexe, entre Mausoleu et Tartagine (feuille Santo-Pietro-di-Tenda) et sur la bordure nord entre le Marsolino et la Bocca Gazele.

Les microgranites à riébeckite et surtout à riébeckite-ægyrine (païsanites) se rencontrent presque exclusivement dans une étroite bande située entre la haute vallée du Golo et le massif de granites hypersolvus de Popolasca. Quelques-uns traversent la coupole granitique de Bonifato. Une grande partie de ces filons n'a rien à voir avec le complexe du Cinto. Ils ont une orientation relativement constante N60° à N80°. On ne les retrouve pas ailleurs autour du complexe annulaire. Il en est de même de certains filons doléritiques et des microgabbros de la région de Calasima qui, en partie, gardent une orientation conforme à celle des microgranites à riébeckite-ægyrine. Il y a donc dans ce secteur deux générations de filons basiques : les filons coniques du complexe du Cinto et des dykes à orientation constante.

Origine, ascension et mise en place du magmatisme U3

Les granites alcalins, dont la définition est relativement bien cernée, grâce à leur composition minéralogique et géochimique bien spécifique, sont considérés comme caractérisant des régimes non compressifs et mis en place de façon quasi systématique dans des zones de rifts, aussi bien dans des environnements d'îles océaniques (Ascension, Kerguelen) que continentaux (« younger granites » du Nigeria). Ils sont souvent qualifiés de type « A » (alcalins, anhydres, anorogéniques), à la suite de M.C. Loiselle et D.R. Wones (1979). D'après J.J.W. Rogers and J.K. Greenberg, (1990), l'épithète « anorogénique » ne devrait toutefois être utilisé que pour qualifier des massifs granitiques mis en place réellement en dehors de la proximité de tout orogène, et qui recoupent un encaissant beaucoup plus ancien, à l'exemple des complexes annulaires de l'Air et du Niger mis en place dans un socle précambrien. De petits volumes de granites alcalins peuvent en effet s'être mis en place dans des environnements post-collisionnels (Sylvester, 1989 ; Rogers and Greenberg, 1990). Ainsi, le caractère alcalin des granites pourrait-il ne pas témoigner nécessairement et de façon univoque de la présence d'un environnement purement anorogénique.

Les données expérimentales sur les relations de phases des granites alcalins indiquent qu'ils se sont formés à plus haute température (> 830-900 °C) que les granites calco-alcalins et donc ne peuvent résulter du fractionnement de ces derniers (Clemens *et al.*, 1986). La source des granites « A » a été recherchée soit dans le produit de la fusion d'un manteau non appauvri (Harris, 1974 ; Bonin, 1980), soit dans le produit de l'anatexie de matériel crustal (Loiselle and Wones, 1979 ; Clemens *et al.*, 1986 ; Whalen *et al.*, 1987 ; Sylvester, 1989).

Au sein du batholite corse, ces deux hypothèses ont été défendues pour rendre compte de la genèse du magmatisme U3. On a considéré (Bonin, 1988 ; Vellutini, 1977) que ces intrusions alcalines U3 se sont mises en place en position intraplaque, loin de tout orogène d'où leur qualificatif d'« anorogéniques », sans relations génétiques ni structurales avec les formations qu'elles recoupent considérées comme jouant le rôle d'un socle passif ; concept distinct de celui de J.J.W. Rogers and J.K. Greenberg (*ibid.*).

Hypothèse d'une source mantellique

Selon B. Bonin (*ibid.*), le passage d'un régime calco-alcalin à un régime alcalin au cours du Permien inférieur représenterait une discontinuité magmatique nette, assortie d'un changement radical dans la nature des zones sources des magmatismes considérés, les magmas calco-alcalins étant issus de processus de subduction au cours du Carbonifère, tandis que les magmas alcalins seraient issus de liquides de première extraction d'un manteau non appauvri.

Une modélisation géochimique, prenant en compte les éléments en traces et les isotopes du Nd et du Sr, a permis de montrer que la

composition des roches des complexes mafiques tholéitiques U2 ne peut pas représenter celle du magma parent de granites anorogéniques (Poitrasson *et al.*, 1994). Les résultats d'une étude fondée sur la géochimie du Nd des granites alcalins hypersolvus corses (Poitrasson, 1993) indiquent que les magmas de la séquence métalumineuse pourraient être issus de magmas basiques mantelliques sous-saturés contaminés par de la croûte continentale inférieure. Ces magmas auraient subi une cristallisation fractionnée conduisant aux compositions acides observées dans les complexes volcano-plutoniques. Quant aux granites hypoalumineux (« peralcalins »), ils proviendraient de magmas ayant subi une contamination crustale moindre.

Hypothèse d'une source crustale

L'hypothèse d'une source crustale pour le magmatisme acide corse a été proposée sur la base de la géochimie des éléments majeurs (Vellutini, 1977) et des éléments en traces (Rossi et Cocherie, 1987).

Selon W.J. Collins *et al.* (1982), J.D. Clemens *et al.* (1986), J.B. Whalen *et al.* (1987), la source des granites alcalins pourrait être recherchée dans une croûte continentale granulitique « dégranitisée » de laquelle ont été préalablement extraits des liquides correspondant à des compositions de minimum dans le système granitique, ainsi que la plus grande partie de l'eau. Cette croûte « résiduelle », ainsi enrichie en fluor et en éléments de type HFSE tels Zr, Nb, Ta, Y, T.R restés piégés dans les amphiboles et les micas ainsi que dans les minéraux accessoires, pourrait donner naissance par fusion à haute température, estimée supérieure à 840 °C (Clemens *et al.*, 1986), à des granites « A ».

Les conditions de hautes températures requises pour provoquer l'anatexie d'un tel type de croûte dans un milieu faiblement hydraté pourraient, dans le cas du magmatisme U3 de Corse, avoir été apportées par les grands volumes de magmas mafiques mis en place lors de l'amincissement crustal stéphano-permien.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

L'évolution tectono-métamorphique régionale telle qu'elle peut être reconstituée à l'aide des formations qui affleurent dans le périmètre de la coupure, peut être brièvement résumée comme suit :

- déformation et métamorphisme dans le domaine des schistes verts d'une série de pélites, graywackes et de coulées basaltiques au Panafricain (≈ 600 Ma) : socle de l'Argentella ;
- sédimentation de formations paléozoïques à l'Ordovicien supérieur—Dévonien sur le socle Argentella ;
- collision continentale au Dévonien et métamorphisme d'un socle paléozoïque (et de son substratum précambrien type Argentella) dans des conditions de HT et HP : socle de Belgodere ;

— mise en place des magmas U1 magnésiens et potassiques dans des décrochements senestres d'échelle crustale qui amènent en contact des terrains de type Argentella (socle panafricain) et Belgodere (socle structuré à l'époque varisque); initiation de l'extension crustale post-épaississement;

— poursuite de l'extension crustale post-épaississement, dénudation des granitoïdes U1. Mise en place de l'association volcano-plutonique calco-alcaline composite U2. En surface, les dépôts sont caractérisés par l'accumulation de formations à dominante gréso-conglomératique alternant avec des horizons volcano-sédimentaires qui se mettent en place dans des bassins de type graben (bassin d'Osani);

— le métamorphisme de type HP-BT qui affecte la croûte profonde vers 290 Ma (Ménot *et al.*, 1992) est enregistré par des lambeaux de socle granulitique (nappe de Santa-Lucia-di-Mercurio, feuille Corte);

— l'activité magmatique se poursuit durant le Permien avec la mise en place du magmatisme U3 au sein d'appareils volcano-plutoniques (Monte Cinto, Scandola...), à partir de 295 Ma et jusque dans l'intervalle 270-250 Ma, d'après les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotites (Maluski, 1976).

La géodynamique globalement distensive affectant la plaque sud-européenne entre le Permo-Trias (≈ 250 Ma) et le Crétacé moyen (≈ 100 Ma) induirait un métamorphisme non déformatif de basse pression-moyenne température observable au sein de certaines formations, comme les laves basiques de Scandola (Lassauvagerie, 1993).

L'influence alpine n'est pas directement analysable dans le périmètre de la feuille. Cependant, une partie des accidents varisques a certainement joué lors des mouvements alpins. Cette influence alpine est ainsi très bien enregistrée du point de vue thermique. En effet la plupart des datations K/Ar en roche totale effectués sur les volcanites du Cinto livrent des âges paléogènes correspondant à la mise en place des nappes de schistes lustrés : 34 ± 3 Ma pour les pyroclastites inférieures, 55 ± 2 Ma pour les pyroclastites supérieures (Cozzupoli *et al.*, 1986), 56-68 Ma pour les ignimbrites (Baubron, *in* Vellutini, 1977). Une telle perturbation est aussi enregistrée par le couple $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des biotites des granites du socle varisque (Maluski, 1977), qui indique des âges de 30-40 Ma.

La présence d'un événement thermique au Crétacé moyen est suggérée par les résultats des études de traces de fission sur apatites et sur zircons (Mailhé *et al.*, 1986); les roches étudiées auraient ainsi été soumises à des températures dans une gamme comprise entre 120° et 220°C .

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

Le magmatisme U1 magnésio-potassique scelle le rapprochement précoce des socles de l'Argentella et de Belgodere. D'un point de vue tectonique, ces magmas, qui accompagnent des décrochements sub-méridiens senestres d'une amplitude de plusieurs centaines de kilomètres, se mettent en place au sein de structures en pull-apart.

L'intrusion de magmas dans des zones de plus en plus superficielles avec le temps, depuis les granites Mg-K (U1) mis en place, pour les plus profonds, vers une quinzaine de kilomètres, jusqu'aux systèmes volcano-plutoniques U2 et U3 mis en place dans des conditions de subsurface, conduit, depuis le Carbonifère moyen jusqu'au Permien moyen, à l'édification du batholite corso-sarde au sein d'un bâti dont l'exhumation a pu être évaluée à une vingtaine de kilomètres (Rossi *et al.*, 1991) durant un laps de temps d'une quarantaine de millions d'années. L'intrusion de granites dans leurs éjectats volcaniques, successivement au sein de l'association calco-alcaline U2 (Rossi *et al.*, 1992), puis de l'association alcaline U3 (Vellutini, 1977), se déroule, à l'instar de ce qui est connu dans certains grands batholites côtiers ouest-américains (Myers, 1975), dans un environnement en extension.

Les données isotopiques, ainsi que celles de la géochimie des éléments en traces indiquent que l'origine des granitoïdes calco-alcalins est à rechercher dans la fusion d'une croûte de composition graywackeuse affectée par une anatexie en contexte granulitique (faible pression H₂O) pour U1, puis par une anatexie en contexte de faciès amphibolite (pression H₂O plus élevée) pour U2. L'âge du protolite des magmatismes U1 et U2 est ainsi estimé, d'après les modèles géochimiques, autour de 1 000 Ma (1Ga). Du point de vue de la composition de la source, le modèle proposé d'une croûte à composition moyenne de graywacke n'est pas en contradiction avec le modèle de S. Tomasini *et al.* (1995) qui voient, dans les produits (essentiellement acides) du volcanisme ordovicien, le protolite du magmatisme U2. Cependant, il faut noter qu'aucun zircon relictuel de cet âge n'a encore jamais été détecté dans les granites ou les volcanites U2; l'âge de ces zircons recyclés oscille entre 1 et 2,5 Ga. De plus, au vu de la taille du batholite corso-sarde, la quantité de matériel volcanique ordovicien qui devrait avoir été mis en jeu pour générer un tel volume de granitoïdes paraît bien supérieure au volume des produits qui ont été émis compte tenu de l'importance qui peut être assignée à ce volcanisme, en fonction toutefois des conditions actuelles d'affleurement.

Les roches basiques ultrapotassiques U1 proviendraient de magmas de composition basaltique d'origine mantellique issus de la fusion d'un matériel de composition de périclase à phlogopite, hybridés dans des conditions basi-crustales, tandis que les roches mafiques-ultramafiques associés aux granites U2, qui ont des caractères de basaltes de type « MORB enrichis », dériveraient de la fusion partielle d'un manteau lherzolitique (sans grenat) profond de moins de 60 km (Cocherie *et al.*, 1994). Durant le Permien inférieur à moyen, existe

en Corse un continuum chronologique et structural de style d'intrusion entre les divers magmas calco-alcalins U2 tardifs et alcalins U3, dont la genèse et la mise en place se déroulent au sein d'une croûte en cours d'amincissement (Rossi *et al.*, 1991). La fusion d'une croûte granulitique « dégranitisée », déjà sollicitée lors de la production des magmas calco-alcalins U2, est donc naturellement envisageable comme source, au moins partielle, des granites alcalins U3 corses. Ce magmatisme alcalin n'apparaîtrait ainsi donc en aucune manière « étranger », aussi bien du point de vue génétique que structural, à celui qui le précède immédiatement dans le temps.

Les caractères géochimiques des magmas produits tout au long de l'histoire batholitique indiquent en effet que les sources sollicitées avaient de nombreux caractères communs. La mise en place des granites « A » apparaît bien symptomatique d'un environnement de rift (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980). Cependant, le début de l'histoire de la riftogenèse ne coïncide pas strictement avec la mise en place des granites alcalins et a dû débiter bien auparavant. En effet, la mise en place, synchrone de celle des granites calco-alcalins, de corps mafiques-ultramafiques tholéiitiques, ainsi que la simultanéité d'un volcanisme bimodal acide-basique associé, sont symptomatiques d'une phase d'amincissement crustal d'âge carbonifère supérieur-permien inférieur, qui va se poursuivre au Permien moyen-supérieur et verra la mise en place des complexes U3.

Aucune discontinuité majeure n'apparaît donc à la limite entre Stéphien et Permien à l'instar de ce qui est connu dans le bassin de Graissessac dans l'Hérault où il y a continuité de sédimentation entre Stéphien et Autunien (Becq-Giraudon et Van den Driessche, 1993). Les bassins permo-carbonifères de la chaîne varisque sont ainsi interprétés comme le résultat d'une extension post-épaississement induite par l'effondrement gravitaire d'une croûte préalablement épaissie.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

La Corse se situe géologiquement dans le prolongement méridional des Alpes occidentales. Elle s'en est éloignée à la faveur de l'ouverture du sphénochasma ligure. La situation insolite du microcontinent corso-sarde, actuellement isolé au cœur du golfe de Gênes, résulte d'une rotation (30° pour la Corse) dans le sens anti-horaire, ayant débuté vers 30-35 Ma, au Miocène inférieur (Gennesseaux *et al.*, 1989), à partir de sa patrie d'origine : l'ancien « continent pyrénéo-corso-sarde ». La fin de la rotation se situerait entre 19 et 18 Ma. Il est donc nécessaire de rétablir cette position anté-miocène pour obtenir l'organisation structurale et les directions géométriques primitives, que l'on pourra comparer à celles des Maures et des Pyrénées à la même époque.

L'étude de la sismicité historique de la Corse montre que l'île n'a pas, à l'Holocène récent, subi de séisme majeur (Marillier *et al.*,

1982). Le séisme enregistré le plus récemment a été celui du 3 avril 1978 qui a atteint une magnitude 4,3; il a affecté le contact entre la plaine d'Aleria et les reliefs de la zone des schistes lustrés.

L'étude de la microsismicité affectant la Corse (Ferrandini *et al.*, 1994) révèle l'existence d'une zone microsismique orientée NNE-SSW qui s'étend de la région de Zicavo, au Sud, à la plaine orientale et à la Castagniccia au Nord. Les parties sud et nord-ouest de l'île admettent pour leur part une sismicité diffuse ou absente.

La Corse paraît actuellement être soumise à un régime extensif qui serait à associer aux mouvements verticaux actuels et à la dynamique du domaine tyrrhénien.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RESSOURCES EN EAU

Données climatiques

Par sa situation au cœur du golfe de Gênes, la Corse s'intègre naturellement dans la zone de climat méditerranéen. L'importance de son relief introduit des contrastes saisissants faisant évoluer sur place le type fondamental vers un type alpin en altitude.

La feuille Galéria—Osani, du fait de sa position sur la côte occidentale et de la présence de la chaîne du Monte Cinto (2710 m), présente d'Ouest en Est une évolution très marquée. Le long de la côte, le climat est de type méditerranéen maritime en pénétrant au cœur des vallées mais il perd ses caractéristiques spécifiques entre 200 et 600 m avec des précipitations moyennes annuelles allant de 500 à 1 000 mm. Il est relayé par un climat méditerranéen d'altitude, où le relief reprend ses droits sur la mer, soumis à un régime pluviométrique plus intense (1 000 à 1 700 mm d'eau par an). Lui succède enfin un climat à prépondérance alpine en haute montagne, avec des précipitations atteignant jusqu'à 2 000 mm d'eau par an. Le régime pluvieux typiquement méditerranéen se traduit par des précipitations irrégulières et brutales. Les températures moyennes varient de 15 °C sur le littoral à moins de 10 °C au-dessus de 1 000 m. L'ensoleillement est très important (2 750 h) et les vents parfois violents (55 m/s enregistrés à Calvi).

Hydrographie

Le massif du Monte Cinto est à l'origine d'un réseau hydrographique important dont les principaux drains s'écoulent pour partie vers la côte occidentale et pour partie vers la côte orientale.

À l'Ouest, le bassin-versant du Fango conduit ses eaux vers le golfe de Galeria et couvre près de la moitié de la superficie de la

feuille, tandis que la Figarella, dont le cours amont se situe dans la partie nord de la coupure, va se jeter dans le golfe de Calvi. Sur le versant tyrrhénien, au Sud-Est, le Golo, né près du Capu Tafunatu, roule ses eaux vers la côte orientale de l'île, tandis qu'à l'Est, l'Asco, qui prend sa source au pied du Monte Cinto, ira mêler ses eaux à celles du Golo à Ponte-Leccia.

Sur ces bassins-versants, le ruissellement est intense, atteignant des valeurs le plus souvent comprises entre 80 et 90 % des pluies efficaces, et même la quasi-totalité de l'écoulement dans les zones alpines.

Hydrogéologie

L'essentiel des affleurements de la feuille est constitué de formations volcaniques et plutoniques de différentes natures. Ces roches peuvent être le siège de circulations aquifères d'importances inégales en fonction de leur degré de fissuration et d'altération. Deux grands systèmes sont concernés : la quasi-totalité du système dit de la Corse ancienne volcanique du Cinto (619b ; fig. 14), qui couvre la plus grande partie de la carte ; et deux fragments du grand système dit de la Corse ancienne granitique *s.l.* (619a), qui l'environne.

En superposition à ces grands systèmes volcaniques et cristallins, on trouve plusieurs domaines aquifères poreux de très faible extension, mais bien individualisés, correspondant à des dépôts alluviaux récents dans le cours inférieur de fleuves : domaines alluviaux du Fango (376d), de Girolata (383a), de Tuara (383b), ainsi qu'une partie amont de celui de la Figarella (376c).

Ces nappes d'alluvions sont directement alimentées par les cours d'eau et donc sensibles à la pollution de ces derniers qui comportent, sur leur bassin-versant, des villages dont l'assainissement mériterait souvent d'être revu en regard d'une surpopulation saisonnière et d'une surexploitation estivale.

● **Corse ancienne volcanique du Cinto (système 619b).** Ce système occupe la plus grande partie de la superficie couverte par la carte. Il regroupe le complexe rhyolitique du Cinto qui s'étend jusqu'au golfe de Porto et les complexes granitiques de Piana—Ota, l'ensemble couvrant une superficie totale de 640 km².

Dans ce type de formations, des circulations d'eau souterraine peuvent exister dans les secteurs altérés (arène) et en profondeur dans les zones fracturées. Les hétérogénéités de la roche sont susceptibles de jouer un rôle de drain (filons de quartz) ou de barrage (miroirs de failles, filons basiques). Outre l'importance de la fracturation, l'épaisseur de la couche arénisée joue un rôle dans la productivité et le développement de ce type d'aquifère. De plus, la nature même de la roche et la topographie sont autant de critères à prendre en compte dans la mobilisation de la ressource.

Dans ces roches fracturées, on peut parler de réservoir aquifère à l'échelle régionale. Mais la concentration des écoulements dans les

fractures et le grand contraste de comportement qui existe entre la matrice rocheuse, les joints secondaires et les fissures principales, ne permet pas de dire qu'il y a continuité de ressources exploitables.

Les recherches d'eau souterraine dans le complexe rhyolitique sont quasiment inexistantes et les potentialités vraisemblablement très faibles, malgré un apport probable de 15 à 20 millions de mètres cubes. Seules les régions d'Osani et Partinello ont fait l'objet d'une recherche d'eau par forages dont les débits ont montré de faibles possibilités d'exploitation. La ressource mobilisée par captages de sources et forages représente seulement 200 000 m³ par an, à comparer aux 2,3 millions de mètres cubes prélevés en rivière. Une partie du flux sortant va toutefois alimenter les formations alluviales du Fango, de Girolata et de Tuara. Les débits escomptés restent toujours faibles, dépassant rarement 5 m³/h pour des ouvrages variant de 30 à 80 m de profondeur.

Les caractéristiques physico-chimiques des captages sont généralement excellentes : les eaux sont douces, très peu minéralisées, acides et agressives. L'environnement immédiat permet, le plus souvent, une bonne protection vis-à-vis de la pollution.

● **Corse ancienne granitique s.l. (système 619a).** Une petite part de cet immense domaine, qui couvre près de 4 700 km² et s'étend sur la partie occidentale de la Corse, du désert des Agriates à Bonifacio, apparaît au Nord et au Sud-Est de la carte où il borde le système volcanique du Cinto (619b). Il est constitué par les terrains granitoïdes du socle hercynien, plus ou moins altérés et fissurés, possédant parfois une couverture arénitique importante. Il s'agit d'un milieu fissuré tout à fait similaire à celui déjà décrit pour le système volcanique du Cinto (619b) et constituant un réservoir aquifère à l'échelle régionale, sans pour autant assurer une continuité de ressources exploitables.

Ce système n'a pas fait l'objet d'une recherche d'eau particulière dans les deux zones concernées par cette carte, mais est par ailleurs connu en tant que ressource exploitée par de nombreuses sources et forages sur le reste de la Corse (plus de 200 points représentant un prélèvement annuel total de l'ordre de 5,7 millions de mètres cubes).

Une ressource potentielle, bien que faible et aléatoire, existe donc dans ce système, sans qu'un bilan global puisse être précisé compte tenu de la compartimentation de ce type de réservoir.

● **Domaine alluvial du Fango (système 376d).** Le Fango se jette dans le golfe de Galeria en traversant sur les cinq derniers kilomètres de son cours, une vallée remplie d'alluvions sablo-graveleuses quaternaires déposées sur le substratum volcano-plutonique. Il crée ainsi un réservoir poreux bien individualisé, alimenté à la fois par l'écoulement naturel du fleuve et par les apports latéraux des formations volcaniques encaissantes (système 619b), avec la mer comme flux sortant.

Ce réservoir a une superficie d'environ 2,5 km², ce qui, compte tenu de ses caractéristiques (porosité de l'ordre de 10 % et épaisseur

mouillée de 10 m environ), conduit à estimer la réserve à 2,5 millions de mètres cubes d'une eau bicarbonatée peu minéralisée. Très peu exploité (30 000 m³/an), il est néanmoins extrêmement sensible aux effets de la sécheresse et assez vulnérable à la pollution. Il s'agit toutefois d'un aquifère intéressant par sa perméabilité (1 ± 10^{-2} m/s), d'accès facile (profondeur moyenne de l'eau 5,5 m avec des fluctuations de l'ordre de 1 à 2 m), mais comportant très probablement un biseau salé à son contact avec la mer, biseau dont l'évolution pourrait être un facteur limitatif à une exploitation de la réserve.

● **Domaine alluvial de Girolata (système 383a).** Les deux petites vallées qui aboutissent dans le golfe de Girolata forment un domaine aquifère poreux de très faible extension (0,5 km²) dans des alluvions gravelo-sableuses déposées sur le substratum volcanique (système 619b). La réserve en eau bicarbonatée sodique peu minéralisée est estimée à une valeur comprise entre 70 000 et 100 000 m³ et reste très sensible à la fois à la sécheresse et à la pollution.

Particulièrement surexploitée en période estivale, cet aquifère rencontre un problème aigu d'invasion d'eau salée et présente des risques de pollutions naturelles liés à une surpopulation saisonnière.

● **Domaine alluvial de Tuara (système 383b).** La petite vallée qui débouche à Cala di Tuara dans l'anse de Girolata forme un aquifère de très faible extension (0,4 km²) du même type que celui de Girolata. Là aussi, les faibles réserves disponibles conjuguées aux effets de la sécheresse provoquent un problème aigu de remontée du biseau salé et ne permet pas d'envisager une exploitation de la nappe autrement que de façon ponctuelle et réduite.

Des pollutions naturelles sont possibles, particulièrement en période estivale (tourisme).

● **Domaine alluvial de Figarella (système 376c).** Le cours supérieur de la Figarella qui se jette dans la baie de Calvi est représenté sur la feuille de Galeria—Osani par quelques alluvions quaternaires torrentielles directement posées sur le substratum granitique (système 619a). Le domaine aquifère proprement dit (environ 10 km²) concerne avant tout la feuille Calvi. On retiendra que la plus grande partie de son alimentation se fait par le cours d'eau et qu'elle est de ce fait sensible à la pollution de ce dernier.

On notera que des prélèvements d'eau potable sont effectués à l'amont du fleuve pour alimenter l'agglomération de Calvi.

Eaux thermales

Aucun indice de venues d'eau d'origine thermale ou thermominérale n'a été inventorié dans la région couverte par la feuille. Les manifestations de ce type sont donc, soit absentes, soit extrêmement ténues ou suffisamment diffuses pour ne pas apparaître sous une forme directement exploitable.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Le **gisement de l'Argentella** (1-4001) fut sans doute exploité par les Romains et les Génois, pour l'argent contenu dans la galène, il est aussi possible que la mine ait été aussi travaillée au Moyen-Âge (Nentien, 1897a; Krylatov, 1956; Caberg, 1974). À partir de 1846, diverses recherches se sont efforcées de mettre le gisement en valeur, et une concession fut instituée le 9 janvier 1856. L'affaire passa de 1856 à 1885 entre les mains de différents propriétaires. Le dernier, Bernard-Camille Collas, devait s'y ruiner après y avoir effectué des investissements importants, démesurés sans doute par rapport à la valeur réelle du gisement : un plan incliné fut réalisé à flanc de colline, on installa une usine avec ateliers de pulvérisation et de préparation mécanique, des logements capables d'abriter jusqu'à 800 ouvriers furent construits, un barrage fut édifié (il alimente encore en eau les cultures de la région) et un port de chargement avec embarcadère aménagé (au début, le minerai était assez riche pour être envoyé à l'état brut en Angleterre où il était traité). La concession fut rachetée par l'« Argentella Mining Ltd » de Londres, qui y poursuivit les travaux jusqu'en 1893 ; l'assassinat du directeur anglais et la fuite, le même jour, de tout le personnel anglais qui travaillait à la mine provoquèrent l'arrêt de l'exploitation. À partir de ce moment, les travaux ultérieurs ne se borneront plus qu'à de petites recherches infructueuses ; le matériel de l'usine fut revendu à Marseille en 1896 et la mine passa entre les mains de la société Francardo, puis de la société de Prunelli, sans plus de succès. Les travaux de M. Charli en 1929 seront sans grand lendemain, l'arrêt définitif intervenant en juin 1930.

Au total, la production du secteur a pu s'élever à environ 1 000 t de plomb, 900 t de cuivre et 5,5 t d'argent. La minéralisation comprend principalement galène argentifère, accompagnée de pyrite, chalcoppyrite, blende, arsénopyrite, acanthite avec goëthite, malachite, cérusite, digénite, covellite, djurléite, hématite, à gangue de quartz et chlorite. Elle a été reconnue par une tranchée de 170 m de longueur, 4 à 7 m de largeur et atteignant 25 m de profondeur, orientée N70°, accompagnée de galeries et puits. Ces travaux sont souvent d'accès dangereux, le jeune géologue corse Franceschini devait y trouver la mort en 1936.

Parmi les autres minéralisations du secteur, celles de Valle Calle (1-4007) ont fait l'objet d'une tentative d'exploitation par tranchées et travaux souterrains. On peut encore y observer chalcoppyrite, pyrite et blende. À Ogliastrone-2 (1-4015), des cornéennes à hornblende, diopside, anorthite et andradite sont altérées en épidote, calcite, trémolite et chlorite et minéralisées en pyrite et pyrrhotite, avec blende, chalcoppyrite, galène, cubanite et fluorite. Cette minéralisation se présente en lentilles massives discontinues coincées dans une formation de marbres à silicates calciques de 20 m environ de puissance ; elle a été attaquée par quatre galeries et une tranchée, dont les déblais importants sont encore visibles.

Au Nord de la baie de Crovani (1-4012), des indices de scheelite et des minéraux uranifères ont été trouvés (Caberg, 1974). Au Sud-Est de Galeria, un indice de stibine est connu dans la forêt de Tetti (5-4001).

Le **bassin houiller d'Osani** (8-4001) a fait l'objet de travaux dès 1843 et a donné lieu le 6 juin 1889 à l'ouverture d'une concession de 392 ha. Le principal ouvrage qui y fut construit consistait en un puits de 40 m foncé à Sperone, il rencontra à cette profondeur une couche d'antracite de 1 m de puissance moyenne (Hollande, 1878). Le gisement fut exploité de façon discontinue jusqu'en 1907. En 1905, la mine occupait 102 ouvriers, dont 80 au fond.

La puissance totale de la formation est de l'ordre d'une centaine de mètres. Si plusieurs niveaux charbonneux ont pu y être identifiés, un seul, situé au voisinage du sommet de la série schisteuse, s'est révélé exploitable. Le charbon est semblable dans tous les quartiers, il est pauvre en matières volatiles et contient une forte proportion de pyrite. Selon les points, les analyses indiquent : $78 \pm 2 \% < \text{carbone} < 87 \pm 1 \%$; $11 \pm 1 \% < \text{matières volatiles} < 5 \pm 1 \%$; $10 \pm 2 \% < \text{cendres} < 8 \pm 1 \%$.

L'exploitation du gisement a été réalisée à partir de trois secteurs (Fabre et Vaysse, 1951) :

- le quartier de Cardella où les travaux ont reconnu et exploité une veine de 0,80 m à 1,20 m de puissance qui se dédouble à l'extrémité sud du gisement ;
- le quartier de Sperone qui a reconnu une veine, ou deux veines très voisines, au sommet de la série ;
- le groupe de Murato—Lignaghia dans lequel ont été exploités une ou deux veines voisines, situées tout à fait au sommet de la série (production de 1 800 t).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire dans le **guide géologique régional : Corse** (Durand-Delga *et al.*, 1978, Paris : Masson édit.) : *itinéraire 9*.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT M. (1979) — Extension en mer du cauldron de Scandola. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 140-143.
- BAKOS F., DEL MORO A., VISONA D. (1990) — The Hercynian volcano-plutonic association of Ganna (Lake Lugano, central southern Alps, Italy). *Eur. J. Mineral.*, 2, p. 373-383.

- BARCA S., DURAND-DELGA M., ROSSI P., ŠTORCH P. (1996) — Les micaschistes panafricains de Corse et leur couverture paléozoïque : leur interprétation au sein de l'orogène varisque sud-européen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 322, sér. IIa, p. 981-989.
- BAUDELLOT S., DOUBINGER J., DURAND-DELGA M., VELLUTINI P. (1976) — Caractéristiques et âges des 5 cycles paléozoïques du Nord-Ouest de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, n° 5, p. 1221-1228.
- BAUDELLOT S., DURAND-DELGA M., MIROUSE P., PERRET M.F., TOUGOURDEAU-LANTZ J. (1981) — Le Dévonien de Galeria en Corse septentrionale, sa datation et sa place en Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, sér. II, p. 347-354.
- BECQ-GIRAUDON J.F., VAN DEN DRIESSCHE J. (1994) — Continuité de sédimentation entre le Stéphaniens et l'Autunien dans le bassin de Graissessac—Lodève (sud du Massif central) : implications tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 317, sér. II, p. 939-945.
- BIXEL F. (1984) — Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées. Thèse État, Toulouse III, 636 p.
- BODENHAUSEN J.W.A. (1955) — Géologie de la région au nord du golfe de Porto (Corse). Thèse, Geologisch Instituut Mededeling, univ. Amsterdam, n° 222, 98 p.
- BONIN B. (1973) — Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla—Cauro (Corse). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 127 p.
- BONIN B. (1980) — Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse État, Paris VI, 779 p.
- BONIN B. (1988) — From orogenic to anorogenic environments : evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, p. 301-311.
- BONIN B., GRELOU-ORSINI C., VIALETTE Y. (1978) — Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica) : a K-Li-Rb-Sr study. *Contr. Mineral. Petrol.*, 65, p. 425-432.
- BRISSET F., COCHEMÉ J.J. (1976) — Étude géologique des presqu'îles de Scandola et du Monte Seninu (Corse). Thèse 3^e cycle, Marseille.
- BRISSET F., COCHEMÉ J.J., VELLUTINI P.J., VINCENT P.M. (1974) — La caldeira de Scandola, une nouvelle structure volcanique de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 279, sér. D, p. 1067-1070.
- CABANIS B., COCHEMÉ J.J., VELLUTINI P.J., JORON J.L., TREUIL M. (1990) — Post-collisional Permian volcanism in northwestern Corsica : an assessment based on mineralogy and trace-element geochemistry. *J. Volc. Geoth. Research*, 44, p. 51-67.
- CABERG H. (1974) — Étude géologique et métallogénique des minéralisations de la région de l'Argentella. Mém. Licence sci. géol. minéral., lab. géol. appl., Liège.
- CAPPELLI B., CARMIGNANI L., CASTORINA F., Di PISA A., OGGIANO G., PETRINI R. (1992) — A Hercynian suture zone in Sardinia : geochemical and geochemical evidence. *Geodinamica Acta*, 5, 1-2, p. 101-118.

- CARON J.M., BONIN B. (1980) — Géologie de la Corse. Livret guide 26^e congrès géologique international, excursion en Corse.
- CLEMENS J.D., HOLLOWAY J.R., WHITE A.J.R. (1986) — Origin of A-type granite : experimental constrains. *Amer. Mineralogist*, 71, p. 317-324.
- COCHEMÉ J.J., BRISSET F., VELLUTINI P.J., VINCENT P.M. (1976) — La presqu'île du Monte Seninu fait-elle partie du «cauldron» de Scandola ? (Corse du Nord-Ouest). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 283, sér. D, p. 17-20.
- COCHERIE A. (1984) — Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse État, Rennes I, 245 p. (Documents BRGM, n° 90).
- COCHERIE A., ROSSI P. (1994) — Characterization and evolution of mafic magmatism in the late orogenic Variscan batholith of Corsica. *Mineral. Mag.*, VM Goldschmidt Conference (Nottingham), 58a, p. 181-182.
- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) — Single zircon dating by stepwise Pb evaporation : comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica. *Chem. Geol.* (isotope geosci. sect.), 101, p. 131-141.
- COCHERIE A., ROSSI P., FOUILLAC A.M., VIDAL P. (1994) — Crust and mantle contributions to granite genesis. An example from the Variscan batholith of Corsica studied by trace element and Nd-Sr-O isotope systematics. *Chem. Geol.* (isotope geosci. sect.), 115, p. 173-211.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. (1982) — Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, p. 189-200.
- CONCHON O. (1975) — Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse État, Paris VI, 757 p.
- CORTESOGNO L., DALLAGIOVANI G., VANNUCCI R., VANOSSI M. (1988) — Volcanisme, sédimentation et tectonique pendant le Permo-Carbonifère en Briançonnais ligure : une revue. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 81, 2, p. 487-510.
- COZZUPOLI D., GERBASI G., NEGRETTI G., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C. (1986) — Notizie preliminari di indagini geocronologiche K-Ar su vulcaniti e granitoidi di presuntata Permiana della Corsica settentrionale. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 41, p. 335-346.
- DEPRAT J. (1904) — Feuille de Vico. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVI, n° 110, p. 187.
- DEPRAT J. (1906) — Étude des roches éruptives sodiques de Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 17, p. 39-95.
- DEPRAT J. (1907) — Étude des roches éruptives carbonifères et permianes du NW de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVII, p. 279-393.

- DEPRAT J. (1909) — Feuille de Vico. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVIII, n° 119, p. 182.
- DÉRUELLE B. (1982) — Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. *J. Volc. Geoth. Res.*, 14, p. 77-124.
- DURAND-DELGA M. et coll. (1978). Corse. Collection guides géologiques régionaux, Paris : Masson édit., 297 p.
- DURAND-DELGA M., ROSSI P. (1991) — La Corse. In A. Piqué (coord.) : « Les massifs anciens de France ». *Sciences géol.*, Strasbourg, t. 44, fasc. 3-4, p. 311-336.
- DUTT A. (1955) — Contribution à l'étude pétrographique et pétrologique des roches ignées de la région entre Porto et Galeria (Corse). Thèse, Paris.
- EDEL J.B., MONTIGNY R., TUZZAT R. (1981) — Late Paleozoic rotations of Corsica and Sardinia : new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, p. 201-203.
- EGEBERG A.T., BONIN B., SORENSEN H. (1993) — The Bonifatto peralkaline granites (NW Corsica) : a possible case of evolution through volatile transfer. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 164, n° 5, p. 739-758.
- FABRE J., VAYSSE A. (1951) — Rapport préliminaire sur le bassin houiller d'Osani (Corse). BRGM, rapport A349/3, 27 p.
- FERRANDINI J., BÉTHOUX N., GAUTHIER A., FRÉCHET J., THOUVENOT F., FONTAINE C. (1994) — Première tentative d'étude sismotectonique de la Corse à partir d'un réseau sismologique et de la campagne Sisbalig II. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 319, sér. II, p. 705-712.
- FUMEY-HUMBERT F. (1989) — Le magmatisme hypovolcanique tardihercynien, l'exemple du réseau filonien de Balagne (Nord-Ouest de la Corse). Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Thèse doct. univ. Saint-Étienne, 237 p.
- FUMEY-HUMBERT F., MÉNOT 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, sér. D, 303, p. 1105-1110.
- GELMINI R. (1985) — A palaeogeographical reconstruction of the Permo-Triassic circum-Tyrrhenian area. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 104, p. 561-564.
- GENNESSEAUX M., REHAULT V.P., THOMAS B. (1989) — La marge continentale de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 2, p. 339-359.
- GONDOLO A. (1989) — Le volcanisme alcalin permo-triasique du sud-est de la France : Scandola et Senino (Corse), Estérel et Bas-Argens (Provence). Thèse doct. univ. Nice, 300 p.
- GONORD H., FUMEY-HUMBERT F., MÉNOT R.P. (1988) — Sur l'âge et la structure des terrains paléozoïques sédimentaires de l'Argentella (Corse du NW). 12^e réun. sci. Terre, Lille. Soc. géol. Fr. édit., p. 68.

- GONORD H., MÉNOT R.P., MICHON G., PICHON H. (1992) — Le lambeau métamorphique et sédimentaire de l'Argentella (Corse septentrionale) : indice d'une tectonique tangentielle et implications régionales. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, p. 335-345.
- HAMANN F. (1969) — Étude des filons et de leur encaissant dans la région de Porto - Girolata (Corse nord-occidentale). Thèse 3^e cycle, Nancy.
- HOLLANDE D. (1878) — Géologie de la Corse (thèse). Paris : Masson édit.
- KRYLATOV S. (1956) — Étude géologique et métallogénique de la région de l'Argentella. Dipl. ét. sup., Paris, 82 p. (inédit).
- KRYLATOV S. (1963) — Stratigraphie des terrains dinantiens de l'Argentella - Tour Margine (NW de la Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), V, p. 312-317.
- 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), VIII, p. 73-79.
- LACROIX A. (1930) — Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent. Livre jubilaire de la Soc. géol. Fr., p. 431-472.
- LANGE H., TISCHENDORF G., PÄLCHEN W., KLEMM I., OSSENKOPF W. (1972) — Zur petrographie und geochemie der Granite des Erzgebirges. *Geologie*, Berlin, 21, 4/5, p. 457-495.
- LAPORTE D., FERNANDEZ A., ORSINI J.B. (1991) — Le complexe d'Île-Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest : pétrologie et cadre de mise en place des granitoïdes magnésio-potassiques. *Géologie de la France*, n° 4, p. 15-30.
- LARDEAUX J.M., MÉNOT R.P., ORSINI J.B., ROSSI P., NAUD G., LIBOUREL G. (1994) — Corsica and Sardinia in the Variscan chain. In J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 467-479.
- LASSAUVAGERIE A.C. (1993) — Le métamorphisme des laves basiques permienes de la caldéra de Scandola (Corse). D.E.A., Marseille III, 31 p.
- LEMARCHAND F. (1987) — Les séries volcaniques de Fayal, Açores : étude pétrographique et géochimique. *Canad. J. Earth Sci.*, 24, p. 334-353.
- LOISELLE M.C., WONES D.R. (1979) — Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Amer., Abstr. Progr.*, 11, p. 468.
- MAILHÉ D., LUCAZEAU F., VASSEUR G. (1986) — Uplift history of thrust belts : an approach based on fission tracks data and thermal modelization. *Tectonophysics*, v. 124, p. 177-191.
- MAISONNEUVE J. (1960) — Étude géologique sur le sud de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 260, 289 p.
- MALUSKI H. (1976) — ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of biotites from Corsica and arguments for Permian ages of alkaline permian intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 305-317.

- MALUSKI H. (1977) — Application de la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. Thèse État, Montpellier, 113 p.
- MARILLIER F., GAUTHIER A., VOGT J. (1982) — La sismicité en Corse : revue historique et étude macrosismique de quelques événements récents. *Pageoph*, Bâle, n° 120, p. 165-167.
- MAURY E. (1905) — Feuille de Vico. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XVI, n° 105, p. 155.
- MAURY E., GRANDJEAN F. (1924) — Carte géol. France (1/80 000), feuille Corte. Paris : Service Carte géol. de la France.
- MÉNOT P.R., POITRASSON F., COTTIN J.Y., DUTHOU J.L., ORSINI J.B., PAQUETTE J.L., PIN C., PLATEVOET B. (1992) — Marqueurs magmatiques des intercycles orogéniques : la transition permo-carbonifère en Corse. Colloque « Dynamique et bilans de la Terre », résultats des travaux 1988-1992, résumé 2 p., INSU.
- MERCURY J.P. (1995) — Volcanologie du Monte Cinto (Haute-Corse). Thèse doct. univ. Paris-Sud (Orsay), 139 p.
- MERCURY J.P., BONIN B., BARDINTZEFF J.M., PLATEVOET B. (1994) — La caldeira du Monte Cinto : établissement du log détaillé des formations volcaniques permo-triasiques de la vallée de l'Asco (Haute-Corse). *Géologie de la France*, n° 2, p. 3-19.
- MYERS J.S. (1975) — Cauldron subsidence and fluidization : mechanisms of intrusion of the coastal batholith of Peru into its own volcanic ejecta. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 1209-1220.
- NENTIEN E. (1897a) — Étude sur les gîtes minéraux de la Corse. *Annales des Mines*, t. XII, p. 231-296.
- NENTIEN E. (1897b) — Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris : Impr. nat., 244 p.
- ORSINI J.B. (1976) — Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, n° 5, 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 État, Aix-Marseille III, 370 p.
- ORSINI J.B., VELLUTINI P.J. (1971a) — Le complexe volcanique du Cinto : son soubassement antépermien dans la vallée du Fango (Corse du NW). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, p. 663-666.
- ORSINI J.B., VELLUTINI P.J. (1971b) — Le complexe volcanique du Cinto : mise en évidence de quatre épisodes ignimbrétiques dans la vallée du Fango (Corse du NW). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 273, p. 611-614.
- ORSINI J.B., MICHON G., LAPORTE D., VELLUTINI P.J., FUMEY-HUMBERT F., CONCHON O., GAUTHIER A. (1987) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Calvi (1105). Notice explicative par J.B. Orsini avec la collaboration de O. Conchon, R. Dominici, F. Fumey-Humbert, D. Laporte, G. Michon, C. Vautrelle, P.J. Vellutini (1990), 57 p.

- PALAGI P., LAPORTE D., LARDEAUX J.M., MÉNOT R.P., ORSINI J.B. (1985) — Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des « gneiss de Belgodere » (Corse occidentale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. II, p. 1047-1052.
- PARETO (1845) — Cenni geognostici sulla Corsica. *Atti Sesta Reun. Scienzali Ital.*, Milan, 308 p.
- PÉZÉRIL G. (1977) — Les granitoïdes de basse Balagne (Corse). Thèse 3^e cycle, Aix-Marseille III, 182 p.
- PLATEVOET B. (1985) — Étude pétrologique d'une association acide-basique dans le complexe annulaire anorogénique de Porto (Corse). Thèse 3^e cycle, Paris VI, 182 p.
- PLATEVOET B., BONIN B. (1988) — Signification des monzonites et des syénites dans le plutonisme anorogénique de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 8, IV, n^o 6, p. 949-955.
- POITRASSON F. (1993) — Apports du système radiométrique samarium-néodyme à la connaissance du magmatisme anorogénique intracontinental. Exemple du Sud-Est de la France (Corse et Estérel). Thèse doct. univ. Clermont-Ferrand, 232 p.
- POITRASSON F., PIN C., DUTOU J.L., PLATEVOET B. (1994) — The size-isotopic evolution connection among layered mafic intrusions : Clues from a Sr-Nd isotopic study of a small complex. *J. Geoph. Res.*, 99.
- PUPIN J.P. (1980) — Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, p. 207-220.
- QUIN J.P. (1969) — Les granites alcalins et hyperalcalins du nord-ouest de la Corse. Thèse, Marseille.
- ROBARDET M., DORÉ F. (1988) — The late Ordovician diamictite formations from southwestern Europe : North Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, p. 19-31.
- ROGERS J.J.W., GREENBERG J.K. (1990) — Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites : distinction by major element and trace element geochemistry and possible origin. *J. Geol.*, 98, p. 291-309.
- ROSSI P. (1986) — Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse État, Toulouse III (Documents BRGM, n^o 107, 292 p.).
- ROSSI P., COCHERIE A. (1987) — Comportement des éléments en traces lors de la transition calco-alcalin/alcalin au sein du batholite corse. Principaux résultats scientifiques et techniques pour 1986, BRGM, p. 90-91.
- ROSSI P., COCHERIE A. (1991) — Genesis of a Variscan batholith. Field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. In R. Freeman, M. Huch and S. Mueller (eds) : « The European geotraverse ». *Tectonophysics*, 195, p. 319-346.
- ROSSI P., COCHERIE A. (1995) — Chronologie des intrusions du batholite corse : données de l'évaporation du plomb sur monozircon. Réunion spéc. Soc. géol. Fr. (Nice, novembre 1995), résumé p. 24.

- ROSSI P., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1991) — Distinction de deux séries sédimentaires d'âge carbonifère supérieur en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 313, sér. II, p. 443-450.
- ROSSI P., COCHERIE A., LAHONDÈRE D. (1992) — Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique permien de Corse occidentale, témoins des phénomènes d'amincissement crustal néovarisque. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, sér. II, p. 1341-1348.
- ROSSI P., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1993) — Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin d'âge stéphanien supérieur-permien inférieur en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 316, sér. II, p. 1779-1788.
- ROSSI P., DURAND-DELGA M., CARON J.M., GUIEU G., CONCHON O., LIBOUREL G., LOÏE-PILOT M.D., OLLÉ J.J., PÉQUIGNOT G., POTDEVIN J.L., RIEUF M., RODRIGUEZ G., SEDAN O., VELLUTINI P.J., ROUIRE J. (1994a) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Corte (1110). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rossi *et al.* (1994), 150 p.
- ROSSI P., LAHONDÈRE J.C., LLUCH D., LOÏE-PILOT M.D., JACQUET M. (1994b) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Florent (1103). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rossi, J.C. Lahondère, D. Lluch, M.D. LoÏe-Pilot et coll. (1994), 93 p.
- ROSSI P., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1995) — Identification en Corse d'un socle panafricain (cadomien), conséquences sur la paléogéographie de l'orogène varisque sud-européen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 321, sér. II A, p. 983-992.
- SCHALTEGGER U., CORFU F. (1995) — Late Variscan « Basin and Range » magmatism and tectonics in the central Alps : evidence from U/Pb geochronology. *Geodinamica Acta*, 8, 2, p. 82-98.
- STORCH P. (1994) — Graptolite biostratigraphy of the Lower Silurian (Llandovery and Wenlock) of Bohemia. *Geol. J.*, vol. 29, p. 137-165.
- SUN S.S., McDONOUGH W.F. (1989) — Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders, M.J. Norry (eds): « Magmatism in the Ocean Basins » *Geological Society*, Spec. Publ. 42, p. 313-345.
- STRECKEISEN A. (1976) — To each plutonic rock its proper name. *Eath Sci. Rev.*, 12, p. 1-33.
- SYLVESTER P.J. (1989) — Post-collisional alkaline granites. *J. Geol.*, 97, p. 261-280.
- TAYLOR S.R. (1969) — Trace-element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings of the Andesite conference, Intern. Upper Mantle Project. Scientific Report 16, p. 46-63. State of Oregon edit.
- TEICHMÜLLER R., SELZER G. (1931) — Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys.*, K1, III F, H, 3, p. 117-120.

- THOMPSON R.N., MCKENZIE W.S. (1987) — Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids. An experimental study. *Amer. J. Sci.*, 265, p. 714-734.
- TOMASINI S., POLI G.P., HALIDAY S. (1995) — The role of sediment subduction and crustal growth in the Hercynian plutonism. Isotopic and trace-element evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *J. Petrol.*, 36, 5, p. 1305-1332.
- TUTTLE O.F., BOWEN N.L. (1958) — Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaSi}_3\text{AlO}_8\text{-KSi}_3\text{AlO}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 74, 153 p.
- VATIN-PERIGNON N., OLIVER R.A., PIBOULE M., FABRE J., GUILLOT F. (1992) — Permian magnetism in the Briançonnais domain (western Alps) : new geochemical data and geodynamic implications. *Géol. alpine*, sér. spéc. : résumés de colloques, n° 1, p. 100-101.
- VELLUTINI P.J. (1973a) — Étude géologique de la vallée du Fango. Les rhyolites ignimbrétiques et leur substratum paléozoïque. Thèse 3^e cycle, Marseille, 214 p., 34 pl., 18 ph., 1 carte h.t.
- VELLUTINI P.J. (1973b) — Mise en évidence de deux cycles magmatiques dans le complexe volcanique du Cinto (Corse du nord-ouest). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, sér. D, p. 913-916.
- VELLUTINI P.J. (1977) — Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest, son extension en Méditerranée occidentale. Thèse État, Marseille, 317 p.
- WESTPHAL M., ORSINI J., VELLUTINI P.J. (1975) — Le microcontinent Corso-Sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, 30, p. 141-157.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. (1987) — A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, p. 407-419.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Corse, immeuble Agostini, Z.I. de Furiani, 20600 Bastia, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée en 1995 par P. ROSSI (BRGM) à partir d'un texte fourni par P.J. VELLUTINI (université de Corse) en 1989 et comportant de larges extraits de sa thèse (1977), d'une description inédite (1988) des granites calco-alcalins magnésio-potassiques par G. MICHON (université de Saint-Étienne), et de ses propres travaux sur les formations anté-permiennes et l'évolution magmato-structurale du batholite corse. Le chapitre « Ressources en eau » est dû à J.Y. HERVÉ (BRGM).

ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES

| | Morsetta | Crovani |
|------------------------------------|----------|---------|
| SiO ₂ | 72,92 | 72,38 |
| Al ₂ O ₃ | 14,85 | 14,35 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 1,75 | 1,71 |
| MnO | 0,04 | 0,03 |
| MgO | 0,55 | 0,60 |
| CaO | 1,81 | 1,50 |
| Na ₂ O | 4,27 | 3,82 |
| K ₂ O | 3,62 | 4,26 |
| TiO ₂ | 0,25 | 0,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,08 | 0,09 |
| P.F. | 0,70 | 0,59 |
| Total | 100,84 | 99,60 |

Tableau 1 — Granites magnésio-potassiques U1. Analyses en roche totale, fluorescence X (univ. Saint-Étienne)

| | Rhyolites Solche | Granodiorites Capo al Cavallo |
|------------------------------------|------------------|-------------------------------|
| SiO ₂ | 72,30 | 68,80 |
| Al ₂ O ₃ | 13,65 | 14,20 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 1,35 | 3,54 |
| MnO | 0,02 | 0,08 |
| MgO | 0,56 | 1,52 |
| CaO | 0,40 | 2,68 |
| Na ₂ O | 2,35 | 3,11 |
| K ₂ O | 6,80 | 4,35 |
| TiO ₂ | 0,24 | 0,57 |
| P ₂ O ₅ | 0,11 | 0,17 |
| P.F. | 1,45 | 0,67 |
| Total | 99,23 | 99,69 |
| U | 7,4 | 6,7 |
| Th | 22,4 | 28,1 |
| Ta | 2,1 | 1,79 |
| Hf | 4,1 | 7,26 |
| Zr | 115 | 285 |
| Cs | 5 | 7,88 |
| Rb | 215 | 202 |
| Sr | 249 | 308 |
| Ba | 1118 | 775 |
| Y | 18,1 | |
| La | 24 | 43,4 |
| Ce | 49 | 87,8 |
| Nd | 20,4 | |
| Sm | 4,3 | 6,66 |
| Eu | 0,6 | 1,15 |
| Gd | 4,1 | |
| Tb | 0,6 | 0,73 |
| Tm | 0,3 | |
| Yb | 1,8 | 1,98 |
| Lu | 0,3 | 0,32 |

Tableau 2 — Granodiorites de Capo al Cavallo. Comparaison avec les rhyolites de Solche (feuille Saint-Florent). Analyses en roche totale : majeurs FX, traces INAA (BRGM)

| | 541 | 542 | 551 | 538 | 540 | 550 | 554 | 549 | 193 | 544 | 545 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 56,34 | 56,48 | 56,68 | 57,42 | 58,22 | 58,45 | 58,55 | 58,73 | 59,50 | 59,80 | 65,98 |
| Al ₂ O ₃ | 18,28 | 17,17 | 19,52 | 17,40 | 17,28 | 17,48 | 17,55 | 18,62 | 17,40 | 17,67 | 15,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,99 | 2,72 | 3,79 | 1,50 | 2,35 | 3,25 | 1,30 | 2,92 | 3,10 | 2,10 | 2,26 |
| FeO | 1,87 | 3,30 | 1,46 | 3,18 | 3,05 | 0,80 | 3,56 | 1,29 | 2,25 | 2,90 | 0,90 |
| MnO | 0,08 | 0,10 | 0,09 | 0,19 | 0,09 | 0,07 | 0,16 | 0,06 | 0,24 | 0,09 | 0,05 |
| MgO | 3,29 | 4,63 | 2,54 | 4,04 | 4,04 | 1,28 | 4,73 | 1,53 | 2,05 | 2,74 | 0,98 |
| CaO | 5,40 | 3,80 | 1,86 | 3,85 | 3,97 | 3,75 | 2,47 | 2,06 | 5,45 | 4,47 | 1,69 |
| Na ₂ O | 5,52 | 4,04 | 7,07 | 3,83 | 4,22 | 6,71 | 5,21 | 6,72 | 4,00 | 3,75 | 4,71 |
| K ₂ O | 0,66 | 1,71 | 1,27 | 2,20 | 2,16 | 1,52 | 0,81 | 2,88 | 2,25 | 2,07 | 3,81 |
| TiO ₂ | 0,91 | 1,14 | 1,02 | 0,88 | 0,97 | 1,08 | 1,11 | 1,09 | 0,82 | 0,97 | 0,85 |
| P ₂ O ₅ | 0,34 | 0,27 | 0,39 | 0,28 | 1,25 | 1,47 | 0,28 | 0,34 | 0,23 | 0,29 | 0,75 |
| H ₂ O+ | 2,99 | 2,55 | 2,97 | 2,96 | 2,53 | 3,55 | 3,37 | 2,05 | 2,20 | 2,70 | 1,52 |
| H ₂ O- | 0,43 | 0,50 | 0,60 | 0,30 | 0,37 | 0,49 | 0,29 | 0,34 | 0,25 | 0,24 | 0,31 |
| Total | 99,10 | 98,41 | 99,26 | 98,03 | 100,48 | 99,90 | 99,39 | 98,63 | 100,36 | 99,79 | 99,71 |

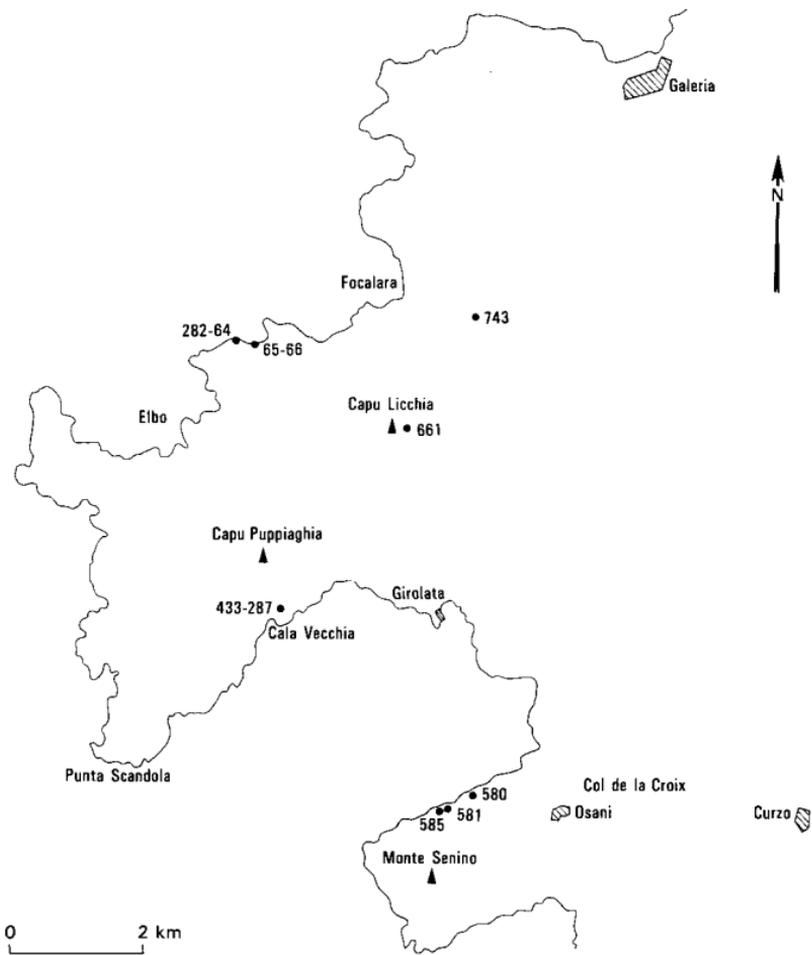
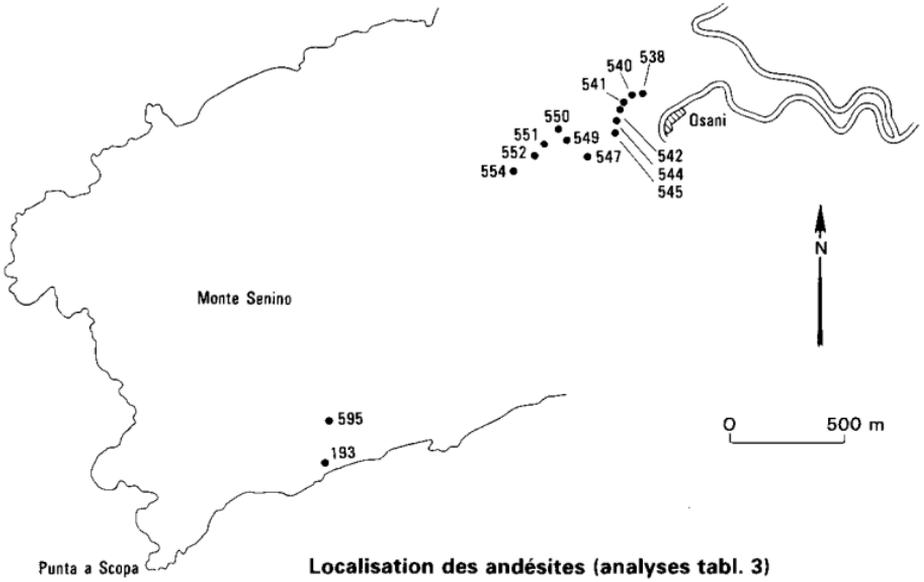
Tableau 3 — Andésites. Analyses *in* Cochemé et Brisset (1976). Localisation p. 103

| | 595 | 552 | 538 | 547 | C7 | 596 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 58,34 | 58,70 | 57,42 | 56,48 | 58,75 | 59,36 |
| Al ₂ O ₃ | 17,78 | 18,53 | 17,40 | 17,30 | 17,95 | 17,42 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 5,87 | 5,87 | 5,00 | 5,96 | 5,03 | 4,83 |
| MnO | 0,08 | 0,16 | 0,19 | 0,13 | 0,17 | 0,09 |
| MgO | 2,69 | 3,58 | 4,04 | 4,93 | 4,04 | 2,60 |
| CaO | 5,62 | 4,09 | 3,85 | 3,93 | 3,60 | 5,14 |
| Na ₂ O | 3,67 | 4,68 | 3,83 | 4,31 | 4,07 | 3,83 |
| K ₂ O | 2,01 | 1,37 | 2,20 | 1,63 | 2,12 | 2,46 |
| TiO ₂ | 1,09 | 1,08 | 0,88 | 1,08 | 0,88 | 0,67 |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,32 | 0,28 | 0,33 | 0,21 | 0,20 |
| P.F. | 1,38 | 3,02 | 3,26 | 3,29 | 2,93 | 3,99 |
| Total | 98,97 | 101,4 | 98,35 | 99,37 | 99,75 | 100,59 |
| U | 2,5 | 3,5 | 3 | 2,5 | 2,48 | 3,6 |
| Th | 8 | 6 | 6 | 5 | 5,55 | 8,7 |
| Ta | | | | | 0,87 | 0,98 |
| Nb | 12 | 13 | 13 | 12 | | |
| Hf | 6 | 5,5 | 5,5 | 5,5 | 3,6 | 4,1 |
| Zr | 159 | 174 | 153 | 160 | 165 | 176 |
| Sc | | | | | 17,4 | 14,3 |
| Cr | | | | | 61 | 68 |
| Co | | | | | 13,1 | 12 |
| Ni | | | | | 11 | 26 |
| Zn | 66 | 96 | 73 | 78 | | |
| Rb | 67 | 46 | 70 | 39 | 61,9 | 91,7 |
| Sr | 387 | 490 | 327 | 461 | 300 | 444 |
| Ba | 549 | 720 | 685 | 742 | 584 | 628 |
| La | 22,1 | | 20,2 | | 23,6 | 25,3 |
| Ce | 45,8 | | 41,8 | | 49,2 | 50,9 |
| Nd | 25,2 | | 21,4 | | | |
| Sm | | | | | 4,9 | 4,6 |
| Eu | 1,42 | | 1,3 | | 1,4 | 1,33 |
| Tb | | | | | 0,62 | 0,54 |
| Dy | 5,15 | | 5,15 | | | |
| Yb | 2,34 | | 1,89 | | 2,1 | 2,9 |

Tableau 3 — Andésites (suite). Analyses C7, 596 in Cabanis *et al.* (1990) : majeurs FX, traces INAA; analyses 595, 552, 538, 547 in Fumey-Humbert (1989) : majeurs FX, traces ICP

| | 694 | 585 | 743 | 64 | 580 | 581 | 282 | 433 | 287 | 63 | 65 | 661 |
|------------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 63,78 | 65,25 | 63,02 | 65,06 | 65,51 | 65,53 | 66 | 66,22 | 67,11 | 67,80 | 68,40 | 69,86 |
| Al ₂ O ₃ | 16,61 | 15,85 | 16,31 | 16,85 | 15,50 | 16,13 | 16,8 | 14,90 | 16,75 | 15,40 | 13,90 | 14,59 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 3,67 | 4,07 | 3,92 | 3,16 | 3,34 | 4,19 | 3,44 | 2,87 | 2,57 | 2,87 | 2,27 | 2,36 |
| MnO | 0,09 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,03 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,06 | 0,01 |
| MgO | 1,84 | 1,60 | 1,85 | 1,68 | 1,31 | 2,17 | 2,15 | 2,39 | 1,66 | 1,80 | 1,60 | 1,16 |
| CaO | 1,51 | 1,77 | 2,97 | 2,56 | 1,61 | 0,84 | 1,35 | 0,63 | 0,17 | 1,65 | 2,80 | 0,83 |
| Na ₂ O | 6,14 | 5,64 | 3,17 | 5,84 | 5,80 | 6,37 | 5,20 | 6,66 | 6,17 | 4,90 | 4,65 | 4,78 |
| K ₂ O | 2,41 | 2,8 | 4,85 | 1,80 | 2,61 | 2,01 | 2,30 | 3,21 | 2,62 | 1,50 | 2,00 | 3,61 |
| TiO ₂ | 0,60 | 0,58 | 0,85 | 0,53 | 0,62 | 1,09 | 0,52 | 0,54 | 0,50 | 0,51 | 0,68 | — |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,16 | 0,36 | 0,18 | 0,22 | 0,21 | 0,17 | 0,16 | 0,15 | 0,16 | 0,17 | 0,15 |
| P.F. | 2,26 | 2,46 | 1,72 | 2,14 | 2,55 | 2,00 | 2,10 | 0,64 | 1,62 | 1,85 | 1,90 | 1,58 |
| Total | 99,97 | 100,23 | 99,07 | 99,88 | 99,10 | 100,59 | 100,10 | 98,28 | 99,36 | 99,31 | 100,23 | 98,93 |
| U | 1,4 | 1,6 | | | | | | | | | | |
| Th | 4,4 | 4,7 | | | | | | | | | | |
| Ta | 0,55 | 0,61 | | | | | | | | | | |
| Hf | 4 | 4,6 | | | | | | | | | | |
| Zr | 178 | 188 | | | | | | | | | | |
| Sc | 8,6 | 9 | | | | | | | | | | |
| Cr | 6 | 2 | | | | | | | | | | |
| Co | 6,6 | 6,9 | | | | | | | | | | |
| Ni | 5 | 6 | | | | | | | | | | |
| Rb | 66,4 | 102 | | | | | | | | | | |
| Sr | 32,6 | 257 | | | | | | | | | | |
| Ba | 403 | 599 | | | | | | | | | | |
| La | 19,5 | 27,4 | | | | | | | | | | |
| Ce | 38,2 | 52,2 | | | | | | | | | | |
| Sm | 3,9 | 4,8 | | | | | | | | | | |
| Eu | 1,1 | 1,54 | | | | | | | | | | |
| Tb | 0,43 | 0,49 | | | | | | | | | | |
| Yb | 1,4 | 2 | | | | | | | | | | |

Tableau 4 — Dacites et rhyodacites à faciès microlitique. Analyses 695,585 in Cabanis *et al.* (1990) : majeurs FX, traces INAA ; les autres in Cochemé et Brisset (1976). Localisation p. 103



| | 216 | 1729 | 701 | 688 | 803E |
|------------------------------------|-------|--------|--------|-------|--------|
| SiO ₂ | 69,77 | 67,40 | 66,77 | 66,17 | 65,51 |
| Al ₂ O ₃ | 14,69 | 15,10 | 15,18 | 15,59 | 16,06 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 2,33 | 3,47 | 3,40 | 3,86 | 3,21 |
| MnO | 0,07 | 0,14 | 0,07 | 0,06 | 0,06 |
| MgO | 0,17 | 2,05 | 0,96 | 1,26 | 1,42 |
| CaO | 2,56 | 1,85 | 1,92 | 1,75 | 2,23 |
| Na ₂ O | 3,72 | 3,55 | 3,23 | 3,88 | 4,43 |
| K ₂ O | 4,75 | 4,70 | 6,42 | 5,13 | 5,07 |
| TiO ₂ | 0,24 | 0,21 | 0,9 | 0,21 | 0,83 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,59 | 0,10 | 0,26 | 0,17 |
| P.F. | 0,93 | 1,40 | 1,40 | 1,41 | 1,73 |
| Total | 99,29 | 100,46 | 100,35 | 99,58 | 100,72 |
| U | | 6,5 | 8 | 9 | 10 |
| Th | | 18 | 26 | 21 | 23 |
| Nb | | 15 | 19 | 15 | 18 |
| Hf | | 6 | 10 | 7,5 | 9 |
| Zr | | 187 | 365 | 264 | 370 |
| Zn | | 70 | 44 | 49 | 34 |
| Rb | | 272 | 229 | 206 | 175 |
| Sr | | 320 | 341 | 325 | 393 |
| Ba | | 689 | 1222 | 1063 | 1456 |
| La | | 45 | | | 51,3 |
| Ce | | 86,6 | | | 103 |
| Nd | | 37 | | | 44,5 |
| Eu | | 1,35 | | | 1,94 |
| Dy | | 3,32 | | | 4,23 |
| Yb | | 1,16 | | | 2,34 |

Tableau 5 — Dacites et rhyodacites ignimbritiques de la série verte de Focolara. Analyses : majeurs *in* Cochemé et Brisset (1976), traces (ICP) *in* Fumey-Humbert (1989)

| | 1725 | 805 | 678 | 687 | 679 | 682 | 686 | 667 | 684 | 685 | 530 | 803 | 688 | 701 | 772 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 71,80 | 72,28 | 74,40 | 74,65 | 74,80 | 72,55 | 74,55 | 71,05 | 75,15 | 73,95 | 74,72 | 65,51 | 66,17 | 66,77 | 73,46 |
| Al ₂ O ₃ | 14,15 | 14,54 | 12,85 | 13,40 | 13,00 | 14,25 | 13,25 | 14,35 | 13,05 | 13,50 | 13,72 | 16,06 | 15,69 | 15,18 | 13,29 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,75 | 2,24 | 1,40 | 1,70 | 1,35 | 2,10 | 1,45 | 1,60 | 1,45 | 2,20 | 0,80 | 1,32 | 0,45 | 1,39 | 1,51 |
| FeO | 0,50 | 0,29 | 0,20 | 0,10 | 0,30 | 0,15 | 0,30 | 0,75 | 0,20 | 0,05 | 0,97 | 1,72 | 3,10 | 1,83 | 0,28 |
| MnO | 0,08 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | — | 0,05 | 0,05 | 0,10 | 0,05 | — | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,04 |
| MgO | 0,75 | 0,66 | 0,40 | 0,20 | 0,50 | 0,45 | 0,30 | 0,35 | 0,35 | 0,25 | 0,16 | 1,42 | 1,26 | 0,96 | 0,36 |
| CaO | 1,20 | 1,09 | 1,25 | 1,40 | 0,65 | 1,55 | 1,25 | 1,25 | 0,75 | 0,65 | 0,52 | 2,23 | 1,75 | 1,92 | 0,47 |
| Na ₂ O | 3,90 | 4,16 | 3,95 | 3,60 | 3,80 | 3,15 | 3,60 | 3,85 | 3,45 | 3,15 | 2,42 | 4,43 | 3,88 | 3,23 | 3,62 |
| K ₂ O | 4,35 | 3,90 | 4,30 | 4,40 | 4,75 | 4,25 | 4,15 | 4,85 | 4,05 | 4,10 | 6,30 | 5,07 | 5,13 | 6,42 | 5,73 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,10 | 0,05 | 0,10 | 0,05 | 0,10 | 0,05 | 0,15 | 0,05 | 0,10 | 0,12 | 0,17 | 0,26 | 0,10 | 0,05 |
| TiO ₂ | 0,28 | 0,25 | 0,15 | 0,10 | 0,10 | 0,20 | 0,10 | 0,10 | 0,15 | 0,15 | 0,21 | 0,83 | 0,21 | 0,90 | 0,69 |
| H ₂ O ⁺ | 1,05 | — | 0,60 | 0,70 | 0,70 | 1,40 | 0,75 | 1,70 | 0,90 | 1,25 | nd | 1,68 | 1,32 | 1,34 | 0,93 |
| H ₂ O ⁻ | 0,10 | — | 0,01 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,10 | nd | 0,05 | 0,09 | 0,06 | 0,15 |

Tableau 6 — Ignimbrites rhyolitiques du cycle calco-alcalin. 1725 : série type Calenzana, col du Marsolino, bergeries de Radi; 805 : *idem*, Monte Berdato; 678 : série noire type Monte-Estremo, dans le village; 687 : *idem*, sentier de Capronale; 679 : série rouge type pont génois, 500 m amont du pont, dans le lit du Fango; 682 : *idem*, auberge du Fango; 686 : série verte type Culombo, ruisseau du Culombo en aval du pont; 667 : *idem*, pont du Culombo; 684 : série violette type Eltru, Capu d'Eltru; 658 : *idem*, ruisseau du Piriu; 530 : rhyolite de Bocca Bassa, R.N. 199 (Bocca de l'Uomo Morto); 803 : ignimbrite noire de Girolata; 688, 701 : ignimbrite verte de Focolara; 772 : ignimbrite brune du Capu Tondu. Analyses 803, 688, 701, 772 *in* Cochemé et Brisset (1976); les autres *in* Vellutini (1977)

| | 3700 | 3701 | 3702 | 3703 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 75,87 | 75,09 | 75,20 | 76,02 |
| Al ₂ O ₃ | 11,70 | 11,76 | 10,54 | 10,12 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,90 | 1,52 | 2,49 | 2,92 |
| FeO | 1,00 | 0,52 | 1,60 | 1,30 |
| MgO | 0,08 | 0,22 | 0,06 | 0,08 |
| MnO | 0,76 | 0,91 | 0,58 | 0,58 |
| CaO | 4,27 | 4,32 | 5,14 | 4,79 |
| Na ₂ O | 4,68 | 4,95 | 4,02 | 4,21 |
| K ₂ O | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,12 | 0,09 | 0,08 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,04 |
| H ₂ O+ | 0,25 | 0,23 | 0,06 | 0,16 |
| H ₂ O- | 0,09 | 0,08 | 0,05 | 0,04 |

Tableau 7 — Granites alcalins U3 du massif d'Evisa. 3700 : granite leucocrate à riébeckite-lépidomélane, sentier du col de Saltu; 3701 : *idem*, ruisseau de Casterica; 3702 : granite à riébeckite-ægyrine, sentier du Saltu, 1 km avant le col; 3703 : *idem*, col de Cuccavera. Analyses FX *in* Vellutini (1977)

| | SM1 | CAL1 | CAL2 | CAL3 | Po11 | a | b |
|------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 61,75 | 62,40 | 63,20 | 63,40 | 68,40 | 64,50 | 66,20 |
| Al ₂ O ₃ | 17,15 | 15,87 | 16,24 | 16,05 | 14,90 | 16,54 | 15,60 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 6,83 | 6,69 | 6,73 | 7,05 | 5,00 | 5,01 | 4,60 |
| MnO | 0,15 | 0,24 | 0,23 | 0,24 | 0,08 | 0,16 | 0,10 |
| MgO | 0,20 | 0,20 | 0,10 | 0,59 | 0,40 | 0,73 | 0,82 |
| CaO | 2,15 | 1,94 | 1,48 | 3,00 | 1,60 | 2,53 | 2,14 |
| Na ₂ O | 5,10 | 4,25 | 4,45 | 4,74 | 3,95 | 4,85 | 4,78 |
| K ₂ O | 5,50 | 5,77 | 5,70 | 3,60 | 4,95 | 4,96 | 4,81 |
| TiO ₂ | 0,45 | 0,69 | 0,62 | 0,46 | 0,41 | 1,05 | 0,90 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,90 | 0,14 | 0,12 | 0,06 | 0,20 | 0,15 |
| P.F. | 0,35 | 0,35 | 0,79 | 0,70 | 0,55 | 0,35 | 0,35 |
| Total | 99,68 | 99,30 | 99,68 | 99,95 | 100,30 | 100,88 | 100,45 |
| U | 1,81 | 1,30 | 0,90 | 2,8 | 3,5 | | |
| Th | 11,9 | 5,71 | 5,11 | 7,08 | 11 | | |
| Th | 1,06 | 1,32 | 0,79 | 1,32 | 1,74 | | |
| Hf | 27,5 | 4,75 | 4,46 | 6,35 | 12 | | |
| Zr | 1343 | 248 | 254 | 293 | 519 | | |
| Sc | 18,1 | 14,90 | 16,20 | 11,1 | 9,51 | | |
| Cr | 16 | 7 | 11 | 20 | 10 | | |
| Co | 1,6 | 1,41 | 1,50 | 3,97 | 2,5 | | |
| Ni | 3,3 | 3 | 3 | 5 | 3,4 | | |
| Rb | 71 | 74 | 76 | 64,2 | 160,4 | | |
| Sr | 73 | 37 | 33 | 124,9 | 106,5 | | |
| Ba | 1555 | 486 | 492 | 277 | 1015 | | |
| La | 222 | 22 | 44 | 28,5 | 49,6 | | |
| Ce | 399 | 51 | 94 | 57,2 | 98,3 | | |
| Sm | 21,6 | 6,7 | 9,5 | 7,51 | 9,8 | | |
| Eu | 5,24 | 2,1 | 2,5 | 1,59 | 2,03 | | |
| Tb | 1,7 | | | 1,25 | 1,33 | | |
| Yb | 5,73 | 3,6 | 3,5 | 4,13 | 4,6 | | |
| Lu | | | | 0,77 | 0,78 | | |

Tableau 8 — Granites du complexe de Cinque Frati—Popolasca. SM1 : syénite, Monte Peloso (feuille Porto-Vecchio, pour comparaison); CAL 1-2-3 : granosyénite à fayalite-hastingsite, Calasima; Po11 : granite mésocrate à amphibole, Popolasca (feuille Corte); a : granosyénite à fayalite-hastingsite, Valle Longa; b : *idem*, massif des Cinque Frati. Analyses en roche totale, majeurs FX, traces INAA : a et b *in* Vellutini (1977), les autres BRGM

| | 1030 | 1073 | 1753 | 1056 | 1159 | 1255 | 3705 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 75,49 | 79,42 | 76,35 | 75,00 | 77,50 | 74,20 | 70,64 |
| Al ₂ O ₃ | 11,61 | 10,57 | 11,20 | 13,17 | 10,98 | 11,88 | 13,62 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 1,72 | 1,82 | 1,54 | 0,76 | 1,51 | 1,26 | 2,79 |
| FeO | 0,48 | 0,10 | 0,24 | 0,43 | 0,14 | 0,60 | 0,55 |
| MnO | 0,01 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 |
| MgO | 0,21 | 0,08 | 0,31 | 0,11 | 0,03 | 0,15 | 0,04 |
| CaO | 0,42 | 0,24 | 0,23 | 0,39 | 0,18 | 0,97 | 0,87 |
| Na ₂ O | 3,85 | 4,04 | 3,01 | 4,20 | 3,47 | 3,89 | 4,64 |
| K ₂ O | 4,84 | 2,95 | 5,12 | 4,59 | 5,01 | 4,93 | 5,39 |
| TiO ₂ | 0,21 | 0,20 | 0,08 | 0,10 | 0,14 | 0,08 | 0,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,08 | 0,06 |
| H ₂ O+ | nd | nd | 0,40 | nd | nd | 0,88 | 0,85 |
| H ₂ O- | nd | nd | 0,08 | nd | nd | 0,02 | 0,14 |

Tableau 9 — Complexe volcano-plutonique du Monte Cinto. 1030 : rhyolite ignimbrétique, col de Stranciacone; 1073 : *idem*, col de l'Ondella; 1753 : *idem*, station de ski d'Asco; 1056 : dôme du pont d'Asco (feuille Corte); 1159 : dôme de Bonasa (feuille Calvi); 1255 : filon annulaire d'Asco, R.F. 13, lieu-dit Dispensa (feuille Calvi); 3705 : filon annulaire de Calenzana, piste du Marsolino, hameau de Porta-Vecchia. Analyses *in* Vellutini (1977)

| | 66-417 | 62-987 | 62-977 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 74,94 | 78,45 | 77,12 |
| Al ₂ O ₃ | 12,63 | 10,91 | 10,87 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,39 | 1,59 | 0,91 |
| FeO | 0,77 | 0,34 | 1,28 |
| MnO | 0,01 | 0,02 | 0,05 |
| MgO | 0,00 | 0,07 | 0,00 |
| CaO | 0,05 | 0,02 | 0,12 |
| Na ₂ O | 3,98 | 3,44 | 3,94 |
| K ₂ O | 5,40 | 4,32 | 4,48 |
| TiO ₂ | 0,20 | 0,11 | 0,12 |
| P ₂ O ₅ | 0,00 | 0,02 | 0,02 |
| PF | 0,55 | 0,37 | 0,47 |
| Total | 99,56 | 99,66 | 99,32 |
| U | 8 | 13 | 17 |
| Th | 23 | 43 | 58 |
| Nb | 35 | 59 | 73 |
| Zr | 499 | 630 | 1111 |
| Cr | 3 | 11 | 12 |
| Ni | 4 | 6 | 12 |
| Zn | 94 | 49 | 249 |
| Rb | 177 | 209 | 320 |
| Sr | 1,1 | 0,8 | 0,7 |
| Ba | 71 | 33 | 15 |
| Ga | 21 | 33 | 29 |
| Y | 88 | 131 | 133 |
| La | 71 | 35 | 48 |
| Ce | 148 | 89 | 106 |
| Nd | 73 | 36 | 55 |

Tableau 10 — Granite de Bonifato. 66-417 : granite gris-vert à amphibole; 62-987 : granite rouge à chlorite; 62-977 : granite blanc à arfvedsonite-ægyrine. Analyses *in* Egeberg *et al.*, 1993; localisation en fig. 9

| | 127 | 493 | 178 | 110 | 360 | 535 | 856 | 186 | B11 | A71 |
|------------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|
| SiO ₂ | 77,19 | 77,48 | 77,53 | 76,63 | 77,24 | 79,08 | 76,40 | 77,77 | 70,65 | 79,83 |
| Al ₂ O ₃ | 10,43 | 10,76 | 10,40 | 10,89 | 11,73 | 10,78 | 11,40 | 10,13 | 13,43 | 9,12 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 1,74 | 1,85 | 0,81 | 2,12 | 0,56 | 1,05 | 2,87 | 2,31 | 3,82 | 2,13 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | — | 0,04 | 0,04 | — | — | 0,02 | 0,04 | 0,03 |
| MgO | 1,01 | 0,52 | 0,48 | 0,28 | 0,16 | 0,01 | 0,15 | 0,25 | 0,91 | 0,31 |
| CaO | 0,03 | 0,29 | — | — | — | — | 0,05 | — | — | — |
| Na ₂ O | 2,40 | 0,63 | 1,22 | 3,43 | 0,98 | 2,38 | 1,93 | 3,34 | 3,18 | 3,03 |
| K ₂ O | 5,18 | 8,09 | 7,44 | 5,21 | 7,80 | 5,06 | 6,18 | 4,65 | 5,95 | 3,61 |
| TiO ₂ | 0,23 | 0,35 | 0,12 | 0,17 | — | 0,21 | 0,09 | 0,18 | 0,39 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | — | 0,03 | 0,15 | — |
| P.F. | 0,72 | 1,39 | 0,96 | 0,46 | 0,82 | 1,18 | 1,08 | 0,82 | 1,84 | 1,00 |
| Total | 98,99 | 101,41 | 98,47 | 99,26 | 99,35 | 99,79 | 100,15 | 99,50 | 100,36 | 99,10 |
| La | | | | | | | | | 88,56 | 57,13 |
| Ce | | | | | | | | | 124,11 | 132,53 |
| Nd | | | | | | | | | 93,17 | 58,29 |
| Sm | | | | | | | | | 16,15 | 18,43 |
| Eu | | | | | | | | | 1,02 | 0,52 |
| Dy | | | | | | | | | 12,73 | 18,34 |
| Yb | | | | | | | | | 7,47 | 11,78 |
| Lu | | | | | | | | | 1,24 | 1,83 |

Tableau 11 — Roches acides du complexe de Scandola–Senino. 127 : ignimbrite de Scandola; 493,178 : ignimbrite du Monte Senino; 110,360 : dômes et sills du cauldron de Scandola; 535,856 : dômes et sills du Monte Senino, domaine nord; 186 : *idem*, domaine sud; B11 : coulée pyroclastique à Solana (Scandola); A71 : microgranite d'Elbo (Scandola). Analyses B11-A71 *in* Gondolo (1989), les autres *in* Cochemé et Brisset (1976)

| | A72 | E18 | E34 | I15 | SC27 | SC28 | SC16 | 182 | 89 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 48,9 | 46,5 | 48,7 | 49,37 | 47,79 | 49,54 | 46,09 | 49,70 | 48,47 |
| Al ₂ O ₃ | 17,2 | 16,1 | 15,6 | 17,09 | 16,77 | 17,62 | 15,44 | 16,20 | 16,47 |
| Fe ₂ O ₃ (t) | 7,63 | 10,35 | 8,33 | 9,00 | 9,57 | 8,65 | 9,31 | 9,40 | 10,84 |
| MnO | 0,3 | 0,19 | 0,12 | 0,17 | 0,3 | 0,79 | 0,14 | 0,24 | 0,29 |
| MgO | 7,86 | 5,33 | 5,18 | 7,54 | 7,04 | 6,28 | 4,27 | 7,55 | 7,48 |
| CaO | 3,14 | 6,49 | 6,13 | 4,48 | 3,67 | 3,63 | 8,34 | 4,65 | 2,60 |
| Na ₂ O | 5,29 | 5,93 | 4,8 | 4,5 | 4,84 | 4,84 | 3,41 | 5,35 | 5,25 |
| K ₂ O | 1,04 | 0,56 | 2,7 | 2,54 | 1,52 | 1,68 | 1,84 | 0,20 | 0,98 |
| TiO ₂ | 1,87 | 2,22 | 1,7 | 1,08 | 1,82 | 1,94 | 2,84 | 1,85 | 1,71 |
| P ₂ O ₅ | 0,45 | 0,5 | 0,43 | 0,26 | 0,42 | 0,45 | 0,55 | 0,37 | 0,46 |
| P.F. | 5,32 | 4,93 | 5,98 | 4,43 | 5,53 | 4,00 | 7,39 | 3,90 | 4,29 |
| Total | 99,00 | 99,1 | 99,67 | 100,46 | 99,27 | 99,42 | 99,62 | 99,41 | 99,61 |
| U | 1,08 | 0,66 | 1,31 | | 0,7 | 0,74 | 1,9 | | |
| Th | 1,67 | 3,23 | 4,63 | | 2,46 | 2,59 | 2,1 | | |
| Ta | 0,67 | 1,43 | 1,29 | | 0,9 | 0,94 | 1,07 | | |
| Nb | | | | 5 | | | | | |
| Hf | 4,34 | 8,66 | 8,84 | | 6,2 | 6,5 | 7,3 | | |
| Zr | 211 | 416 | 420 | 80 | 301 | 289 | 349 | | |
| Sc | 19,1 | 40 | 34,5 | 39,9 | 368 | 475 | 316 | | |
| Cr | 54 | 115 | 95 | 105 | 100 | 113 | 106 | | |
| Co | 20,1 | 48,5 | 35,2 | 22 | 32 | 34,3 | 23,9 | | |
| Ni | 29,7 | 70,6 | 50,6 | 26 | 57 | 58 | 14 | | |
| Zn | | | | 57 | | | | | |
| Rb | | 23 | 210 | 108 | 76,1 | 55 | 67,2 | | |
| Sr | 147 | 260 | 769 | 690 | 368 | 475 | 316 | | |
| Ba | | | 50 | 384 | 792 | 768 | 230 | | |
| La | 22 | 24,4 | 27,8 | 10,57 | 26,6 | 22,4 | 24,6 | | |
| Ce | 35 | | 71 | 21,57 | 61 | 60 | 62 | | |
| Nd | | | | 12,03 | | | | | |
| Sm | 5,8 | 5,07 | 5,84 | 3,29 | 7,1 | 7,3 | 9,1 | | |
| Eu | 1,66 | 3,07 | 3,05 | 1,23 | 2,4 | 1,95 | 2,8 | | |
| Tb | 0,86 | 1,59 | 1,55 | | 1,06 | 1,08 | 1,38 | | |
| Dy | | | | 2,86 | | | | | |
| Yb | | | | 1,57 | 4,2 | 4 | 5,8 | | |
| Lu | | | | 0,09 | | | | | |

Tableau 12 — Roches basiques du complexe de Scandola—Senino. A72 : coulée basaltique de Cala di Ficaccia (Scandola); E18, E34 : coulées basaltiques des Piazzili (Scandola); I15 : filon de Solana (Scandola); SC27 : partie centrale d'une coulée basaltique massive (Cala di Ficaccia); SC26 : coulée basaltique bréchique de la Cala di Ficaccia; SC16 : basalte de la Punta a Scopa (SE du Monte Senino); 182 : basalte du Monte Senino; 89 : basalte de Scandola. Analyses 182-89 *in* Cochemé et Brisset (1976), SC *in* Cabanis *et al.* (1990), les autres *in* Gondolo (1989)

