

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



LURI

par
J.C. LAHONDÈRE, D. LAHONDÈRE,
D. LLUCH, M. OHNENSTETTER,
R. DOMINICI, C. VAUTRELLE

LURI

La carte géologique à 1/50 000
LURI est recouverte par la coupure
LURI (N° 259)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
LURI À 1/50 000

par

J.C. LAHONDÈRE, D. LAHONDÈRE,
D. LLUCH, M. OHNENSTETTER,
R. DOMINICI, C. VAUTRELLE

1992

Éditions du BRGM - BP 6009 - ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE

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

- *pour la carte* : LAHONDÈRE J.C., DURAND-DELGA M., LLUCH D., GUILLOU J. J., PRIMEL L., OHNENSTETTER M. (1992) - Carte géol. France (1/50000), feuille *Luri* (1102) - Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. LAHONDÈRE, D. LAHONDÈRE, D. LLUCH, M. OHNENSTETTER, R. DOMINICI, C. VAUTRELLE (1992), 50 p.

-*pour la notice*: LAHONDÈRE J.C., LAHONDÈRE D., LLUCH D., OHNENSTETTER M., DOMINICI R., VAUTRELLE C. (1992) -Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Luri* (1102) - Orléans: BRGM, 50 p. Carte géologique par J.C.LAHONDÈRE, M. DURAND-DELGA, J.J. GUILLOU, L. PRIMEL, M. OHNENSTETTER (1992).

© BRGM, 1992. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2102-0

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	7
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	8
<i>PALÉOGÉOGRAPHIE ET UNITÉS STRUCTURALES</i>	8
<i>PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES</i>	10
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>SCHISTES LUSTRÉS</i>	13
Formations appartenant au socle continental	13
Formations du Monte Maggiore	17
Formations éruptives basiques	18
Formations métasédimentaires	22
<i>FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET TERRAINS ASSOCIÉS</i>	24
Terrains primaires, secondaires et éruptifs (allochtone de Macinaggio)	24
Terrains quaternaires	30
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	32
<i>ÉVOLUTION TECTONIQUE</i>	32
<i>MÉTAMORPHISME</i>	36
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	37
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	37
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	39
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	39
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	39
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	39
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	44
AUTEURS	44
ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	45

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La feuille Luri à 1/50 000 est le prolongement vers le Nord de celle de Bastia. On y voit les reliefs de la partie axiale du cap Corse perdre lentement de l'altitude (encore 1139 m au mont Alticcione) vers le Nord, en direction de la vallée de Luri, passant ainsi au-dessous de la cote des 1000 m. Au-delà de cette vallée orientée sensiblement E-W, les reliefs ne retrouvent plus leur importance du bord sud-ouest de la feuille et ne dépasseront plus qu'accidentellement l'altitude de 500 m (Punta di Gulfidoni, Punta di Torricella).

La côte orientale, à pente relativement douce, est traversée par d'importantes vallées (ruisseau de Pietracorbara, ruisseau de Misinco près de Porticciolo, ruisseaux de Luri, de Lissandru, de Morteda, de Gioelli connu pour ses vignobles, près de Macinaggio). Elle contraste avec la côte occidentale, abrupte, entaillée par des torrents.

Dans le domaine de la géologie, il faut replacer la feuille Luri dans le contexte plus vaste de la Corse en rappelant que l'on oppose généralement à une « Corse continentale » située à l'Ouest, une « Corse océanique » où l'on rencontre surtout des matériaux issus d'une ancienne croûte océanique.

La Corse continentale montre, sur un socle hercynien (granitoïdes divers) ou antéhercynien (cristallophyllien ancien, lambeaux de Paléozoïque), une couverture épicontinentale comportant des termes mésozoïques et éocènes. Avec la Sardaigne, elle prolonge en Méditerranée le bâti continental d'Europe occidentale.

La Corse océanique provient pour une large part d'une ancienne croûte océanique comprenant des ophiolites ainsi que les sédiments qui se sont déposés au-dessus. Cet océan se liait à l'océan ligure qui séparait le continent européen d'un continent situé plus à l'Est : le continent austro-apenninique.

Le rapprochement de ces continents a progressivement refermé, à partir du Crétacé, cet espace océanique. Son contenu, en partie expulsé dessus le continent corso-sarde, est aujourd'hui intimement mélangé aux matériaux issus des blocs continentaux.

Dans cette Corse, issue de l'orogénèse alpine, nous observons donc à l'heure actuelle la superposition de trois grands ensembles structuraux qui du haut vers le bas sont :

- un premier ensemble, où l'on trouve associés, tectoniquement ou pas, un substratum continental, sa couverture sédimentaire essentiellement mésozoïque, et des ophiolites qui viennent tectoniquement au-dessus ; ces dernières représentent les témoins d'une partie de la croûte océanique charriée (obductée) sur le craton corse. Nous l'avons appelé l'« *ensemble ophiolitique supérieur* » (E.O.S.) (Lahondère et Lahondère, 1988). Cet ensemble est bien représenté au Nord-Ouest et Sud-Ouest de la feuille Luri. Nous parlerons d'ensemble mixte où le continent se trouve surmonté par les ophiolites océaniques ;

- un ensemble montrant, dans un contexte océanique, soit un substratum continental aminci, soit du matériel d'origine continentale remanié dans des métasédiments. Ces formations apparaissent de part et d'autre du bombement anticlinal tardif d'axe N-S. Il s'agit pour l'essentiel d'un « mélange ophiolitique » où, dans une matrice de serpentinites, apparaissent éparées des lames provenant soit du craton corse (gneiss à jadéite, diverses formations sédimentaires et plus au Sud, à Farinole sur la feuille Bastia, des granites), soit du cortège ophiolitique (gabbro, ferrogabbro à jadéite, glaucophanite). Nous pensons qu'une partie du matériel de *cet ensemble résulte de l'association de formations provenant de la limite océan—continent et de la nappe ophiolitique* ;
- un ensemble de type océanique comprenant des roches provenant de la croûte océanique avec les sédiments qui viennent en couverture. Cet ensemble, qui occupe donc aujourd'hui la position tectonique la plus basse, regroupe un ensemble d'unités que nous pouvons appeler « *ensemble ophiolitique inférieur* » (E.O.I.). Il se distingue surtout du précédent (E.O.S.) par le fait que l'on ne retrouve pas, à sa base, de formations continentales. De toute évidence il plonge sous les deux précédents ensembles. On le rencontre surtout à l'Est de la feuille. Il traverse cependant celle-ci dans la région de Luri à la faveur de bombements d'axe NE-SW.

Outre ces trois ensembles affectés par le métamorphisme, nous rencontrerons sur la feuille Luri, à l'extrémité septentrionale du Cap, des formations exemptes de tout métamorphisme, *la série sédimentaire de Macinaggio* qui, par ses faciès, rappelle celles qui sont connues en Corse, à l'Est de Corte (nappe prépiémontaise de la région de Corte et nappe piémontaise de Santa-Lucia ; Durand-Delga, 1984).

Les superpositions structurales que l'on observe aujourd'hui résultent donc :

- du charriage de la nappe ophiolitique au-dessus du craton corse (mouvements Est vers l'Ouest), induisant *de facto* une « subduction » de ce dernier ;
- de mouvements en sens inverse qui font que l'ensemble ophiolitique inférieur se retrouve dessous les formations précédentes. Ainsi, les formations de l'océan ligure, après avoir été obductées dessus le craton corse sur lequel elles constituent les unités ophiolitiques supérieures, sont passées au-dessous de celui-ci pour donner l'ensemble ophiolitique inférieur.

Des plissements ont accompagné ces superpositions dont les plus récents sont visibles à l'échelle de la carte. Il s'agit de plis d'axe N 10° à N 70°, à déversement vers le Sud-Est ou l'Est. Ces plis sont responsables notamment de l'apparition de l'ensemble ophiolitique inférieur au Sud d'une ligne allant de Macinaggio au golfe de l'Aliso (Golfu Alisu), ainsi que du rentrant de Meria.

Une seconde famille de plis, plus récente, d'axe sensiblement N-S, a entraîné le bombement du Cap.

L'histoire simplifiée peut se résumer ainsi :

Durant le Jurassique, ouverture de l'océan ligure accompagné de dépôts de radiolarites et de calcaires. À l'Ouest, sur le craton corse, se déposent des dolomies puis des calcaires que nous retrouvons aujourd'hui dans la région

de Macinaggio (« Prépiémontais » de M. Durand-Delga, 1986).

Durant le Crétacé, au-dessus des laves océaniques se sédimente une imposante série d'argile, de grès et de calcaire (flysch) qui constitue aujourd'hui la série des « Schistes lustrés ». Il en est de même au-dessus des zones les plus internes du craton corse, avec des flyschs (flysch de la région de Macinaggio).

Il est possible que les événements tectoniques qui vont bouleverser ces formations débutent dès le Crétacé, c'est cependant durant le Tertiaire qu'ils vont être les plus violents.

Ils commencent par le charriage de la nappe ophiolitique dessus la Corse continentale. Cette nappe va arracher à la paléomarge corse une partie de sa couverture et l'entraîner vers l'Ouest. C'est dans un de ces copeaux qu'il faut rechercher l'origine du sédimentaire de Macinaggio.

Puis on peut supposer que le rapide « blocage » de l'obduction, lié au fait que le continent soit « insubmersible », va être responsable du renversement de la subduction, l'océan plongeant alors sous le continent corse.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

L'emprise de la feuille Luri à 1/50 000 sur le cap Corse diffère assez peu de celle de l'ancienne coupure à 1/80 000, levée par J. J. Guillou et L. Primel, et qui fut la dernière de cette couverture à être éditée en 1967. Les nouveaux levés ont été conduits au 25 000^e par J.C. Lahondère avec le concours de J.J. Guillou pour la série kinzigitique de Centuri, la partie occidentale du cap Corse ayant été parcourue avec L. Primel entre les secteurs de Canari et Pino. M. Durand-Delga et D. Lluch ont assuré le levé des formations sédimentaires de Macinaggio, et M. Ohnenstetter le levé des péridotites de l'unité du Monte Maggiore. Des directions structurales empruntées aux travaux de L. Harris (1984), J. Warburton (1983), J. Malavieille (1983) et D. Lahondère (1986) ont, en outre, été reportées. Les auteurs ont cherché à raccorder des affleurements appartenant aux mêmes ensembles structuraux et qui, soit pour des raisons tectoniques, soit plus simplement parce qu'ils sont aujourd'hui séparés par des dépôts récents, apparaissaient morcelés sur l'ancienne carte. Ce lent et souvent difficile travail de cartographie (zone couverte d'un épais maquis) a permis de dégager une logique structurale et ainsi de reconstituer (de façon encore hypothétique) les anciens dispositifs paléogéographiques.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

L'examen de la carte montre qu'à l'Ouest dominant des formations ophiolitiques. Celles-ci, qui résistent bien à l'érosion, donnent le long de la côte occidentale des abrupts qui contribuent pour beaucoup à donner à cette partie de la Corse son aspect sauvage. Ces ophiolites appartiennent à l'« *ensemble ophiolitique supérieur* ». Le socle n'apparaît qu'au sommet de la feuille, dans la région d'Ersa—Centuri.

Le long de la côte orientale, les formations sont plus variées même si, là encore, les laves basiques issues de l'océan ligure dominant. Ces dernières appartiennent cependant à l' «*ensemble ophiolitique inférieur*». Entre ces deux ensembles court une bande de terrains qui localement peut s'élargir démesurément (région de Barrettali) ou bien disparaître, qui se caractérise par la présence de paragenèses de très haute pression (gneiss à jadéite de Morteda au Sud de Meria, glaucophanite à grenats de la région de Canari, etc.).

Ces trois ensembles présentent :

- des plis d'axe NE-SW, à déversement vers le Sud-Est, qui permettent à l'ensemble ophiolitique inférieur d'atteindre la côte occidentale dans le golfe de l'Aliso ;
- des plis plus récents (post-Langien) d'axe N-S, responsables du bombement du Cap.

L'implantation humaine s'est faite soit le long des côtes, dans des criques (Macinaggio, port de Centuri) pour des raisons évidentes, soit plus à l'intérieur à des altitudes allant de 200 à 600 m. Dans ce cas, les villages sont situés généralement sur les schistes plus fertiles et présentant des zones aplanies par l'érosion.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

PALÉOGÉOGRAPHIE ET UNITÉS STRUCTURALES

Les différents événements tectoniques que nous venons d'évoquer sont responsables du découpage en « unités structurales » (Lahondère et Lahondère, 1988) des différents ensembles lithologiques issus des paléogéographies successives. Ce sont ces unités, qui conservent les mêmes caractères lithologiques sur quelques dizaines de kilomètres, que l'on observe sur le terrain. Ce sont donc elles que l'on retrouve sur les cartes. Elles ont été décrites récemment (Lahondère et Lahondère, 1988).

Nous venons de voir que ces unités sont la résultante de deux événements tectoniques principaux que nous rappelons ici succinctement.

- Le premier est le chevauchement par les ophiolites de la paléomarge du continent corse. Cet événement tectonique découpe l'ancienne paléogéographie continent—océan en **trois domaines** :

- **un domaine océanique**, prolongement vers l'Est de l'ensemble obducté mais qui lui même ne semble pas avoir participé à cet obduction ;

- **un domaine situé à la limite océan—continent** et qui, du fait de l'enfoncement du continent sous les ophiolites, va se trouver placé dans les conditions d'un métamorphisme de haute pression ;

- **un domaine mixte**, où les formations continentales sont chevauchées par les ophiolites.

À ce premier événement nous rattachons un certain nombre de manifestations tectoniques liées à l'écaillage de la marge continentale. Sur la feuille Luri, il s'agit :

—soit de la poussée par la nappe de lambeaux appartenant à cette marge. Ceux-ci échapperont ainsi au métamorphisme. Nous les retrouvons aujourd'hui dans la région de Macinaggio ;

—soit de la formation d'un mélange tectonique regroupant les termes arrachés à la marge continentale et ceux situés à la base de la nappe ophiolitique (gabbros, serpentinites).

• Le deuxième événement tectonique consiste dans le rétroécaillage de ces différents domaines. C'est celui-ci qui va les découper, pour donner les **unités structurales** visibles aujourd'hui. On est amené à se demander si ces unités structurales ont toujours valeur de séries stratigraphiques et, en conséquence, si les superpositions décrites jusqu'ici en Corse alpine ne résultent pas de combinaisons de séries indépendantes les unes des autres ?

Sur la carte à 1/250 000 de la Corse, et donc antérieurement aux levés des feuilles Bastia et Luri, les Schistes lustrés du cap Corse sont répartis dans deux séries stratigraphiques. Il s'agit des séries de la Castagniccia et de Santo-Pietro-di-Tenda.

La **série de la Castagniccia** regroupe, dans sa définition originale (Delcey, 1974), des calcaires massifs à lits siliceux et des alternances calcaires, schistes et grès. Elle se terminerait par des prasinites dont la mise en place, se situant au sommet du Malm, lui confèrerait un âge jurassique. Par la suite, des doutes ont été émis sur cet âge, ainsi que sur l'existence réelle de cette série (Caron et Delcey, 1979). Si la feuille Luri apporte peu d'éclaircissements, il n'en est pas de même des feuilles situées au Sud de Bastia (feuille Vescovato notamment). Il apparaît en effet plus logique à la plupart des auteurs y ayant travaillé, qu'au vu, et des superpositions de faciès et de la logique structurale, de situer les prasinites non pas au sommet de la série mais à sa base. La série de la Castagniccia serait supra-ophiolitique et donc d'âge crétacé. Ces levés montrent également que cette « série » résulterait d'un empilement d'unités structurales. Celles-ci débutteraient par des prasinites suivies de quartzites (issus probablement d'anciennes radiolarites), puis de schistes souvent gréseux provenant probablement de la transformation d'anciens flyschs. Cette succession pourrait varier d'une unité à une autre en s'enrichissant localement en carbonates. Ces unités structurales résulteraient du découpage d'une série unique variable dans l'espace, à laquelle on peut conserver l'appellation de série de la Castagniccia.

Sur la feuille Luri, les formations type Castagniccia se retrouveraient dans deux unités : une unité inférieure riche en carbonates, que nous appellerons « *unité de Brando s.s.* » ; et une unité supérieure essentiellement schisto-gréseuse que, par analogie avec ce que l'on observe plus au Sud sur la feuille Vescovato, nous avons décidé d'appeler « *unité de Vescovato* ». Ces deux ensembles sont en effet séparés, comme dans les régions situées au Sud du Golo, par des prasinites donnant des lames discontinues, ainsi que par des niveaux plus riches en carbonates. Pour plus de commodités et aussi parce que les limites séparant ces deux unités ne sont pas toujours évidentes sur le terrain, nous les avons regroupées, sur le schéma structural, dans l'unité de Brando.

La **série de Santo-Pietro-di-Tenda** regroupe, sur la feuille à 1/250 000, des métabasites surmontés par des quartzites puis par des calcaires et enfin par des calcschistes à passées bréchiqes. Elle est donc considérée sur cette feuille comme une série post-ophiolitique dont l'âge serait crétaé. Nous avons montré (Lahondère et Lahondère, 1988) que cette série de Santo-Pietro-di-Tenda est composite. Les formations associées à des métabasites qui se trouvent en position structurale basse, correspondent parfois à notre unité de Sisco, parfois à l'unité de Morteda—Farinole. Elles ont dû commencer à se déposer pendant la mise en place des métabasites et leur sédimentation s'est poursuivie par la suite. Par contre, les quartzites et cipolins associés au socle dans la région de Santo-Pietro-di-Tenda constituent un ensemble de formations d'âge vraisemblablement jurassique et qui représentent la couverture décollée et poussée vers l'Ouest de certaines zones du craton corse. Comme il est souhaitable de maintenir dans la littérature le terme de Santo-Pietro-di-Tenda, il apparaît nécessaire de lui redonner le sens qu'il avait à l'origine dans l'esprit de R. Delcey.

La série de Santo-Pietro-di-Tenda regroupe donc sur la feuille Luri :
—des formations appartenant à l'ensemble ophiolitique inférieur, qui est l'*unité de Sisco* ;
—et des formations appartenant à la limite continent—océan ayant subi un métamorphisme de très haute pression : c'est l'*unité de Morteda—Farinole*.

En outre sur la feuille Luri, nous rencontrerons entre ces deux unités des formations comprenant une épaisse série de prasinites surmontées par des métaradiolarites : c'est l'**unité de Mandriale—Lavasina** (voir feuille à 1/50000 Bastia, 1982; et Lahondère et Lahondère, 1988).

Enfin l'ensemble ophiolitique supérieur regroupe deux unités qui sont, de bas en haut, l'**unité de Morsiglia** et l'**unité prasinitique de Centuri**.

Il est vraisemblable de supposer que certaines de ces unités structurales ont valeur de séries stratigraphiques. Cela ne deviendra évident que lorsque sera terminée la cartographie géologique de la Corse alpine. Il sera alors temps d'établir une corrélation entre les zones sud et nord des Schistes lustrés et de proposer un modèle d'évolution géodynamique. Dans ce domaine comme dans tous les autres, aller trop vite c'est faire perdre du temps.

PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES

L'accrétion océanique et le dépôt des séries à radiolarites

L'ouverture océanique débute durant le Jurassique. Une datation à 161 ± 3 Ma (Dogger supérieur) a été obtenue sur des zircons d'albitites injectant des gabbros de la région de l'Inzecca (Ohnenstetter *et al.*, 1981). Un âge de $181,4 \pm 6,0$ Ma (Lias supérieur) a également été obtenu sur une amphibole brune d'un mégagabbro de Balagne, par la méthode K/Ar (Beccaluva *et al.*, 1981). Le dépôt des radiolarites supra-ophiolitiques est daté Callovien—Kimméridgien (de Weber *et al.*, 1987). Au-dessus des radiolarites et de l'épisode carbonaté qui leur est parfois associé, de puissantes vases argileuses à intercalations calcaires vont s'accumuler sur les fonds de l'océan ligure durant une bonne partie du Crétaé.

Le charriage de la nappe ophiolitique et la subduction du craton corse

C'est à partir du Crétacé supérieur que l'on situe généralement le début de la mise en place de la nappe ophiolitique sur le bloc continental corso-sarde. Si un âge de 90 Ma a été obtenu par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur des amphiboles bleues de la région de Cervione (Maluski, 1977), plusieurs autres donnent des âges plus récents (autour de 40 Ma). Obtenus sur les formations de haute pression, ils sont en cours d'analyse à Montpellier. On pense actuellement que ce métamorphisme schistes bleus et écloğites pourrait résulter de processus de subduction-obduction. Divers modèles ont été proposés selon la position du plan de subduction dans l'océan ligure et sa direction :

—une subduction à plongement E de la croûte océanique ouest-européenne toute entière sous la plaque continentale Adria (Ohnenstetter *et al.*, 1976) ;
—une subduction océanique également à plongement E amenant, après résorption de la partie européenne de l'océan, la subduction continentale du bloc corso-sarde (Mattauer et Proust, 1976).

Nous proposons une solution différente, proche de celle qui avait été proposée en 1981 par C.R. Cohen, R.A. Schweickert et A.L. Odom, en situant la position du plan de subduction non plus au milieu de l'océan ligure mais très près de la paléomarge corse. En effet, les études en cours sur la zone de haute pression situent celle-ci à la limite continent—océan. Par ailleurs, c'est encore à proximité du continent qu'est située la position initiale de la nappe de Balagne (Durand-Delga, 1986). Ainsi, on place, dans des positions très proches, et des formations qui présentent aujourd'hui un métamorphisme de très haute pression (zone de Morteda—Farinole), et des formations (Balagne) pratiquement indemnes de tout métamorphisme. Il est évidemment tentant de situer la position du plan de subduction entre ces formations, celles situées à l'Est étant obductées dessus le continent corse et celles situées à l'Ouest plongeant sous la plaque océanique. D'autres considérations viennent à l'appui de cette interprétation (J.C. Lahondère, soumis). Nous reviendrons plus en détail sur un modèle géodynamique (chapitre « Évolution tectonique »).

Le calage des différents événements métamorphiques reconnus dans l'édifice allochtone des Schistes lustrés ophiolitifère — mais aussi dans l'autochtone — par rapport aux modèles géodynamiques proposés, reste encore discuté. C'est ainsi que le métamorphisme HP-BT est, pour certains, antérieur (en partie) à l'obduction sur la marge continentale corse (Ohnenstetter *et al.*, 1976, Harris, 1984 ; Lahondère, 1988). Pour d'autres il est contemporain (Mattauer, 1976), ou enfin postérieur (Caron, 1977 ; Péquignot et Potdevin, 1984).

Le charriage de certains Schistes lustrés ophiolitifères sur le bloc corso-sarde s'accompagne de déformations ductiles. L.B. Harris (1984) et, plus au Sud, M. Faure et J. Malavieille (1981), ont décrit le régime de la déformation : non coaxiale, plis isoclinaux, linéations, etc.

Les rétroécaillages

- Une phase se traduisant par l'existence de plis déversés vers l'intérieur de la chaîne est reconnue dans ***l'ensemble de l'édifice des Schistes lustrés***.

Cet épisode s'accompagne de rétrocharriages (Durand Delga, 1974 ; Lahondère, 1981).

Sur la feuille Luri, la nécessité de faire intervenir des rétrocharriages découle des observations de terrain.

Les différentes écailles de l'ensemble ophiolitique supérieur du cap Corse s'amincissent rapidement vers l'Est. Dans la région de Macinaggio, ces unités ont totalement disparu et la klippe sédimentaire repose directement sur des unités appartenant à l'ensemble ophiolitique inférieur. L'« enraccinement » de ces unités vers l'Ouest est donc la solution la plus plausible.

On observe le même amincissement dans l'écaille la plus haute qui compose le socle continental de Centuri, surmonté par les serpentinites du Capo Grosso. L'épaisseur du socle, évalué à 500 m à l'Ouest, se réduit à une dizaine de mètres sur le versant de la colline supportant la chapelle de Sant'Antonino. Plus à l'Est encore, le socle a disparu et seules subsistent les serpentinites de la crête de Marcolinco. Ces serpentinites arrivent à un peu plus d'un kilomètre du lambeau sédimentaire de Macinaggio.

- En ce qui concerne ***les formations sédimentaires de Macinaggio*** qui, nous le rappelons, constituent une klippe dont certains des termes ont l'âge des Schistes lustrés qui les supportent, nous pouvons proposer l'interprétation suivante.

Nous reviendrons (D. Lluch), dans la partie « Description des terrains », sur l'allochtone de Macinaggio. Nous y indiquerons que, paléogéographiquement, ces formations proviennent de la marge du continent corse. Elles rappellent en effet et les séries prépiémontaises de la région de Corte et, en ce qui concerne les termes qui occupent la situation la plus haute tectoniquement (flyschs), les séries piémontaises que l'on connaît par exemple dans la nappe de Santa-Lucia au Nord-Est de Corte.

Nous avons déjà proposé l'évolution suivante : ces formations sont arrachées puis poussées vers l'Ouest par la nappe ophiolitique, ce qui a pour conséquence d'éviter leur enfouissement et donc leur transformation en schistes lustrés : par la suite, elles « glissent » lors des rétroécaillages vers l'Est pour venir occuper une position au-dessus de l'ensemble océanique inférieur.

- Un autre problème est posé par ***les formations constituant le socle de Centuri*** dont la signification paléogéographique est discutée. Il affleure sur une dizaine de kilomètres et sur une épaisseur maximale de l'ordre d'un kilomètre. Ces roches à biotite, sillimanite, grenats (Laporte, 1954), à horizons d'amphibolites à hornblende brune, sont recoupées par des corps de granitoides et de pegmatites. Le métamorphisme alpin y évolue depuis le faciès schistes verts à glaucophane (7 kbar et environ 450 ° C) jusqu'au faciès schistes verts (5 kbar, 550° C) (Guiraud, 1982).

De nombreux auteurs s'accordent pour penser que la position allochtone de ce socle est due à des mouvements à vergence E (Durand-Delga, 1978 ; Faure et Malavieille, 1981 ; Warburton, 1983), à rattacher soit à une phase

précoce (modèle en coin de Faure et Malavieille) soit à des rétroécaillements. D'autres auteurs ont émis l'hypothèse que le socle de Centuri, situé structuralement au sommet de l'édifice de nappes, pouvait représenter un témoin du bloc austro-alpin, par analogie avec les Alpes occidentales (Dal Piaz *et al*, 1977 ; Harris, 1984).

Enfin L. Dallan et R. Nardi (1984) envisagent que les formations de Centuri soient un témoin d'un bloc continental intra-océanique.

Ces rétroécaillements sont accompagnés de plissement à vergence SE à E que l'on peut observer à toutes les échelles, de celle de la lame mince à celle du kilomètre (voir les coupes).

Les temps néogènes et quaternaires

La feuille Luri n'apporte que peu de renseignements sur ces périodes. Signalons cependant que, située dans le prolongement de la feuille Bastia, nous y retrouvons la large voussure anticlinale d'axe N-S postérieure au dépôt du Miocène de Saint-Florent ; c'est elle qui donne au cap Corse son aspect actuel.

Les grands accidents WNW-ESE, et en particulier le décrochement senestre de Luri, sont des accidents tardifs.

DESCRIPTION DES TERRAINS

SCHISTES LUSTRÉS

Formations appartenant au socle continental

Elles apparaissent dans la région de Centuri—Ersa, à la base de l'allochtone de Macinaggio, ainsi que dans l'unité de haute pression de Morteda—Farinole.

L'écaïlle de socle continental de Centuri—Ersa, au Nord-Ouest du Cap, est constituée d'une semelle de gneiss à phengite plus ou moins riches en intercalations de roches basiques à glaucophane (gneiss de Centuri), surmontés par une série kinzigitique (gneiss d'Ersa).

ζ. **Gneiss de Centuri.** Ils constituent, sur une épaisseur de l'ordre d'une centaine de mètres, la semelle sur laquelle repose la série kinzigitique d'Ersa. On les retrouve également dans le massif situé au Sud de la marine de Centuri.

Ce sont des roches peu compactes, se débitant en lamelles parallèles au plan de foliation. Leur teinte, blanc verdâtre, rappelle celle des gneiss albitiques des régions situées à l'Ouest de Bastia. On y rencontre des feldspaths potassiques, du quartz et de la séricite.

Dans ces gneiss s'intercalent des lentilles de schistes et prasinites à glaucophane. Dans les plus épaisses de celles-ci, la partie centrale montre encore les anciennes associations (hornblende brune, ilménite) connues dans les

kinzigites (cf. *infra*). Le passage progressif de ces kinzigites aux gneiss de Centuri se fait sur moins de 50 m au Sud de la marine de Centuri. Ces amphibolites transformées en prasinites se distinguent des prasinites alpines car elles renferment encore des bancs d'orthogneiss.

Pour J.J. Guillou (1963), ces gneiss, qui rappellent les gneiss albitiques de la région de Bastia et du Tenda, proviennent d'une ancienne série volcanosédimentaire permienne. R. Caby *et al.* (1983) pensent que ces gneiss correspondent à la série kinzigitique déformée par la tectonique tangentielle alpine.

Les associations minérales antéalpines observées dans les gneiss et amphibolites d'Ersa sont donc celles que l'on rencontre dans les kinzigites, qui nous le savons sont des gneiss catazonaux. Il arrive que ces associations soient conservées pratiquement intactes. Le plus souvent on observe une chloritisation de la biotite, la sillimanite se transforme en séricite tandis qu'apparaissent des blastes de phengite, d'épidote, de pumpellyite et de glaucophane très peu coloré et/ou actinote (notamment dans les amphibolites). Les termes ultimes de la transformation des paragneiss sont des phyllades écrasées à chlorite et phengite, les amphibolites se transformant en prasinites. Les zones granitiques sont converties en « gneiss albitiques » à phengite.

Les gneiss sont d'excellents marqueurs de la déformation, aussi a-t-on cherché à les utiliser pour déterminer le sens des cisaillements. Les fabriques d'axes C du quartz dans les quartzites et les rubans de quartz des gneiss (Malavieille, 1983) donnent un sens de cisaillement vers l'Est, c'est-à-dire à l'opposé de ceux qui jusqu'alors avaient été observés. Par contre, sous les péridotites du Monte Maggiore (Caby *et al.* 1984), la fabrique des axes C du quartz donne un sens de cisaillement vers l'Ouest. Il est possible que ces valeurs contradictoires traduisent des déplacements différents, liés au même phénomène. Nous savons en effet que la mise en place des ophiolites dessus le continent corse s'est obligatoirement accompagnée d'une subduction de ce dernier vers l'Est. Ces mouvements, concomitants ou non, se traduisent par des déplacements opposés.

Série kinzigitique de la région de Centuri —Ersa (*)

La série kinzigitique a été reconnue sur la face sud-ouest de la pointe Torricella. Elle est recoupée par des filons aplito-pegmatitiques leucocrates. Tous les passages entre des paragenèses antéalpines et des paragenèses alpines intactes peuvent être observés. Cette série affleure au Nord de la marine de Centuri dans la région d'Ersa, et au Sud de cette marine. Ces deux affleurements, qui reposent sur les mêmes unités alpines, appartiennent au même ensemble. Ils ne sont séparés qu'à la suite de la disparition de l'écaïlle sous la mer, les assises plongeant vers l'Ouest.

* Ce paragraphe a été rédigé à partir des travaux de J.J. Guillou et de L.B. Harris.

CM. Calcaires à minéraux. Ils donnent de minces lits dans les amphibolites qui peuvent passer à des pyroxénites. La lentille de marbres à minéraux la plus remarquable est celle située au Nord du Moulin Mattei. Avec la calcite et la dolomite (rare), ces marbres renferment du diopside, un grenat rosé, de la phlogopite et un peu de quartz.

ζ^3 . **Gneiss du Moulin Mattei.** Ces paragneiss sont souvent très altérés. Cette faible résistance aux agents atmosphériques, ces gneiss le doivent à leur richesse en biotite titanifère qui constitue de multiples plages millimétriques couchées dans la foliation.

À Stuffanacce affleurent des roches bien conservées au sein de micaschistes ou de schistes rétomorphosés, dans lesquelles on retrouve les associations minérales antéalpines. Ce sont essentiellement des paragneiss alumineux à biotite, fréquemment parsemés de sillimanite dépassant plusieurs centimètres et de grenats pouvant passer à des grenatites. Ces grenats, probablement riches en pyrope, craquelés et veinés par un réseau de chlorite ferrifère, peuvent dépasser un centimètre de diamètre.

L'association minérale primaire de ces gneiss est du type kinzigite avec : Ti-biotite, + plagioclase, + sillimanite (fibreuse ou prismatique), + graphite, + quartz, + grenat, + feldspath potassique, + andalousite (?), + cordiérite (?) toujours totalement déstabilisée. La déformation et le métamorphisme alpins induisent la transformation de ces gneiss en phyllades écrasées à chlorite et phengite ; le matériel quartzo-feldspathique étant converti en gneiss albitiques à phengite, épidote, lawsonite (?) et \pm glaucophane. Ces gneiss sont recoupés par des veines et stocks de granitoïdes et des pegmatites à mica blanc.

Ils couvrent d'importantes surfaces entre le Moulin Mattei et la mer (affleurement d'Ersa). Ils sont également connus au Sud de la marine de Centuri.

δ . **Amphibolites.** Elles constituent dans les gneiss des intercalations qui peuvent être de dimensions limitées (quelques dizaines de mètres) ou bien constituer d'importants massifs. Outre l'amphibole qui est une hornblende brunâtre, on rencontre un plagioclase et de l'ilménite. Ces amphibolites ont généralement un grain grossier et se trouvent associées à des lits de marbres à minéraux passant à des pyroxénites. L'influence du métamorphisme alpin transforme ces amphibolites en prasinites, une granulation des hornblendes primaires s'accompagne de leur pseudomorphose complète en glaucophane très clair et/ou en actinote, l'ilménite s'auréolant de sphène.

$\zeta^3 \delta^{11}$. **Amphibolites granitisées.** Les amphibolites et les orthogneiss sont parfois si étroitement mêlés qu'il devient impossible cartographiquement de les différencier. Nous avons utilisé une notation spéciale pour indiquer ces zones. Les limites de ces mélanges sont forcément imprécises. Il convient également de souligner que cette imprécision est également liée à l'impossibilité de pénétrer dans le maquis, notamment à l'Ouest et au Sud-Ouest de la chapelle de Sant'Antonino.

Gneiss de l'unité de Morteda — Farinole

ζ j. **Gneiss à jadéite de Morteda.** Nous verrons par la suite que ces gneiss peuvent être interprétés de façons différentes (gneiss albitiques permien ou méta-arkoses conglomératiques d'âge crétacé).

Les gneiss de Caracu, petit village aujourd'hui totalement abandonné au Sud de Meria, ont été étudiés par L.B. Harris (1984). Il signale de l'antiperthite, un feldspath sodique (albite), du quartz, de la phengite, du grenat, de l'épidote. Pour cet auteur (qui cite également J.R. Kienast), il pourrait s'agir d'une ancienne roche détritique renfermant de la calcite. Il s'agit d'une roche de teinte claire évoquant par moment les gneiss albitiques du Pigno Olivaccio.

En levant cette feuille nous avons retrouvé, au Nord de Santa-Severa au lieu dit Morteda, dans la même position structurale que ceux de Caracu, des gneiss renfermant de la jadéite. Ces gneiss ont été étudiés par D. Lahondère (1986) qui signale de la jadéite qui se développe à partir de feldspath perthitique, une première génération de phengite à extinction roulante, et une seconde de dimension plus petite. Ces phengites englobent de nombreux petits zircons et des quantités mineures de sphène. Ces minéraux sont dispersés dans une matrice constituée par du quartz auquel s'ajoutent quelques apatites. Cette composition rappelle celle des gneiss de Farinole (feuille Bastia) ou bien encore celle des gneiss de Sant'Andrea-di-Cotone.

Ces gneiss sont vraisemblablement d'anciens sédiments détritiques renfermant des éléments rhyolitiques, soumis aux conditions d'un métamorphisme de haute pression et de basse température. On peut soit les rattacher au volcano-sédimentaire permien de la région de Bastia, soit aux méta-arkoses des formations conglomératiques crétacées connues dans les séries piémontaises.

En effet, des gneiss très voisins ont été considérés comme supra-ophiolitique au Sud du Golo, à la Bocca el Prato et au mont San-Petrone (Péquignot et Potdevin, 1984), à Sant'Andrea-di-Cotone (Caron *et al*, 1981) ou encore plus au Sud dans la région de Tox—Matra (Scius, 1981). Or, parfois les metabasites paraissent être situés au-dessus (cela pourrait être le cas à Sant'Andrea-di-Cotone bien que, compte tenu de l'extrême bouleversement des formations de la carrière, il n'est pas possible d'en être totalement certain), ou bien il s'agit de contacts tectoniques, généralement gneiss-quartzite/serpentine. Ces affleurements se situent en effet dans l'unité de Morteda—Farinole qui a toutes les caractéristiques d'un mélange ophiolitique résultant de l'enfoncement de la marge continentale corse dans les serpentinites infracrustales. Le problème est difficile, mais il paraît à peu près certain qu'il y ait deux formations conglomératiques d'âge différent, susceptibles de remanier des sédiments rhyolitiques. Une première formation montre des galets de rhyolite ou de dolomie resédimentés dans des calcaires d'âge jurassique ; elle reposerait sur des gneiss permien et des quartzites werféniens. Une deuxième formation, où les galets de même nature seraient resédimentés dans une série surtout calcschisteuse, serait d'âge crétacé. Ces deux conglomérats se rencontrent dans la région de Sant'Andrea-di-Cotone, le

premier dans la carrière même, le deuxième en contrebas de la route, 200 m plus au Nord, sous un transformateur d'électricité.

Formations du Monte Maggiore

Le massif de péridotites mantelliques du Monte Maggiore, à la pointe nord-ouest du cap Corse, est essentiellement constitué de lherzolites à spinelle et/ou à plagioclase, déformées de façon pénétrative. Elles reposent par l'intermédiaire d'un contact anormal sur les formations de kinzigites de Centuri. Ces péridotites, qui constituent un des témoins les plus profonds de la séquence ophiolitique corse (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975), sont peu affectées par le métamorphisme et la tectonique alpine. Les serpentinites sont surtout développées vers le contact chevauchant, et à l'intérieur du massif le long de zones de fractures.

Dans les péridotites, la foliation moyenne, soulignée par l'aplatissement des orthopyroxènes et du spinelle, est orientée N 120 avec un pendage de 60° vers l'Ouest (Jackson et Ohnenstetter, 1981). Elle devient plus méridienne vers les bordures nord et sud du massif (Ohnenstetter, 1982). La linéation marquée par le spinelle est subhorizontale à inclinée vers le Sud. La texture de la péridotite est protogranulaire. Le grain est grossier : 2 à 5 mm. La lherzolite est faiblement déformée comme l'indique la fabrique peu accusée des axes cinématiques de l'olivine. L'axe (010) perpendiculaire à la foliation, de même que l'axe (100) subparallèle à la linéation, sont caractéristiques de déformations de hautes températures développées dans le cas présent lors d'un cisaillement simple senestre.

Le massif est recoupé par des filons d'extension et de largeur variables, souvent déformés plastiquement. Leur emplacement dans les zones de tension et dans les fractures conjuguées, symétriques par rapport au plan de foliation, a été contemporain de la déformation de la péridotite. Les filons précoces, aux éponges diffuses, sont dunitiques. Les filons tardifs, aux éponges nettes, sont constitués de troctolites, gabbros à olivine et gabbros noritiques riches en fer et en titane. On peut les considérer comme des conduits d'alimentation des chambres magmatiques ophiolitiques, compte tenu de leur similitude d'évolution géochimique avec les cumulats ophiolitiques.

Selon l'état de préservation du rubanement, la proportion de pyroxène et de plagioclase, différents types pétrographiques de péridotites peuvent être distingués dans le massif.

π^{1-2} . **Péridotites rubanées.** Elles affleurent à la partie nord-est du massif et débordent largement vers le Sud-Est sur la façade maritime. Le rubanement y est souligné par des niveaux enrichis en pyroxènes au grain grossier. Des plis sont localement préservés avec un plan axial subparallèle à la foliation et des axes plongeant vers le Sud-Est.

$\pi^{1-(2)}$. **Péridotites pauvres en clinopyroxène.** Formant une grande partie du secteur central et sud du massif, elles sont caractérisées par la disparition du rubanement et la diminution de la taille des grains de pyroxènes, en parti-

culier du clinopyroxène. La trace de rubanement relique peut-être suspectée par la succession d'agrégats de pyroxènes.

π^1 . **Péridotites très pauvres en clinopyroxène.** Elles forment des noyaux au cœur du massif et vers sa partie occidentale, montrant de rares clinopyroxènes (< 1 mm) et localement de larges plages d'orthopyroxène. Elles sont associées le plus souvent à des lherzolites plagifères à gros grain.

Le passage graduel des péridotites rubanées aux péridotites très appauvries résulterait d'un processus de fusion partielle ayant commencé au moins dans le faciès à spinelle. Les péridotites plagifères seraient liées à des fractionnements au sein du manteau dans le faciès à plagioclase lors de la percolation des magmas vers la surface. Les variations cryptiques des minéraux (teneur en Al, Cr et/ou Na des pyroxènes et des spinelles) sont en accord avec des origines distinctes pour les différents types de péridotites, la composition moyenne des minéraux s'approchant de celle des péridotites océaniques. En particulier, l'enrichissement couplé en Na et Cr des pyroxènes associés à des spinelles et des kaersutites riches en titane et à des apatites, témoignerait de processus de contamination lors de l'ouverture des conduits magmatiques (Kornprobst *et al*, 1981), modifiant la composition de la péridotite résiduelle encaissante.

Formations éruptives basiques

Elles proviennent du démembrement d'une ancienne croûte océanique et, vraisemblablement, de la partie supérieure du manteau. Leur nature tholéiitique a été admise (D. et M. Ohnenstetter). Nous les retrouvons donc, aujourd'hui, dans les différentes unités structurales où elles ne diffèrent les unes des autres que par l'intensité du métamorphisme qui les affecte. Nous distinguerons donc les serpentinites, les métagabbros magnésiens, les ferrogabbros souvent transformés en glaucophanites, les metabasaltes.

A Serpentinites. Nous les rencontrons dans deux types d'affleurements : le premier est constitué par des massifs d'importance considérable, plurikilométriques. C'est le cas du massif du Monte Alticcione dans la partie sud-ouest de la feuille. C'est également celui du massif situé à proximité de Granaggiolo au Nord-Est du Cap. Les serpentinites de ces massifs peuvent s'étirer dans les contacts tectoniques et disparaître. C'est ce qui se produit pour le massif de Granaggiolo, dans la région de Centuri. Dans l'autre type d'affleurements, nous rencontrons des serpentinites schistosées, sur des épaisseurs ne dépassant pas quelques dizaines de mètres, écrasées dans des contacts tectoniques.

Les serpentinites sont des roches qui résistent bien aux agents atmosphériques. Il en résulte des zones dépourvues de sol végétal et impropres à la culture. Elles se débitent en fragments de dimensions et de formes variées qui présentent une surface brillante dans les tons verts, et un cœur le plus souvent noir et rugueux au toucher.

Minéralogiquement, l'antigorite constitue l'essentiel de la roche qui est découpée par des filonnets de chrysotile. Des spinelles ainsi que des fantômes de pyroxène, souvent transformés en bastite, sont également présents. Le pyroxène est alors le plus souvent du diopside associé à de l'hypersthène. Pour l'essentiel, il s'agit donc de lherzolites pouvant passer à des harzburgites.

Dans les zones de contact, des chloritites à spinelles (magnétite) sont associées aux serpentinites. Ceci s'observe notamment dans le massif du Monte Alticcione situé dans l'unité de haute pression de Morteda—Farinole. Les serpentinites y sont en effet bien développées, en association avec les gabbros et les euphotides. On les rencontre également à la base des unités de Morsiglia et de Centuri de l'ensemble ophiolitique supérieur, au Sud de Pino et autour de Rogliano. Nous ajouterons enfin qu'il est possible, au Nord du Cap, de relier structurellement les serpentines de Granaggiolo à celles du Monte Maggiore. Ce fait est important car il montre que l'unité kinzigitique de Centuri n'est pas enracinée vers l'Est.

δθ. **Metagabbros.** Nous avons ainsi regroupé les euphotides à grands cristaux de plagioclase et diallage et les gabbros ferrotitanés qui, outre ces minéraux, sont enrichis en apatite et titanomagnétite. Cependant, ces derniers, quant ils ont été soumis à de très hautes pressions, sont transformés en partie ou en totalité en glaucophanites à grenat qui seront décrites séparément.

Les métagabbros n'apparaissent qu'exceptionnellement au-dessous de l'unité de Morteda dans l'ensemble ophiolitique inférieur (E.O.I). Seuls quelques affleurements ont été signalés entre Pietracorbara et Porticciolo (unité de Sisco). Ce n'est qu'au-dessus, dans l'ensemble ophiolitique supérieur (E.O.S.), que ces formations prennent une réelle importance.

Des euphotides affleurent à la partie inférieure des serpentinites du Monte Alticcione. Elles se situent dans le prolongement des alternances de ferrogabbros et d'euphotides de la région de la Cima di e Follicie (feuille Bastia). On retrouve des euphotides sous les prasinites de l'unité de Morsiglia (marine de Giottani). Enfin, les euphotides du Monte Minervio et celles de Canari sont à rattacher à l'unité de Centuri.

Le faciès le plus banal est fourni par une roche compacte, blanchâtre ou légèrement verdâtre, présentant des phénocristaux de pyroxène nacré.

Les euphotides ont généralement bien résisté aux différents métamorphismes qui se sont succédés au sein des Schistes lustrés du Nord-Est de la Corse. Les plagioclases verdissent légèrement. Ils peuvent renfermer des cristaux de pumpellyite et lawsonite. Les clinopyroxènes sont partiellement ouralitisés. J.R. Kienast (1983) estime que les conditions du métamorphisme alpin pour les métagabbros magnésiens de Santa-Severa sont de l'ordre de 404 à 413 °C pour des pressions variant de 10 à 5 kbar. Les conditions du métamorphisme alpin pour des ferrogabbros provenant de la même région donnant des valeurs plus fortes (proche de 500 °C pour 10 kbar), l'auteur propose une valeur moyenne de 440 °C pour 7-8 kbar. Cet auteur ne précise pas l'emplacement exact des prélèvements, on peut cepen-

dant supposer qu'ils ont été effectués dans l'unité de HP-BT de Morteda—Farinole.

ψ. **Glaucophanites à grenat.** Nous savons que les gabbros ferrotitanés se transforment sous les effets du métamorphisme de haute pression en glaucophanites. Celles-ci peuvent ne comporter que les minéraux habituels des prasinites à glaucophane résultant de la transformation de metabasaltes, et il devient alors très difficile sur le terrain de les distinguer de celles qui proviennent des ferrogabbros. Pourtant, dans l'unité de très haute pression de Morteda, les pyroxènes magmatiques ont été transformés en pyroxènes jadéitiques (jadéite et omphacite) qui ont généralement résisté aux rétro-morphoses qui ont suivi.

La roche, massive, est bleu foncé, piquetée de rouge (grenats). Des reliques de pyroxène vert sont parfois visibles.

Les gabbros ferrotitanés ont été transformés dans un stade précoce de haute pression (Lahondère, 1986) en une association comprenant grenat, + lawsonite, + crossite 1, + augite aegyrinique, + rutile, + omphacite. Puis les conditions de pression température diminuant (stade schistes bleus), le pyroxène jadéitique se déstabilise en glaucophane et le rutile en sphène. Enfin, les conditions devenant encore moins rigoureuses, se développent l'albite, des amphiboles bleues (crossite 2) et de la chlorite.

Les affleurements sont discontinus, les plus importants se situant dans la commune de Barrettali. D'autres plus exigus ont été rencontrés au Nord-Ouest de Macinaggio ainsi qu'au Nord-Est (Caracu) et au Sud (Santa-Severa) de Morteda sur la côte orientale.

δ¹¹. **Prasinites (metabasaltes).** Elles sont présentes dans toutes les unités structurales à l'exception de la plus basse (unité de Brando).

Cartographiquement, elles donnent de longues bandes pratiquement continues, d'épaisseur plurihectométrique. Elles constituent de remarquables repères qui, bien souvent, nous ont permis de séparer les différentes unités structurales.

Dans l'unité de *Sisco*, ces prasinites ne sont qu'exceptionnellement associées aux autres termes du cortège ophiolitique. En outre, elles donnent des barres d'épaisseurs réduites « interstratifiées » dans les formations métasédimentaires (métaradiolarites et calcaires cristallins). On peut supposer que ce mode de gisement résulte d'anciennes coulées basaltiques dans des sédiments essentiellement carbonatés. On ne peut cependant totalement exclure que certaines répétitions ne soient dues à des replis.

Les prasinites de l'unité de *Mandriale* —*Lavasina* se suivent de l'extrémité sud de la feuille jusqu'à Pino, puis au Nord de cette localité son existence devient douteuse notamment dans la région de Rogliano, bien que ce soit à cette unité que l'on puisse rapporter les prasinites et glaucophanites qui affleurent dans cette localité et au Monte di Cattle. Mais ces formations pourraient tout aussi bien être rangées dans l'unité sous-jacente de *Sisco*.

Les prasinites de cette unité et leur couverture de radiolarites sont bien exposées au Nord de Santa-Severa. Par contre, nous noterons l'absence de calcaires cristallins.

Dans *l'unité de Morteda*, les prasinites sont exceptionnelles. On peut leur rapporter celles qui affleurent, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, au Nord-Ouest de Macinaggio. Elles présentent à leur base (série renversée ?) des « radiolarites » transformées par le métamorphisme de très haute pression, et sont comprises entre des niveaux de glaucophanites à grenat dont cartographiquement elles sont difficilement dissociables compte tenu de la faible épaisseur de cet ensemble.

Par contre, dans *l'unité de Morsiglia*, les prasinites peuvent dépasser 500 m d'épaisseur. Elles présentent à leur sommet une structure en coussins (pillow lavas). Une couverture mince (quelques mètres à 50 m dans la région de Pino) de radiolarites et de schistes et calcschistes, qui n'est qu'exceptionnellement effacée par la tectonique, se suit au-dessus des prasinites. L'absence ou la rareté des calcaires cristallins dans cette couverture n'est pas sans rappeler ce que l'on observe dans l'unité de Mandriale—Lavasina.

Les prasinites de *l'unité de Centuri* montrent, entre la région de Pino et le sommet du Cap (région de Bercaggio), le même développement que dans l'unité précédente. La couverture de métaradiolarites et de schistes est également comparable par sa nature et son épaisseur. Il est donc vraisemblable de supposer que ces deux unités résultent d'un écaillage d'un même ensemble.

Toutes ces prasinites sont banales, dans ce sens que l'on y retrouve les associations minéralogiques habituelles dans de tels faciès, à savoir amphibole, épidote, chlorite et albite. Les teintes vont du bleu au vert clair selon la plus ou moins grande abondance des amphiboles sodiques. L'albite ponctue de points blancs la roche. La foliation, ici nettement soulignée et facilitant le débit en dalles, peut être ailleurs très fruste, la roche devenant alors massive.

Microscopiquement on peut retrouver une ancienne association magmatique dans des zones préservées, avec des pyroxènes (diopside, clinopyroxène) partiellement transformés en amphibole verte. Ces prasinites dérivent donc de roches basaltiques ou doléritiques.

Bien qu'aucune étude de détail n'ait été effectuée sur le métamorphisme de ces prasinites, unité par unité, on peut faire quelques remarques :

- l'unité de Morteda—Farinole montre des associations éclogitiques qui traduisent des pressions très élevées. Il a été proposé que les formations de cette unité aient pu être enfouies à des profondeurs de l'ordre de 30 km. Ces associations ont été rétrotransformées dans les schistes bleus ;
- les unités situées au-dessous (Mandriale—Lavasina et Sisco) montrent également des associations type schistes bleus rétrotransformés dans les schistes verts. Par contre on ne retrouve plus d'associations éclogitiques ;
- c'est également le cas de celles qui viennent au-dessus (ensemble ophiolitique supérieur) qui en outre ne renferment pas toujours d'amphiboles

bleues, remplacées par de l'actinote. On se trouve vraisemblablement dans un domaine moins profond de métamorphisme.

Formations métasédimentaires

χ_m . **Quartzites micacés.** Il s'agit de roches riches en quartz, souvent de teinte rouge, qui correspondent selon toute vraisemblance à d'anciennes radiolarites, comme tend à le montrer leur situation soit au sein des séries prasinitiques, soit à leur sommet. L'épaisseur de ces quartzites est souvent réduite à quelques centimètres ou décimètres « collés » sur des prasinites (métabasaltes).

On les rencontre surtout dans *l'unité de Sisco*, reposant sur les prasinites, en associations avec des bancs de calcaires cristallins. Les teintes rouges s'observent dans les niveaux surmontant directement les prasinites. Puis en s'éloignant de celles-ci, les micas deviennent plus abondants et les teintes plus vertes. Cependant, en d'autres points, celles-ci peuvent virer au blanc nacré. Les quartzites deviennent alors plus massifs, à grains souvent grossiers.

Le quartz est évidemment le minéral le mieux représenté. On rencontre également de la phengite et plus rarement de la chlorite, de petits grains d'épidote, quelques plages de calcite, des sections isotropes de spinelle et des prismes de trémolite.

Ces quartzites sont également connus dans la zone de haute pression de Morteda au Nord-Ouest de Macinaggio. Ils rappellent ceux qui ont été décrits dans la région de Farinole. On y rencontre la paragenèse suivante : quartz, Mn-grenat, amphiboles bleues, piémontite et chlorite. Les amphiboles bleues sont zonées, le cœur étant une glaucophane et la périphérie une crossite.

Enfin, des quartzites micacés se rencontrent également au sommet des unités de Morsiglia et de Centuri. On ne peut les différencier des quartzites de l'unité de Sisco si ce n'est que, là, les calcaires cristallins deviennent exceptionnels.

ξ^1 -S⁸. **Schistes et calcschistes.** Ces formations, bien litées, sont facilement altérables. Aussi les affleurements sont le plus souvent de très médiocre qualité. À l'échelle de l'échantillon on observe des lits millimétriques à centimétriques de grès-quartzites et parfois de calcaires cristallins alternant avec des niveaux schisteux.

On rencontre ces formations dans les différentes unités reconnues dans le cap Corse.

Elles constituent les termes les plus élevés de *la série de Brando*. Les schistes sériciteux d'aspect ardoisier, bleus ou gris sombre, prennent souvent une patine rouge. Le quartz peut donner de volumineux nodules (quartz d'exsudation ?), mais le plus souvent il constitue de petits lits millimétriques. Des

tons verdâtres dus à des chlorites ont parfois été observés. Localement dans ces schistes peuvent apparaître des lits centimétriques de calcaires. Quand ceux-ci sont abondants, il en résulte des zones plus résistantes qui constituent des barres puissantes de quelques mètres à une vingtaine de mètres qui, dans la topographie, donnent des ressauts. Ces zones ont été distinguées sur la carte car elles donnent d'intéressantes indications structurales (voir notation C-S⁸).

Dans *les unités de Sisco* et de *Vescovato*, les faciès sont identiques, ce qui, sur le terrain, empêche toute distinction entre celles-ci quand manquent, pour des raisons tectoniques, les prasinites qui les séparent. Comme dans l'unité précédente on y observe des lits centimétriques de cipolins et de quartzites qui, déjà plus fréquents dans l'unité de *Vescovato*, prennent un remarquable développement dans celle de *Sisco*. Les niveaux peu épais de prasinites que l'on rencontre donc au sein de ces schistes soulignent pour nous la limite entre les deux séries (région à l'Est de *Morsiglia* sous la chapelle de N.D. des Grâces jusqu'à *Macinaggio*, région de *Pino*, etc.).

L'unité de Mandriale—Lavasina montre une couverture réduite à des métaquartzites. Il est probable que même si celle-ci devait être peu importante à l'origine, un amincissement pour des raisons tectoniques est probable.

Des schistes et des calcschistes surmontent les ophiolites des unités ophiolitiques supérieures, que ce soit *l'unité de Morsiglia* ou celle de *Centuri*. Ces formations, bien qu'elles n'occupent que peu de volume, présentent un intérêt considérable car elles constituent un excellent repère au sommet de ces unités. Nous savons qu'elles reposent sur une semelle de quartzite (métaradiolarite).

Ces schistes et calcschistes sont bien exposés autour de *Pino*. Ailleurs, ils ne constituent plus qu'un mince liseré limitant les différentes unités structurales.

C-S⁸. Cipolins et calcschistes. Les schistes sériciteux et les calcschistes constituant la couverture des ophiolites renferment des zones à fort enrichissement en carbonates que l'on retrouve également dans l'unité de *Brando*. Les faciès sont variables d'une unité à l'autre.

Ces formations sont très épaisses dans *l'unité de Brando*. Les bancs calcaires s'individualisent mal et ne dépassent pas cinquante centimètres d'épaisseur. Cette formation est donc plutôt calcschisteuse. Plusieurs barres, donnant des ressauts dans la topographie, montrent cependant un fort enrichissement en cipolins, notamment dans la région de *Tomino*.

Dans *les unités de Sisco—Vescovato*, les cipolins donnent une ou plusieurs barres dans la partie inférieure de la série, associés aux radiolarites. Il s'agit de calcaires marmoréens blanc verdâtre, présentant des interlits micacés de teinte verte.

Des niveaux enrichis en carbonates apparaissent dans *la série de Morsiglia* entre cette localité et Centuri. Dans ces cipolins sont intercalés des niveaux de métaradiolarites. Ces formations présentent donc des parentés avec celles de Sisco bien que structurellement elles soient très éloignées l'une de l'autre.

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET TERRAINS ASSOCIÉS

Terrains primaires, secondaires et éruptifs (allochtone de Macinaggio)

On les rencontre autour de Macinaggio dans trois promontoires (du Sud au Nord : Bucinu, pointe de Coscia et Tamarone) en bord de mer ainsi que dans les îlots voisins de Finocchiarola. Il est regrettable que les auteurs précédents aient dénommé le lambeau le plus septentrional «Tamarone», alors que cette localité se situe entre ce lambeau et celui de Coscia. Cet affleurement devrait, plus logiquement, porter le nom de Monte di a Guardia, du nom de son point le plus élevé. Cependant, pour éviter toute ambiguïté, nous conserverons le nom de Tamarone que l'on trouve dans la littérature.

On y rencontre des terrains allant du Permien au Crétacé supérieur. En outre on y observe un minuscule affleurement de granite.

γ. **Granite à biotite écrasé.** Il donne deux lames à la base du lambeau de Bucinu (Sud de Macinaggio) : à son extrémité nord et au carrefour de la route de Tomino (fig. 1). L'isolement de ces blocs au sein de l'allochtone de Macinaggio laisse à penser qu'il s'agit de lames tectoniques et non d'olistolites au sein d'un wildflysch. Ces lames issues du socle corse, pourraient s'être mises en place lors du déplacement de l'allochtone de Macinaggio.

r. **Permien. Grès arkosiques.** Grès arkosiques blanc verdâtre, grossiers, constitués de fragments de granites et de rhyolites. Cette formation, d'épaisseur très réduite, souligne en quelques points la base de l'allochtone de Macinaggio. Elle est comparée aux grès et conglomérats permien à faciès Verrucano.

t9. **Rhétien. Calcaires argileux.** Calcaires gris bleuté ou jaunâtres, à intercalations pélitiques. Les niveaux lumachelliques, caractéristiques du Rhétien, sont très riches en petits débris de bivalves mal conservés, et en encrines associées à de nombreux petits quartz détritiques. Ces niveaux ont fourni une association de foraminifères benthiques assez pauvre et peu diversifiée, à glomospères—involutines. Ils affleurent principalement au pied sud de la carrière, à côté du rivage, dans la partie méridionale du lambeau de Coscia. Ils tranchent, par leur teinte et leur stratification, sur les roches carbonatées du Lias inférieur qui les jouxtent.

11-2. **Hettangien. Dolomies calcareuses.** Dolomies cavernueuses, gris clair ou gris souris, massives, apparaissant à la pointe sud de Coscia. On trouve dans cette masse, sillonnée de fines veines calcitiques blanches, des passées de microbrèches à fins débris de roches calcaires et dolomitiques. Ces cal-

caires dolomitiques forment de petits affleurements, non cartographiables, à la base des trois lambeaux.

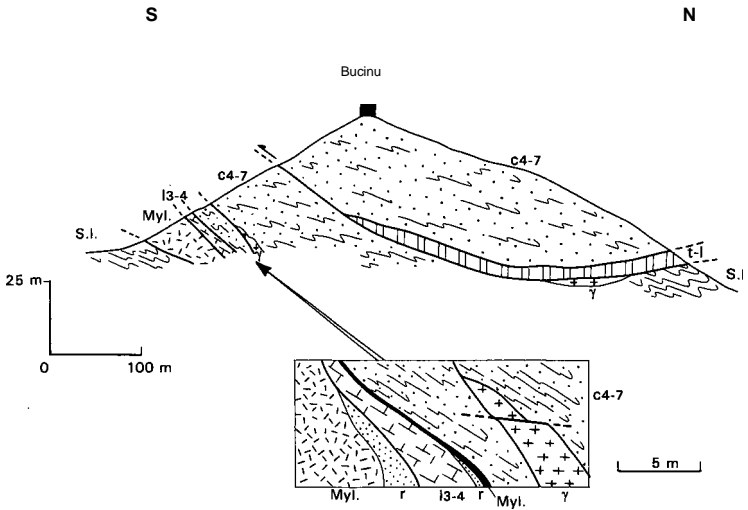


Fig. 1 - Coupe au carrefour de Tomino

I3-4. Sinémurien. Calcaires massifs. Calcaires gris clair, spathiques, à zones siliceuses diffuses et rubanements ocre dolomitiques, et passées de calcaires en plaquettes riches en petits micras détritiques. Ils forment la partie sommitale (carrière) de la masse carbonatée à la pointe sud de Coscia. Des calcaires à patine noire, à bandes siliceuses parallèles à la stratification, attribuables aussi au Sinémurien, forment l'extrémité sud-est sur le rivage de Coscia. Ces calcaires siliceux se retrouvent, de façon discontinue, à la base des trois lambeaux de Coscia.

t-l. Trias —Lias indifférencié. Calcaires dolomitiques. Dans cet ensemble sont regroupés des calcaires dolomitiques n'ayant fourni aucune microfauune et dont l'isolement ne permet pas de trancher entre un âge norien ou hettangien. Sur le rivage nord-est de Coscia, la présence d'intercalations pélitiques colorées dans des dolomies rouges laisse supposer qu'il s'agit là de Norien, par comparaison avec la série prépiémontaise de Caporalino—Pedani.

n7. **Albien ? Flysch noir avec brèches.** Il apparaît uniquement sur le rivage nord du lambeau de Tamarone. Il montre l'alternance de fines plaquettes calcaréo-gréseuses, de microbrèches, d'arkoses et de pélites noires. Ces niveaux sont riches en petits débris de socle. Au sommet de ce flysch viennent des brèches polygéniques mal stratifiées, à ciment calcaire, comparables à la « brèche de Toccone » de la nappe de Balagne. Les clastes sont principalement des carbonates avec notamment des calcaires gréseux à foraminifères du Barrémo-Bédoulien, inconnus en place mais que l'on retrouve dans les conglomérats éocènes de Pedito Querciu (Counas, 1986) et de la Chiappa (Durand-Delga et Peybernès, 1986), dans l'autochtone du Sud-Est de la Corse.

n7-c1. **Albo-Cénomaniens. Flysch à « lydiennes ».** Il dessine la pointe nord-est du lambeau de Tamarone, en regard des îles Finocchiarola. Ce flysch montre l'alternance régulière de petits bancs de « lydiennes » (20 cm) et de fins interlits pélitiques. Les bancs de lydiennes sont des spongolites noires, stylolisées, souvent riches en petits éléments détritiques de socle dispersés dans la matrice. Quelques niveaux de calcaires fins s'intercalent dans ces assises. Ce flysch est l'équivalent du flysch à lydiennes de la nappe de Balagne qui a fourni des orbitolines albo-aptiennes et une microfaune du Cénomaniens moyen-supérieur (Bodenhausen et Spijker, 1962 ; Lacazedieu, 1974).

n7-c1Br. **Albo-Cénomaniens. Brèches de Tamarone et arkoses.** Ce puissant ensemble déritique affleure sur le rivage sud de Tamarone et dans les îlots de Finocchiarola. On passe insensiblement des arkoses aux brèches de Tamarone. Ces brèches polygéniques, inorganisées, ont une granulométrie très hétérogène, emballant des éléments de toutes tailles, certains blocs atteignant plusieurs mètres cubes. Elles sont essentiellement constituées de roches de « socle » : granites et rhyolites, gneiss, micaschistes et quartzites. L'étude de ce matériel (M. Durand-Delga et P. Vellutini) a montré que les granites et les rhyolites étaient identiques à ceux, si spécifiques, de la Corse nord-occidentale autochtone. Ces brèches remaniant aussi, en moindre abondance, des calcaires à débris de socle de type Caporalino (Malm prépiémontais). Un de ces éléments nous a fourni *Protopenneroplis striata*, forme du Dogger—Malm (Lluch, 1983). Certains auteurs s'accordaient à placer ces brèches et arkoses au sommet de la série déritique et à leur attribuer un âge éocène. Cependant, cet ensemble est surmonté par le flysch calcaréo-gréseux, dans lequel les mesures de polarité, bien que compliquées par des microplissements, semblent indiquer une série, « en grand », normale.

c. **Crétacé supérieur. Flysch calcaréo-gréseux.** Il affleure très largement dans les trois lambeaux de Macinaggio. Il est caractérisé par des dalles de calcaires gréseux à bases microbréchiques alternant avec de fins interlits pélitiques. Des bancs arkosiques, identiques à ceux associés aux brèches précédentes, et des spongolites s'intercalent de façon très irrégulière dans ce flysch. Il est marqué par une très grande richesse en fins débris d'un socle et de sa couverture, témoignant de la proximité du domaine autochtone corse et de l'aire de dépôt. Les caractéristiques de ce flysch sont identiques à celles du flysch de Tralonca (nappe piémontaise de Santa-Lucia) daté, dans sa partie supérieure, du Sénonien. À Macinaggio, il n'a fourni qu'une microfaune du Cénomaniens supérieur: *Rotalipora* cf. *brotzeni*, *Marginotruncana* cf.

renzi, *Praeglobotruncana* voisins de *P. stephani* ou de *P. gibba* (dét. J. Magné et J.F. Raoult in Durand-Delga et Vellutini, 1977), ainsi qu'ailleurs une mélobésiée (*Paraphyllum primaevum*) de l'Aptien supérieur — Albien supérieur (Lluch, 1983).

Description structurale

L'allochtonie des lambeaux de Macinaggio n'est plus discutée : elle apparaît clairement sur le rivage sud et nord-est de Coscia (fig. 2) et près de la plage de Santa-Maria à Tamarone (fig. 3 et 4). On voit, en effet, que le contact de base des terrains de Macinaggio recoupe les structures des Schistes lustrés, notamment les microplis à vergence SE de la dernière phase affectant ces derniers, prouvant ainsi le caractère tardif de la mise en place des lambeaux. La présence de mylonites froides, parfois épaisses (20 m à la pointe de Bucinu) (fig. 1), à la base de l'allochtone, laisse supposer que cette mise en place sur les Schistes lustrés est superficielle, et peut-être gravitaire.

L'origine des lambeaux de Macinaggio a été très discutée. Bien que parautochtone pour J.J. Guillou (1963), la plupart des auteurs se sont accordés à reconnaître l'allochtonie de ces dépôts avec cependant des points de vue fort différents quant à l'origine du matériel : pour D. Schneegans (1933), L.W. Collet (1938) et H. Gindrat (1942), il provenait de dessous les Schistes lustrés qu'il aurait percés. Pour la majorité des auteurs, ces lambeaux sont allochtones et superposés aux Schistes lustrés. L'origine de la nappe serait à rechercher à l'Est : E. Maury (1910), P. Fallot (1958), R. Nardi (1968). Aujourd'hui parmi toutes les hypothèses émises, deux subsistent : —l'allochtone aurait une origine ultra-Schistes lustrés (Mattauer et Proust, 1975), c'est-à-dire qu'il serait issu d'un domaine situé à l'Est des Schistes lustrés (domaine austro-alpin) ; —l'allochtone aurait une origine occidentale (Durand-Delga, 1975, 1978, 1984) et serait issu de domaines paléogéographiques appartenant à la marge alpine corse à proximité du domaine émergé.

L'analyse de l'allochtone de Macinaggio nous a fourni de nombreux arguments en faveur de cette dernière hypothèse. Rappelons d'abord qu'il peut être divisé en deux grands ensembles (Nardi, 1968) :

—un ensemble basai constitué localement de granites et de grès verdâtres permien et plus largement de la série carbonatée (t9 à I3-4). Cet ensemble présente une succession de type prépiémontais, notamment par ses termes du Trias et du Lias, indifférenciables de ceux de la série-type de l'unité de Caporalino — Pedani ou de l'allochtone de Saint-Florent ;

—un ensemble supérieur caractérisé par sa richesse en éléments détritiques de socle et de couverture, les brèches de Tamarone s'étant nourries de rhyolites et de granites paraissant issus du domaine autochtone nord-ouest de la Corse (Durand-Delga et Vellutini, 1977). Les termes sédimentaires resédimentés sont connus en place dans le domaine prépiémontais, notamment les calcaires gréseux ou bréchiques du Jurassique (cf. calcaires de Caporalino). Cette couverture détritique est comparable à celle de l'unité de Santa-Lucia qui possède, elle aussi, un flysch à lydiennes et un flysch calcaréo-gréseux (flysch de Tralonca) riches en débris de socle. À Santa-Lucia, cette série détritique repose, par l'intermédiaire du conglomérat du Tomboni, sur

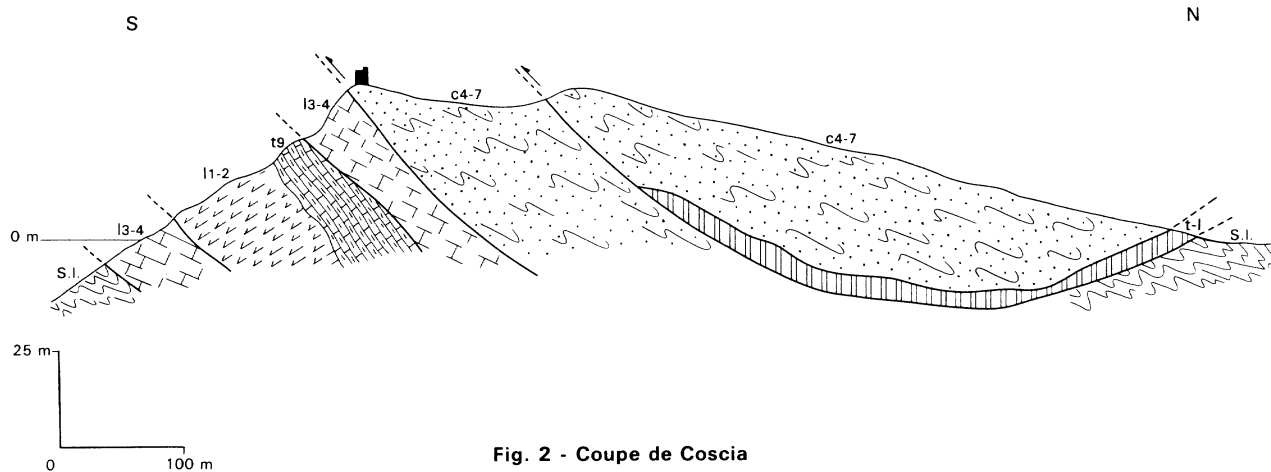
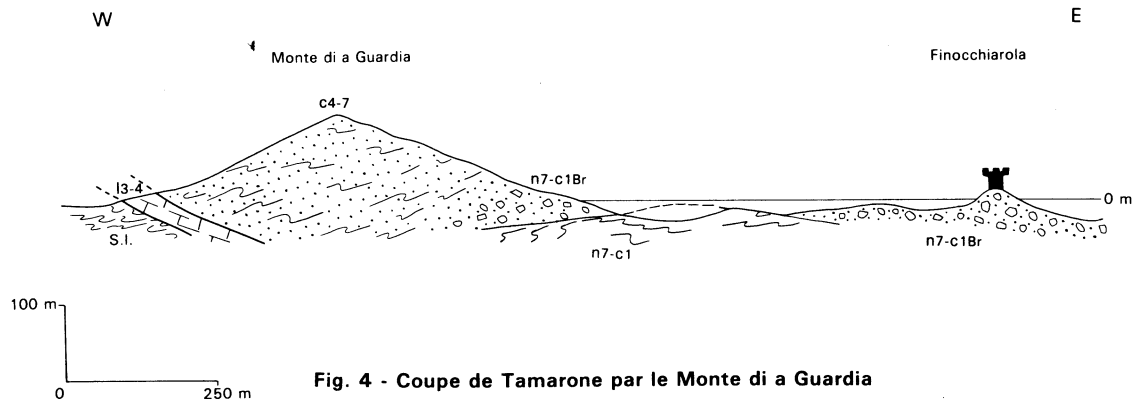
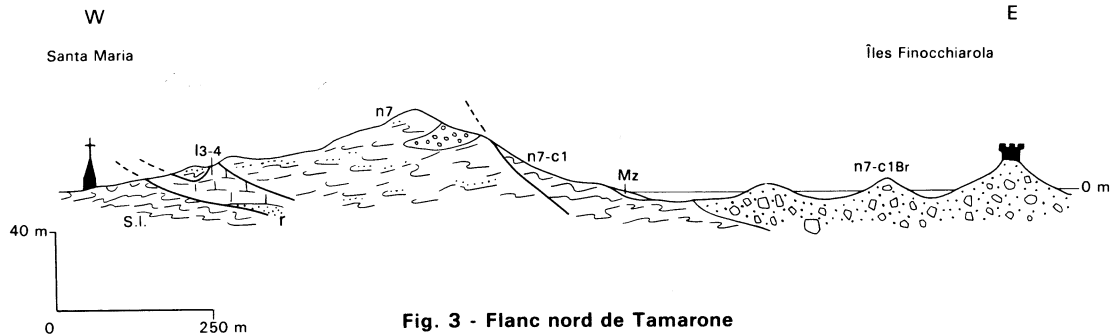


Fig. 2 - Coupe de Coscia



un puissant socle continental ; elle sert de modèle au domaine « piémontais-corse », auquel on peut rajouter la nappe du Bas-Ostriconi (Balagne), l'unité de Bagliacone—Riventosa, l'écaille du Vecchio, les formations de Pedi Querciu et le flysch de l'unité de Canta—Furmigola à Saint-Florent. Ce domaine paléogéographique à substratum continental se situerait ainsi sur la marge corse entre le domaine prépiémontais à l'Ouest et le domaine balano-ligure (à croûte océanique) à l'Est.

La nature du contact séparant les deux ensembles de Macinaggio fut diversement interprétée. L.W. Collet, A. Lillie et H. Gindrat (1939) puis J. Laporte (1954), supposèrent que l'ensemble détritique était transgressif sur les termes carbonatés de la série inférieure. En fait, la nature tectonique du contact est claire en plusieurs points : à la pointe sud de Coscia, le flysch calcaréo-gréseux (C4-7) est séparé des calcaires du Sinémurien (I3-4) de l'unité basale par une mylonite. Sur le rivage nord-est de ce même lambeau, à proximité de la plage de Tamarone, l'unité basale, très réduite à cet endroit (2 à 3 m), est séparée du flysch calcaréo-gréseux par une ultramyonite noire très fine (10 cm), résultant du broyage de ce flysch.

L'allochtone paraît donc constitué de deux ensembles, appartenant à deux domaines paléogéographiques distincts, en position plus externe que celui des Schistes lustrés sur lequel ils reposent. Sa mise en place s'est donc nécessairement effectuée par rétrocharriages, c'est-à-dire d'Ouest en Est, tardivement sur les Schistes lustrés déjà structurés.

L'absence, apparente, d'Éocène à Macinaggio ne permet pas de dater avec précision ces déplacements. À Saint-Florent, où l'on retrouve un ensemble de formations ayant la même position structurale que celles de Macinaggio, on sait qu'ils sont postérieurs aux dépôts du Lutétien supérieur—Bartonian inférieur de l'allochtone, et antérieurs aux dépôts du Burdigalien, clairement post-nappe. Plus précisément, un âge éocène terminal est généralement admis. La présence, dans les séries détritiques, de plis à déversement SE témoigne d'une tectonique à vergence sud-orientale. L'allochtone a subi des resserrements subcontemporains N-S comme en témoignent les écailles internes de Bucinu et Coscia, qui amènent la superposition locale de l'unité basale sur l'unité supérieure (fig. 1 et 2).

L'actuelle inclinaison des lambeaux d'une trentaine de degrés vers l'Est doit être mise en relation avec la formation de l'anticlinal du cap Corse, qui est daté comme postérieur au Langhien de Saint-Florent.

Terrains quaternaires

Le fort relief du cap Corse fait que ceux-ci, à l'exclusion des éboulis, ne se rencontrent qu'au bord du littoral ainsi que le long des ruisseaux.

F. Quaternaire indifférencié. En de rares points, des sols couverts de végétation, dans des zones d'interprétation géologique difficile, ont été rangés dans un Quaternaire indifférencié. Situés dans des zones plates, ils peuvent correspondre à d'anciennes surfaces cultivées envahies aujourd'hui par le maquis.

Fy-z. **Alluvions récentes et actuelles.** Elles tapissent le fond des vallées. On y rencontre des galets de taille variable pouvant dépasser 50 cm de diamètre, pris dans une gangue argilo-gréseuse. Le sommet de ces alluvions est constitué par un paléosol brun, sableux et argileux. Elles ne prennent un développement appréciable que dans le fond des vallées du versant oriental (vallées de Pietracorbara, de Luri et de Macinaggio).

D. **Dunes actuelles.** À l'extrémité du Cap, sur le versant ouest de la pointe d'Agnello (région de Barcaggio), des dunes sableuses occupent le fond d'une anse particulièrement bien exposée aux vents du Nord-Ouest. Ces dunes sont en partie fixées et colonisées par la végétation.

Mz. **Plages, cordons littoraux.** Les plages de quelque importance sont exceptionnelles sur la côte ouest du Cap en dehors des fonds de baies (golfe de l'Aliso). Elles sont plus développées au Nord du Cap (Barcaggio, Tollare) et le long de la côte orientale (Nord de Macinaggio, régions de Meria, de Santa-Severa et Porticciolo). Cependant, une multitude de criques sableuses d'une dizaine de mètres ou plus de longueur, ne figurant pas sur la carte, attirent à la belle saison les nombreux amateurs de plage et de calme.

FCg. **Conglomérats grossiers rouges.** Ces conglomérats rappellent ceux décrits sur la feuille Bastia. On retrouve en effet des éléments dont le diamètre peut dépasser 50 cm englobés dans une matrice rouge. Ces éléments sont le plus souvent empruntés aux affleurements voisins de gabbros et de serpentinites. Ils recouvrent des glacis descendant en pente douce vers la mer autour de la marine de Centuri et à l'Est de Barcaggio.

Mv. **Tyrrhénien. Dunes et grès calcaires.** Ces terrains sont localisés dans la région de Macinaggio et de Morsiglia où ils ont l'objet d'une description par F. Ottmann (1958) et M.F. Bonifay (*in* Amaudric du Chaffaut, 1976).

• **Formations marines.** À Macinaggio, il s'agit soit de remplissage de grottes situées de part et d'autre de la pointe de Coscia, soit de placages situés à environ deux mètres au-dessus du niveau de la mer. Dessus un conglomérat de plage on observe un petit cailloutis renfermant des coquilles marines (*Pectunculus* sp. juv., *Spondylus gaederopus*, *Cardium tuberculatum*, *Venus gallina*, *Monodonta turbinata*, *Astrea rugosa*, *Cerithium vulgatum*, *Pisania maculosa*). Les conglomérats ont été rapportés au « Tyrrhénien » caractérisé ici par *Patella ferruginea* et *Purpura haemastoma*.

• **Formations continentales de la région de Macinaggio.** Elles recouvrent les formations précédentes.

Dans leur partie inférieure, elles sont représentées par un limon rouge et des brèches de même couleur témoignant d'un climat très humide et pourraient donc représenter du Würmien I. Au-dessus viennent des grès calcaires, formés de sables et de fragments d'algues ainsi que de quelques débris coquilliers, surmontés par des sables bréchiques puis par une zone de sable roux à rouges à *Helix*, et enfin par des brèches rouges. Ces dépôts pourraient représenter l'interstade Würm I—Würm II.

Dans les grottes, les fouilles de F. Ottmann et M.F. Bonifay ont livré une faune abondante du Pléistocène avec un cervidé, des canidés, des suidés, des rongeurs et des lagomorphes.

Ces différentes formations, qui ne couvrent que des surfaces réduites, n'ont pu être cartographiées.

• **Formations continentales de la région de Morsiglia** Le long de la côte, à l'Ouest de Morsiglia, ces formations sont représentées pour l'essentiel par des grès dunaires. Quand la succession est complète on peut distinguer deux ensembles dunaires séparés par des brèches rouges.

Les grès dunaires constituent en outre des placages sur les formations métamorphiques situées au Sud de Centuri et le long du littoral au Nord du golfe de l'Aliso. Ces placages peuvent se rencontrer jusqu'à des altitudes de l'ordre de 60 m.

Il s'agirait d'un système dunaire tyrrhénien.

E. **Éboulis.** L'importance des reliefs (il est possible de passer dans la partie sud de la feuille d'altitudes supérieures à 1000 m au bord de la mer en moins de 5 km) a pour conséquence de multiplier les zones d'éboulis, notamment quand des formations difficilement altérables, comme les prasinites ou les serpentinites, surplombent des schistes.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

ÉVOLUTION TECTONIQUE

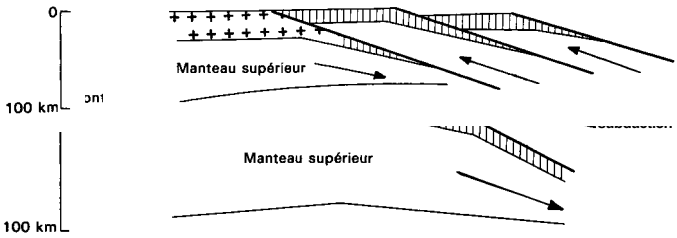
Plusieurs formations du cap Corse se prêtant admirablement à la conservation des microstructures, de nombreux chercheurs (J. Malavieille, L.B. Harris et J. Warburton, etc.) s'y sont intéressés ces dernières années, en bonne partie d'ailleurs pour affiner l'outil microtectonique. Les nombreuses observations qu'ils ont effectuées ne sont malheureusement pas toujours faciles à exploiter. C'est ainsi que la localisation des objets décrits est souvent imprécise, faute d'une échelle suffisante. Il faut également ajouter que les macrostructures du cap Corse n'avaient pas été décrites (la feuille Bastia à 1/50000 n'a été publiée qu'en 1983). Aussi n'est-il sans doute pas inutile de rappeler ici que « les aspects rigoureux de l'analyse microtectonique ne doivent cependant pas nous faire oublier que pour une grande part, l'étude des microstructures ne se conçoit vraiment que par rapport aux macrostructures qui doivent donc être préalablement connues » (M. Mattauert : La déformation des matériaux de l'écorce terrestre).

Les étapes de la structuration

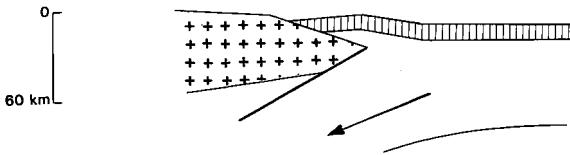
L'analyse de ces macrostructures permet de caractériser trois étapes essentielles dans l'histoire qui conduit le bassin liguro-corse à la chaîne alpine actuelle.

• **Première étape : l'obduction** (fig. 5 et 6). La situation actuelle de la croûte océanique au-dessus de la marge continentale est un fait d'observation. Il

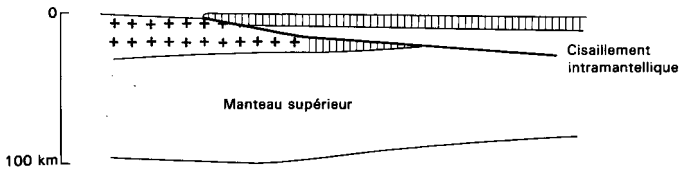
Modèle de Davies et Smith (1971)



Modèle de Dewey et Bird (1971)

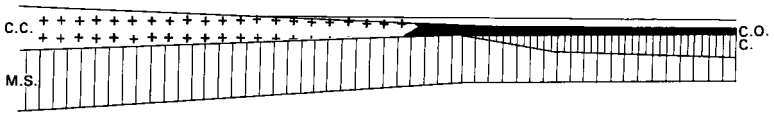


"Flake tectonics" Modèle d'Oxburgh

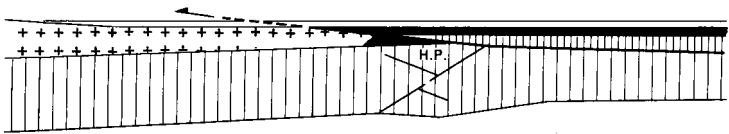


Modèle de Michard *et al.*

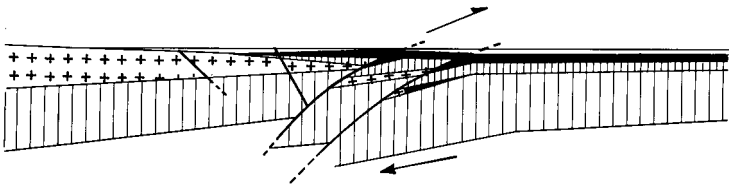
Fig. 5 - L'obduction : les différents modèles



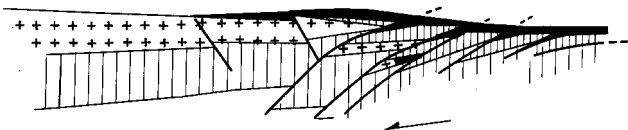
A - Situation au début du Crétacé. C.C. : Croûte continentale. C.O. : Croûte océanique. C. : Cisaillement listrique. M.S. : Manteau supérieur.



B - Obduction de la croûte océanique et d'une partie du manteau supérieur à partir d'un plan de cisaillement listrique intramantellique. H.P. : métamorphisme du haute pression. L'obduction a probablement débutée durant le Crétacé et s'est poursuivie pendant l'Eocène.



C - Blocage de l'obduction : la lithosphère océanique passe sous le continent le long d'un classique plan de subduction. De grandes failles très inclinées vont découper cet édifice en unités structurales.



D - Soulèvement par rééquilibrage isostatique (en partie) due à l'accumulation de matières sous le continent. Ce phénomène a pu se prolonger durant plusieurs millions d'années.

Fig. 6 - Evolution tectonique

existe plusieurs modèles qui font intervenir soit:

- un plan de Waadati-Benioff, toute ou tout au moins une épaisseur importante de la lithosphère océanique étant alors entraînée dans ce mouvement ;
- un cisaillement ductile dans la lithosphère océanique, seule la partie supérieure de celle-ci se trouve alors impliquée.

Dans le premier cas, l'obduction résulte du blocage d'une subduction qui la précède donc dans le temps (modèles de Davies et Smith, 1971 ; de Dewey et Bird, 1971). Dans le deuxième cas, l'obduction peut être encore liée à une subduction (modèles d'Oxburgh, 1972) ou bien être indépendante de celle-ci (modèle de Michard *et al.*, 1985, en Oman). Dans le modèle d'Oxburgh, l'obduction de la partie supérieure de la lithosphère océanique et la subduction de la partie inférieure se font dans le même sens, la lithosphère continentale jouant le rôle de coin. Dans le modèle de Michard *et al.*, le découpage entre une lithosphère supérieure plus rigide et une lithosphère inférieure engendrerait un cisaillement listrique. La partie inférieure de la lithosphère s'accumulerait en profondeur et pourrait jouer un rôle dans la remontée de la marge continentale. Ce modèle, qui peut rendre compte du métamorphisme de HP-BT de la marge continentale, ne paraît cependant pas, en Oman, avoir dépassé le stade de la simple obduction.

- **Deuxième étape ; les r trochevauchements.** Ils résulteraient, du blocage de l'obduction (fig. 6). Dans la *collision* qui en résulterait, l'océan serait amené à plonger sous le continent, ce qui, par le jeu de failles inclinées (rétrochevauchement), provoquerait la remontée de celui-ci et du matériel obduct . Un métamorphisme rétrograde schistes bleus—schistes verts en serait une des conséquences.   la fin de cette étape, les grandes unités structurales qui ressortent de la cartographie sont en place. Elle marque la fin de la tectonique tangentielle.

- La **troisième étape** est postérieure à la tectonique tangentielle et se traduit par des plis de grande ampleur puis par une fracturation.

Les structures acquises

Quelles sont les différentes structures que l'on peut observer aujourd'hui et qui témoignent de cette évolution ?

- **  l'étape de l'obduction** est rattachée l'apparition d'une foliation S1, plan axial de plis isoclinaux et en fourreau (Faure et Malavieille, 1982). Elle contient une linéation d'étirement et minéralogique L1 définie par l'alignement de minéraux tels que de la glaucophane rétrograde, donc postérieur au métamorphisme éclogitique. La direction ainsi caractérisée a été considérée comme une linéation « a » (Mattauer, Proust et Etchecopar, 1977) parallèle à la direction de transport de la nappe ophiolitique. Cette direction est généralement E-W en Corse alpine (sens des cisaillements). Pourtant, sur la feuille Luri,   côté de cette direction que l'on retrouve dans une zone A (Harris, 1985), on en retrouve deux autres dont une est orientée du NNE vers le SSW (zone B) et l'autre de l'Ouest vers l'Est.

La zone A, située à l'Est, couvre l'ensemble ophiolitique inférieur. L'orientation des linéations (de l'Est vers l'Ouest) indiquerait donc la direction suivie par la croûte océanique.

La zone B correspond à l'ensemble ophiolitique supérieur. Les linéations indiquent un déplacement du NNE vers le SSW. Si l'on admet que le matériel océanique des zones A et B appartient bien au même ensemble océanique déplacé de l'Est vers l'Ouest, il faut admettre que les linéations de la zone B ont subi une rotation senestre de 70° à 90°. L.B. Harris évoque un accident vertical, invisible aujourd'hui, qui aurait orienté les linéations. On peut également proposer que cet accident soit plat comme semble le montrer le contour des limites entre les zones A et B, qui correspond au plan de rétrochevauchement des unités de l'E.O.S. sur celles de l'E.O.I. On pourrait alors envisager que lors des rétrocharriages cet ensemble ophiolitique supérieur ait subi une rotation senestre.

La zone C regroupe les formations antéalpines de Centuri—Ersa. Celles-ci chevauchent l'ensemble ophiolitique supérieur. Le sens du déplacement est Ouest vers Est, c'est-à-dire à l'opposé du déplacement suivi par la nappe océanique. Nous supposons qu'il indique un déplacement du socle continental vers l'Est, conforme au modèle géodynamique proposé.

• **Structures liées au rétrochevauchement** La foliation S1 est déformée par une nouvelle génération de plis F2, dont les axes sont NNE-SSW (N10° à N20°) qui se déversent vers l'Est. Ces plis sont visibles à toutes les échelles, de celle de la lame mince à l'échelle hectométrique (voir la coupe passant par la Tour de Losse). Ces plis sont particulièrement bien exposés dans l'unité de Sisco le long de la côte orientale du cap Corse.

Une troisième génération de plis F3 dissymétriques, souvent déversés, s'observe dans la région de Meria et de là jusqu'à Santa-Severa. Les axes sont orientés N 70°. Ce sont ces plis qui font systématiquement plonger la foliation S1 vers le Nord ou le NNW, le long de la côte orientale (voir la coupe allant de Morteda à Rogliano). On retrouve ces plis au Sud de Pino, dans l'ensemble ophiolitique supérieur (voir coupe C-C').

Ces plis sont, pour nous, une manifestation des rétrocharriages qui découpent les Schistes lustrés en unités structurales (Warbuton, 1983 ; Durand-Delga, 1984).

• La **troisième étape** est post-langhienne. Elle affecte le Miocène marin de Saint-Florent qui livre à sa base *Miogypsina globulina* (Burdigalien) et vers son sommet *Globigerinoides sicanus* (Langhien inférieur). Elle se traduit tout d'abord par des plis à grands rayons de courbure F4 d'orientation N-S, responsables de l'anticlinal du Cap ainsi que du synclinal de Saint-Florent. Puis des failles vont fracturer cet édifice. Ces failles tournent le plus souvent entre des directions N 70° et N 110°. Bien qu'elles soient souvent récentes (plus au Sud elles recoupent le Quaternaire d'Aleria), nous ne possédons pas d'indications précises sur leur âge.

MÉTAMORPHISME

À son sujet demeurent encore de nombreuses incertitudes.

Un métamorphisme de ride est généralement admis. Il est en effet rare que les ophiolites soient indemnes de toute transformation. Dans l'Apen-

nin, où le métamorphisme schistes bleus est inconnu, les ophiolites présentent des associations schistes verts (prehnite, pumpellyite, actinote, chlorite) interprétées comme pouvant provenir d'un métamorphisme de ride. Il se traduit par la transformation des olivines en lizardite, chrysotile et magnétite, des pyroxènes en « bastite » ou bien ils sont ouralitisés, les plagioclases en prehnite, pumpellyite, albite.

Un métamorphisme de haute pression-basse température lui ferait suite. Ce métamorphisme est particulièrement sensible dans les ferrogabbros. Il se traduirait par l'apparition de paragenèses indiquant des pressions de plus en plus fortes. Les pyroxènes et amphiboles vertes sont respectivement transformés en augite aegyrienne et en crossite. De la lawsonite et de la glaucophane apparaissent à partir des plagioclases et des amphiboles vertes. Les augites aegyriennes passent ensuite à des aeygrines puis à des pyroxènes jadéitiques. Ce métamorphisme se produirait, dans le modèle d'Oman, quand la croûte océanique affronte la rampe continentale. Il se produirait alors des mélanges ophiolites et socle (unité de Morteda—Farinole). Des pressions supérieures à 10 kbar et des températures de l'ordre de 300° à 400 °C ont été envisagées.

Progressivement, les pressions diminueraient et la température augmenterait entraînant la cristallisation de paragenèses schistes bleus—schistes verts. Ce métamorphisme qui débiterait durant l'obduction (P1) se prolongerait durant les rétrochevauchements (plis P2 et P3). Nous aurions alors des paragenèses à épidote, chlorite, glaucophane rétrograde, stilpnomélane, etc.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le territoire de la feuille Luri englobe la partie nord du cap Corse, de la marine de Canari à l'îlot de Giraglia. De superficie modeste (13 km dans sa plus grande largeur), il comprend un grand nombre de petits cours d'eau côtiers, de tailles, modestes, d'orientation générale W-E ou E-W.

Le plus grand nombre de ruisseaux se jette sur la côte tyrrhénienne. On note du Nord au Sud, parmi les plus importants : les ruisseaux de Gioielli (Macinaggio), Meria, Luri (Santa-Severa), Misinco (Patricciolo), alors que dans la partie occidentale, seul le ruisseau de Furcone (marine de Giottani) présente quelque intérêt. Les bassins-versants sont peu développés et dissymétriques. Ils sont constitués essentiellement de roches métamorphiques où dominent les calcschistes, les schistes et les cipolins pour ceux dirigés vers la côte orientale, et de prasinites, serpentinites pour les cours d'eau méditerranéens.

Deux cours d'eau: l'Acqua-Tignese et le Granaggiolo ont leur cours orienté S-N et se jettent à l'extrémité du cap Corse, respectivement à Barcaggio et Tollare.

Tous les cours d'eau ne peuvent développer que de petites plaines côtières au voisinage de l'embouchure. Leur extension latérale est faible (quelques centaines de mètres), légèrement plus importante en longueur (jusqu'à 2 km pour le Luri et le Misinco). Dans le reste du cours mineur, la présence de formations quaternaires consiste en des placages alluvionnaires peu épais sur un substratum souvent affleurant ou subaffleurant.

Jusqu'à une date assez récente, les besoins de la population étaient assurés par des sources qui, par gravité, alimentaient villages et hameaux et dont les captages, souvent très anciens, ne répondent plus aux exigences de la population en quantité, à cause des détériorations, ou en qualité, par absence de protection efficace du captage lui-même et des périmètres immédiats.

Ces sources peuvent être nombreuses mais de faible importance, souvent temporaires. Les incendies répétés ont causé très souvent un préjudice grave dans l'alimentation en eau de ces émergences. Le développement de l'érosion, accéléré par la perte du couvert végétal dans une région de pluviosité moyenne, a conduit à la disparition d'un grand nombre de points d'eau.

Les besoins accrus par le développement des activités touristiques, le peuplement estival des villages de l'intérieur et des plages, ont conduit à une recherche systématique de l'eau souterraine par forages. Les « marines », construites souvent à l'embouchure des ruisseaux, ont bénéficié de la présence d'un matériel alluvionnaire perméable qui leur assure, dans la plupart des cas, la ressource nécessaire.

La quasi-totalité des vallées a donné lieu à des reconnaissances géophysiques préliminaires et des implantations de sondages ou de puits. L'épaisseur des alluvions est faible. L'exploitation de cet aquifère est rendue encore plus difficile par la proximité de la mer et les risques d'invasion d'eau salée. Toutefois, une surexploitation des nappes peut être possible si des précautions sont prises.

Pour les besoins des villages intérieurs, surtout en période estivale, les recherches d'eau souterraine ont souvent consisté en la réalisation de forages à l'air selon la technique du marteau fond de trou. Cette méthode, relativement plus récente et moins onéreuse que la foration au rotary, a conduit à la réalisation d'un grand nombre de forages dont une grande partie, exécutée pour le compte de particuliers, n'a pu être recensée (on compte plus de 60 puits et forages recensés sur la feuille).

Il est à noter que les renseignements sur le débit, en l'absence d'essais de pompages, sont aléatoires. En règle générale, la profondeur moyenne des forages est comprise entre 40 et 60 m, le taux d'échec global est de 17%, et 30% des ouvrages ont un débit entre 2 et 7 m³/h.

Des forages horizontaux ont été préconisés par le SRAE. Cette technique n'a pas apporté de résultats convaincants. Notons enfin, sur la commune d'Ersa, l'utilisation d'une ancienne galerie de mine d'antimoine qui fonctionne comme drain et participe à l'alimentation en eau potable.

Du point de vue qualité, l'eau des aquifères alluviaux présente une composition physico-chimique sensiblement identique à celle des eaux de surface. Ce sont les eaux les moins protégées des risques d'invasion saline, des pollutions induites par la rivière elle-même compte tenu de l'environnement (présence de stations d'épuration, décharges sauvages d'ordures ménagères).

Les eaux de socle sont mieux protégées. En règle générale, ces eaux, comme les précédentes, sont de bonne qualité, avec, parfois, des risques de teneurs en fer supérieures à la normale.

On insistera particulièrement sur la nécessité de la mise en place de périmètres de protection efficaces.

Au point de vue recherche, depuis quelques années des moyens d'investigation complémentaires permettent (dans le cas d'une prospection générale, à l'échelle de la commune par exemple) une approche plus précise et des résultats statistiquement meilleurs. C'est ainsi qu'à l'étude structurale par photo-interprétation est venue s'ajouter l'investigation géophysique magnétique (VLF) ainsi que la prospection de gaz radon. La concertation de ces trois méthodes conduit le plus souvent à de meilleurs succès.

GÎTES MINÉRAUX

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Corse** (Durand-Delga *et al*, 1978). Paris : Masson édit. ; *itinéraire 15* : tour du cap Corse, de Bastia à Bastia.

BIBLIOGRAPHIE

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1980) - Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. Thèse État, Paris.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R., LEMOINE

M. (1972) — Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de la Corse. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 275, p. 2611-2614.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. *et al* (1976) - Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la S.G.F. en Corse septentrionale du 25 au 30 avril 1976. *Bull Soc. géol Fr.*, 7^e sér., 18, p. 1153-1175.

AUTRAN M.A. (1964) — Description de l'association jadéite + quartz et des paragenèses associées dans les Schistes lustrés de Sant'Andrea-di-Cotone (Corse). *Bull. Soc. fr. minéral cristallogr.*, XLIII-XLIV, 87.

BECCALUVA L., CHIESA S., DELALOYE M. (1981) - K/Ar age determinations on some Tethyan ophiolites. *Rend. Soc. It. Mineral Petrogr.*, 37, (2), p. 869-880.

BODENHAUSEN J.W., SPIJER S.B. (1962) - On the nappe structure of the Balagne (NW Corsica). *Proc. Kon. Neder. Akad. Wetensch.*, ser. B., 65 (1), p. 35-45.

CABY R., KIENAST J.R., HARRIS L., GUIRAUD M. (1984) - Les klippen de socle anté-alpin du Cap Corse : arguments pétrogénétiques et structuraux pour une origine sud-alpine. In L.B. Harris : « Déformations et déplacements dans la chaîne alpine ». Thèse, Rennes.

CARON J.M., DELCEY R. (1979) - Lithostratigraphie des Schistes lustrés corses : diversité des séries post-ophiolitiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 288, p. 1525-1528.

CARON J.M., DELCEY R., SCIUS H., FISSEN J.P., de FRAIPONT P., MARSHIN B., RENBER I. (1979) - Répartition cartographique des principaux types de séries dans les Schistes lustrés de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, p. 1363-1366.

CARON J.M., KIENAST J.R., TRIBOULET C. (1981) - High pressure - low temperature metamorphism and polyphase alpine deformation at Sant' Andrea-di-Cotone (Eastern Corsica, France). *Tectonophysics*, 78, p. 419-451.

COHEN C.R., SCHWEICKERT R.A., ODOM A.L. (1981) - Age of emplacement of the Schistes lustrés nappe, Alpine Corsica. *Tectonophysics*, 73, p. 267-283, 11 fig.

COLLET L.W. (1938) - La Corse, l'Elbe et l'Apennin du point de vue tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 8, p. 737-753.

COLLET L.W., LILLIE A., GINDRAT H. (1939) - Sur la présence du Crétacé supérieur dans la klippe de Macinaggio (Cap Corse). *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 56, p. 73.

COUNAS D. (1986) — Les unités alpines — autochtone et allochtone — à l'Ouest de Ghisonaccia (Corse sud-orientale). Thèse doct., Toulouse, 200 p.

DALLAN L., NARDI R. (1984) — Ipotesi sulla evoluzione dei domini « liguri » della Corsica nel quadro della paleogeografia e della paleotettonica delle unità alpine. *Bol. Soc. Geol. It.*, 103, p. 515-527.

DAL PIAZ G.V. *et al.* (1977) — I complessi ofiolitici e le unità cristalline della Corsica alpina. *Boll. Gr. Lav. Ofiolitici Mediterranee*, 2 (2-3), p. 265-324.

DELCEY R. (1974) — Données sur deux nouvelles séries stratigraphiques de la zone des Schistes lustrés de la Corse nord-orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 279, p. 1693-1696.

DE WEVER P., DANIELAN T., DURAND-DELGA M., CORDEY F., KITO N. (1987) — Datations des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des Radiolaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 893-900.

DURAND-DELGA M. (1975) - Impressions sur l'édifice alpin de Corse. *In* : « Problems of the alpin System ». Livre jub. prof. Andrusow, Bratislava, p. 203-230.

DURAND-DELGA M. (1984) - Principaux traits de la Corse alpine et corrélation avec les Alpes ligures. *Mem. Soc. Geol. II*, 28, 285-329.

DURAND-DELGA M., PEYBERNÈS B. (1986) - Reconstitution d'une succession mésozoïque de type sardo-provençal en Corse méridionale par l'étude de galets des conglomérats tertiaires de la région de Porto-Vecchio. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. II, n° 9, pp. 843-850.

DURAND-DELGA M., VELLUTINI P. (1977) - Problèmes posés par le sédimentaire allochtone de Macinaggio (Corse) et par l'origine de ses détritiques. *Géol. médit.*, Marseille, 4, p. 271-280.

FALLOT P. (1958) — Géologie méditerranéenne, Corse. Résumé des cours, Ann. Coll. de Fr., 58^e année, p. 107-135.

FAURE M., MALAVIEILLE J. (1980) - Les plis en fourreau du substratum de la nappe des Schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. *C.R. Acad. Sci.*, 290, p. 1349-1352.

FAURE M., MALAVIEILLE J. (1981) - Étude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXIII, n° 4, p. 335-343.

GINDRAT H. (1942) - Les écailles de Saint-Florent (Corse). Thèse, Genève, 58 p.

GUILLOU J.J. (1963) — Étude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du Cap Corse. Thèse 3^e cycle, Paris, 2t.

GUIRAUD M. (1982) — Géothermométrie du faciès schiste vert à glaucophane. Modélisation et applications (Afghanistan, Pakistan, Corse, Bohême). Thèse, Montpellier.

HARRIS L.B. (1984) — Déformations et déplacements dans la chaîne alpine: l'exemple des Schistes lustrés du Cap Corse. Thèse 3^e cycle, Renne I.

JACKSON M.D., OHNENSTETTER M. (1981) - Péridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore Massif, Alpine Corsica. *J. Geol.*, 89, p. 702-719.

LACAZEDIEU A. (1974) - Contribution à l'étude géologique de la partie nord-est de la Balagne sédimentaire (Corse). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 124 p., annexes.

LAHONDÈRE D. (1986) — Étude pétrographique et structurale des gneiss de Farinole (Haute-Corse) et des Schistes lustrés environnants. D.E.A. Montpellier, inédit.

LAHONDÈRE D. (1988) — Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n^o 4, p. 579-585.

LAHONDÈRE J.C. (1967) — Formations cristallophylliennes et roches vertes de la région de Lancône—Olivaccio. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

LAHONDÈRE J.C. (1981) — Relations du « socle ancien » de la région de Bastia (Corse) avec les Schistes lustrés environnants. *C.R. Acad. Sci*, Paris, sér. II, p. 169-172.

LAHONDÈRE J.C. (1983) - Notice explicative de la feuille Bastia à 1/50 000. Orléans : BRGM édit.

LAHONDÈRE J.C, LAHONDÈRE D. (1988) - Organisation structurale des « Schistes lustrés » du Cap Corse (Haute-Corse). *C.R. Acad. Sci*, Paris, 307, sér. II, p. 1081-1086.

LAPORTE J. (1954) — Les écaillés de Macinaggio (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. 4., p. 81-87, 2 fig.

LENCK P. (1970) — Étude géologique des terrains métamorphiques de la Bravone (Corse). Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.

LLUCH D. (1983) - D.E.A., Toulouse, inédit.

MALAVIEILLE J. (1982) — Étude tectonique et microtectonique de la déformation ductile dans les grands chevauchements crustaux : exemple des Alpes franco-italiennes et de la Corse. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

MALAVIEILLE J. (1983) — Étude tectonique et microtectonique de la nappe de socle de Centuri (zone des Schistes lustrés de Corse) ; conséquences pour la géométrie de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 25, p. 195-204.

MALUSKI H. (1977) - Application de la méthode $40 \text{ Ar}/30 \text{ Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par les événements thermiques en Corse. Thèse, Montpellier.

MATTAUER M., FAURE M., MALAVIEILLE J. (1981) - Transverse lineation and large-scale structures to alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, Oxford, 3, p. 401-409.

MATTAUER M., PROUST F. (1975) - Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse alpine. *C.R. Acad. Sci*, Paris, 281, p. 1681-1685.

MATTAUER M., PROUST F. (1976) - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous le matériel océanique. *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 282, p. 1249-1252.

MAURY E. (1910) — Note préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique de la Corse orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, t. 10, p. 272.

NARDIR. (1968) — Le unità alloctone della Corsica e lor correlazione con le unità delle alpi e dell'Appennino. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, vol. VII, p. 323-344.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) - Le puzzle ophiolitique corse, un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse 3^e cycle, Nancy.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1976) - Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. XVIII, n° 4, p. 889-894.

OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., ROCCI G. (1976) - Étude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. XVIII, n° 1, p. 115-134.

OHNENSTETTER M. (1982) - Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse État, Nancy I, 590 p.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL P., CORNICHE S., HERMITE D., NACE J. (1984) - Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in jurassic times. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, p. 397-408.

OHNENSTETTER M., ROSSI P. (1985) - Reconstitution d'une paléo-chambre magmatique exceptionnelle dans le complexe basique-ultrabasique du Tenda, Corse hercynienne, *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 300, sér. II, n° 17, p. 853-858.

OTTMAN F. (1958) — Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 37, n° 84, 176 p.

PEQUIGNOT G., POTDEVIN J.L. (1984) - Métamorphisme et tectonique dans les Schistes lustrés à l'Est de Corte (Corse). Thèse 3^e cycle, Lyon.

ROCCI G., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1975) - La dualité des ophiolites téthysiennes. *Pétrologie*, 1, p. 172-174.

ROCCI G., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. (1976) - Le log ophiolitique corse. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, n° 5.

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

ROSSI P., ROUIRE J. (1980) - Notice explicative de la feuille Corse (1/250000). Orléans: BRGM édit.

SAUVAGE-ROSENBERG M. (1977) - Tectonique et microtectonique des Schistes lustrés et ophiolites de la vallée du Golo (Corse alpine). Thèse 3^e cycle, Montpellier.

SEDAN O. (1983) — Étude cartographique et structurale d'un secteur de la Corse alpine. La zone occidentale de la nappe des Schistes lustrés (canton de Morosaglia). Thèse 3^e cycle, Aix-Marseille.

SCHNEEGANS D. (1933) - Sur la position tectonique de l'écaille de la Cima Pedani à l'Ouest de Morosaglia (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), 3, p. 765-766.

SCIUS H. (1981) - La carte au 50 000^e de Pietra-di-Verde. Étude géologique régionale dans les Schistes lustrés corses. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 124 p.

WARBURTON J. (1983) — The tectonic setting and emplacement of ophiolites. A comparative study of Corsica and the Western alps. Thèse, Swansea.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par J.C. et D. LAHONDÈRE, avec la collaboration de :

—D. LLUCH, pour les terrains sédimentaires de l'allochtone de Macinaggio;

—M. OHNENSTETTER, pour des formations du Monte Maggiore ;

—R. DOMINICI, pour l'hydrogéologie ;

—C. VAUTRELLE, pour les tableaux des gîtes minéraux.

Présentation au CCGF : 3 février 1988.

Acceptation de la carte et de la notice: 12 juin 1990.

Impression de la carte: 1992.

Impression de la notice : octobre 1992.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice	Rech.	Expl.	Paragenèse	Forme gîte	Encaissant	Strati.	Observation
Canaggio inférieur	3.4001	Antimoine		Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Reconnaissance par courte galerie, extraction de 7 t de tout-venant d'une lentille sans continuité, prospection BRGM puis abandon.
Vanio	3.4002	Antimoine		Fer Oxyde Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Filon puissant de 0,30 m avec remplissage ferrugineux et quartzeux, stibine en quelques points.
Castellese	3.4003	Antimoine		Pyrite Fer Oxyde Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Faible minéralisation, pour mémoire.
Filon Castagnone	3.4004		Antimoine	Oxyde Fer Stibine Berthiérite Marcassite Mispickel Pyrite Blende	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production estimée à 400 t anti-moine-métal.
Filon Saint-André	3.4005	Antimoine		Stibine	Champ filonien	Schistes lustrés		Filon faiblement minéralisé, non économique.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice	Rech.	Expl.	Paragenèse	Forme gîte	Encaissant	Strati.	Observation
Monte Maggiore	3.4006	Cuivre Nickel	Pentlandite Cuivre natif Mackinawite Chromite Ilménite Millérite Bravoïte Magnétite Pyrrhotite Pyrite Chalcopyrite		Disséminé	Serpentinite		De 2 000 à 2 400 ppm Ni, abandon.
Campana	3.4007	Cuivre Nickel		Pentlandit e Millérite	Disséminé	Serpentinite		1 800 à 2 400 ppm Ni, abandon.
Santa-Lucia 2	3.4008	Cuivre Nickel		Millérite Bravoïte Magnétite	Disséminé	Serpentinite		2 200 à 2 400 ppm Ni, abandon.
Filon Guadicello	3.4009		Antimoine	Stibine Pyrite Berthiérite Blende Cinabre Mispickel	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production : 1600 t antimoine-métal.
Fioracce	3.4010	Antimoine		Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Reconnaissance avec extraction de 200 kg de minerai, abandon.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice	Rech.	Expl.	Paragenèse	Forme gîte	Encaissant	Strati.	Observation
Tomino	3.4011	Antimoine		Stibine	Inconnu	Schistes lustrés	Secondaire	Anomalies géochimiques sur 1 km ² , 2 tops supérieurs à 250 ppm Sb.
Minerbio	5.4001	Nickel		Chromite Magnétite Pentlandite Gœthite Limonite Bravoïte	Disséminé	Serpentinite		2 000 à 2 400 ppm Ni, abandon.
Pino	5.4402	Nickel		Chromite Magnétite Pentlandite Bravoïte Limonite Gœthite	Disséminé	Berpentinite		Abandon.
Valle Alla Vena	7.4001	Antimoine		Stibine	Champ filonien	Schistes lustrés	Secondaire	On ne sait que peu de choses sur cette exploitation.
Tufi-Bianchi	7.4002	Antimoine		Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Extraction de 30 t tout-venant lors des recherches de 1875, abandon.
Filon Castello	7.4003		Antimoine	Berthièrite Stibine Chalcopyrite Cinabre Mispickel Blende	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production de 3000 t antimoine- métal. Description exhaustive <i>in</i> G. Aubert.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice	Rech.	Expl.	Paragenèse	Forme gîte	Encaissant	Strati.	Observation
Filon Vallone	7.4004		Antimoine	Barytine Mispickel Berthièrite Chalcopyrite Cuivre gris Blende	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production de 5 566 t antimoine-métal.
Filon San-Martino	7.4005		Antimoine	Stibine Pyrite Cinabre Bournonite Blende	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production 810 t antimoine-métal.
Filon Fossato	7.4006		Antimoine	Stibine Cinabre Berthièrite	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production de 100 t antimoine-métal.
Canaggio supérieur	7.4007		Antimoine	Stibine Fer Oxyde Berthièrite	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Extraction de minerai.
Chioso	7.4008	Antimoine		Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Deux courtes galeries sur un petit filon en limite de concession.
Filon Simoni	7.4009	Antimoine		Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Résultats médiocres, abandon.
Belle-Falchieri	7.4010		Antimoine	Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production estimée à quelques dizaines de tonnes de minerai.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice	Rech.	Expl.	Paragenèse	Forme gîte	Encaissant	Strati.	Observation
Spergane	7.4011		Antimoine	Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Production 400 t, antimoine-métal, réserves estimées en 1915: 4000 t de minerai à 50 % Sb.
Alzeto	7.4012	Antimoine		Mispickel Pyrite Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Petit filon puissant de 20 cm avec 12 cm de stibine, mais se coince rapidement vers le haut, aval-pendage non reconnu.
Sorbo	7.4013	Antimoine			Champ filonien	Schistes lustrés	Secondaire	Voir dossier.
Sozio-Ovaca	7.4014	Antimoine		Stibine	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Pour mémoire.
Tufo	7.4015	Manganèse		Psilomélane	Stratiforme	Schistes lustrés, calcschiste, cipolin	Secondaire	Petites lentilles, pour mémoire.
Mont Castella	7.4016	Manganèse e Antimoine		Manganite Psilomélan e Manganite Antimoine	Amas Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Deux tops à 410 et 540 ppm Sb (cf. rapports SGN/GMX-GCA).
Barretali-Nord	7.4017	Nickel		Millérite Pentlandite Magnétite Pyrrhotite Spinelles	Disséminé	Serpentinite	i Secondaire	1000 à 2 800 ppm Ni.

ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice	Rech.	Expl.	Paragenèse	Forme gîte	Encaissant	Strati.	Observation
Conchiglio	7.4018	Nickel		Millérite Pentlandite Magnétite Pyrrhotite Spinnelle	Disséminé	Serpentinite	Secondaire	Une valeur à 4 000 ppm Ni.
Monte Alticcione	7.4019	Fer		Fer Oxyde	Inconnu	Serpentinite	Secondaire	Pour mémoire.
Filon Messaoud	7.4020	Antimoine		Stibine Fer Oxyde Pyrite Chalcopyrite	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Pas d'intérêt économique, voir dossier.
Poggio	7.4021	Antimoine		Stibine Fer Oxyde Pyrite	Filon	Schistes lustrés	Secondaire	Aucun intérêt économique.
Meria	8.4001	Nickel		Pentlandite Magnétite Limonite	Disséminé	Serpentinite	Secondaire	Pour mémoire.
Marine de Luri	8.4002	Nickel		Pentlandite Magnétite Limonite	Disséminé	Serpentinite	Secondaire	Pour mémoire.