



SARTÈNE

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

SARTÈNE

La carte géologique à 1/50 000
SARTÈNE est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
au nord-ouest : AJACCIO (N° 264)
au nord-est : BASTELICA (N° 265)
au sud : PORTO-POLLO SARTÈNE (N° 267)

	Ajaccio	Zicavo
	SARTÈNE	Porto-Vecchio
	Roccapina	Sotta

Valinco



MINISTÈRE DU REDÉPLOIEMENT INDUSTRIEL
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France

***NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SARTENE A 1/50 000***

par

**J. MARRE (Formations plutoniques)
et
O. CONCHON (Tertiaire et Quaternaire)**

avec la collaboration de
A. BAMBIER et R. DOMINICI

1985

Editions du B.R.G.M. - B.P. 6009 - 45060 ORLEANS CEDEX-FRANCE

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>FORMATIONS METAMORPHIQUES</i>	6
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES</i>	7
<i>ROCHES FILONIENNES</i>	24
<i>FAILLES ET ZONES A MYLONITISATION LAMINAIRE</i>	25
<i>NEOGENE</i>	26
<i>QUATERNAIRE</i>	27
STRUCTURES ET GISEMENTS DES ROCHES PLUTONIQUES	36
<i>ROCHES GRANODIORITIQUES</i>	36
<i>MONZOGRANITES PORPHYROÏDES</i>	42
<i>GRANITOÏDES A GRAIN MOYEN A FIN</i>	45
<i>GRANITES LEUCOCRATES</i>	48
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	53
<i>HYDROGEOLOGIE</i>	53
<i>GITES MINERAUX</i>	56
GISEMENTS PREHISTORIQUES	57
DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE	57
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINERAIRES</i>	57
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	58
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	61
AUTEURS	62

INTRODUCTION

La feuille Sartène a fait l'objet de recherches géologiques relativement peu nombreuses. Les premiers travaux ont été entrepris par J. Maisonneuve qui a identifié les principaux types de roches dans son "Etude géologique sur le Sud de la Corse" (1960) mais son territoire était limité au Nord de la ligne Sartène — Porto-Vecchio. P. Baldini effectue, à la même époque (1959), une étude sur la région de la presqu'île de Grossa. Ceci permet la parution en 1965 de la première édition de la carte Porto-Polio - Sartène à l'échelle de 1/80 000. J.-B. Orsini publie en 1980 un volumineux travail sur le batholite corso-sarde mais l'ampleur du sujet ne lui permet pas d'aborder les problèmes de cartographie de détail; B. Bonin (1980) étudie le plutonisme alcalin, peu représenté sur la feuille Sartène.

Autrement dit, lorsque les recherches destinées à établir la carte géologique sur le nouveau fond topographique à l'échelle de 1/50 000 ont été entreprises, la plupart des unités plutoniques restaient à identifier et à cartographier. Ceci a été réalisé entre 1979 et 1981, en collaboration avec P. Rossi, chargé de lever les formations situées sur la feuille Ajaccio, avec F. Bourges qui a ensuite étudié la partie occidentale de la feuille Porto-Vecchio (1982), et avec le concours de J. Rouire. Ensuite ont été levées les feuilles Roccapina au Sud, Sarrola-Carcopino au Nord et Porto-Vecchio à l'Est. Ces travaux ont ainsi abouti à la première cartographie précise de toutes les intrusions plutoniques qui constituent le Sud-Ouest de la Corse.

La feuille Sartène ne correspond qu'à un secteur de cet ensemble mais elle donne une image significative des roches plutoniques calco-alcalines mises en place en liaison plus ou moins étroite avec l'orogénèse varisque. La chronologie relative de ces intrusions, établie grâce à l'analyse structurale, montre la succession suivante.

Dans la région considérée, les premiers matériaux magmatiques qui se mettent en place dans la croûte ont une composition granodioritique ; ils entraînent avec eux de nombreux petits volumes de magma basaltique et constituent ainsi un vaste édifice granodioritique à multiples septa gabbro-dioritiques.

Ensuite parviennent des magmas à composition monzogranitique qui donnent naissance à des formations limitées dans la région de Casalabriva au Nord mais beaucoup plus étendues au Sud.

Ce plutonisme se poursuit par la mise en place de granitoïdes de composition voisine mais à grain moyen à fin qui constituent toute la région allant de Giuncheto à Belvédère.

Le quatrième et dernier épisode plutonique (de chimisme calco-alcalin) se traduit par de nombreux corps de granite leucocrate qui perforent les unités précédentes.

Le feuille Sartène est ainsi un bel exemple d'intrusions plutoniques discordantes les unes dans les autres dont les mises en place successives aboutissent à la formation d'un secteur du batholite corso-sarde.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS METAMORPHIQUES

Dans la feuille Sartène, les formations métamorphiques n'occupent qu'une très petite surface ; elles sont localisées dans deux secteurs. Dans la région nord-occidentale, des gneiss apparaissent entre la Punta di Furcone et la baie de Cupabia, dans le secteur de la Calustra, où ils constituent un panneau de dimensions hectométriques. Dans la région méridionale, les formations métamorphiques constituent un ensemble plus important et plus varié, noté "granodiorites migmatitiques", qui apparaît au Nord de Grossa et à l'Est de Belvédère.

ζ. **Gneiss de la Calustra.** Ces gneiss constituent un pointeraient qui se rattache aux formations métamorphiques décrites par J. Maisonneuve (1960) au Sud de Coti-Chiavari. Ce sont essentiellement des gneiss rubanés caractérisés par des lits millimétriques à centimétriques leucocrates de quartz et de feldspath alternant avec des lits de biotite, parfois avec du grenat. Ce rubanement constitue la structure majeure de cette formation orientée N 160° E et verticale ; il est déformé suivant des plis semblables centimétriques à décimétriques d'axes N 160°E, 40°S.SE. Ces gneiss représentent un témoin des formations métamorphiques qui constituent l'encaissant des intrusions granitiques ; ils semblent ici totalement isolés à l'intérieur du granite leucocrate de Coti-Chiavari.

My⁴. **Granodiorites migmatitiques.** Ce terme désigne un ensemble de formations métamorphiques différentes, représentées par des micaschistes, des gneiss et des anatexites qui constituent deux septa isolés au sein de granitoïdes à grain moyen à fin ; l'un, situé au Nord de Grossa, d'une puissance maximale de mille mètres, est étiré sur six kilomètres de long entre le Çastellu d'Aravu au Sud-Est et la vallée de Portigliolo au Nord-Ouest; l'autre, situé à l'Est de Belvédère, n'atteint que 2,5 km de long entre la bergerie de San-Michèle et Villafranca au Nord. Cet ensemble montre essentiellement trois types de roches.

Des micaschistes sont constitués par une trame de biotites millimétriques très orientées, admettant de nombreux petits grains de quartz xénomorphes,

avec de rares lits discontinus de gros quartz ; la schistosité de flux est peu affectée par des déformations postérieures sauf au voisinage des mylonites situées dans la vallée de Portigliolo.

Des gneiss sont caractérisés par une foliation très fine, millimétrique, faite de lits de biotite de très petite taille, alternant avec des lits de quartz automorphes et de microclines xénomorphes. Ce type de roche admet des leucosomes très diffus composés de microclines millimétriques très automorphes liés par du quartz interstitiel.

Des anatexites apparaissent localement ; elles sont caractérisées par une répartition nébuleuse des différents cristaux et par l'apparition de porphyroblastes feldspathiques centimétriques. Ces types sont situés dans les régions de Focce di Poggio, de la Punta di Maccignale et de Vittata.

Ces formations métamorphiques présentent une foliation principale très marquée. Dans le septum méridional, ces plans, N 150°E verticaux dans la région de Castellu d'Aravu, oscillent au Nord de Grossa (N 110° à N 140° E, 60° à 70° NE) puis sont déviés vers Tivolaggio au Nord-Ouest (N 150° à N 160° E, 80° NE) ; ils caractérisent une foliation d'importance régionale dirigée SE — NW à pendages forts vers le Nord-Est. Des plis tardifs décimétriques, de type semblable, ploient localement cette foliation sans affecter la mégastructure précédente. Dans le septum de Belvédère, la foliation se poursuit après une légère déviation (N 140° à N 160° E) avec des pendages redressés ou forts en direction de l'Est ; elle devient subméridienne puis adopte une direction SW — NE. Cet ensemble métamorphique est totalement enclavé dans les granitoïdes à grain moyen à fin qui constituent toute la région de Grossa et de Belvédère ; ces derniers deviennent à grain très fin près des contacts puis recourent la foliation en discordance ; ils renferment localement de grosses enclaves, métriques à décimétriques, de micaschistes et de gneiss visibles au Nord et à l'Ouest de Belvédère.

Ces formations représentent donc, ici aussi, des témoins de la croûte dans laquelle se sont produites les intrusions des granitoïdes. Les bordures figées, la discordance systématique des roches magmatiques et les enclaves éclatées qu'elles renferment montrent que les processus métamorphiques sont très antérieurs au plutonisme.

FORMATIONS PLUTONIQUES

Roches basiques

Dans la région de Sartène, les roches basiques ne constituent pas une formation plutonique continue : elles apparaissent sous la forme de multiples corps de taille limitée disséminés dans les granitoïdes. Leur puissance est très

variée, allant de quelques mètres à quelques hectomètres, mais elles se poursuivent parfois sur plusieurs kilomètres de long, ce qui donne à la feuille Sartène un aspect caractéristique. La fréquence de ces matériaux basiques est étroitement liée au type de granitoïde encaissant.

- Les granodiorites et les tonalites situées au Nord du golfe de Valinco renferment une vingtaine de septa cartographiables dont les plus puissants sont situés à Sollacaro, Olmeto et au Nord du golfe. A l'Est, dans la haute vallée du Baraci, vient se terminer le complexe basique du Monte Peloso principalement développé sur la feuille Porto-Vecchio, mais qui forme ici la région de San Quircu et de Funtanella. Vers le Sud-Ouest, entre Arbellara et Viggianello, une douzaine de lames dioritiques traversent la crête de la Punta Savaziglia. D'autres septa se localisent enfin dans la terminaison méridionale de la granodiorite, surtout entre le pont de la Rena Bianca et Calanca à l'Ouest et au Nord-Est de Sartène.
- Dans les monzogranites porphyroïdes de Casalabriva n'apparaissent que des septa peu puissants ; un corps volumineux est situé au Sud de la feuille dans la région de Trova-Tagliata.
- Les monzogranites à grain moyen-fin qui forment toute la région comprise entre Mola à l'Est et Campomoro à l'Ouest renferment une cinquantaine de septa cartographiables mais peu puissants ; les plus importants apparaissent à la Punta di Pintone à l'Est, à Cacciabello et à Campomoro.
- Les granites leucocrates sont généralement dépourvus de septa basiques. La feuille Sartène montre trois exceptions entre Olmeto et la plage de Baraci, entre la Punta di Pozzi et la baie de Cupabia au Nord-Ouest et dans la région de Portigliolo. Mais ce sont des septa initialement inclus dans des granitoïdes antérieurs que les granites leucocrates sont venus perforer.

Différents types de roches. Ces matériaux "basiques" sont facilement identifiables sur le terrain grâce à un indice de coloration élevé : ce sont des roches mésocrates, parfois mélanocrates, avec un grain généralement moyen à fin. En réalité, il s'agit de roches grenues très variées qui montrent des aspects différents selon la charge en minéraux colorés, selon les proportions relatives des mafites, surtout amphiboles et biotites, et selon l'habitus plus ou moins aciculaire des amphiboles. L'observation microscopique permet de distinguer deux principaux types de septa : ceux qui admettent, au moins localement, une paragenèse de gabbro à olivines, pyroxènes, amphiboles et plagioclases calciques associée à des roches essentiellement dioritiques; ceux dont la composition est exclusivement dioritique à amphiboles, biotites et plagioclases moins calciques. Dans la région de Sollacaro, il apparaît enfin un type de diorite caractérisé par de grosses amphiboles ; mais il semble très local.

θ^2 , θ - η . **Roches gabbro-dioritiques.** Les types de roches gabbro-dioritiques sont surtout connus dans les septa inclus dans la granodiorite, principalement à Sollacaro et au Monte Cirello au Nord de Sartène ; ils ont été identifiés dans le monzogranite porphyroïde du ruisseau de Tilazza (au Nord de Trova-Tagliata) ; ils constituent un septum important inclus dans le monzogranite à grain moyen-fin de Campomoro.

Caractères macroscopiques. Ces roches sont constituées essentiellement par des plagioclases blancs ou verdâtres et par des mafites : surtout de l'amphibole, du pyroxène plus ou moins abondant et parfois de la biotite ; l'olivine décelable en lame mince est généralement invisible à l'oeil nu. L'indice de coloration est variable dans le détail mais souvent élevé (40 à 50 %) : ce sont des roches mésocrates parfois mélanocrates. Elles présentent un grain moyen de l'ordre de trois à quatre millimètres, parfois centimétrique ; les minéraux peuvent avoir une répartition homogène ou montrer au contraire une ségrégation: les plagioclases et les mafites dessinent alors des plages centimétriques très irrégulières et imbriquées.

Composition minéralogique qualitative. Les compositions les plus intéressantes sont celles des roches qui constituent les septa de Pila Canale, sur la feuille Ajaccio, où les paragenèses associent des plagioclases, des olivines et des pyroxènes ; dans les septa de la feuille Sartène, il est très rare d'observer des olivines et des pyroxènes : les roches gabbro-dioritiques sont essentiellement constituées par des plagioclases et des amphiboles, avec accessoirement de la biotite, du quartz, des minéraux opaques et de l'apatite.

L'olivine a néanmoins été signalée par P. Baldini dans les gabbros de Campomoro et du Monte Cirello où elles est profondément serpentinisée ou partiellement transformée en hypersthène ; ce seraient des olivines à 75 % de forstérite.

Le pyroxène se développe autour des olivines et plus rarement en cristaux indépendants. Il s'agit d'hypersthène et de clinoenstatite, parfois de l'augite (J. Maisonneuve). Ces pyroxènes sont généralement transformés en ouralite.

Le plagioclase est souvent abondant en cristaux de taille comprise entre un et trois millimètres, très variable dans la même roche ; ils sont généralement maclés albite, Carlsbad et péricline et forment des grains très automorphes. Leur composition, nettement zonée, montre des coeurs de bytownite (An 80 à 90) et des bordures de labrador (An 65), parfois d'andésine (An 40). Ces plagioclases ne renferment que ces inclusions rares de minéraux opaques et d'amphibole.

L'amphibole la plus abondante est une hornblende tchermakitique ; elle forme des grains dont la taille est comprise entre quelques dixièmes de millimètre et un centimètre. Les grands cristaux deviennent alors poecilites, avec de nombreux plagioclases de petite taille et des minéraux opaques en

inclusion, et montrent parfois la silhouette d'anciens pyroxènes totalement transformés.

La biotite apparaît parfois dans certains gabbros sous forme de cristaux de quelques dixièmes de millimètre, mais elle est peu abondante.

Les minéraux opaques sont parfois nombreux : il s'agit surtout de magnétite en petits grains disséminés dans les amphiboles ; il existe parfois des cristaux plus gros (0,6 mm), plus automorphes au contact des plagioclases et des amphiboles. Ces gabbros renferment quelques minéraux accessoires comme l'apatite, parfois de grande taille.

η. **Roches dioritiques.** Les roches dioritiques constituent la plupart des septa basiques ; elles sont caractérisées par un grain moyen à fin, généralement inférieur à celui des gabbros, et un indice de coloration élevé : ce sont des roches mésocrates.

Composition minéralogique quantitative. Ces roches sont essentiellement constituées par des grains de plagioclase, d'amphibole et de biotite ; elles peuvent renfermer des quantités limitées de quartz et de feldspath alcalin, et des minéraux accessoires comme du sphène et de l'apatite. Les roches de la région de Sollacaro montrent, par exemple, la composition suivante : plagioclase : 47,5% ; biotite : 18,4% ; amphibole : 13,1% ; feldspath alcalin : 9,3 % ; quartz : 8,0 % ; minéraux accessoires (surtout du sphène et des minéraux opaques) : 0,7%. Mais ces pourcentages sont très variables selon les septa considérés.

Composition minéralogique qualitative. Les plagioclases, très abondants, apparaissent en grains de taille comprise entre quelques dixièmes de millimètre et cinq millimètres, à contours très automorphes, avec de nombreuses macles (albite, Carlsbad et péricline). Ils sont très fréquemment accolés en synneusis qui constituent des files discontinues dans la roche. Ces cristaux montrent une zonation nette et à grande amplitude. Il existe un coeur de grande taille, parfois de bytownite (An 73), entouré par plusieurs enveloppes d'andésines différentes (An 49 - An 46 - An 37) et parfois d'oligoclase (An 29-21) ; certains individus ont une zonation inverse dans la zone moyenne de l'édifice. Les inclusions sont rares : ce sont de petits grains d'amphibole et de minéraux opaques généralement localisés dans les zones d'andésine.

Les amphiboles forment des grains dont la taille varie entre 0,5 mm et un centimètre ; c'est une hornblende verte parfois très automorphe et maclée. Elle renferme de nombreuses inclusions de plagioclase, zircon, apatite, allanite et minéraux opaques ; le coeur de ces cristaux est souvent transformé en biotite tandis que les bordures sont corrodées par le quartz.

La biotite est souvent abondante et disposée en agrégats de plusieurs cristaux (10 à 15) qui dessinent des plages allongées dans la roche ; elle est nettement xénomorphe au contact des plagioclases.

Le feldspath alcalin, peu abondant, montre une disposition interstitielle ; le quartz présente de la même façon un habitus xénomorphe, servant de liant entre tous les autres minéraux ; il peut corroder la biotite et l'amphibole.

Les minéraux accessoires sont représentés par des grains peu nombreux d'apatite, de zircon, d'allanite, de minéraux opaques, et de sphène.

Tous ces septa basiques, de tailles très variées et isolés, ont une forme allongée et une architecture interne parallèles à la structure des granitoïdes dans lesquels ils sont inclus; ils ne peuvent correspondre à une formation précoce et indépendante mais à des septa entraînés et déformés par les magmas granitiques au moment de leur mise en place. Ce sont donc les témoins d'un magma d'origine mantellique venu se dissocier dans les différents magmas granitiques et injectés en même temps que ces derniers; ce sont ainsi d'excellents marqueurs des structures primaires, ce qui apparaît à l'échelle de la carte. La diversité observée dans ces matériaux résulte d'une évolution complexe, liée à leur cristallisation ainsi qu'aux modifications introduites par les magmas granitiques qui les renferment.

Plutonisme granodioritique

${}^1\gamma_a^4, {}^1\eta^2$. **Granodiorites et tonalites. Localisation et principaux types.** Les roches granodioritiques forment quatre régions naturelles dans le secteur de la feuille Sartène.

A l'Ouest du Taravo, elles constituent presque toutes les collines de la Punta di u Furconu, entre la Punta di Porto Pollo au Sud et Stiliccione au Nord. Elles sont là encombrées de multiples septa dioritiques surtout abondants dans la région de Serra-di-Ferro et de Sarconacciu. Dans le secteur de Stiliccione, la composition de ces granodiorites varie insensiblement et devient caractéristique de tonalites sans qu'il soit possible de tracer une limite cartographique.

Les roches granodioritiques constituent toute la région comprise entre la basse vallée du Taravo et la route N. 196 au Sud du col de Celaccia. Là, elles admettent un très grand nombre de septa gabbro-dioritiques, notamment dans les régions de Sollacaro au Nord et sur les rives nord du golfe de Valinco au Sud. On note encore la présence de roches tonalitiques dans ces deux secteurs.

Vers le Sud-Est, les roches granodioritiques forment toute la région située au Sud des ruisseaux de Baraci et de Fracintu et se poursuivent dans toute la crête du Castellu di u Corbu. Les roches dioritiques apparaissent de façon massive à

l'Est, à Funtanella, et en septa plus étroits au Nord-Est de Viggianello, tandis que les compositions tonalitiques dominent à San-Giovanni et dans la Punta Savaziglia.

Les granodiorites constituent enfin toute la basse vallée du Rizzanese depuis le pont Génois jusqu'au Capu Laurosù à l'Ouest de Propriano. Les septa basiques y sont plus rares et les tonalites n'apparaissent que très localement, sans limites distinctes.

Caractères macroscopiques. Les roches granodioritiques présentent des caractères visibles à l'oeil nu qui permettent une identification facile. Le grain est généralement grossier, presque centimétrique mais anisométrique ; les cristaux ont des couleurs contrastées : noir, gris, blanc, rose. Le quartz constitue des plages grises millimétriques à centimétriques, comme le plagioclase, de couleur blanche ; le feldspath alcalin apparaît sous forme de cristaux subautomorphes, identifiables grâce à leur couleur rose et leur taille importante (1 à 5 cm). La biotite, généralement associée à quelques prismes d'amphiboles, dessine des mouches de 1 à 10 mm et souvent des lits plus continus. L'indice de coloration varie entre 12 et 20 %, parfois dans des limites plus larges (8 à 38 % dans certains secteurs). Les granodiorites ont l'indice de coloration le plus fort parmi tous les granitoïdes de la région.

Les minéraux ne sont généralement pas répartis de façon homogène : les cristaux d'une même espèce minérale sont groupés entre eux suivant une texture grégaritique (quartz, plagioclases ou biotites). Les minéraux sont ainsi disposés en lits discontinus : la biotite et l'amphibole dessinent des rayures noires alternant avec des lits quartzo-feldspathiques, tandis que les feldspaths alcalins, plus isolés, forment des chapelets. Ces roches apparaissent ainsi très anisotropes.

Les granodiorites sont enfin caractérisées par leur association fréquente avec des roches gabbro-dioritiques noires à grises, à grain moyen à fin, qui constituent des corps de tailles très variées, enclaves et septa, parfois très nombreux.

Les roches granodioritiques sont souvent profondément altérées et apparaissent sous la forme d'un matériau encore cohérent mais friable, de couleur ocre ; elles constituent des reliefs relativement peu vigoureux.

Composition minéralogique quantitative. Les roches granodioritiques sont essentiellement constituées par des grains de plagioclase, de quartz, de biotite, de feldspath alcalin et d'amphibole, avec des minéraux accessoires. Les compositions minéralogiques quantitatives, établies par comptages de points sur de nombreuses préparations, font apparaître, pour les principales espèces minérales, des teneurs sensiblement différentes selon la localisation des échantillons. Ainsi, dans l'ensemble de la formation, les proportions varient

pour le quartz de 14 à 39%, pour les plagioclases de 31 à 58% et pour le feldspath alcalin de 10 à 23%. Ces compositions sont généralement caractéristiques de roches granodioritiques. Cependant il arrive que, localement, les teneurs en quartz et l'indice de coloration restant inchangés, le pourcentage en feldspath alcalin devienne très faible (0-6 %) tandis que celui des plagioclases augmente (42-58 %). Ces compositions caractérisent alors des roches tonalitiques. Dans l'ensemble granodioritiques, ces dernières apparaissent en zones puissantes, comme à Viggianello, ou discontinues, comme à Stillicione, ou en "lentilles" dans un affleurement, comme au pont de la Rena Bianca.

Composition minéralogique qualitative et texture. L'observation microscopique permet de préciser de nombreux caractères concernant les différentes espèces minérales et leur agencement textural dans la roche.

Les plagioclases apparaissent en cristaux généralement millimétriques (1 à 5, parfois 8 mm), maclés albite, plus rarement Carlsbad ou péricline. Presque tous ces grains sont accolés en synneusis de 4 à 5 individus, mais certains groupements associent 10 à 20 plagioclases à l'exclusion de toute autre espèce minérale ; leur disposition peut être quelconque ou parallèle. Dans la roche, ceci dessine des plages monominérales polycristallines centimétriques de couleur blanche. La composition des plagioclases, peu variée, est toujours située à la limite andésine- oligoclase, avec une zonation très faible : certains cristaux ont un coeur d'andésine (An 45), mais la plupart ont une composition d'andésine (An 33-29) ou d'oligoclase (An 28-27) avec parfois une fine bordure plus acide (An 25). Ces grains de plagioclase ont une automorphie généralement prononcée au contact des autres espèces minérales : l'amphibole montre des limites variables, souvent irrégulières, tandis que la biotite est typiquement xénomorphe ; le quartz est interstitiel autour des îlots de plagioclases groupés en synneusis; le feldspath alcalin, nettement xénomorphe, détermine des corrosions avec formation de myrmékite. Les grains de plagioclase renferment des inclusions peu abondantes et de très petite taille (quelques dixièmes de mm) : ce sont des plagioclases, et surtout des biotites, parfois des amphiboles souvent corrodées, avec aussi de l'apatite, du zircon, de l'allanite et des minéraux opaques. Après un stade de germination de la plupart des espèces minérales qui se retrouvent en inclusion de très petite taille, le plagioclase est le premier minéral à effectuer la croissance cristalline dans le magma granodioritique.

L'amphibole, relativement rare dans les granodiorites, montre des cristaux généralement millimétriques (1 à 2 mm), parfois plus petits; dans les échantillons où elle est plus abondante, elle peut former des synneusis de 5 à 10 grains parallèles. Il s'agit essentiellement d'une ferro-hornblende, de couleur vert-olive à jaune verdâtre, parfois maclée suivant la face 100. Les inclusions y sont peu abondantes : quelques plagioclases automorphes de très petite taille, des apatites et des zircons, des minéraux opaques et de l'allanite ; par contre,

elle montre souvent des taches de biotite et des germes de quartz. L'amphibole est généralement xénomorphe au contact des plagioclases mais très automorphe contre les autres minéraux ; elle est souvent située dans les nids de biotite avec laquelle elle est associée ; enfin elle est profondément corrodée par le quartz. Le développement principal de l'amphibole semble se produire immédiatement après celui de la plupart des plagioclases, juste avant la croissance des biotites.

La biotite, relativement abondante, forme des grains de taille variée (0,3 à 4 mm) presque toujours groupés en agrégats de 5 à 12 cristaux peu orientés qui dessinent des nids de 2 à 8 mm, parfois centimétriques, souvent allongés et parallèles dans la roche. Les inclusions sont nombreuses comme des minéraux opaques, apatites, zircons, petits plagioclases et allanites cerclées d'épidote. La biotite est généralement xénomorphe au contact du plagioclase contre lequel elle est souvent collée parallèlement, mais elle est automorphe contre le quartz et parfois incluse dans le feldspath alcalin. Sa croissance semble se faire peu après celle de l'amphibole.

Le quartz, relativement abondant, forme des cristaux dont la taille est comprise entre quelques dixièmes de mm et 4 mm. Ces grains sont presque toujours groupés en agrégats centimétriques de 5 à 10 individus jointifs, à l'exclusion de toute autre espèce minérale, les gros cristaux étant dépourvus d'inclusion. Par contre, en bordure des grandes plages polycristallines, les grains peuvent renfermer de petits cristaux de plagioclase et de biotite et deviennent surtout remarquablement xénomorphes et interstitiels au contact des plagioclases, des biotites et localement entre les feldspaths alcalins automorphes. Le quartz montre donc une ségrégation très nette dans la texture de la roche, due à des accolements de cristaux relativement précoces, mais sa croissance interstitielle se poursuit jusqu'à la fin de la cristallisation de la granodiorite.

Le feldspath alcalin est peu abondant mais forme des cristaux relativement gros, millimétriques et souvent centimétriques, maclés Carlsbad et veinés de perthites fines et irrégulières. Ces mégacristaux ont une silhouette automorphe et sont dépourvus d'inclusion sauf dans leurs zones externes qui peuvent renfermer de petits grains de plagioclases et de biotites automorphes et de quartz arrondi. Ces mégacristaux se prolongent par des bordures xénomorphes. Au delà apparaît un microcline interstitiel entre toutes les autres espèces minérales. Le feldspath alcalin procède donc de deux stades distincts de cristallisation : le premier aboutit à la formation de rares cristaux de grande taille et automorphes, le second se traduit par une croissance interstitielle, en association avec le quartz, qui correspond à la fin de la cristallisation de la roche.

Plutonisme monzogranitique

$\rho\gamma^3$. **Monzogranites porphyroïdes.** **Localisation.** Les monzogranites porphyroïdes sont relativement peu abondants dans la région correspondant à la feuille Sartène : ils apparaissent exclusivement dans le secteur de Casalabriva au Nord et dans une aire triangulaire située au Sud du golfe de Valinco, au voisinage de la Punta d'Eccica. Au Nord, dans la région de Casalabriva, ils sont surtout identifiables le long de la route N.196 jusqu'au sommet du col de Celaccia et le long du chemin D 357, où ils forment le plus souvent des affleurements arénisés sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ils sont aussi repérables le long de la route D 302 à l'Est et au Nord de Sollacaro ; depuis Calvèse, une bande étroite atteint Filitosa à l'Ouest. Ces formations granitiques correspondent ici à la terminaison méridionale du pluton de Petreto-Bicchisano surtout développé vers le Nord- Est, sur la feuille Ajaccio.

Au Sud du golfe de Valinco, des monzogranites porphyroïdes comparables réapparaissent aux confins de la feuille Sartène: il s'agit de la partie septentrionale d'une vaste unité qui se poursuit largement jusqu'à la région de Tizzano sur la feuille Roccapina. Ici, ces granites constituent les collines de Campanile, Padulaccia et de Trova-Tagliata, dont les altitudes décroissent irrégulièrement vers le littoral ; elles sont traversées par la piste qui conduit à la Cala di Conca, au Nord du phare de Senetosà.

Caractères macroscopiques. Ces roches sont habituellement grenues à gros grain et montrent des cristaux de différentes couleurs : le plagioclase apparaît en grains millimétriques blancs groupés en amas de un à deux centimètres ; le quartz gris à beige forme des plages centimétriques ; la biotite, parfois associée à la hornblende, dessine des mouches millimétriques très espacées. Cette mésostase d'aspect largement grenu renferme de nombreux mégacristaux de feldspath alcalin d'un rose assez intense ; leur taille est variable mais généralement comprise entre 0,5 et 3 cm, atteignant parfois 5 cm ; il sont plus automorphes dans le secteur méridional que dans la région de Casalabriva. L'indice de coloration est faible et caractérise des roches leucocrates. Ces granites porphyroïdes sont généralement altérés sur une grande épaisseur au Nord de la feuille Sartène ; ils affleurent dans de meilleures conditions dans le Sud.

Composition minéralogique quantitative. Ces roches sont essentiellement constituées par des grains de plagioclase, de quartz, de biotite et d'amphibole avec des phénocristaux de feldspath alcalin. Les comptages font apparaître des compositions très variables selon la localisation des échantillons. Dans l'ensemble, les proportions varient pour le quartz de 15 à 37%, pour le plagioclase de 18 à 29%, pour le feldspath alcalin de 29 à 46%, exceptionnellement à 52 %. Les teneurs en biotite sont comprises entre 4 et 6 % tandis que les pourcentages d'amphibole ne dépassent pas 0,55. La plupart des échantillons sont donc des monzogranites mais, localement, il existe des roches à composition de syéno-granites ; ceci est visible sur le terrain où la concentration en

phénocristaux de feldspath alcalin peut varier de façon sensible sur le même affleurement.

Composition minéralogique qualitative et texture. Les plagioclases, de taille millimétrique (1 à 6 mm), forment des grains prismatiques d'aspect automorphes, maclés albite et plus rarement Carlsbad ; ils sont groupés en synneusis qui associent deux à six individus, parfois dix, simplement accolés et parallèles. Ces cristaux montrent une zonation très nette avec les compositions successives suivantes : autour d'un coeur d'andésine acide (An 32), la partie moyenne est faite d'oligoclase (An 25) et la bordure d'oligoclase (An 20) ; le zonage en taches étant peu intense. La bordure est xénomorphe au contact de la biotite et est corrodée par le quartz tandis que le voisinage de feldspath alcalin détermine la formation de bourgeons de myrmékite. Les grains de plagioclase renferment de rares inclusions de petite taille (inférieure à 0,2 mm) ; ce sont de très petits plagioclases, des biotites et des minéraux accessoires (opaques, apatites, zircons). Le plagioclase peut se trouver en inclusions, entourées de myrmékite, dans le feldspath alcalin et il est corrodé par le quartz : il apparaît comme une des premières espèces minérales développées dans la roche.

L'amphibole, très rare dans ces monzogranites, est représentée par de la hornblende verte et par une magnésio-hastingsite. Les grains sont groupés en synneusis de trois ou quatre cristaux généralement associés à la biotite ; ils ont un habitus subautomorphe qui semble résulter de corrosions effectuées au contact du mica. L'amphibole ne renferme que des minéraux accessoires comme l'apatite.

La biotite peu abondante a une taille qui peut varier entre 0,1 et 1 millimètre ; ces grains généralement subautomorphes sont souvent associés en plages monominérales de cinq à trente individus qui dessinent alors des alignements de deux ou trois centimètres de long. Ces cristaux peuvent renfermer des inclusions de petite taille comme des plagioclases, des allanites, des minéraux opaques, des apatites et des zircons. De courtes lamelles de biotite peuvent être situées dans les plagioclases, le quartz et les feldspaths alcalins qui déterminent une corrosion. La croissance des biotites semble précoce, contemporaine de celle des plagioclases.

Le quartz assez abondant se présente en grains dont la taille varie entre 0,1 millimètre et deux centimètres ; il forme des amas polycristallins de six à douze individus millimétriques qui dessinent dans la roche des plages centimétriques dépourvues de toute autre espèce minérale. Ailleurs, il forme des agrégats de 0,2 mm environ, localisés entre les grains des autres constituants. Dans ces conditions, le quartz renferme des inclusions peu nombreuses (biotites, allanites et feldspaths) et prend un habitus xénomorphe au contact de toutes les autres espèces minérales. Enfin, il peut être inclus en très petits grains (0,2 mm) automorphes dans certains plagioclases et plus

rarement dans le feldspath alcalin. La croissance du quartz semble donc se produire pendant toute la cristallisation de la roche.

Le feldspath alcalin constitue souvent l'espèce minérale la plus abondante ; il montre deux habitus principaux: des mégacristaux fréquemment centimétriques et des grains interstitiels. Dans le secteur de Casalabriva, ces mégacristaux ont une taille millimétrique (2 à 9 mm) à centimétrique (2 à 3 cm) et sont parfois maclés Carlsbad. Ils montrent une légère zonation et sont parcourus par des perthites en fuseaux très fins. Ces grands cristaux renferment des inclusions de plagioclase, de biotite et de quartz ; ils sont caractérisés par des bordures nettement xénomorphes qui moulent les autres grains. Dans le secteur méridional, les mégacristaux de feldspath alcalin atteignent des tailles supérieures (5 centimètres) et sont généralement maclés Carlsbad où parfois Manebach. Leur composition montre une succession de deux à neuf zones concentriques parcourues de perthites; ils renferment des inclusions de plagioclase, de biotite, de zircon qui s'alignent généralement dans les zones de bordure. Néanmoins ces mégacristaux ont ici une forme subautomorphe à automorphe. Le feldspath alcalin apparaît aussi dans ces roches sous forme de petits grains (moins d'un millimètre) sans zonation ni perthite, à macles du microline. Ces cristaux totalement xénomorphes au contact des autres espèces minérales sont caractérisés par un développement interstitiel qui enregistre la fin de la cristallisation du granite porphyroïde.

Il existe enfin des minéraux accessoires tels que des zircons, des apatites, des allanites et des minéraux opaques surtout localisés dans les amphiboles, les biotites et les plagioclases.

² γ^3 , ² γ^3 . **Monzogranites à grain moyen à fin à phénocristaux de feldspath alcalin. Localisation et différents types.** Ces monzogranites à grain moyen à fin (² γ^3) apparaissent essentiellement dans la partie méridionale de la feuille. Au Sud de Sartène, ils ont été identifiés depuis la Bocca di Tiponu et le Monte Grosso, à la Punta di Morto Marino, à Mola et Giuncheto, jusqu'à la Punta di Pintone. A l'Ouest de la route N. 196, ces granites forment toute la région de la Punta di Scandulaja jusqu'à Bilìa et à la Punta di Muro. Au Sud de Grossa, ils se poursuivent, depuis la Punta Quarcuqua, dans le maquis de Vaccil Vecchìu jusqu'à Carpatulia. Au delà vers l'Ouest, ces matériaux apparaissent au Sud de Belvédère, de la Punta di u Venturosu jusqu'à la Punta di Cucari d'où ils atteignent le littoral entre Portigliolo et Campomoro. Cette vaste unité est ainsi exactement située entre les granodiorites du Rizzanese au Nord et les monzogranites porphyroïdes au Sud et forme une bande continue, de direction SE — NW, avec une largeur voisine de huit kilomètres. Elle se poursuit vers l'Est sur la feuille Porto- Vecchio et vers le Sud sur la feuille Roccapina.

Ces monzogranites apparaissent de façon beaucoup plus discontinue au sein des granodiorites. A l'Ouest du Taravo, ils constituent des pointements isolés sur le versant oriental de la Punta di Porto Pollo et dans la région de Pietra

Rossa. Des matériaux comparables, sous forme de multiples corps de taille très limitée, recourent les granodiorites entre Propriano et Viggianello.

Des monzogranites à grain fin ($r^2\gamma^3$) ont été identifiés immédiatement à l'Ouest de la route N. 196, entre Sollacaro et Olmeto : il s'agit d'une petite unité, allongée du Nord au Sud sur trois kilomètres de long qui forme la majeure partie de la Punta di Buturetu où est établi le hameau de Miluccia. Ce type de roche a exactement la composition des monzogranites à grain moyen mais sa texture très finement grenue a justifié une notation distincte ($r^2\gamma^3$).

Caractères macroscopiques. Ces granites sont des roches grenues constituées par des cristaux blancs de plagioclase groupés en plages millimétriques, des amas gris de quartz souvent centimétriques, avec des taches millimétriques assez isolées de biotite. Dans cette mésostase sont situés des phénocristaux roses de feldspath alcalin dont la taille ne dépasse pas deux centimètres en général.

Ce type de roche ressemble aux monzogranites porphyroïdes mais s'en distingue aisément par la taille des phénocristaux de feldspath alcalin qui sont ici plus petits et surtout par la mésostase dont le grain est sensiblement plus fin. Dans cette unité monzogranitique, on note par ailleurs une diminution progressive de la taille des grains de la mésostase depuis les régions orientales vers la terminaison occidentale où ces granites deviennent porphyriques avec une mésostase très finement grenue.

Composition minéralogique quantitative. Les compositions minéralogiques quantitatives de ces granitoïdes montrent des variations notables. Ainsi, les proportions du quartz sont comprises entre 24 et 42 % ; celles du plagioclase varient entre 24 et 38 %, tandis que les feldspaths alcalins constituent 15,7 à 29,3 % de la roche. Ce sont donc des monzogranites dont l'indice feldspathique est compris entre 48 et 70. Leur indice de coloration est généralement voisin de 6 et ne dépasse pas 8,5 : ce sont donc des roches leucocrates.

Composition minéralogique qualitative et texture. Les plagioclases ont une taille variable, généralement comprise entre 0,5 et 2 millimètres, mais pouvant atteindre 4 mm. Ils sont très automorphes et apparaissent groupés en synneusis associant parfois une douzaine de cristaux maclés albite et Carlsbad. Ces cristaux montrent une zonation nette avec un coeur d'andésine (An 30) ou d'oligoclase (An 28), entouré d'une zone principale d'oligoclase (An 25) cerclée par de l'oligoclase An 21 à An 11. Le plagioclase renferme de rares inclusions ; de petites biotites, des allanites et des minéraux opaques. Par rapport aux espèces minérales voisines, le plagioclase est xénomorphe au contact de la biotite mais il est automorphe au contact du quartz et du feldspath alcalin ; il est parfois inclus dans ce dernier.

La biotite forme des grains de 0,5 millimètre environ, groupés en nids de cinq à quinze cristaux peu orientés. Certains individus isolés sont automorphes mais

la plupart sont subautomorphes et collés contre les plagioclases. La biotite renferme des inclusions peu nombreuses mais variées : ce sont des apatites, des zircons, des minéraux opaques et des plagioclases de petite taille. De gros cristaux d'allanite se situent parfois en bordure des micas.

Le feldspath alcalin montre deux types de grains: des mégacristaux millimétriques à centimétriques subautomorphes et des cristaux de microcline plus petits, souvent xénomorphes, situés dans la mésostase. Les phénocristaux, généralement maclés Carlsbad, montrent un coeur automorphe à limites nettes entouré de plusieurs zones concentriques de 0,5 mm d'épaisseur à extinctions distinctes; la dernière zone en bordure du cristal devient parfois très xénomorphe. La densité et la taille des perthites changent d'une zone à l'autre ce qui traduit des variations discontinues dans la composition chimique du cristal. Ces phénocristaux peuvent renfermer en inclusion des petits grains de plagioclases très zonés, de biotite, de quartz et de minéraux accessoires, surtout des apatites. Dans la mésostase, le feldspath alcalin apparaît en grains de petite taille parfois automorphes mais souvent xénomorphes au contact des plagioclases, de la biotite et du quartz.

Le quartz forme des amas polycristallins de grains millimétriques subautomorphes: ces associations en synneusis dessinent des plages centimétriques dépourvues d'autres espèces minérales. En bordure de ces agglomérats, les cristaux de quartz deviennent xénomorphes et moulent les plagioclases, les biotites qui sont parfois corrodées ainsi que certaines faces du feldspath alcalin ; mais le quartz peut aussi être automorphe au contact du microcline de la mésostase.

Le monzogranite porphyroïde à grain moyen à fin renferme enfin des minéraux accessoires automorphes tels que des zircons, des apatites, des allanites, des rutilés et des sphènes, ainsi que des minéraux opaques.

${}^2\gamma_{b,f}^A, {}^2\gamma_b^A$ **Monzogranites à grain moyen à fin à biotite. Localisation et différents types.** Les monzogranites à grain moyen à fin à biotite (${}^2\gamma_b^A$) forment des corps plutoniques généralement associés aux monzogranites à grain moyen à fin à phénocristaux de feldspath alcalin dans lesquels ils constituent des septa très allongés. Au Sud de Sartène, ils apparaissent ainsi à Foce di Mezzo puis dans la région de Giuncheto ; vers l'Ouest, on les retrouve au Sud de Bilìa et de part et d'autre de la Punta di Quarcuqua ; ces septa deviennent plus larges vers Tivolaggio et Grossa d'où ils se poursuivent vers Belvédère en constituant un ensemble puissant situé entre Villafranca au Nord et le Capu di Locu au Sud.

Ces monzogranites à grain moyen à fin à biotite forment aussi des intrusions isolées et de petite taille dans différents encaissements comme dans la granodiorite de la Punta di Porto Pollo et de Viggianello ainsi que dans le monzogranite porphyroïde méridional.

Ces monzogranites à biotite ($\overset{2}{\gamma^4}_b$), caractérisés par un grain très fin, apparaissent enfin dans la petite intrusion de Miluccia qui se met en place dans les granodiorites et les diorites situées au Nord d'Olmeto. Ce type de roche a exactement la composition générale des granites à grain moyen à fin à biotite mais il est remarquable par sa texture très finement grenue, ce qui a justifié une notation distincte ($\overset{2}{\gamma^4}_b$).

Caractères macroscopiques. L'ensemble de tous les granites à biotite est caractérisé par un grain de taille toujours inférieure au grain des monzogranites à phénocristaux de feldspath alcalin avec lesquels ils sont associés. Les minéraux clairs, de taille souvent inférieure au millimètre, sont difficiles à distinguer avec précision: les plages de couleur rosée correspondent au feldspath alcalin, les taches blanches aux plagioclases, l'ensemble étant lié par le quartz gris. Le grain est marqué par les biotites de petite taille et réparties de façon homogène dans la roche à laquelle elles donnent une couleur générale grise.

Composition minéralogique quantitative. Ces compositions montrent des variations notables. Les proportions du quartz sont comprises entre 15,5 % et 24,6 % ; celles du plagioclase varient entre 30,6 et 46,0 %, tandis que les feldspaths alcalins constituent 20 à 36,6% de la roche. Ce sont donc essentiellement des monzogranites mais certains échantillons ont des compositions de granodiorites. La biotite est le minéral coloré principal mais il peut exister de rares grains d'amphibole ; l'indice de coloration est généralement compris entre 10 et 12 ; il peut atteindre 17,7.

Composition minéralogique qualitative. Les plagioclases forment des grains de petite taille, variable dans le détail entre 0,3 et 1,5 millimètre; ils sont très automorphes et allongés suivant l'axe c, avec les macles de l'albite, du péricline, plus rarement de Carlsbad. Ces grains sont souvent accolés en synneusis ce qui dessine des plages millimétriques. Ils montrent une composition zonée très nette : le coeur automorphe est généralement constitué par une andésine An 46, parfois par un labrador An 57 ; les zones externes sont faites d'andésine An 33 ou d'oligoclase An 27. Ces cristaux peuvent renfermer de la hornblende dans le coeur et de la biotite à la limite des deux zones principales. Ces plagioclases sont automorphes au contact de la biotite, du quartz et du feldspath alcalin qui les corrode parfois profondément et détermine la formation de myrmékites.

La hornblende verte forme des grains de petite taille (0,2 à 1 mm) généralement associés à la biotite. Ces cristaux renferment de très petites biotites et des minéraux opaques ; ils sont automorphes contre les plagioclases à composition d'andésine.

La biotite forme des grains de quelques dixièmes de millimètre généralement groupés en agrégats qui peuvent associer jusqu'à vingt cristaux ; ils sont disposés contre les synneusis de plagioclases. Ces biotites renferment de

nombreuses inclusions d'apatite, de zircon, de minéraux opaques et d'allanite ; du sphène xénomorphe apparaît au contact de la biotite.

Le feldspath alcalin forme des cristaux dont la taille est comprise entre deux et quatre millimètres ; ils sont caractérisés par un coeur assez large, dépourvu d'inclusion, entouré d'une zone poecilitique renfermant de nombreux petits grains automorphes de plagioclases (oligoclase de 0,2 à 0,6 mm), de biotite et de quartz.

Le quartz, en petits grains accolés en synneusis, forme des plages dépourvues de tout autre minéral ; ces zones deviennent poecilitiques sur leurs bordures et renferment alors les plagioclases, les biotites et les feldspaths alcalins.

Ces granites à biotite renferment en outre des allanites de grande taille (1 mm) et automorphes, des minéraux opaques, des apatites, des zircons et du sphène.

Plutonisme granitique leucocrate

3γ². **Granites leucocrates. Localisation.** Sur la feuille Sartène, les granites leucocrates apparaissent dans trois régions principales. Au Nord-Ouest, ils constituent un vaste ensemble qui s'étend depuis la baie de Cupabia jusqu'au Capu di Muru dans les collines qui culminent à la Punta di Pozzi ; il s'agit de la terminaison méridionale du grand pluton de Coti-Chiavari. Sa bordure orientale se développe depuis la baie de Cupabia et montre un contour très découpé dans la région de Sarconacciu et de Furellu.

Au Nord-Est, les granites leucocrates forment le vaste pluton du Monte San Petru qui atteint la plage de Baraci ; sa limite méridionale est située au voisinage des routes D. 557 et D. 257 ; sa bordure occidentale longe la route N. 196 depuis Casalabriva au Nord puis, entre Olmeto et le golfe de Valinco, elle dessine de nombreuses indentations vers l'Ouest.

Les granites leucocrates apparaissent enfin sous la forme d'un grand nombre de corps isolés: ce sont des lames de puissance très limitée mais remarquablement allongées essentiellement suivant la direction SE — NW. Elles sont rares dans les secteurs granodioritiques situés au Nord (une vingtaine) mais deviennent très fréquentes dans les monzogranites à grain moyen à fin qui se développent au Sud du golfe de Valinco (une soixantaine ont une taille cartographiable). Là, de l'Ouest vers l'Est, leur taille diminue tandis que leur nombre augmente.

Caractères macroscopiques. Les granites leucocrates sont des roches à grain généralement moyen à gros et très pauvres en minéraux colorés ; de couleur rose pâle en cassure fraîche, ils ont toujours une teinte rousse à jaunâtre sur les affleurements. En général, les grains de quartz sont groupés en plages

polycristallines centimétriques de couleur grise ; le plagioclase forme des amas centimétriques blanchâtres tandis que le feldspath alcalin dessine de gros cristaux rosés, très clairs, souvent groupés et sans forme géométrique simple, parfois plus automorphes. La biotite est très peu abondante mais se dispose parfois en traînées diffuses. Dans certains secteurs, notamment dans les crêtes du Monte San Petru, ces granites montrent des feldspaths alcalins de taille importante avec un habitus subautomorphe à automorphe. Enfin, dans les corps de petite taille et dans les zones de bordure des grands plutons, la texture devient parfois plus finement grenue, avec des grains millimétriques où le grenat et la muscovite apparaissent localement. Ces granites leucocrates renferment en outre des poches à texture pegmatitique constituées par du quartz, du feldspath alcalin et de la muscovite parfois de très grande taille.

Composition minéralogique quantitative. Ces granites sont essentiellement formés de quartz, de feldspath alcalin et de plagioclase avec de très rares biotites. Selon la localisation des échantillons, les proportions de quartz varient entre 29 et 46 %, celles du feldspath alcalin entre 29 et 39 % et celles du plagioclase entre 19 et 34 % ; ce sont donc des monzogranites. L'indice de coloration est compris entre 1,1 et 4,2 : ce sont les granites les plus leucocrates de la région.

Composition minéralogique qualitative et texture. Les plagioclases ont une taille comprise entre un et cinq millimètres, parfois huit; ils ont une allure automorphe à subautomorphe, avec les macles de l'albite et parfois de Carlsbad ; ils peuvent être groupés en synneusis de deux à cinq cristaux. Une zonation très discrète montre parfois des compositions d'andésine dans le coeur (An 38) entouré d'oligoclase An 30 puis d'oligoclase An 20 en périphérie ; plus généralement, ce sont des cristaux d'oligoclase An 23-20 avec une bordure d'oligoclase acide (An 12). Les plagioclases peuvent renfermer, en inclusion, des grains automorphes, très petits, de minéraux opaques, de biotites corrodées et de quartz. Les cristaux millimétriques de plagioclase sont prolongés par un liseré albitique développé au contact du feldspath alcalin tandis qu'ils sont corrodés par le quartz.

Les biotites ont une taille comprise entre 0,5 et 1,5 millimètre mais sont surtout groupées en nids de 2 à 6 mm associant de cinq à dix cristaux. Ces grains peuvent renfermer des inclusions automorphes de minéraux opaques, d'apatites, de zircons et de monazites. Les biotites sont généralement automorphes, d'aspect rectangulaire ; elles sont moulées par le quartz et le feldspath alcalin mais sont plus souvent accolées et parallèles aux plagioclases.

Le quartz, en grains de taille comprise entre cinq et dix millimètres, forme des amas de deux à cinq cristaux assemblés en synneusis. Ces gros cristaux, presque totalement dépourvus d'inclusions, peuvent développer des faces planes contre les feldspaths alcalins mais ils sont plus xénomorphes au contact des plagioclases.

Le feldspath alcalin apparaît sous différents habitus. Il peut former de grands cristaux maclés Carlsbad dont la taille varie entre un et deux centimètres mais à automorphie mal marquée ; ils renferment des inclusions de petits plagioclases automorphes frangés de myrmékite ou d'albite, des biotites et des grains de quartz. Le feldspath alcalin forme parfois des cristaux centimétriques plus automorphes, toujours maclés Carlsbad et parcourus par des perthites en flammèches ; ils sont caractérisés par une variation de composition marquée par une succession de zones concentriques. Leur zone externe renferme souvent des alignements de petits grains de quartz, de plagioclase et de biotite, tandis que leur bordure devient plus xénomorphe au contact des autres cristaux. Ces granites renferment enfin du feldspath alcalin sous forme de petits cristaux de taille inférieure à un millimètre, sans inclusion, et très xénomorphes ; ils correspondent à la fin de la cristallisation de la roche.

Les minéraux accessoires sont peu abondants : ce sont des zircons, des apatites et de la monazite associés aux biotites : du grenat, de la muscovite et de Tallanite apparaissent localement.

Plutonisme subvolcanique

γ_{pt}^1 - **Granites alcalins.** Les granites alcalins apparaissent exclusivement à la hauteur du hameau de Martini, dans la vallée du ruisseau de Fracintu, où ils recoupent les roches basiques de Funtanella situées au Sud et le granite leucocrate du Monte San Petru au Nord. Ce secteur très limité correspond à la terminaison sud-occidentale du complexe plutonique alcalin de Tana Peloso, surtout situé sur les feuilles Zicavo et Porto-Vecchio et étudié par B. Bonin.

"Ces granites apparaissent rougeâtres dans le paysage à cause de la couleur du feldspath potassique ; c'est une roche massive à grain hétérogène passant rapidement du grossier au fin, mais à texture équante. Ces granites sont constitués par du feldspath potassique perthitique, de l'albite-oligoclase, de la biotite interstitielle, avec des inclusions de magnétite, zircon et apatite" : ce sont donc des granites subsolvus.

La mise en place de ces magmas alcalins se produit pendant le Permo-Trias ; elle est considérée comme anorogénique. Elle intervient à la fin de la formation de l'édifice batholitique qui est ainsi perforé par ces matériaux suivant des appareils hypovolcaniques.

$\mu\sigma$ **Syénites malgachitiques.** Les syénites malgachitiques ont été identifiées par J. Maisonneuve (1960) entre Viggianello et Arbellara où elles forment un pointement de quelques hectomètres situé au Nord de la Punta Savaziglia. Ce sont des roches de couleur variable, brune, verdâtre ou blanche, à texture généralement grenue grossière mais avec un grain plus fin dans les zones de bordure. Elles sont constituées par de petits grains de quartz riches en inclusions, de Toligoclase (An 25-30) automorphe, du microcline perthitique à

fissures remplies de facules brunes ferrifères, avec quelques myrmékites entre microcline et oligoclase; les minéraux colorés sont représentés par de la fayalite, du clinopyroxène, des amphiboles vertes et de la biotite, avec des minéraux accessoires: magnétite, zircon, apatite (B. Bonin, 1980). Ce sont des monzonites quartziques rattachées au plutonisme alcalin de Corse, mises en place le long de failles annulaires dont le centre de courbure serait situé dans la vallée de Baraci; leur intrusion précéderait la mise en place des granites subsolvus du Monte Peloso (B. Bonin, 1980).

ROCHES FILONIENNES

v. **Lamprophyres.** Les lamprophyres sont des roches filoniennes généralement de couleur noire, verdâtre ou ocre. Elles sont constituées par de nombreux grains d'amphibole souvent transformée en épidote ou zoisite, parfois par des pyroxènes de type augite, de la biotite, du quartz et de la magnétite peu abondants et du plagioclase labrador. La texture doléritique est parfois porphyrique à phénocristaux de plagioclase.

Ces roches sont relativement peu abondantes. Dans les granodiorites, les principaux filons apparaissent au Sud-Ouest de Propriano puis au Sud du pluton du Monte San Petru et enfin sur les rives du Taravo ; ils sont subverticaux et parfois injectés dans les joints primaires de leur encaissant. Dans les monzogranites porphyroïdes de Casalabriva, des filons apparaissent dans les décapages de la route N. 196 ; dans les granitoïdes à grain moyen à fin, ils sont très rares et situés surtout à l'Est de Campomoro. Dans les granites leucocrates, ils sont surtout localisés dans la crête de Capu Neru où ils empruntent souvent les joints parallèles à la structure planaire de leur encaissant.

γ. **Aplites.** Les aplites sont des roches très claires, grises à roses, et massives. Elles sont constituées essentiellement de petits grains de quartz et de microcline, les plagioclases et les biotites étant peu abondants. Les textures sont parfois porphyriques avec de petits phénocristaux automorphes de quartz et de microcline entourés de micropegmatite.

La plupart des aplites de la feuille Sartène sont directement liées au plutonisme des granites leucocrates. Ainsi, dans les diorites situées au Nord du golfe de Valinco, les apophyses de granite leucocrate se prolongent souvent par des corps aplitiques discordants ; quelques filons traversent aussi le monzogranite porphyroïde de Casalabriva. De même, dans les granitoïdes à grain moyen à fin, les multiples lames de granite leucocrate sont souvent prolongées par des corps aplitiques. A l'exception du filon qui arme la colline du Lycée de Sartène, les gisements filoniens les plus caractéristiques se situent dans le Capu di Muru où ces roches sont injectées dans les joints primaires du granite leucocrate de Coti-Chiavari.

μγ. Microgranites. Les microgranites sont des roches grises, parfois noirâtres, constituées par une mésostase très fine de quartz et de feldspath dans laquelle sont inclus quelques cristaux millimétriques automorphes de quartz, d'albite, de microcline perthitique et de biotite chloritisée. Ils sont surtout développés dans la crête du Monte San Petru d'où ils se prolongent sur la feuille Zicavo ; ils apparaissent plus localement dans le Capu di Muru au Nord-Ouest et dans la Punta di Campomoro, où ils sont injectés dans les contacts entre deux septa dioritiques et le granite leucocrate encaissant.

p. Rhyolites. Les rhyolites sont très rares ; ce sont des roches filoniennes grises à beiges, formées par une mésostase extrêmement fine renfermant quelques petits phénocristaux millimétriques de quartz corrodé et de feldspath alcalin.

Elles constituent quelques filons très peu puissants qui recoupent les diorites situées au Nord du golfe de Valinco et surtout un large corps filonien qui barre la vallée du Butturacci dans la bordure orientale du pluton de Coti-Chiavari.

Quartz. Quelques filons de quartz blanc de puissance métrique apparaissent en relation avec des zones mylonitisées. Il s'agit surtout des filons situés dans les versants de la Punta di Pozzi et de la Punta Tonda qui traversent le granite leucocrate de Coti-Chiavari et des filons de Minza à l'Ouest de Sartène.

FAILLES ET ZONES A MYLONITISATION LAMINAIRE

La feuille Sartène montre des zones de fracture et des mylonites nombreuses qui traduisent, postérieurement à la formation du batholite, une évolution complexe et difficile à retracer, les zones les plus visibles n'étant pas forcément les plus importantes. En schématisant, il semble possible de distinguer, dans cette histoire postérieure au plutonisme, deux épisodes principaux de rupture, enregistrés chacun par des zones de fractures disposées suivant deux directions conjuguées.

Un système de dislocations anciennes est marqué par des mylonites puissantes qui empruntent les deux directions conjuguées N 60° à N 70° E et N 80° à N 100°E. Elles sont illustrées essentiellement par les zones mylonitiques qui, depuis Propriano, se propagent dans les vallées du Baraci et du Fracintu au Nord-Est ainsi que vers le pont Génois à l'Est. Ces dislocations anciennes se manifestent également par les zones broyées de même direction qui aboutissent à la Cala d'Orzu et dans la baie de Cupabia au Nord-Ouest, qui se développent aussi dans la partie méridionale du pluton du Monte San Petru et qui se propagent entre Vaccil Vecchiu et le ruisseau de Navara au Sud. Elles enregistrent un décrochement senestre relativement important au niveau du golfe de Valinco ; il se traduit par le décalage des granitoïdes de Belvédère situés au Sud jusqu'au niveau de la Punta di Porto Pollo au Nord ; il dissocie en même temps les formations basiques initialement continues en deux ensembles

actuellement isolés, l'un au Nord du golfe de Valinco et l'autre dans la région de Funtanella. Cette fracturation individualise en même temps la topographie de la région du golfe.

Un système de dislocations plus récentes se marque de façon spectaculaire sur l'ensemble de la feuille Sartène. Il s'agit de mylonites moins puissantes que les précédentes et qui se développent suivant deux directions conjuguées essentiellement N 20° et N 50° E, l'une relayant souvent l'autre à travers les granitoïdes où elles déterminent des vallées étroites et très marquées ; par leur tracé, qui s'infléchit au niveau du golfe de Valinco, elles paraissent avoir un fort pendage vers l'Ouest. Malgré leur grande extension, ces accidents n'entraînent que des déplacements relatifs minimes, toujours inférieurs à mille mètres dans la région cartographiée. Plusieurs zones ainsi mylonitisées traversent la feuille Sartène successivement d'Est en Ouest. La zone du ruisseau de Navara, empruntée par la route N. 196 au Sud de Sartène, se prolonge vers le Nord jusqu'à Arbellara. Depuis le Sud de Grossa, une deuxième zone traverse la vallée du Rizzanese à l'Ouest du pont de Rena Bianca et se dirige vers le col de Celaccia. La zone mylonitique de Portigliolo, individualisée depuis la Cala di Conca sur la feuille Roccapina, détermine le tracé de la plage du Capu Laurosu et se poursuit en direction de Sollacaro. Enfin, la zone de la Cala d'Arana et de Campomoro réapparaît au Nord du golfe de Valinco où elle atteint Pintone à la limite nord de la feuille Sartène. Les nombreuses mylonites de la basse vallée du Taravo semblent appartenir à ce même système de fractures.

NEOGENE

ρ. **Formations argileuses pliocènes.** Au site déjà connu vers Propriano (F. Ottmann, 1958 ; J. Magné et *al.*, 1977) s'ajoutent plusieurs gisements attribuables au Pliocène : au Nord de l'étang de Tanchiccia, au Sud-Est de l'étang de Canniccia, entre le Baraci et le ruisseau Vadina di Mulini.

A l'Est de Propriano, la partie inférieure de la falaise morte limitant au Sud la plage de Baraci est formée localement de marnes et d'argiles, sur le granite érodé. Ailleurs, des sables gris ou jaunâtres reposent directement sur le granite et comportent un niveau stratifié à lits alternativement fins et grossiers, sous des sables argileux (et sous des formations quaternaires). Les marnes ont livré une microfaune du Pliocène inférieur: microfossiles benthiques, *Globulina tuberculata*, *Lamarckina scabra*, *Alabamina tuberculata*, *Orthomorphina tenuicostata*, *Florilus sol*, *Nonionella janiformis*, *Elphidium aculeatum*, *Siphonina planoconvexa*, etc., et microfossiles planctoniques, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia* aff. *acostaensis*, *Sphaeroidinellopsis*, etc. (J. Magné et al., 1977).

Les sables ont une granulométrie bien différente de celle des sables quaternaires marins ou fluviaux qui couronnent la falaise (fig. 1, n° 5,6,7) ; ils sont plus fins que les sables pléistocènes ($Q_2 = 130$ à $360 \mu\text{m}$ pour la fraction $50-2\,000 \mu\text{m}$ de quatre échantillons).

Toujours à l'Est de Propriano, plus près du versant, le Pliocène est formé par une alternance de lits argileux et de colluvions (arène granitique non roulée) comme on peut en voir aussi au bord de la route de Cipiniellu et au Sud de San-Giovanni (Est de la N. 196, Nord du Baraci).

Les marnes de la coupe en bordure de la N. 196 au Nord de la plage de Baraci contiennent la même microfaune du Pliocène inférieur que celles du Sud.

Au Sud-Est de l'étang de Canniccia, une coupe montre des marnes grises avec des bandes ferrugineuses selon les plans de stratification et les fissures, puis 3 m de marnes claires avec des passées sableuses à gravillons et petits galets. Des échantillons prélevés dans ces marnes n'ont pas révélé de microfossiles. La fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ est riche en quartz et en feldspaths ; elle contient aussi de la kaolinite et un peu d'illite et de montmorillonite (O. Conchon, A. Gauthier et *al.*, 1981).

Au Nord de l'étang de Tanchiccia, trois petites collines sont formées de sédiments attribuables au Pliocène. Ce sont des argiles sableuses grises ou jaunâtres.

Ces argiles pliocènes doivent constituer le fond imperméable des étangs de Tanchiccia et de Canniccia. Une limite paléogéographique peut être proposée pour le golfe pliocène de cette partie de la Corse (fig. 2).

QUATERNAIRE

Les affleurements quaternaires sur la feuille Sartène sont essentiellement formés d'alluvions fluviales le long du Taravo, du Baraci et du Rizzanese, et de sédiments marins ou éoliens ponctuels le long du littoral.

Alluvions fluviales et torrentielles. Chronologie relative. Les trois fleuves principaux de cette région ont déposé des alluvions à galets ou des limons, étagés en terrasses. L'étagement des niveaux et le degré d'altération des sédiments ont permis d'établir la stratigraphie en corrélation avec celle des autres fleuves corses (O. Conchon, 1975, 1976).

Dans cette partie du cours du Taravo, seules affleurent les alluvions les plus récentes, Fy1 à Fy3. Des lambeaux d'alluvions plus anciennes Fx subsistent le long du Baraci et du Rizzanese. Deux formations plus anciennes encore, connues le long de la Bravona et du Vecchio, n'ont pas laissé de traces ici.

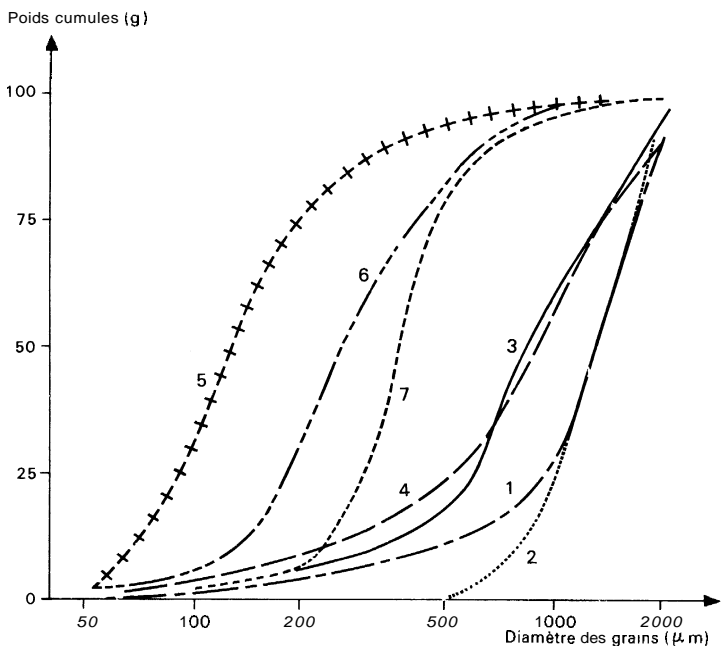
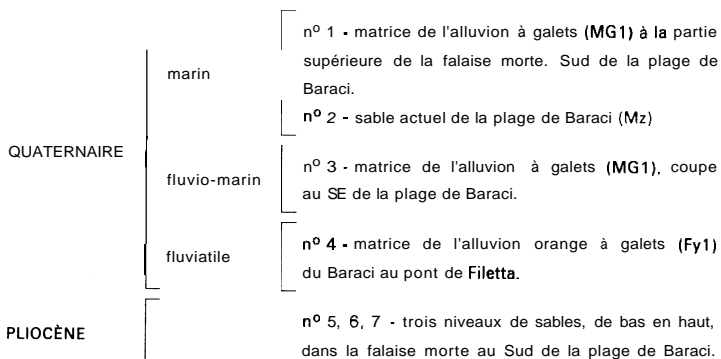


Fig. 1 - Courbes granulométriques cumulatives de sédiments dans la région de Propriano (fraction 50-2000 µm)

o CONCHON

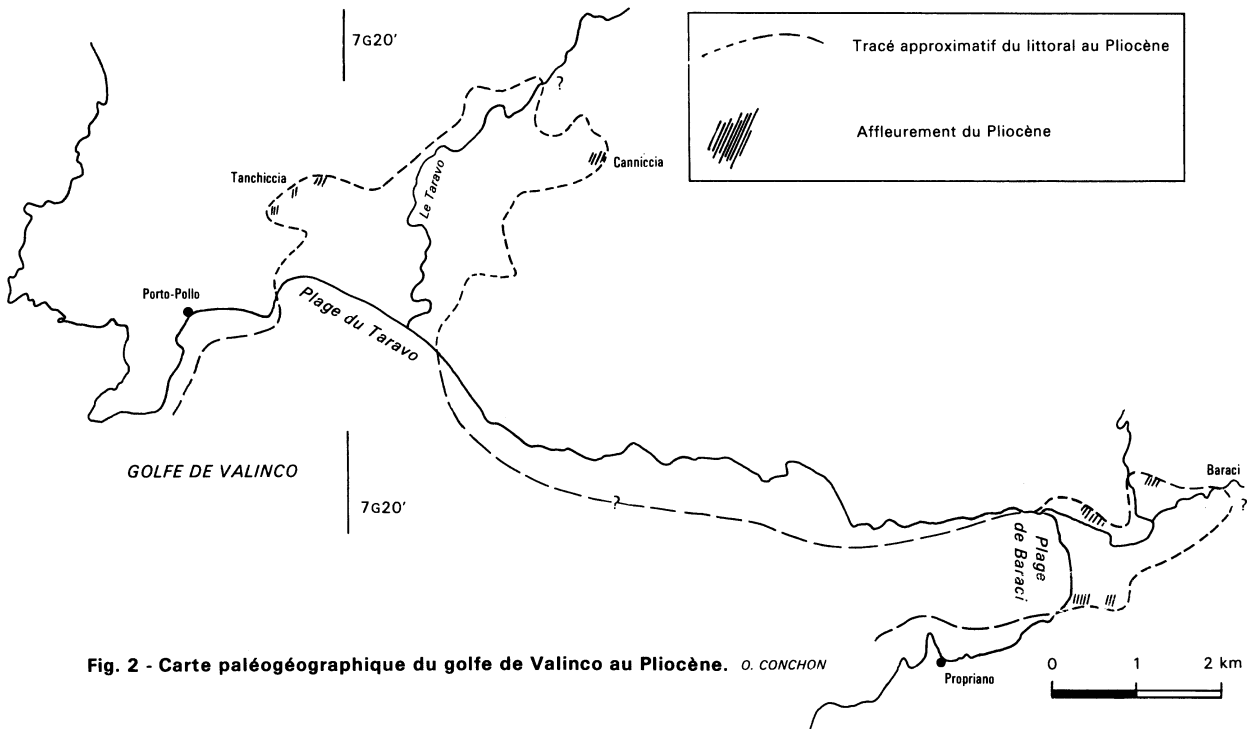


Fig. 2 - Carte paléogéographique du golfe de Valinco au Pliocène. O. CONCHON

Les petits ruisseaux ont déposé des cônes de déjection à leur débouché sur la côte. La similitude de leur altération avec celle des alluvions fluviales permet la corrélation entre ces dépôts.

Formations marines littorales. Corrélation avec les alluvions fluviales. Les dépôts marins émergés sont constitués de sables et de gravillons bien roulés, plus rarement de grès, ou de galets dans une matrice sableuse. Les formations à galets sont souvent d'extension restreinte, dans des anfractuosités de rochers où les galets ont été jetés par les tempêtes et préservés de l'érosion ultérieure ; en ce cas, elles sont représentées sur la carte par un point.

Des surfaces d'érosion à pente faible correspondent à une abrasion littorale.

Les sables des formations marines uniquement sableuses, ou constituant la matrice des sédiments à galets, sont caractérisés par des grains grossiers (médiane granulométrique $Q_2 = 1150$ à $1550 \mu\text{m}$ pour la fraction supérieure à $50 \mu\text{m}$), bien triés ($S_0 = 1,1$ à $1,3$) quel que soit leur âge (fig. 1, n° 1, 2 ; fig. 3, n°10, II ; fig.4, n°13).

La fraction sableuse des grès décalcifiés de Cala d'Orzu est un sable grossier voisin des dépôts marins meubles ($Q_2 = 1750 \mu\text{m}$, $S_0 = 1,4$), où elle présente les caractères des sables de cordon littoral, faciès haut de plage proche des sables éoliens ($Q_2 = 490 \mu\text{m}$, $S_0 = 1,4$) (fig. 3, n° 8,9,12).

Les galets marins sont plus émoussés que les galets fluviales : la médiane de l'indice d'émoussé est 295 pour la formation Me1 au Sud de la plage de Baraci (pour les galets de la plage actuelle, émoussé moyen : 265), 200 à 230 pour les alluvions Fy1 du Baraci.

Latéralement au cours inférieur du Baraci, plusieurs affleurements montrent des caractères intermédiaires entre alluvions fluviales et alluvions marines ; ils ont été nommés suivant le faciès apparaissant le mieux à l'oeil nu.

La partie supérieure de la falaise morte dominant au Sud la plage de Baraci est formée par une alluvion à galets et blocs roulés, dans un sable roulé gravillonneux de couleur orange (faciès marin, fig. 1, n° 1). Légèrement à l'Est-Sud-Est, au-dessus de la route N. 196, la matrice de la même formation à galets bien roulés et blocs émoussés contient aussi des gravillons roulés, mais le sable est moins bien trié, plus proche par sa granulométrie des matrices fluviales Fy1 du Baraci, dont elle a la couleur orange (fig. 1, n° 3,4).

n° 8, 9 - fraction décalcifiée des grès de. Cala d'Orzu (MS2)

n° 10 - sable marin ancien (MS1) de Capu Laurosu

n° 11 - sable marin récent (Mz) en bordure d'une plage du Nord du golfe de Valinco
(entre Vetricella et Vallincu, fond du golfe)

n° 12 - sable éolien en placage sur le versant littoral de Sorba, à l'Ouest de Serra - di-
Ferro (D)

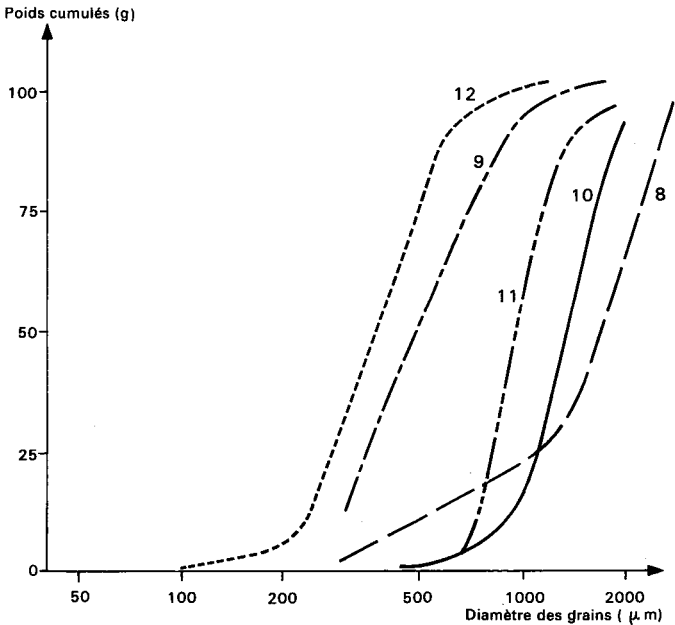


Fig. 3 - Courbes granulométriques cumulatives de divers sédiments quaternaires (fraction 50-2000 µ.m)

o. CONCHON

Pour comparaison :

n° 2 et 4 - idem fig. 1

Nord du Baraci :

n° 13 - sable marin au Nord de la plage de Baraci

n° 14 - sable fluvio-marin d'une alluvion à galets, au Nord de la plage de Baraci (Fy1)

n° 15-matrice (sable fluvio-marin) d'un sédiment à gravillons émoussés, au Sud de San Giovanni (MS2)

n° 16 - matrice d'une alluvion à galets du ruisseau Vadina di Mulinj. (Fy1)

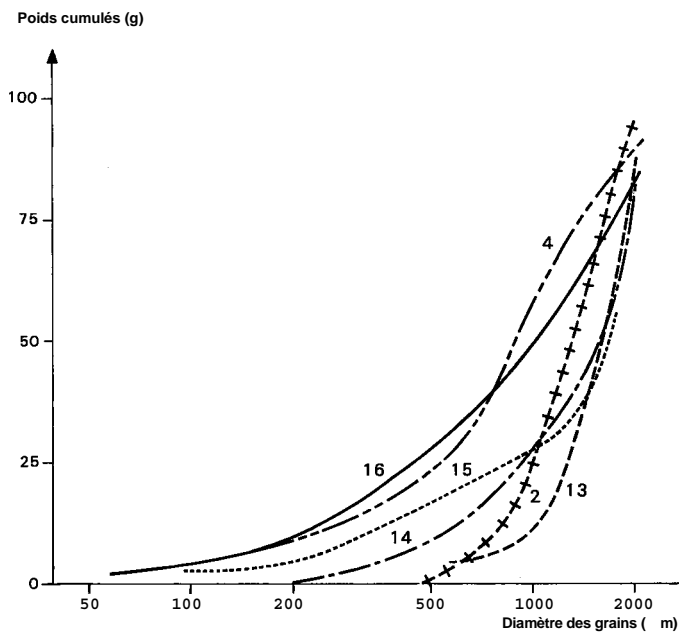


Fig. 4 - Courbes granulométriques cumulatives de sédiments quaternaires au Nord du Baraci et comparaison avec d'autres sédiments.

(Fraction 50-2000 m)

o. CONCHON

Au Nord de la plage de Baraci, une alluvion à matrice orange et galets peu émoussés (Fy1) contient des gravillons un peu roulés et un sable de granulométrie intermédiaire entre les alluvions fluviales et les alluvions marines (fig. 4, n°14). Latéralement et un peu au-dessus, un sable gravillonneux roulé, orange, a un faciès granulométrique marin (fig. 4, n° 13). Comme sur l'autre rive du fleuve, il semble bien y avoir là des influences marines dans l'alluvion Fy1 du Baraci. Le synchronisme entre des alluvions fluvio-torrentielles et marines a été plus nettement encore observé dans le golfe de Sagone (plage du Santana, feuille Sarrola- Carcopino) par un passage latéral typique entre les deux faciès distincts (O. Conchon, 1982).

Un peu en amont, en rive droite du Baraci, un sable à gravillons émoussés s'intercale entre l'apport longitudinal Fy1 du Baraci et l'apport latéral d'un affluent, le ruisseau Vadina di Mulini (fig. 4, n° 15, 16). Cette situation correspond, là aussi, à une alternance de sédiments fluviaux (Fy1) et de sédiments marins (Ms2) à l'embouchure du Baraci.

Dans la baie de Cupabia, un petit torrent a laissé un cône de déjection à matrice orange et galets peu émoussés et peu altérés (Jy1) que surmontent un sable et des gravillons marins (grains roulés). Dans la partie visible de la coupe, la formation marine paraît ainsi postérieure à l'alluvion torrentielle, mais un passage latéral peut exister sans être visible (la coupe du Santana a montré que le passage latéral s'effectue sur quelques mètres seulement, et peut donc disparaître par érosion (O. Conchon, 1983)).

La relation entre l'alluvion Fy2 et la formation marine MG2-MS2 a été observée à Cala d'Arana. Un tout petit dépôt Fy2 (qui n'a pu être cartographié) a été apporté par un ruisseau venant du Nord ; sa surface supérieure est plus basse que la surface d'érosion marine d'Arana (jusqu'à + 8 m environ), donc le dépôt fluvial se raccorde à un niveau marin plus bas et plus récent.

Au Nord du Baraci, l'alluvion Fy2 du ruisseau Vadina di Mulini est aussi postérieure à Ms2, car située en contrebas, après une phase d'érosion.

Ainsi, Fy2 est postérieur à MG2-MS2, qui est contemporain de Fy1 dans le cours aval des fleuves.

Du groupe des sédiments marins à + 3 à 10 m d'altitude a été distingué un niveau plus ancien, à + 20 à 30 m N.G.F.

Dépôts éoliens. Peu développés sur cette partie de la côte, les formations éoliennes constituent des cordons en arrière des plages, ou des placages sur les versants littoraux. Ce sont des sables fins, de granulométrie typique (fig. 3, n° 12).

Formations fluviatiles et torrentielles

Fx. Alluvions anciennes à vieux sol rubéfié. Les plus anciennes alluvions fluviatiles affleurent au Nord du Baraci, près du pont de Filetta, et sont des apports de ses affluents, les ruisseaux d'Undala et Fracintu. Leur surface topographique est à 20 m au-dessus du lit actuel du ruisseau. Un autre affleurement, plus à l'Ouest, est un apport du ruisseau Vadina di Mulini.

Le long du Rizzanese, trois lambeaux sont conservés dans le cours moyen.

Ces alluvions sont caractérisées par une matrice rubéfiée sablo-silto-argileuse et par le mince cortex d'altération orange de leurs galets de roches basiques microgrenues (de nombreux galets granitiques sont pulvérulents, mais sans différence macroscopique avec les alluvions Fy1).

Fy1, Jy1. Alluvions fluviatiles et alluvions torrentielles assez anciennes à sol rubéfié récent. Ce sont les alluvions rubéfiées les plus jeunes le long des fleuves corses, 10 à 15 m au-dessus du lit actuel (cours inférieur). Leur matrice orange est sablo-silto-argileuse. Aucun galet n'a de cortex altéré orange.

Rares le long du cours inférieur du Taravo, elles affleurent en différents endroits le long du Baraci et du Rizzanese. Des cônes de déjection contemporains se sont formés au débouché de ruisseaux, l'un se jetant dans la baie de Cupabia (Ouest de Serra-di-Ferro), l'autre arrivant au Sud de la plage de Portigliolo (Sud-Ouest de Propriano).

Fy2, Jy2. Alluvions fluviatiles et alluvions torrentielles récentes à sol brun. Les alluvions des basses terrasses ont un sol brun sablo-silto-argileux, quelques galets granitiques pulvérulents et aucun galet à cortex altéré.

Ces formations sont aussi disposées en cônes de déjection, un sur la côte nord de la baie de Cupabia, un autre au Sud de la plage de Portigliolo.

Fy3. Alluvions fluviatiles très récentes, grises. Groupées sur la carte avec le lit majeur des fleuves, ce sont des alluvions sans galets altérés, à matrice sablo-silteuse, dont le sol est peu développé.

LV. Limons de fond de vallée. Des limons de crue ont terminé la sédimentation fluviatile Fy3 ou Fy2 dans le cours inférieur des fleuves et ruisseaux.

Formations et formes marines littorales

Ms1, MG1. Sables marins, galets et sables marins affleurant jusqu'à + 20 à 30 m N.G.F. Les affleurements les plus étendus sont l'un au Sud de la plage de Baraci (en mélange avec des sables fluviatiles) (fig. 1, n° 1,3), l'autre au Capu Laurosu. Là, une plate-forme en pente douce domine la mer en falaise de 8 à 10 m de

haut ; la falaise nord du cap présente un soubassement granitique portant un sable gravillonneux à + 4 m N.G.F. ; la falaise ouest est entièrement constituée par ce sable à grains roulés, avec lits de petits galets, qui forme la plate-forme jusqu'à + 25 - 30 m d'altitude vers l'intérieur. La formation de Capu Laurosus n'est pas fossilifère, mais sa situation en promontoire, sans rapport avec un débouché de rivière, exclut toute possibilité d'apport fluvial, et ses caractères granulométriques sont typiquement marins (fig. 3, n° 10, sable grossier, bien trié).

Ms2, M62. Sables et grès marins, galets et sables marins à + 2-10 m. A cette altitude, on trouve des sables marins sur la côte est de la baie de Cupabia (où ils reposent sur un cône de déjection torrentiel Jy1 ou directement sur le granite), et en arrière du cordon littoral récent de l'anse d'Agliu.

Dans le fond de Cala d'Orzu, la formation marine est consolidée. Localement, elle débute par un poudingue épais de 1 m, reposant sur le granite érodé, à + 3 - 3,50 mètres. Le substrat granitique n'est pas visible ailleurs, où la falaise de 8 - 10 m de haut entaille des grès gris-blanc et des lits grossiers de gravillons roulés (5 mm) avec quelques grosses coquilles usées de *Cardium* et de *Glycymeris*. Un niveau à galets, dont les plus gros ont 10 cm, s'observe à deux endroits ; il est épais de 0,50 m à 1 ou 2 mètres. La stratification est horizontale, ou oblique à pendage vers le versant pour certains lits.

En divers autres endroits de la côte rocheuse, de petits affleurements de galets ont été vus entre + 2 et + 5 mètres. Dans le fond de la plus petite plage de Cala d'Orzu, des galets et des blocs émoussés, atteignant 1 m de long, reposent à + 4 m sur les rochers de gabbro-diorite ; aucun torrent ne débouchant ici, susceptible d'avoir apporté ces blocs, la formation représente un dépôt marin de tempête.

Au Sud de la ville de Propriano, une excavation entaille 5 m d'alluvions à galets et blocs bien roulés (blocs jusqu'à 1,50 m de long) ; la matrice est orange, avec des grains peu émoussés, et sa granulométrie est proche de celle des sables fluviaux ; là comme à l'Est de Propriano, le sédiment marin doit se mélanger à l'apport d'un ruisseau, indiquant le synchronisme entre les alluvions fluviales Fy1 et les dépôts marins Ms2 et M62.

Au Nord-Est de la plage de Baraci, le sable marin qui affleure entre l'alluvion fluviale du Baraci et l'apport du ruisseau Vadina di Mulini est supérieur à 10 m d'altitude : il dépasse 20 m ; cependant, le contexte géologique le fait considérer comme équivalent du niveau Ms2- M62.

Surfaces d'érosion littorale, + 3 à + 10 mètres. Au Sud de Punta di Campomoro, la côte présente, en plusieurs endroits, des replats en pente douce, en rupture de pente à + 8 — 10m au pied des granites. Ces surfaces portent une pellicule d'arène granitique non roulée, parsemée parfois de quelques galets

marins. A la même altitude, un placage de galets roulés, dont beaucoup sont aplatis (M₆₂), affleure au lieu-dit Aratesi, entre u Puntonu et Punta d'Eccica. Les surfaces d'érosion paraissent donc liées à l'abrasion par la mer du niveau de + 10 mètres.

Mz. **Cordon littoral subactuel.** Les plages actuelles ont été regroupées sur la carte avec un cordon littoral de haut de plage dont le revers est parfois fossile car fixé par des arbustes.

Formations éoliennes

D. **Sables éoliens.** Ils forment un cordon dunaire en arrière de certaines plages (baie de Cupabia, Cala Priscona, plage de Baraci, Ouest de la plage de Campomoro), ou bien sont plaqués sur le versant rocheux jusqu'à 30 ou 40 m d'altitude au pied de la Tour de Capanella (Est de la baie de Cupabia).

Formations superficielles

Rγ. **Formations résiduelles sur granites.** Arène dont la surface est hérissée de blocs rocheux. Il s'agit d'un résidu d'altération des granites, où les blocs non altérés sont restés sur place ou très peu déplacés, comme sur le piémont en arrière de la plage de Portigliolo (tous les cas n'ont pas été figurés).

E. **Eboulis.** Blocs et cailloux anguleux, déplacés par gravité, sans matrice ou avec très peu de matrice.

On les trouve sur les versants rocheux de montagne à pente forte, par exemple dans le massif du Monte San Petru, au Nord-Est de la feuille.

Cγ. **Colluvions granitiques.** Cailloux anguleux dans une matrice sablo-argileuse, ou arène déplacée. Ces sédiments sont mis en place par ruissellement et solifluxion. La carte n'est pas exhaustive pour ces formations, qui n'ont pas été représentées quand elles sont peu épaisses et que le substratum peut être déterminé.

STRUCTURES ET GISEMENTS DES ROCHES PLUTONIQUES

ROCHES GRANODIORITIQUES

Structurologie

Les minéraux des granodiorites montrent souvent une ségrégation et une disposition orientée : sur les échantillons, les grains de quartz et de feldspath sont généralement groupés en plages claires alternant avec des loupes et parfois des lits discontinus de biotite et d'amphibole ; sur les affleurements, les

mégacristsaux roses de feldspath alcalin montrent souvent un parallélisme au moins local. Chaque espèce minérale participe ainsi à la constitution de la fabrique orientée de la roche. Dans la pratique, le parallélisme plan est décelable sur la plupart des affleurements alors que le parallélisme linéaire, marqué notamment par la cozonalité des minéraux est plus difficile à identifier. Cette orientation piano-linéaire des différents grains correspond à la structure de la roche.

Le repérage de ces structures sur les affleurements est facilité par la présence des matériaux gabbro- dioritiques mésocrates : disséminés en enclaves décimétriques à métriques ou sous forme de septa décamétriques à hectométriques, ces corps basiques ont une forme ellipsoïdale très variable mais ils sont toujours disposés parallèlement à la structure de leur encaissant granodioritique et donc concordants.

Toutes ces orientations, identifiées en microscopie, repérées sur les affleurements et cartographiées, sont marquées par des cristaux parfaitement intacts. Ces structures résultent donc d'une déformation intervenue avant la cristallisation totale du matériau granodioritique, encore à l'état de magma ; cette même déformation est responsable de la disposition concordante des corps gabbro-dioritiques. Ces matériaux basiques, d'origine mantellique, sont incorporés au magma granodioritique et entraînés lors de sa mise en place, par migration ascendante à travers la croûte, suivant un écoulement lent, contemporain de la progression de la cristallisation. Ils illustrent donc la notion de transfert magmatique.

L'ensemble de ces processus reste enregistré par des minéraux, des enclaves ou des septas orientés suivant des structures qui correspondent à des fluidalités. L'identification de celles-ci sur tous les affleurements permet de reconstituer l'architecture d'un secteur donné, caractéristique du gisement de la formation granodioritique, et ainsi de concevoir les trajectoires de mise en place du matériau magmatique correspondant.

Complexe granodioritique de Corse occidentale

- Dans l'ensemble de la Corse, les roches granodioritiques dessinent un vaste appareil recoupé par des formations plutoniques postérieures et donc actuellement discontinu. Le complexe granodioritique de Corse occidentale est ainsi découpé en quatre secteurs principaux :

- au Nord, ces granodiorites forment la région de Listincone sur la feuille Sarrola-Carcopino ;

- vers le Sud-Est, elles constituent la basse vallée du Prunelli, à hauteur de Bastelicaccia sur la feuille Ajaccio ;

- ces granodiorites apparaissent ensuite dans la région d'Urbalacane et Pila Canale d'où elles se poursuivent largement sur la feuille Sartène dans le secteur allant de Sollacaro au Nord jusqu'au golfe de Valinco au Sud ;

- le dernier secteur correspond à la basse vallée du Rizzanese, mais il se poursuit jusque sur la feuille Porto-Vecchio à l'Est.

Les granodiorites de la feuille Sartène constituent la moitié méridionale du complexe granodioritique de Corse occidentale.

- Dans le secteur correspondant à la feuille Sartène, les formations granodioritiques, localement tonalitiques, avec les nombreux septa qui leurs sont associés, sont décrites dans deux ensembles : le Sartenais septentrional qui correspond à toutes les régions situées au Nord du golfe de Valinco et du Baraci et le Sartenais méridional compris entre Funtanella, Propriano et Sartène.

Ensemble granodioritique du Sartenais septentrional

Dans le Nord de la feuille Sartène, les granodiorites constituent les régions situées au Nord du golfe de Valinco, entre la route N 196 à l'Est et la baie de Cupabia à l'Ouest.

- En réalité, ces granodiorites apparaissent dans la vallée du Taravo à hauteur d'Urbalacane (à dix kilomètres environ au Nord de la bordure de la feuille Sartène). Les plans d'anisotropie de ces matériaux, remarquablement continus à l'échelle régionale, constituent des structures de direction SE - NW à pendages faibles (20° à 40°) vers le Nord-Est, et dessinent donc un dispositif monoclinale. Vers le Sud-Ouest, les directions restant identiques, les pendages se redressent rapidement au Nord des roches basiques situées entre Pila Canale et le pont de Calzola ; au Sud de ces dernières, les pendages de la granodiorite sont inversés et se font vers le Sud-Ouest dans un nouveau dispositif monoclinale qui forme la bordure septentrionale de la feuille Sartène.

- Ainsi, le long de la route D. 302, ce dispositif est marqué par les structures planes de la granodiorite d'Ultichetu ($N 120^\circ E, 40^\circ SW$) ; mais au dessus apparaît le corps gabbro-dioritique de San Rocco, en forme de gros feuillet concordant qui s'enfonce faiblement vers le S.SW ($N 110^\circ E, 30^\circ S$) suivant une belle surface structurale. Cet ensemble se poursuit vers l'Ouest (Punta Piolella) jusqu'au Taravo (au Nord de Stiliccione) ; il est tronqué à l'Est par le monzogranite porphyroïde (plus récent) de Petreto-Bicchisano et Casalabriva, et recoupé au Sud par une lame issue de ce pluton qui se prolonge jusqu'à Filitosa.

La région de Sollacaro est constituée par une granodiorite à passées tonalitiques dans laquelle sont situés cinq septa gabbro-dioritiques principaux ; le plus puissant, sur lequel est établi le village, réapparaît à l'Est dans les

derniers lacets du col de Celaccia, tandis que les plus méridionaux se poursuivent vers Filitosa à l'Ouest. Cet ensemble, caractérisé par une mégastructure d'orientation N 100° à 120° E, 30° à 40° Sud, surmonte en concordance le dispositif monoclinale de San Rocco.

- Au delà vers le Sud, l'édifice granodioritique est perforé par les granitoïdes à grain fin de la Punta di Buturetu et de Miluccia, puis par une apophyse de granite leucocrate issue du pluton du Monte San Petru. Immédiatement à l'Ouest et jusqu'au Taravo, plusieurs autres septa gabbro-dioritiques soulignent des mégastructures toujours de direction SE - NW mais dont les pendages augmentent rapidement et deviennent verticaux à hauteur d'Olmeto.

- Au delà, depuis le Monte Barbatu jusqu'au golfe de Valinco, une douzaine de feuillettes gabbro-dioritiques de puissance décamétrique à hectométrique alternent avec la granodiorite : ils montrent des pendages qui s'effectuent ici vers le N.NE et qui diminuent rapidement vers le Sud (N 120° E, 70° N puis N 110°E, 30°N); la côte est constituée par des feuillettes presque jointives de roches basiques faiblement inclinés vers le Nord. Ceci dessine donc un dispositif monoclinale symétrique de celui de Sollacaro au Nord. L'ensemble constitue un vaste éventail de direction SE - NW, largement déployé mais enraciné en son centre vers Olmeto.

- A l'Ouest du Taravo, ces granodiorites se poursuivent et constituent le chaînon de la Punta di u Furconu. Au Nord (entre Colliciola et Sarconaci), elles sont caractérisées par des mégastructures régionales de direction SE - NW comparables aux précédentes mais à pendages redressés, soulignées par une dizaine de corps gabbro-dioritiques concordants de puissance décamétrique.

Par contre, au Sud de la Punta di u Furconu, cette même association dessine un dispositif nouveau visible aux environs de Serra-di-Ferro. Les feuillettes gabbro-dioritiques, de direction SE - NW au Nord du village, deviennent progressivement subméridiens à l'Est et sont prolongés vers Porto-Polio par des structures d'orientation N 20° E, 60° E qui caractérisent la Punta di Porto Polio. Cette virgation locale mais nette des structures de l'édifice granodioritique réapparaît au Nord sur la feuille Ajaccio : elle jalonne un couloir, parallèle à la bordure orientale du grand pluton de granite leucocrate de Coti-Chiavari (postérieur), mais situé à 3 ou 4 km à l'intérieur de la granodiorite encaissante.

- Il faut noter enfin la présence de deux corps gabbro-dioritiques totalement emballés dans ce granite leucocrate à l'Ouest de Stiliccione et au Sud de la Punta di Pozzi, visibles le long de la route D. 155 ; ils correspondent à des septa basiques de la granodiorite qui se poursuivait donc vers l'Ouest ou le Nord-Ouest avant la mise en place de ce dernier pluton.

Ensemble granodioritique du Sartenais méridional

Au Sud de la vallée du Baraci et du ruisseau de Fracintu, les mêmes granodiorites forment le chaînon du Castellu di u Corbu et la basse vallée du Rizzanese ; elles se poursuivent largement à l'Est sur la feuille Porto-Vecchio.

- Des roches gabbro-dioritiques très puissantes et profondément ravinées apparaissent dans la haute vallée du Baraci à Funtanella ; elles représentent les témoins les plus occidentaux des formations basiques qui se développent dans la région du Monte Peloso sur la feuille Porto-Vecchio, avec ici une structure principale de direction N 140° E et verticale.

La bordure sud-ouest de ce corps montre une alternance de lames concordantes gabbro-dioritiques et tonalitiques puis granodioritiques. La granodiorite seule forme la région située au Nord d'Arbellara puis admet à nouveau, jusqu'au village de Viggianello, une dizaine de feuillettes de matériaux basiques ; de puissance décamétrique, ces feuillettes sont très étirés depuis la vallée du Baraci jusqu'à celle du Rizzanese (Punta Savaziglia). Ainsi, de Funtanella à Viggianello, toutes les structures montrent des directions oscillant entre N 120° et N 140° E avec des pendages s'effectuant toujours en direction du Nord-Est (30° à 60°) ; il s'agit là d'un dispositif monoclinale comparable à celui qui est situé au Nord du golfe de Valinco.

Le corps basique de Funtanella, très puissant et avec des pendages verticaux, se place probablement dans le prolongement direct des roches gabbro-dioritiques d'Olmeto ; la grande zone broyée du Baraci correspondrait ainsi à un décrochement senestre de 7 km environ.

- A l'Ouest de Viggianello, sur une coupe de 1 500 m, les structures de la granodiorite (dépourvue de septum basique) conservent la même direction N 140° E mais les pendages se font soudain vers le Sud-Ouest (40° à 60°), puis vers le Nord-Est (50°) ; ainsi apparaît, le long de la route D. 19, un premier dispositif en éventail, très étroit, dont le coeur est situé sur le versant occidental du Castellu di u Corbu, et qui se prolonge vers le Sud-Est jusqu'au Rizzanese, à 500 m en aval du pont Génois (Spina Cavallu). Plusieurs filons de granitoïdes à grain fin se localisent dans ce dispositif.

Au delà vers l'Ouest, à partir des ruines de Tisoju, les pendages se font à nouveau vers le Sud-Ouest sous un angle faible (30°) ; ces dernières orientations (N 120° à 140° E, 30° SW) constituent la moitié d'un deuxième éventail dont la partie méridionale (à pendages NE) se développe largement dans la vallée du Rizzanese. La région de Propriano, constituée essentiellement par ces granodiorites, est traversée par une bande puissante de mylonites ; les directions structurales principales réapparaissent cependant au Capu Laurosus (N 110° à 140° E) mais avec des pendages variés.

- Les granodiorites les plus méridionales constituent les collines situées sur la rive gauche du fleuve Rizzanese. Le dispositif le plus simple apparaît au Sud de Propriano entre le pont de Rena Bianca et l'aérodrome de Propriano-Tavaria. Sur une distance de 4 km, les structures de ces matériaux sont soulignées par sept septa gabbro-dioritiques principaux et montrent des directions oscillant entre N 120° et N 150°E, tandis que les pendages se font sous un angle moyen (30° à 50°) vers le Nord-Est ; à moins de 1 000 m du contact discordant dessiné par un granite leucocrate, ces pendages deviennent plus forts (70°) puis s'inversent nettement (50° SW). Ici, la terminaison méridionale des granodiorites constitue donc un dispositif monoclinale, de direction toujours SE - NW et nettement extravasé vers le Sud-Ouest ; elle est rebroussée au contact d'une intrusion postérieure.

- Entre le pont Génois et Sartène au Sud, cette terminaison est sensiblement différente. Les directions des mégastructures restent comparables (SE - NW) et peu variables, mais les pendages deviennent souvent verticaux. Le coeur du dispositif en éventail de Castellu di u Corbu semble se prolonger à Muntagnola au Nord ; ensuite apparaissent les deux gros septa gabbro-dioritiques du Monte Cirello, le premier vertical et le second sensiblement extravasé. Enfin, au niveau de l'agglomération de Sartène, la granodiorite est caractérisée par des structures redressées, visibles le long de la route N. 196 à l'Ouest, et par quatre gros septa dioritiques développés à l'Est. Certains pendages situés à l'extrémité méridionale se font vers le Sud et indiquent un rebroussement de cette unité : l'ensemble granodioritique précédent est en effet tronqué au Sud par des monzogranites à grain moyen à fin plus récents qui constituent les hauteurs dominant Sartène.

Mise en place de l'appareil granodioritique

Dans les granodiorites de Corse occidentale, les mégastructures d'importance régionale, souvent soulignées par des corps gabbro-dioritiques très allongés, présentent des directions essentiellement SE - NW qui permettent de raccorder les différents secteurs sur une longueur de 30 km environ, reconnue depuis Listincone au Nord (feuille Sarrola-Carcopino) jusqu'à Sainte Lucie di Tallano au Sud-Est (feuille Porto Vecchio). Ces matériaux constituent donc un vaste appareil initialement continu.

Dans les régions d'Urbalacone et de Propriano, les bordures nord-est et sud-ouest de cet appareil se présentent sous la forme de deux dispositifs monoclinaux parallèles à pendages moyens vers le Nord-Est: pris dans son ensemble, le complexe granodioritique correspond donc à un mégafeuillet de direction SE - NW, d'une vingtaine de kilomètres d'épaisseur et nettement extravasé vers le Sud-Ouest.

Dans ce volume, cependant, les changements de pendage des mégastructures, généralement liés à la présence de roches gabbro-dioritiques, montrent

plusieurs dispositifs différents. Ainsi, le corps basique vertical situé au Sud de Pila Canale (feuille Ajaccio) correspond à un diapir gabbro-dioritique à ascension plus active que la granodiorite encaissante. Au delà vers le Sud, sur la feuille Sartène, la granodiorite et les nombreux septa basiques situés entre Sollacaro et le golfe de Valinco sont disposés en un éventail largement déployé : ils caractérisent le sommet d'une ride à déversement latéral très accentué, probablement déterminé par une accélération de l'injection magmatique de tous ces matériaux. Enfin, avant la terminaison méridionale monoclinale, les deux éventails plus étroits et dépourvus de roche basique semblent résulter de variations plus locales de la vitesse d'ascension des magmas granodioritiques.

Ainsi, la mise en place de cet ensemble plutonique semble se faire essentiellement par migration et propagation en direction du Sud-Ouest mais suivant des processus différents à l'intérieur de l'appareil, avec notamment des accélérations de l'injection qui paraissent liées à la présence de matériaux mantelliques. Ces variations, mises en évidence par des inversions des pendages, ne parviennent cependant pas à modifier les directions des plans de transfert magmatique et d'écoulement qui sont conservés sous forme de mégastuctures régionales remarquablement régulières à l'échelle dubatholite corse.

Après sa mise en place, cet appareil enregistre d'autres déformations : il est scindé en quatre secteurs par des intrusions plus récentes qui déterminent des modifications locales de l'architecture ; enfin, il est affecté par de grands décrochements à rejet minime.

MONZOGRANITES PORPHYROIDES

Structurologie

L'analyse structurale des monzogranites porphyroïdes est souvent mal commode sur le terrain faute de bons marqueurs identifiables rapidement : ainsi, les mégacristaux de feldspath alcalin sont parfois peu automorphes tandis que les biotites sont relativement peu nombreuses. Les meilleures indications des structures planes correspondent à des changements de l'indice de coloration et du grain de la roche qui font apparaître des bancs légèrement différents, parfois soulignés par des traînées de biotites comparables à des *schlieren* diffus. En outre, les matériaux gabbro-dioritiques sous forme d'enclaves isolées sont rarissimes sinon totalement absents. La plus grosse difficulté réside dans l'altération de ces roches en sables compacts mais qui se désagrègent en grains polycristallins ; par contre, les affleurements situés dans les reliefs ou sur le littoral permettent une analyse structurale précise mais discontinue.

Monzogranite porphyroïde de Casalabriva

Dans la partie septentrionale de la feuille Sartène, ce monzogranite constitue la terminaison méridionale du pluton de Petreto-Bicchisano. Les meilleurs affleurements sont situés au Nord de Casalabriva le long de la route N. 196. Le monzogranite présente ici une structure plane dont la direction oscille entre N 130° et N 150° E avec des pendages de 30° à 50° vers le Sud-Ouest, parallèlement à un septum dioritique très étroit ; une structure linéaire apparaît sporadiquement suivant une direction SE - NW avec un plongement faible (0° à 30°) vers le Sud-Est. Plusieurs filons de dolérites et d'aprites de puissance métrique et généralement subverticaux traversent ce granite. Des orientations planaires comparables réapparaissent le long de la route D. 302 avec les mêmes pendages vers le Sud-Ouest. La terminaison méridionale du pluton de Petreto-Bicchisano dessine ainsi à Casalabriva un feuillet qui s'enfonce vers le Sud-Ouest sous le dispositif monoclinale formé par les roches gabbro-dioritiques de la Punta di San Rocco et Sollacaro, tout en le recoupant dans le détail.

- Au Nord de Sollacaro, c'est-à-dire à Calvèse, Valdiola et Murta, le granite porphyroïde réapparaît en contrebas du col de la Chapelle de San Rocco en deux lames de puissance hectométrique qui traversent l'édifice granodioritique et gabbro-dioritique précédent. Vers l'Ouest, ces deux lames constituent un feuillet unique qui se poursuit dans la dépression du ruisseau de Barcajolo au Nord de la route D. 57 et atteint le site de Filitosa ; ce dispositif E-W est sensiblement oblique par rapport à toutes les mégastructures SE - NW des granodiorites encaissantes qui sont recoupées suivant une discordance cartographique.

La mise en place du magma granitique est souvent guidée par le plan principal d'anisotropie des granodiorites encaissantes, à plus forte raison par les septa gabbro-dioritiques puissants qui y sont disposés en concordance, ce qui détermine des structures d'orientations comparables dans les deux matériaux. Cependant, les relations discordantes visibles sur les affleurements et dans les dispositifs cartographiques montrent que l'intrusion du magma monzogranitique porphyroïde s'est faite (au niveau correspondant à la surface actuelle) par une perforation des granodiorites encaissantes déjà en place. Ceci n'exclut pas, à plus grande profondeur, une migration subsynchrone des deux matériaux magmatiques suivant des trajectoires très voisines.

Monzogranite porphyroïde méridional

Le granite porphyroïde réapparaît à l'extrémité sud-ouest de la feuille Sartène dans un deuxième secteur limité à une quinzaine de kilomètres-carrés.

- Cet ensemble montre une organisation structurale très régulière. Des structures planes ont une direction toujours SE — NW, oscillant entre N 110° et

N 140°E, qui se poursuit dans les monzogranites porphyroïdes de la feuille Roccapina sur une vingtaine de kilomètres de long: il s'agit donc d'une mégastucture développée à l'échelle du batholite. Dans le secteur considéré, les structures planes ont des pendages généralement importants (80° à 90°) toujours en direction du Nord-Est, sans qu'il apparaisse une répartition significative des différentes inclinaisons. L'ensemble du monzogranite porphyroïde dessine ainsi un feuillet subvertical très légèrement déjeté vers le Sud-Ouest, d'une puissance de trois kilomètres pour la partie située sur la feuille Sartène mais dont l'épaisseur totale, reconnue jusqu'à Tizzano, dépasse huit kilomètres. Les structures linéaires très discontinues, de même direction que les plans précédents, montrent des plongements très faibles (20°) vers le Sud-Est.

- Au Nord de la bergerie de Trova-Tagliata, apparaît un corps gabbro-dioritique important, d'une puissance de mille mètres environ ; totalement environné de granitoïdes à grain fin, il semble inclus dans cette unité plus récente. En réalité, les roches basiques affleurent au fond de la vallée de Tilazza et sont recouvertes par ces derniers granitoïdes ici subhorizontaux et discordants: elles correspondent donc à des matériaux basiques associés au monzogranite porphyroïde, comme il en existe sur la feuille Roccapina.

Mise en place des monzogranites porphyroïdes

Le pluton de Casalabriva et Petreto-Bicchisano appartient à un chapelet d'intrusions localisées à Tiuccia (feuille Sarrola-Carcopino), à Ajaccio, Porticcio et au col de Saint Georges (feuille Ajaccio) qui perforent l'appareil granodioritique et interrompent la continuité de son architecture initiale ; inversement, cet édifice granodioritique impose une scission du magma monzogranitique en plusieurs diapirs isolés.

Ce type de pluton est souvent constitué par des lames plus ou moins puissantes et coalescentes dont l'intrusion est nettement guidée par la structure de leur encaissant; mais les dispositifs discordants indiquent que les monzogranites porphyroïdes recoupent la granodiorite déjà en place dans le batholite et lui sont donc postérieurs. L'absence d'enclaves anguleuses qui devraient être ramonées dans les zones de contact comme l'absence de réseau filonien monzogranitique, qui devait être injecté dans les joints de la granodiorite voisine, indiquent que cette intrusion s'est effectuée dans un encaissant à comportement encore plastique et donc peu de temps après la mise en place des matériaux granodioritiques.

GRANITOÏDES A GRAIN MOYEN A FIN

Structurologie

Les deux types de granitoïdes à grain moyen à fin, avec des phénocristaux de feldspath alcalin dans l'un et des biotites abondantes dans l'autre, forment une association difficile à étudier sur le terrain : ces roches paraissent très isotropes et souvent dépourvues de marqueurs comme des enclaves dioritiques. Néanmoins, les affleurements situés sur les crêtes sont découpés par un triple réseau de joints primaires remarquables par leur fréquence et leur régularité qui facilitent le repérage des orientations minérales. Quelques septa dioritiques peu puissants soulignent localement les structures fluidales de cette unité.

En contrepartie, la cartographie des monzogranites à biotite se révèle extrêmement précieuse. Les structures internes et les limites de ces matériaux sont remarquablement parallèles avec les structures du monzogranite porphyroïde à grain moyen à fin qui tient lieu d'encaissant. Les deux types de roches sont donc disposés en concordance et les monzogranites à biotite, facilement repérables même dans les zones altérées, se comportent comme des marqueurs à l'échelle mégascopique. Leur répartition en multiples bandes parfois continues sur plusieurs kilomètres de long fait apparaître l'architecture de l'unité plutonique formée par l'association des deux types de roches.

Région orientale

Les monzogranites à grain moyen à fin apparaissent au Sud des granodiorites du Rizzanese encombrées de quatre septa dioritiques assez puissants. Le contact principal est situé juste au Sud de Sartène dans le talweg des ruisseaux de Capu d'Alzu et d'Erbajo, à quelques mètres au Sud du pont de la Scaella ; il se traduit par le changement topographique entre le relief faible des granodiorites au Nord et les escarpements des granites à grain moyen à fin au Sud. Les structures et les septa de la granodiorite sont interrompus par les monzogranites qui apparaissent ainsi en discordance cartographique.

La bordure nord des granites à grain moyen à fin montre, sur une puissance de cinq cents mètres, des pendages vers le Sud (50° à 70°) : cette unité a donc tendance à venir chevaucher vers le Nord la terminaison des granodiorites. Ce dispositif se poursuit sur la feuille Porto-Vecchio où les granites recouvrent les granodiorites suivant une discordance subhorizontale. Vers le Sud, les directions structurales, soulignées par des septa dioritiques ou par des granites à biotite, deviennent régulières (N 110° à N 140° E) dans toute l'épaisseur de cette unité jusqu'à Giuncheto ; les pendages de ces mégastructures régionales se font vers le Nord (50° à 80°) jusqu'à la Punta di Morto Marino puis deviennent verticaux plus au Sud. Ces granitoïdes à grain moyen à fin dessinent donc un feuillet dirigé SE - NW redressé ou légèrement déjeté vers le Sud.

Enfin, dans les confins méridionaux de la feuille Sartène, tandis que les granites à biotite deviennent plus abondants et plus finement grenus, les structures, toujours de direction SE — NW, montrent des pendages qui se font ici vers le Sud-Ouest sous un angle moyen à faible, parfois nul : il s'agit de la bordure septentrionale d'un dispositif extravasé en éventail situé surtout sur la feuille Roccapina. Ces granitoïdes à grain moyen à fin se mettent donc en place suivant des feuillettes qui se succèdent du Nord vers le Sud, les derniers étant susceptibles de s'extravaser et de venir recouvrir partiellement les feuillettes précédents en dessinant une discordance à l'intérieur de la même unité.

Région centrale

Sur la feuille Sartène, la coupe complète des granitoïdes à grain moyen à fin apparaît au Sud de Propriano entre la Punta di Muro au Nord-Est et Trova-Tagliata au Sud-Ouest.

Au Nord, le contact avec les granodiorites du Rizzanese est injecté par des corps de granitoïdes leucocrates tardifs. Les granites à grain moyen à fin de la Punta di Muro montrent des structures dont les directions oscillent entre N 120° et N 140° E tandis que les pendages irréguliers (50° à 80°) se font toujours vers le Nord-Est : ces monzogranites s'enfoncent donc ici très rapidement vers le Nord, sous la terminaison méridionale de l'appareil granodioritique.

Plus au Sud, entre Bilia et Grossa, apparaît l'ensemble métamorphique du Castellu d'Aravu et de la Punta di Maccignale, totalement enclavé dans les granitoïdes à grain moyen à fin. Les contacts se font essentiellement avec les granites à biotite qui deviennent finement grenus et recoupent la foliation cristallophyllienne. Tout autour, les fluidalités deviennent variées : au Nord, les pendages généralement forts (70° NE) diminuent vers le haut et deviennent subhorizontaux au Castellu d'Aravu où les granites recouvrent les gneiss ; au Sud, les fluidalités à pendages très faibles (30° N.NE) dans la région de Grossa montrent que les granites s'enfoncent doucement sous les roches métamorphiques. Les roches plutoniques semblent ainsi envelopper complètement le septum métamorphique.

Au Sud de Grossa, les granitoïdes à grain moyen à fin réapparaissent jusqu'aux confins de la feuille Sartène. Des septa dioritiques et des feuillettes de granite à biotite soulignent des structures dont la direction oscille entre N 110° et N 140° E, avec des pendages assez constants (70°) vers le Nord-Est. Au Nord de la bergerie de Trova-Tagliata, le lit des ruisseaux de Lori et de Tilazza est entaillé dans des diorites associées au monzogranite porphyroïde à gros grain tandis que les monzogranites à grain moyen à fin forment les collines environnantes: ils recouvrent ainsi les formations dioritiques antérieures suivant une discordance horizontale qui se poursuit vers le Sud-Ouest sur la feuille Roccapina. La terminaison méridionale des granitoïdes à grain moyen à fin est donc rapidement extravasée vers le Sud-Ouest.

Les granitoïdes à grain moyen à fin du Sartenais méridional dessinent donc une unité de direction SE — NW, de huit kilomètres de puissance environ : elle surgit rapidement sous la terminaison méridionale des granodiorites du Rizzanese au Nord, s'injecte en feuilles successifs vers le Sud-Ouest et vient, au Sud, chevaucher le monzogranite porphyroïde dans un dispositif localement extravasé. Il existe, dans cette unité, des structures linéaires généralement faiblement inclinées vers le Sud-Est ; mais leur nombre est insuffisant pour leur attribuer une signification précise.

Région occidentale

A l'Ouest de la grande vallée de Portigliolo, les granitoïdes à grain moyen à fin se poursuivent jusqu'à la côte. Un deuxième septum de roches métamorphiques apparaît à l'Est de Belvédère, totalement enveloppé par le granite à biotite, finement grenu, qui renferme quelques grosses enclaves de micaschistes et de gneiss. Dans la région de Campomoro, ces granitoïdes forment une bande de trois kilomètres de large qui renferme trois septa gabbrodioritiques relativement puissants. Au Sud, cet ensemble est adossé au monzogranite porphyroïde suivant un contact redressé qui semble moins tranché qu'à l'Est.

L'architecture des granitoïdes à grain moyen à fin, dans ce secteur occidental, est complexe. Les mégastructures régionales se poursuivent ici avec une légère déviation (N 130° à N 160° E), montrant des pendages variés (40° à 70° vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest), plus verticaux vers le Sud ; elles sont soulignées par des septa dioritiques assez nombreux. Mais certains affleurements montrent des structures de direction SW — NE (N 40° à N 80° E) avec des pendages redressés ou vers le Sud-Est (30° à 50°). Ces orientations peuvent correspondre à des trajectoires locales de la mise en place induites par les formations métamorphiques voisines ; elles peuvent aussi résulter d'une déformation provoquée par l'intrusion ultérieure d'un pluton de granite leucocrate dont on note deux témoins importants à Portigliolo et à Campomoro. Elles seraient alors comparables au dispositif décrit dans la granodiorite de Serra di Ferro au Nord du golfe de Valinco.

Granitoïdes à grain fin isolés

Au Nord du golfe de Valinco, les granites à biotite apparaissent sur la côte occidentale de la Punta di Porto Pollo ; ils sont disposés en plusieurs feuillets étroits dont le principal forme l'extrémité de la Punta di Porto Pollo, se poursuit vers le Nord et se termine à la tour de Capannella en lame horizontale discordante dans la granodiorite encaissante. Cet ensemble correspond vraisemblablement à la terminaison septentrionale des granitoïdes à grain moyen à fin de Belvédère qui serait décrochée par un cisaillement senestre de sept à huit kilomètres.

De part et d'autre du fleuve Taravo, d'autres lames ont été identifiées dans des gisements comparables, comme à l'Est de Propriano, entre Santa-Julia et Viggianello dans la granodiorite du Sartenais.

Granitoïdes à grain fin de Miluccia

Les granites à grain fin de Miluccia sur la crête di Buturetu apparaissent au sein des granodiorites et des diorites qui constituent toute la région située au Nord du golfe de Valinco où ils forment un petit pluton isolé. Au Sud, ces roches dessinent des bancs métriques orientés N 140° E, 50° à 60° NE, ce qui caractérise une terminaison méridionale extravasée au-dessus de l'encaissant ; à l'Ouest, la bordure dessine des lames discordantes, l'apophyse la plus septentrionale recoupant les diorites de Sollacaro et le monzogranite porphyroïde de Casalabriva ; vers le Nord, des structures à pendage S.SW (30° à 60°) indiquent une terminaison encore extravasée, ici vers le Sud-Est. L'ensemble de cet édifice montre donc, au-dessus d'une zone de racine étroite, à structures verticales, située dans la partie médiane vers Castagnolu, une architecture en éventail nettement déployé. Ce petit pluton apparaît au coeur du vaste dispositif en éventail dessiné par les granodiorites et les diorites à gros grain du Nord du golfe de Valinco ; tout en perforant nettement ces matériaux, il prend lui-même une forme identique.

GRANITES LEUCOCRATES

Structurologie

L'analyse structurale des monzogranites leucocrates est difficile, faute de bons marqueurs identifiables rapidement. Les minéraux principaux présentent des habitus subautomorphes à xénomorphes et sont souvent groupés en agrégats à contours irréguliers : leurs orientations individuelles restent très peu accessibles. En plus, les biotites susceptibles de caractériser des orientations par leur dispositions en chapelets sont relativement très rares.

L'étude structurale peut être réalisée dans les régions présentant de vastes affleurements, en bordure de la mer ou en altitude ; là, on peut déceler des variations du grain ou de la coloration de la roche, parfois des *schlieren*, qui indiquent une organisation structurale. On peut surtout repérer les joints primaires disposés en trois réseaux dont l'un domine largement et détermine la topographie de détail ; il est parfois injecté par des roches filoniennes comme des dolérites, des porphyres granitiques, des aplites ou du quartz. Par contre, il est souvent difficile de déceler les structures et de cartographier les limites des lames isolées dans le maquis.

Pluton de Coti-Chiavari

Le pluton de Coti-Chiavari est surtout situé sur la feuille Ajaccio où il forme une vaste intrusion allongée du Nord-Est au Sud-Ouest sur près de trente kilomètres. Dans la partie située sur la feuille Sartène, le granite leucocrate montre des structures essentiellement planaires.

A l'Ouest de la Punta di Pozzi, ces structures ont une direction qui oscille entre N 40° et N 60° E tandis que le pendage se fait toujours vers le Nord-Ouest sous un angle fort (60° à 70°), localement vertical. Ceci caractérise une terminaison occidentale correspondant à un ennoyage rapide du pluton vers le Nord-Ouest. Les joints parallèles sont souvent injectés par des filons d'aplite ou de porphyre granitique à l'Ouest, doléritiques à l'Est, vers la crête de la Punta di Pozzi; quelques filons d'aplites (N 120°E, verticaux) soulignent le réseau de joints longitudinaux.

Au Sud de la Punta di Pozzi, l'architecture précédente est modifiée par la présence de deux septa importants : les gneiss de la Calustra dans le flanc sud de la Punta di Furcone et les roches dioritiques qui dominent la baie de Cupabia. Ces roches dioritiques forment un septum continu entre les ruines de la Calustra et la Bocca di Cannicciu. Les structures primaires y montrent des orientations surtout SE - NW, variables dans le détail, mais comparables à celles des diorites associées aux granodiorites situées au Nord du golfe de Valinco ; des structures NE - SW, situées dans la partie médiane du septum, rappellent les orientations du granite leucocrate encaissant. Ces matériaux représentent un élément de l'édifice granodioritique (et dioritique) décrit au Nord du golfe de Valinco : il a été totalement isolé lors de la mise en place du granite leucocrate.

Au-delà des contacts, jalonnés de granite leucocrate à grain fin, les structures du granite enveloppent ce septum dioritique: elles tendent à le recouvrir au Nord-Ouest et à le contourner au Sud : les matériaux de ces septa dioritique et gneissique dévient les trajectoires de mise en place du magma granitique. Partout ailleurs, les mégastructures régionales identifiées dans le granite leucocrate sont disposées parallèlement à la forme générale du pluton, allongée du Sud-Ouest au Nord-Est, et sont ainsi totalement différentes de toutes les orientations rencontrées jusqu'ici dans les matériaux granodioritiques et monzogranitiques antérieurs.

Dans la bordure orientale du pluton de Coti-Chiavari, une large bande de mylonites, orientée SW - NE à pendages vers le Nord-Ouest, masque les structures primaires. Le granite leucocrate réapparaît plus à l'Est et, entre Sarconacciu et Colliciola, dessine des apophyses verticales, de puissance décamétrique à hectométrique, qui perforent la granodiorite et les septa dioritiques encaissants en les recoupant en discordance ; certaines atteignent et traversent la basse vallée du Taravo. La région de Stillicione est constituée par

une apophyse puissante caractérisée par des structures transversales (N 20° E, verticales) soulignées par des matériaux dioritiques; l'orientation majeure SW - NE du grand pluton tend ainsi à apparaître localement dans les corps allongés du Nord-Ouest au Sud-Est. Enfin, au Nord du golfe de Valinco, un corps de granite leucocrate isolé forme la Punta di Balconcelli ; allongé du Nord-Est au Sud-Ouest, il recoupe la mégastucture de son encaissant granodioritique à septa dioritiques puissants.

Le pluton de Coti-Chiavari apparaît ainsi comme une intrusion allongée du Nord-Est au Sud-Ouest et déversée vers le Sud-Est qui recoupe son encaissant tout en émettant plusieurs apophyses discordantes en direction du Sud-Est.

Pluton du Monte San Petru

Le granite leucocrate qui forme tout le secteur nord-est de la feuille Sartène représente la majeure partie du pluton du Monte San Petru ; celui-ci se termine rapidement sur les cartes voisines Ajaccio, Zicavo et Porto-Vecchio. Ces matériaux ont fait l'objet d'une analyse structurale surtout basée sur le repérage des joints parallèles à la structure planaire, ce qui a permis de reconstituer l'architecture d'ensemble ; la terminaison occidentale a été mise en évidence par simple cartographie.

A l'intérieur du pluton, à une distance comprise entre mille et deux mille mètres des contacts avec l'encaissant, les structures planaires verticales longent la bordure occidentale de l'édifice. Dans la partie septentrionale, les directions oscillent entre N 20° et N 40° E, soulignées par des filons d'aplite parallèles et recoupés par des joints transversaux horizontaux. Vers le Sud, elles se raccordent progressivement à des directions subméridiennes; puis ces structures s'infléchissent et prennent une direction NW - SE dans la partie méridionale.

Dans la zone externe du pluton, les orientations structurales s'organisent parallèlement à la limite sinueuse du granite leucocrate et sont très variables. Ces structures sont dirigées N 120°E dans l'apophyse qui recoupe le monzogranite porphyroïde de Casalabriva ; elles deviennent subméridiennes à Sant'Andréa, prennent une direction SE - NW sous les granites à grain fin de Miluccia, puis E-W en face d'Olmeto. Au delà vers le Sud, le granite leucocrate pénètre profondément dans les granodiorites et les diorites situées au Nord du golfe de Valinco: dans ces contacts, le granite s'injecte entre les septa dioritiques qui conservent leur disposition initiale et deviennent totalement isolés. La pénétration vers l'Ouest du granite dans l'encaissant se fait suivant des apophyses puissantes qui atteignent trois mille mètres de long et se poursuit en lames étroites jusqu'à cinq mille mètres de distance du pluton. Les corps dioritiques totalement ou partiellement inclus montrent le rôle important de l'encaissant qui guide la mise en place du matériau magmatique, du moins dans les bordures de l'intrusion. Ceci détermine ici une terminaison très effilochée,

faites de lames redressées et à bordures à grain fin, typiquement discordantes qui se raccordent à la partie méridionale du pluton du Monte San Petru.

Dans la basse vallée du ruisseau de Baraci, le pluton dresse rapidement des reliefs importants au dessus des granodiorites encaissantes. Après une bordure discontinue à grain fin, le granite leucocrate dessine des structures disposées en arc de cercle entre la chapelle San Michele et Maratu, avec des pendages se faisant vers le Nord. Cette terminaison méridionale apparaît ainsi nettement extravasée vers le Sud au dessus des granodiorites de Viggianello, suivant une discordance cartographique remarquable, ultérieurement laminée suivant des bandes de mylonites parallèles à la vallée du ruisseau de Fracintu.

Lames de granite leucocrate

Dans presque tous les secteurs de la feuille Sartène, il existe des granites leucocrates disposés en corps limités, subverticaux, caractérisés par une longueur importante comparée à leur puissance ; ils recoupent en discordance les granodiorites, le monzogranite porphyroïde méridional et surtout les granitoïdes à grain moyen à fin situés entre les deux unités précédentes.

- Dans les granodiorites, les lames déjà signalées à l'Ouest du fleuve Taravo sont liées à la bordure orientale du pluton de Coti-Chiavari, tandis qu'au Sud d'Olmeto apparaissent les nombreuses apophyses émises depuis la bordure occidentale du pluton du Monte San Petru. Ces lames deviennent très rares dans la basse vallée du Rizzanese mais, entre le pont Génois et Arbellara, quelques corps s'alignent suivant la direction SW - NE dans une région très mylonitisée. Enfin, au Nord-Est de Sartène, le granite leucocrate forme des lames plus puissantes, à nouveau de direction E.SE - W.NW.
- Dans le monzogranite porphyroïde situé aux confins méridionaux de la feuille, le granite leucocrate forme des lames peu nombreuses et subparallèles à la structure régionale de l'encaissant (NW - SE).
- Dans les granitoïdes à grain moyen à fin, les granites leucocrates constituent un grand nombre de corps dont la taille et la fréquence varient entre Portigliolo à l'Ouest et Mola à l'Est ; ils se répartissent en trois ensembles.

Le granite leucocrate le plus occidental est situé à l'Ouest de Campomoro ; il présente localement des structures de direction SE - NW qui indiqueraient un prolongement de cette unité vers le Nord-Ouest, mais il existe aussi des orientations SW - NE verticales, comparables à celles du pluton de Coti-Chiavari situé au Nord du golfe de Valinco. Vers le Sud-Est, ce granite leucocrate se prolonge de façon discontinue par des lames puissantes, d'épaisseur hectométrique, injectées dans les granitoïdes à grain moyen à fin de la Punta di Cucari, jusqu'à la Petra Tafunata et à Valcadia. Tous ces corps s'amincissent et disparaissent aux confins de la feuille Sartène.

Le granite leucocrate forme un deuxième ensemble situé dans les collines de Portigliolo où il recoupe, au Sud, les granites à biotite de Belvédère. Quatre septa dioritiques déterminent des structures très marquées de direction NW-SE et à pendages vers le Nord-Est; bien que limité, ce corps montre une forme nettement déversée vers le Sud-Ouest. Au Sud de l'aérodrome de Propriano-Tavaria, le granite leucocrate forme deux feuillets principaux qui se prolongent vers le Sud-Est. Au Nord, se développe un corps relativement puissant qui recoupe en discordance les granodiorites du Rizzanese suivant des structures à pendages sud ; il prend une forme renflée vers le haut dans la Punta di u Turco et il vient s'appuyer au Sud contre les granoïdes à grain moyen à fin ; il se prolonge dans la même position jusqu'à Minza où il disparaît dans un secteur intensément mylonitisé. Mais le granite leucocrate réapparaît au Sud de Sartène en lames sensiblement moins puissantes mais plus nombreuses ; d'une épaisseur décamétrique à hectométrique, elles dessinent de multiples feuillets discontinus qui tendent à isoler des bandes de granoïdes à grain moyen à fin dans la Punta di Marato et dans le Monte Grosso.

Le granite leucocrate, à l'Est de Portigliolo, forme enfin un faisceau de plusieurs lames de direction N.NW - S.SE qui traversent en discordance les granoïdes à grain moyen à fin ; la plus méridionale est injectée dans la limite du septum métamorphique de la Punta di Maccignale tandis que la lame centrale, la plus puissante, forme la Punta di Furcona et se prolonge au-delà ; très étroite au Nord d'Alo Bisuje, elle s'extravase rapidement et forme alors la Punta di Zevoli jusqu'à Cacciabello. Deux autres corps forment la Punta di u Monte au Sud et la région de Canniccia au Nord. Ce secteur permet d'observer la forme étroite en profondeur et souvent renflée et extravasée vers le haut de ces corps intrusifs. Au-delà de la vallée de Navara, la région de Giuncheto montre des lames plus nombreuses et parfois anastomosées qui prolongent ce faisceau discordant essentiellement dirigé NW - SE. Cependant, à partir de la Bocca di Piavone, le granite leucocrate apparaît dans une succession de pointements de direction SW - NE qui se poursuivent depuis la Punta di Pintone jusqu'au Nord de Mola ; cet alignement se prolonge suivant la même direction sur les feuilles voisines Porto-Vecchio et Roccapina. Ces corps de granite leucocrate longent ainsi la bordure occidentale du grand pluton de l'Uomo di Cagna.

Mise en place des granites leucocrates

Après la mise en place de l'appareil granodioritique et des multiples diapirs monzogranitiques, l'édifice batholitique est constitué dans ses grandes lignes. Le plutonisme des granites leucocrates, qui prolonge les événements précédents, semble nettement distinct au point de vue structural. En effet, les lames de petites dimensions, étroitement associées à des témoins de l'encaissant, montrent des textures grenues qui traduisent un matériau largement cristallisé lors de son injection, donc à viscosité élevée et peu apte à se scinder. La dissémination du magma en nombreux corps allongés ne peut donc pas être due à de multiples perforations mais résulte de l'ouverture de fractures

de l'encaissant suivant des zones continues dans lesquelles se développent plusieurs discontinuités parallèles.

Ainsi, les dislocations de direction majeure NE - SW amorcent le processus intrusif suivant des lames plus ou moins puissantes, visibles notamment dans l'extrémité sud-est de la feuille Sartène et surtout sur celle de Roccapina. L'alimentation magmatique et la distension de l'encaissant s'intensifient localement et aboutissent à l'individualisation des grands plutons.

Les lames de direction NW - SE, si nombreuses sur la feuille Sartène, se mettent en place simultanément et dans les mêmes conditions, en colmatant des fentes qui s'ouvrent dans l'édifice batholitique. Leur orientation et leur répartition permettent de les mettre en relation avec des cisaillements localisés dans la terminaison méridionale de l'appareil granodioritique.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGEOLOGIE

Les alluvions de vallées sont limitées aux cours inférieurs du Taravo, du Baraci et du Rizzanese.

Le développement des horizons aquifères soutenus par les cours d'eau est assez irrégulier. La présence de niveaux argileux leur confère des caractéristiques hydrodynamiques inégales, la transmissivité est variable. Elle peut être très bonne dans certains cas, de l'ordre de $T = 10^{-2}$ m³/s.

Les renseignements que nous avons sur les ouvrages sont par trop irréguliers pour qu'on puisse tirer des conclusions définitives. De plus, les équipements n'ont pas toujours été calculés au mieux et des pertes de charge importantes viennent perturber les résultats.

Nous avons inventorié dans le Taravo 7 forages où les débits atteignent souvent 40m³/h. Dans le Baraci, on en dénombre 10 et 15 dans le Rizzanese avec des débits souvent intéressants.

Dans toutes les vallées, certains captages ont été réalisés pour les A.E.P.(*). La gestion de ces aquifères pourra se poser à terme et la proximité de la mer ou la présence de carrières rendre délicate leur exploitation.

(*). A.E.P. : alimentation en eau potable

Les sources intéressent en général les terrains granitiques. De faible importance, elles sont souvent nombreuses et apparemment liées à des accidents structuraux. Elles sont souvent pérennes mais de faible débit. Leur importance n'est pas à négliger puisqu'elles ont servi fort longtemps et continuent souvent à alimenter les villages de montagne. L'afflux estival ne leur permet toutefois pas de satisfaire les besoins en eau potable. C'est pourquoi des forages de recherche d'eau sont souvent entrepris par des particuliers ou des collectivités mais fort souvent sans approche hydrogéologique. Des résultats intéressants peuvent quand même être notés dans différents secteurs quand les ouvrages sont implantés sur des accidents d'importance qui constituent des drains privilégiés de circulation d'eau. Plus de 30 ouvrages ont été inventoriés sur l'ensemble des granitoïdes de la feuille. 6 forages dans la région d'Olmeto ont tous traversé la série granitique sur 80-90 m avec des débits de l'ordre de 5 m³/h! 4 ouvrages n'ont pas dépassé 60 mètres. L'ouvrage 1123.4.114 (X = 546,60 ; Y = 155,95 ; Z = 370) paraît être excellent, un essai à l'air-lift a, paraît-il, donné 25 m³/h.

La majorité des venues aquifères dans les monzogranites se situe dans la tranche de 0 à 30 m et les débits paraissent plus importants que dans les formations leucocrates. La photogéologie du secteur fait apparaître une bonne corrélation des sources avec les directions de linéaments N 110° -120° E.

Plus au Sud, dans la région de Sartène, une bonne corrélation entre les sources et les accidents a été notée.

Dans leur ensemble, les roches granitiques sont très fracturées mais elles prennent un aspect broyé au droit du tracé des photofractures. Les granodiorites sont fortement altérées en surface, ce qui se traduit par une épaisse couche d'arène. Cette couche joue, vis-à-vis de l'eau, le rôle d'une éponge et contribue à régulariser les venues aquifères des fissures sous-jacentes. Dans le cadre d'une étude hydrogéologique, pour estimer l'influence de la nature géologique sur la présence de l'eau, il a été recensé les sources et les fontaines de la région de Sartène, limitée par le Rizzanese au Nord et la montagne de Cagna à l'Est. 88 sources et fontaines naturelles reportées sur une carte permettent de constater deux modes de répartition :

- les sources se concentrent globalement au Nord du parallèle 46,20 gr (72 %). Ce mode de répartition pourrait coïncider avec la présence de la forte épaisseur d'arène granitique ;
- il existe un alignement des sources selon des directions préférentielles N 50° - 60° E et N 110° -120° E comme dans la région d'Olmeto.

Il serait intéressant de pouvoir vérifier par forage le bien-fondé des observations et des choix de sites apparemment les plus favorables à une recherche d'eau souterraine. Toutefois, diverses questions, d'accès, d'énergie, de

foncier rendent très souvent impossible l'implantation jugée prioritaire pour pouvoir en tirer toutes les conclusions qui s'imposent.

Thermalisme

La feuille Sartène fait apparaître un secteur à potentialités géothermiques dans la vallée du Baraci (Bains de Baraci). En effet, les thermes de Baraci (X = 549,100; Y = 154,200; Z = + 15) se situent à 2 km au Nord-Est de Propriano, sur le territoire de la commune d'Olmeto. De nombreux griffons sont connus en rive gauche de la vallée : 7 dans les environs de l'Hôtel des Bains (où 3 sont captés), 4 à l'Est de Baraci (3 sur la commune de Viggianello, 1 sur la commune d'Olmeto). Les émergences captées ont un débit artésien de 18 m³/h environ. L'eau est sulfurée sodique et d'une température de 52° C. Les émergences sont situées à l'aplomb de la faille de Baraci sous un couvert de sédiments argilo-sableux. Signalons en bordure du Taravo (rive gauche) l'existence de deux sources minérales.

Qualité des eaux

Au point de vue qualité et indépendamment des eaux thermominérales, les aquifères alluviaux ont des caractéristiques liées à celles des eaux de bassins versants. Elles sont en général excellentes, légèrement acides, avec toutefois des problèmes de fer qui peuvent se manifester. Les eaux des granitoïdes sont du même type, mais moins ferrugineuses et plus agressives.

Le contexte environnemental permet, dans la plupart des cas, une bonne protection des aquifères bien que les ouvrages de captage soient réalisés de façon souvent sommaire et mal équipés.

L'utilisation des eaux souterraines pour l'alimentation humaine se développe et les problèmes de protection doivent être envisagés dès la conception et avant la réalisation des ouvrages.

GÎTES MINÉRAUX

Nom du gîte	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Callustra 2-4001	Mo	Molybdénite	?	Micaschistes	Indice découvert par géochimie Anomalie à cheval sur la feuille Ajaccio
Sollacaro 3-4001	Cu	Pyrite Chalcopyrite	Disséminé	Gabbro-diorite	Indice. Pyrite disséminée . Rares mouches de chalcopyrite
Conca (Carpatulia) 7-4001	Fe pyr	Oligiste Pyrite Quartz	Filon	Granite	Filon NE, puissant de quelques dm à 1 m, de 4 à 5 km de longueur
Belvédère 7-4002	Mo	Molybdénite	Disséminé	Granite	Quelques mouches de molybdénite localisées dans des microfissures. Sans intérêt économique
Bogga-Albitrina 8-4001	Li	Quartz Microcline Lépidolite	Amas	Pegmatite dans granite	Filon de pegmatite N.NE, long de 1,5 km avec cristaux de lépidolite décimétriques
Sartène 8-4002	Pb Zn	Anomalie géochimique	?	Granite	Indice. Teneurs tropfaibles pour justifier des recherches

GISEMENTS PREHISTORIQUES ET PROTOHISTORIQUES

Le plus célèbre site préhistorique de Corse, *Filitosa*, se trouve sur cette feuille Sartène, à l'Est de la vallée du Taravo, en amont de sa basse plaine. On y a découvert les restes d'une enceinte fortifiée, des fonds de cabanes et des statues-menhirs. Les archéologues reconnaissent trois époques principales d'occupation de Filitosa par les Hommes. L'arrivée des premiers habitants du site est attribuée au début du VI^e millénaire avant notre ère et cette époque 1, *Néolithique*, s'étend jusque vers la fin du II^e millénaire av. J.-C. Le matériel comprend des poteries, dont certaines décorées par impression avec des coquilles de *Cardium*. L'époque 2 (environ 1 400 av. J.-C., *Age du Bronze*) est celle de la culture *mégalithique* : menhirs et statues-menhirs sont érigés à Filitosa. A l'époque 3, le site est fortifié par les envahisseurs Torrèens, qui sont représentés sur les statues-menhirs avec leur armes, épées et poignards sculptés en bas-relief. Au total, Filitosa compte une vingtaine de statues-menhirs.

Le site de *Basi* fait face à Filitosa, sur la rive droite du Taravo. Des poteries avec impression au *Cardium* et au poinçon témoignent du Néolithique ancien (une datation donne $5\ 750 \pm 150$ ans B.C.). Au Néolithique récent se dressaient des habitations en pierres sèches abritant des agriculteurs sédentaires (matériel de broyage) et des éleveurs qui utilisaient un outillage sur obsidienne et silex.

Signalons aussi un dolmen et un menhir (u Paladinu) sur le versant dominant en rive droite la basse plaine du Taravo (entre Serra-di-Ferro et la D. 757, plus près de cette route). Deux menhirs, u Fratu e a Sora, sont édifiés en rive gauche du Rizzanese, visibles de la N. 196 à l'Ouest de sa croisée avec la D. 268.

DOCUMENTATION COMPLEMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINERAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional: Corse*, par M. Durand-Delga, 1978, Masson, Paris :

- *itinéraire 5* : transversale de Propriano à Solenzara ;

- *itinéraire 8* : granitoïdes carbonifères du Sud- Ouest de la Corse, d'Ajaccio à Propriano.

BIBLIOGRAPHIE

Formation métamorphiques et magmatiques

BALDINI P. (1959) - Etude géologique de la presqu'île de Gossa. D.G.P. Clermont, 74 p.

BAYER R. (1977) - Etude gravimétrique de la Corse. Thèse 3e cycle, Montpellier, 131 p.

BONIN B., CARRON J.-P. (1977) - Données géochimiques sur les roches plutoniques de Corse occidentale (1950 à 1975). Travaux du laboratoire de géologie de l'E.N.S., 59 p.

BONIN B. (1980) - Les complexes alcalins acides anorogéniques : l'exemple de la Corse. Thèse, Paris VI, 779 p.

BONIN B. (1982) - Les granites des complexes annulaires. B.R.G.M., série Manuels et Méthodes, n° 4, 183 p.

BOURGES F. (1980) - Données sur les granitoïdes hercyniens du Sud de la Corse (feuilles Sartène et Porto-Vecchio ouest). D.E.A., Toulouse, inédit.

BOURGES F. (1982) - Le plutonisme batholitique carbonifère en Corse méridionale. Pétrographie et structurologie des granitoïdes et des roches gabbro-dioritiques associées. Thèse Docteur 3e cycle, Toulouse III, 231 p.

BRUNETON P. (1976) - Le massif zoné concentrique de Budduso (Sardaigne nord-orientale) dans son contexte géologique régional : le problème des enclaves microgrenues. Thèse Docteur 3e cycle, Aix-Marseille III, 229 p.

CARON J.-M., BONIN B. (1979) - Géologie de la Corse. In "Géologie de l'Europe", 26ème Congrès géol. intern., Paris, 1980.

COCHERIE A., ROSSI Ph., LEBEL L. (1982) - Définition du plutonisme calcaire alcalin de Corse par la géochimie des Terres rares et de quelques autres éléments en traces et par la minéralogie détaillée. Origine des roches basiques associées. Colloque international, "géochimie et pétrologie des granitoïdes" (Clermont-Ferrand, mai 1982), (à paraître).

DISIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C, GUASPARRI G., PELLIZER R., RICCI C.A., RITA F., SABATTINI G. (1975) - Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, XXX, p. 979-1068.

DURAND-DELGA M. (1978) - Corse, Guides géologiques régionaux, Masson, éditeur.

LAMEYRE J., AUTRAN A., BARRIERE M., BONIN B., DIDIER J., FLÜCK P., FOURCADE S., GIRAUD P., JONIN M., ORSINI J.B., VIVIER G. (1980) - Les granitoïdes de France. 26e C.G.I., *B.R.G.M. Mémoire 107*, Evolution géologique de la France.

LETERRIER J., DEBON F. (1978) - Caractères chimiques comparés des roches granitoïdes et de leurs enclaves microgrenues. Implications génétiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, n° 1.

MAISONNEUVE J. (1960) - Etude géologique sur le Sud de la Corse. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 57, p. 47-276.

MARRE J. et PONS J. (1973) - Structurologie. *Encyclopaedia Universalis*, 15, p. 455-459.

MARRE J., ROSSI Ph. (1981) - Architecture d'un secteur du batholite corso-sarde : les régions d'Ajaccio et Sartène. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1,2, p. 153-167.

MARRE J., ROSSI Ph., BOURGES F. (1981) - Architecture et chronologie des intrusions des granitoïdes varisques en Corse sud-occidentale. Processus de formation d'un secteur du batholite. Soc. Ital. Min. Petr., 51 st. S.I.M.P. congress Cagliari, 14-16 Oct. 81.

MARRE J. (1981) - Structurologie des granitoïdes. B.R.G.M., série "Manuel et méthodes" n° 3, 126 p.

ORSINI J.-B. (1980) - Le batholite corso-sarde. Anatomie d'un batholite hercynien. Composition. Structure. Organisation d'ensemble. Sa place dans la chaîne varisque française. Thèse, Fac. Sc. et Techn. St Jérôme, Aix-Marseille, 390 p.

PITCHER W.S. (1979) - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136, p. 627-662.

RAMBERG H. (1981) - Gravity, deformation and the earth's crust. 2ème éd., Acad. Press, London, 452 p.

ROUBIGOU V. (1981) - Pétrofabrique dans les granitoïdes hercyniens du Sud-Ouest de la Corse. Rapport de D.E.A., Toulouse (inédit).

STRECKEISEN A.L. (1973) - Classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S. Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18.

Tertiaire, Quaternaire et Préhistoire

CONCHON O. (1975) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse de doctorat d'Etat, Paris, 2 vol. mult.

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

CONCHON O. (1976) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale (résumé de thèse). *Bull. Soc. Sc. hist. et nat. Corse*, 621, p. 69-76.

CONCHON O. (1982) - La dernière glaciation en Corse. Corrélation avec les dépôts fluviatiles et marins. The Last Glaciation in Corsica. Livret-guide d'excursion, Programme international de Corrélation géologique (P.I.C.G.) n° 24,9e session, 1-5 sept. 1982, mult.

CONCHON O. (1983) - Corrélations entre la sédimentation fluviatile et la sédimentation marine littorale en Corse. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, 1, 2,3, p. 151-156.

CONCHON O., GAUTHIER A., DOMINICI R., PILOT M.- D. (1981) - Les gisements argileux de la Corse. Définition des zones de recherche. Perspectives nouvelles. Rapport B.R.G.M. 81, SGN 883 CSC, 79 p.

CONCHON O., GAUTHIER A. (1982) - Hauts dépôts quaternaires marins sur la côte occidentale de la Corse. 9e réunion ann. Sc. Terre, Paris, rés. p. 152.

GROSJEAN R. (1966) - La Corse avant l'histoire. Klincksieck, Paris, 98 p.

GROSJEAN R. (1971) - La Préhistoire. La Protohistoire. *In Histoire de la Corse*, Privat, Toulouse, p. 11-65.

GROSJEAN R. (1972) - Les alignements de Pagliaiu (Sartène, Corse). *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, LXIX, 2, p. 607- 617.

LIEGEOIS J., PERETTI G. (1976) - Sites mégalithiques découverts par Roger Grosjean. *In Livret-guide excursion C4, IXe congr. U.I.S.P.P., "Sites préhistoriques et protohistoriques de l'île de Corse"*, p. 107-110.

MAGNE J., ORSZAG-SPERBER F., PILOT M.D., BREBION P., LAURIAT-RAGE A. (1977) - Nouvelles données sur le Pliocène de Corse : le problème de la limite Miocène - Pliocène. *Bull. B.R.G.M.*, (2), 1,3, p. 209-218.

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

WEISS M.-C, LANFRANCHI F. de (1976) - Les civilisations néolithiques en Corse. *In H. de Lumley (éd.), La Préhistoire française*, II, p. 432-442.

Gîtes minéraux

BALDINI P. (1959) - Etude géologique de la presqu'île de Grossa. D.G.P., Clermont-Ferrand, 74 p.

BATAIL G., HEETVELD H., MASLARD P. (1979) - Prospections tactiques du Sud de la Corse. Campagnes 1977-79. Rapport B.R.G.M., 79 RDM 047 FE.

HEETVELD H. (1980) - Activités minières en Corse. Essai de synthèse. Rapport B.R.G.M., 80 RDM 003 FE.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Ajaccio* : le édition (1906), par E. DEPRAT.
2e édition (1965), par M.MORATI, P.LAPADU-HARGUES, J. MAISONNEUVE.

Feuille *Bastelica* : 1e édition (1913), par GRANDJEAN, E. MAURY.

Feuille *Porto-Pollo-Sartène* : le édition (1962), par G. DENIZOT,
M. MORATI, E. MAURY,
P. LAPADU-HARGUES,
J. MAISONNEUVE.

Carte géologique à 1/250 000

Feuille *Corse* (1980), coordination par O.CONCHON, J.-M.CARON,
Ph.ROSSI,J.ROUIRE.

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

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

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le cadre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés, soit au SGR Corse, Immeuble Agostini, Z.I. de Furiani, 20 200 Bastia, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75 005 Paris.

AUTEURS

Cette notice explicative a été rédigée par :

—J. MARRE, professeur à l'université Paul Sabatier (Toulouse), pour les formations métamorphiques et plutoniques,

—O. CONCHON, maître assistant à l'Ecole normale supérieure de Fontenay-aux-Roses, pour les formations tertiaires, quaternaires et les gisements préhistoriques,

—R. DOMINICI, ingénieur géologue au BRGM, pour l'hydrogéologie,

—A. BAMBIER, ingénieur géologue au BRGM, pour les gîtes minéraux.

Le chapitre concernant la Préhistoire et la Protohistoire a été rédigé à partir des publications citées en bibliographie.