



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

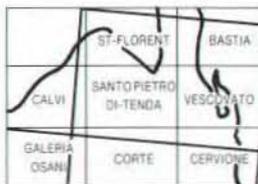
VESCOVATO

par

J.C. LAHONDÈRE, O. CONCHON, D. LAHONDÈRE,
R. DOMINICI, C. VAUTRELLE

VESCOVATO

La carte géologique à 1/50 000
VESCOVATO est recouverte
par la coupure suivante
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
BASTIA (N° 261)



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

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

par

**J.C. LAHONDÈRE, O. CONCHON, D. LAHONDÈRE,
R. DOMINICI, C. VAUTRELLE**

1994

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

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

pour la carte : LAHONDÈRE J.C., CONCHON O., LAHONDÈRE D. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Vescovato** (1107). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Lahondère *et al.* (1994), 67 p.

pour la notice : LAHONDÈRE J.C., CONCHON O., LAHONDÈRE D., DOMINICI R., VAUTRELLE C. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Vescovato** (1107). Orléans : BRGM, 67 p. Carte géologique par J.C. Lahondère, O. Conchon, D. Lahondère (1994).

© BRGM, 1994. 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 : 2-7159-2107-1

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	6
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	7
HISTOIRE GÉOLOGIQUE	8
<i>LES UNITÉS STRUCTURALES</i>	8
<i>RÉSUMÉ DES PRINCIPAUX ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES</i>	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>FORMATIONS DU SOCLE CORSE</i>	18
<i>SCHISTES LUSTRÉS</i>	29
<i>TERTIAIRE</i>	35
<i>QUATERNAIRE</i>	35
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	42
<i>MÉTAMORPHISME</i>	42
<i>GÉOLOGIE STRUCTURALE</i>	45
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	50
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	50
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	56
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	56
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	56
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	58
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	63
AUTEURS	64
ANNEXE : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	65

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE

La feuille à 1/50 000 Vescovato, située au Sud de celle de Bastia, est limitée à l'Est par la mer Tyrrhénienne. Elle est traversée d'Ouest en Est, dans son tiers inférieur, par le fleuve le plus important de l'île, le Golo, qui sépare la Casinca au Sud, des premiers contreforts du massif du Tenda. Enfin, au Nord-Ouest, elle arrive au voisinage du Sud du Nebbio.

Les altitudes les plus importantes se situent le long de la ligne de crêtes qui relie les monts de la Torre (en partie sur la feuille Bastia) à la région sud du massif du Tenda. Au Nord du Bevinco, les altitudes atteignent 955 m à la Cime de Zuccarello, et au Sud, 1 177 m à la Cime de Cotone.

La plaine orientale occupe l'espace situé entre la mer et les premiers contreforts montagneux. Sa largeur, qui peut atteindre 8 km dans la partie sud de la feuille, se réduit progressivement vers le Nord, quand on se rapproche de Bastia.

Sur le plan géologique on oppose généralement (Durand-Delga, 1986) à une « Corse continentale » située à l'Ouest, une Corse où dominent les matériaux de provenance océanique transformés en schistes lustrés lors de l'orogénèse alpine.

La *Corse continentale* montre, sur un socle hercynien (granitoïdes divers) ou anté-hercynien (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 du charriage, en direction de la Corse continentale, d'une ancienne croûte océanique et des sédiments qui la recouvraient. Cet océan jurassique ligure séparait le continent européen d'un continent situé plus à l'Est : le continent austro-apenninique.

On peut donc distinguer, sur la feuille Vescovato, si l'on se replace dans les conditions ayant précédé le charriage ophiolitique, les domaines suivants :

— *un domaine continental*, situé le plus à l'Ouest, regroupant les formations appartenant au socle corse où dominent des granitoïdes divers, et sa couverture d'âge mésozoïque ou cénozoïque pour l'essentiel. Celle-ci peut se rencontrer encore en place (métaconglomérats du Monte Asto dans le massif du Tenda et de la région d'Olivaccio) ou avoir été décollée par les tectoniques successives (métaformations gréseuses et calcaires des monts de la Torre) ;

— *un domaine intermédiaire* qui se distingue du précédent par l'absence (ou la rareté) des roches d'origine continentale et la présence de formations sédimentaires qui, bien que rappelant celles qui se sont

déposées sur le socle (conglomérats et calcaires), reposent sur des formations océaniques. Les granitoïdes seraient représentés par des orthogneiss qui, cependant, ne se rencontrent pas partout. Si leur existence a été prouvée à Farinole sur la feuille Bastia (cf. Lahondère, 1988), ils n'ont pas été retrouvés avec certitude sur la feuille qui nous intéresse ni sur la feuille voisine Santo-Pietro-di-Tenda. Cependant, la proximité du socle se traduit, là encore, par la présence de galets de granite et de calcaire dolomitique dans une matrice schisteuse. Cette formation à galets est comparable aux formations conglomératiques que l'on rencontre sur le continent. Ce domaine qui, localement, aurait un substratum océanique (région de Volpajola au Nord du Golo) et ailleurs un substratum continental (région de Farinole), pourrait éventuellement se situer à la limite du continent corse et du domaine océanique ;

— *un domaine océanique* qui serait situé à l'Est. Il ne comprendrait plus que des ophiolites et leur couverture schisto-gréseuse, localement plus riche en carbonates. Les métasédiments débutent généralement par des radiolarites. L'épaisseur de cette couverture pourrait dépasser un millier de mètres.

Aujourd'hui, nous pouvons retrouver ces ophiolites au-dessus du domaine continental. Cette situation est la conséquence d'un charriage (« obduction ») d'Est en Ouest des ophiolites sur le socle corse.

Ces trois ensembles, après le charriage de la nappe ophiolitique, ont été rétroécailés vers l'Est. Les différentes écailles qui en résultent, bien que montrant des parentés évidentes, restent suffisamment différentes pour conserver leur propre originalité et être aisément distinguées sur le terrain.

Nous définirons plus loin ces différentes unités qui résultent donc :

- du charriage vers l'Ouest de la nappe ophiolitique, accompagné de la subduction de la marge orientale du continent corse ;
- de rétroécailages vers l'Est de l'ensemble ainsi structuré.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de cette feuille a été réalisé en plusieurs étapes.

Une première étude a été réalisée dans les années 61 et 62 dans le cadre d'une thèse de troisième cycle, sous la direction de G. Denizot puis de J. Avias, à l'université de Montpellier. Celle-ci faisait notamment état, dans la région d'Olivaccio, de noyaux granitiques à enclaves basiques, d'âge hercynien.

Ce n'est qu'à partir de 1968 qu'était entrepris un travail plus précis de cartographie qui depuis a été poursuivi régulièrement.

Progressivement, dans ce secteur d'étude, très difficile, ont été caractérisées plusieurs « unités structurales » qu'il est possible de suivre

sur des distances importantes. Ce sont ces unités qui ont été cartographiées sur la feuille Bastia. Des levés précis ont pu être effectués dans la région d'Olivaccio (Lahondère, 1992). Ils ont apporté dans ce secteur de la feuille des informations que l'on ne retrouve pas sur la feuille Bastia, plus ancienne.

Durant cette période, des progrès importants étaient faits dans l'analyse structurale; et la Corse, prolongement en Méditerranée de la chaîne alpine, allait attirer de nombreux chercheurs français et étrangers.

C'est donc dans ce nouveau contexte particulièrement enrichissant que s'est achevé le levé de la feuille Vescovato.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

L'examen de la feuille à 1/50 000 permet de distinguer quatre ensembles morphostructuraux.

● **Au Nord-Ouest** dominant des *formations plutoniques hercyniennes* (granites transformés en gneiss, gabbros, etc.) et leur *couverture*, quartzitique et calcaire et/ou conglomératique. Elles représentent les unités issues des zones les plus marginales du craton corse (c'est-à-dire celles qui se trouvaient le plus près de l'océan). Ces formations, que les différents épisodes de la tectonique alpine ont découpées en lames, culminent dans les monts de la Torre. Les formations océaniques, venant tectoniquement au-dessus, sont peu ou pas représentées.

● **Plus au Sud**, ces formations d'origine cratonique s'amincissent (lame du Zuccarello) et disparaissent même (lame de Volpajola). Par contre, les formations ophiolitiques qui les recouvrent tectoniquement prennent de l'importance. Ces *ophiolites* sont surtout représentées par des serpentinites. On peut également rencontrer des gabbros, des metabasaltes ainsi que des lambeaux de schistes et quartzites qui constituent les métasédiments qui se sont déposés au-dessus de ces metabasaltes. Plus au Sud, cette couverture a reçu le nom de « formation d'Erbajolo » (Amaudric du Chauffaut *et al.*, 1972). L'homogénéité et la résistance des ophiolites font qu'elles constituent les zones de crête à végétation éparse qui, à partir du Nord-Ouest de Borgo, atteignent le coin sud-ouest de la feuille au-dessus de Barchetta. Il est intéressant d'observer que les trois principales composantes du cortège ophiolitique (péridotites, gabbros et basaltes ou dolérites) sont totalement dissociées, les metabasaltes évoluant généralement indépendamment des autres.

● **Au Sud-Est** et plus particulièrement au Sud du Golo, dans la Casinca, dominant les *schistes* et les *quartzites*. Ces matériaux, plus tendres, ont été enlevés en partie par l'érosion, dégagant ainsi, dans la partie centrale de cette zone, des ophiolites qui, nous le verrons, constituent dans la région d'Olmo le cœur d'un anticlinal tardif.

Cette partie de la feuille se présente comme une succession de collines s'abaissant peu à peu, du côté oriental vers la mer.

• **Entre ces collines et la mer** s'étendent des régions de faible relief et basse altitude, Marana au Nord du Golo et Casinca au Sud, où affleurent essentiellement des *terrains quaternaires*. Ces dépôts sont des alluvions du Golo (le plus long fleuve corse, issu du massif rhyolitique du Monte Cinto), du Bevinco ou de courts torrents issus de la zone des schistes lustrés, ainsi que des colluvions sur le piémont des schistes lustrés.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

LES UNITÉS STRUCTURALES

Nous venons de voir que la cartographie géologique permettait de différencier diverses unités structurales (Lahondère et Lahondère, 1988). Ces unités peuvent regrouper des formations variées comprenant, par exemple, une base continentale surmontée tectoniquement par des termes océaniques. Nous considérons alors que ces unités sont le résultat de la superposition de deux séries stratigraphiques, l'une continentale, la plus profonde, et l'autre océanique.

L'avantage qui résulte alors d'une bonne définition des unités structurales tient à ce qu'il devient possible de différencier des ensembles sédimentaires qui, malgré de réelles parentés lithologiques, ont subi une évolution structurale différente, conséquence probable de leur origine paléogéographique éloignée (confusion possible, par exemple, entre les quartzites et cipolins des séries supra-ophiolitiques, comme celle de Sisco, et de séries, d'aspect voisin, mais qui sont plus ou moins proches du socle, comme celles que l'on rencontre au sein des unités de haute pression-basse température de Morteda—Farinole ou au-dessus du socle dans l'unité de Barbaggio).

Plusieurs de ces unités structurales ont été définies dans le cap Corse (Lahondère et Lahondère, 1988). Elles se prolongent sur la feuille Vescovato qui, en outre, montre des complications nouvelles. Nous avons ici regroupé ces unités en distinguant :

- celles qui comprennent des lames de socle, la couverture de ces lames et, généralement au-dessus, en contact anormal, des ophiolites ;
- celles qui ne comprennent que des ophiolites et les métasédiments qui les recouvrent. Elles résultent vraisemblablement du découpage d'une même série, de type « Inzecca ».

Nous avons enfin laissé une place particulière à des ensembles à l'intérieur desquels nous rencontrons, sans logique apparente, les formations les plus diverses allant du socle et sa couverture aux différents termes du cortège ophiolitique, les serpentinites en demeurant le constituant essentiel. Ces ensembles pourraient correspondre à des mélanges ophiolitiques (Warbuton, 1983). Nous verrons en outre que c'est à

l'intérieur de ceux-ci que l'on rencontre les paragenèses de très haute pression.

Unités structurales comprenant des formations continentales surmontées tectoniquement par la nappe ophiolitique

Elles ont déjà été décrites en partie dans la notice de la feuille Bastia ainsi que dans des publications (Lahondère, 1981, 1992). Le levé de la feuille Vescovato apporte des précisions supplémentaires sur ces unités structurales. Les formations continentales comprennent des lames de socle et des formations métasédimentaires qui constituent la couverture stratigraphique de ces lames. C'est le cas des formations à galets (couverture stratigraphique des gneiss dans le massif du Tenda) ou bien encore des cipolins et des quartzites des monts de la Torre. C'est au-dessus que nous rencontrons la nappe ophiolitique. Cette association, qui résulte du chevauchement du continent corse par la nappe ophiolitique (fig. 1, 1^{er} temps [a]), est découpée en unités, certaines de celles-ci étant liées à des mouvements à vergence W (fig. 1, 1^{er} temps [b]) comme celle de Barbaggio (Faure et Malavieille, 1981), d'autres à un probable rétroécailage à vergence E (fig. 1, 2^e temps) (Lahondère, 1981, 1992).

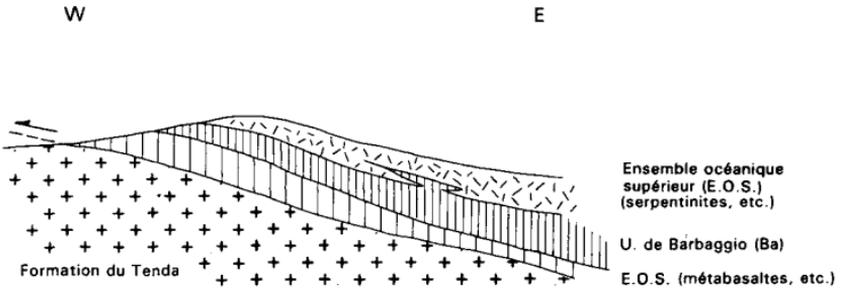
Sur la feuille Vescovato et la partie sud de la feuille Bastia, ces unités sont au nombre de cinq, avec de bas en haut :

- **l'unité de Campitello** (Lahondère et Caby, 1989), qui affleure à la Cime de Zuccarello et que l'on peut suivre sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda jusqu'à Campitello et au-delà, comprend des orthogneiss surmontés d'une couverture schisteuse renfermant localement des galets (conglomérat), puis tectoniquement par la nappe ophiolitique ;

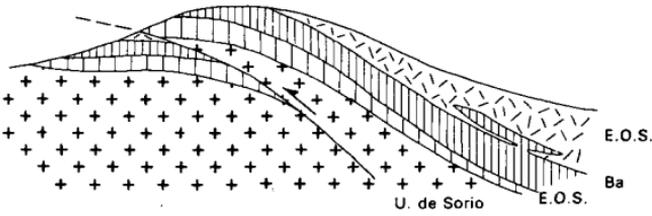
- **l'unité de Furiani**, surtout représentée par des gneiss surmontés par une barre de cipolin présentant des lits de quartzites. Elle donne quelques affleurements à Furiani même et à l'Est de cette agglomération. La situation structurale de cette écaille, sous la suivante, apparaît clairement à la Cime Morato, à l'Ouest de Furiani. C'est également à cette écaille qu'il faut rattacher les affleurements de la Furtine entre les monts de la Torre et le Zuccarello. Nous n'avons pas distingué, sur le schéma structural, cette écaille de la suivante car elle ne couvre que des surfaces insignifiantes ;

- **l'unité du Pigno—Olivaccio** (fig. 2a), la plus importante par son épaisseur, comprend un socle formé d'orthogneiss, de diorites quartziques ainsi que de formations basiques (métagabbros et pyroxénites), recouvert par une couverture métasédimentaire à galets qui rappelle celle de l'écaille de Campitello ;

- **l'unité de Barbaggio** (Lahondère, 1981) (fig. 2b), équivalent plus oriental de la série de Santo-Pietro-di-Tenda dans sa signification originale (Delcey, 1974), qui comprend des cipolins et des quartzites superposés à un socle riche en termes basiques ;



1^{er} temps (a)



1^{er} temps (b)

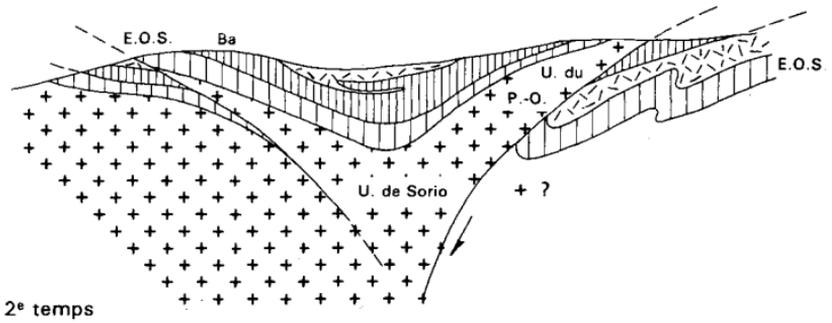


Fig. 1 - Coupes interprétatives montrant les stades de la mise en place des différentes unités tectoniques entre Bastia et le massif du Tenda

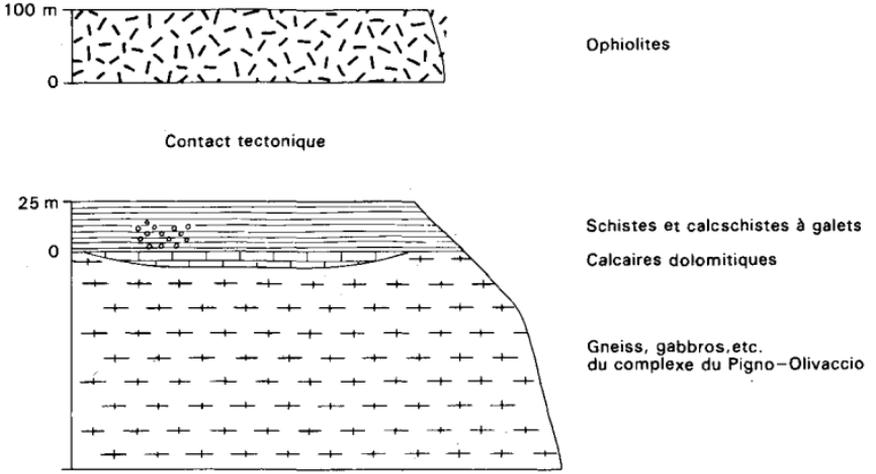


Fig. 2a - Unité du Pigno-Olivaccio

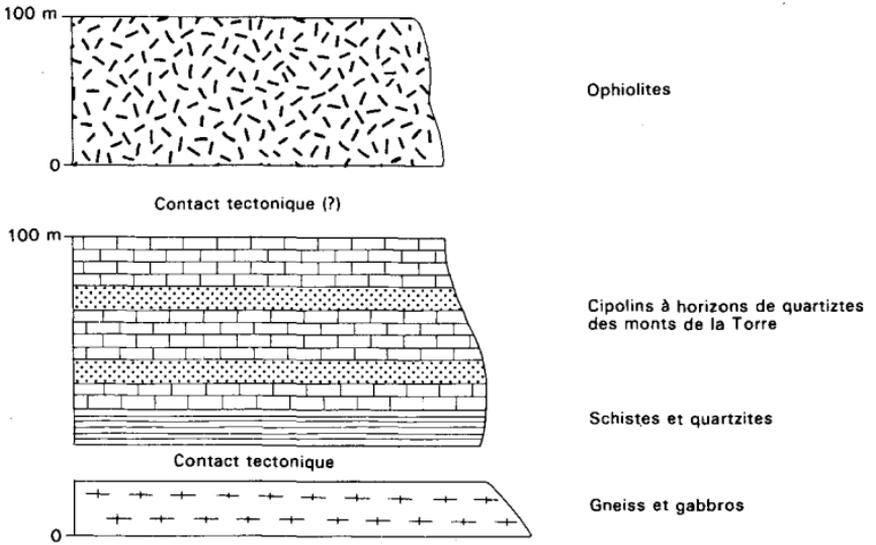


Fig. 2b - Unités de type Barbaggio

● l'**unité de Patrimonio** (visible sur la feuille Bastia), dans laquelle le socle se trouve dissocié tectoniquement à l'intérieur des serpentinites et qui, de ce fait, serait à ranger parmi les mélanges ophiolitiques.

Mélanges de formations ophiolitiques, de métasédiments et de formations d'origine continentale

Ces mélanges, d'origine vraisemblablement tectonique, regroupent sans ordre apparent des ophiolites (le plus souvent des serpentinites), des métasédiments supra-ophiolitiques, des roches continentales et les formations métasédimentaires leurs venant en couverture, représentées soit par des cipolins et des quartzites analogues à ceux des monts de la Torre, soit par des niveaux conglomératiques remaniant des éléments de ce socle ou de sa couverture (granite, calcaire dolomitique).

Comme en ce qui concerne les associations précédentes, nous interprétons ces mélanges comme le résultat de la subduction de la croûte océanique et de la marge continentale corse sous l'océan ligure. Mais ici, nous nous trouverions de part et d'autre du plan de subduction lui-même, d'où les associations serpentinites-métasédiments. Sur la feuille Vescovato, ces mélanges, qui présentent des paragenèses de très haute pression, sont identiques à tous points de vue (faciès, situation tectonique, etc.) à ceux décrits dans le cap Corse et qu'en 1988 nous avons regroupés dans une **unité de Morteda-Farinole**.

Nous venons d'indiquer (unité de Patrimonio) qu'il existe, en position structurale plus élevée, d'autres formations appartenant probablement à ces mélanges ophiolitiques.

Ensembles d'origine océanique

Dans ces associations, les influences continentales se limitent à la présence, dans le matériel sédimentaire associé aux ophiolites, d'une composante détritique très fine (quartz surtout) résultant sans doute de la destruction d'un continent voisin. Ces formations pourraient donc bien, en partie tout au moins, correspondre à d'anciens flyschs. Ces associations regroupent donc des formations océaniques et des métasédiments qui en constituent vraisemblablement la couverture. Dans celle-ci nous avons distingué deux termes :

— le premier, qui constitue la partie inférieure de cette couverture, montre des métaquartzites et des cipolins étroitement associés aux metabasaltes. Par analogie avec les formations de l'Inzecca (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972), ce premier terme aurait un âge jurassique supérieur à néocomien ;

— le deuxième terme est représenté par une série, parfois très épaisse, schisto-gréseuse, généralement assez pauvre en carbonates. Ceux-ci sont cependant mieux représentés vers le sommet de cette série où se développe une importante barre calcaire.

Cette association est découpée en plusieurs unités tectoniques qui correspondent vraisemblablement à autant de séries stratigraphiques qui pourraient caractériser, de la plus haute vers la plus basse tectoniquement, des zones paléogéographiques de plus en plus éloignées du continent corse. Il s'agit du haut vers le bas :

- de l'**unité de Mandriale—Lavasina** (Lahondère, 1983; Lahondère et Lahondère, 1988) (fig. 3a), représentée par une puissante assise de metabasaltes surmontée par quelques mètres de métaradiolarites et de schistes;

- de l'**unité de Sisco** (fig. 3b), également définie dans le cap Corse et comprenant, au-dessus de metabasaltes et de gabbros, des cipolins et des quartzites provenant de la transformation de radiolarites. À Sisco fait suite un terme schisteux, mal représenté ici.

Dessous, nous avons distingué deux unités nouvelles présentant une couverture métasédimentaire intermédiaire entre celles connues dans les unités de Sisco et de Brando (Lahondère, *ibid.*), il s'agit :

- de l'**unité de Vescovato** (fig. 4a), montrant un terme inférieur (metabasaltes, métaquartzites et cipolins) réduit et un terme supérieur schisteux très épais;

- de l'**unité d'Olmo** (fig. 4b), de constitution voisine de la précédente.

Le découpage structural ci-dessus résulterait de la succession de deux importants stades tectoniques.

Le premier serait dû à l'enfoncement du continent corse et de sa marge océanique sous l'océan ligure (et donc à l'obduction de celui-ci). Les modalités de cet enfoncement sont mal connues et certainement complexes, l'ensemble ophiolitique étant lui-même affecté d'un métamorphisme de haute pression qui ne peut s'expliquer que par son propre enfoncement. C'est en effet cet enfouissement qui est responsable du métamorphisme de haute et très haute pression, que l'on observe donc aussi bien dans les éléments chevauchés que dans les éléments chevauchants. Parallèlement à cet enfoncement se réalise donc l'obduction de la nappe ophiolitique sur le continent corse. Ce double phénomène (subduction de la paléomarge corse et obduction de la nappe ophiolitique) s'accompagnerait d'un premier écaillage du socle sur lui-même. C'est à cet écaillage à vergence W que l'on doit la mise en place de l'unité de Barbaggio au-dessus du socle du Pigno—Olivaccio.

Le second stade est lié à la remontée du matériel léger cratonique enfoui sous les ophiolites dans un climat de forte compression. Nous supposons que cette remontée provoque un renversement de la subduction qui serait responsable des rétroécaillages.

On ne connaît pas avec certitude l'âge de ces mouvements. On peut supposer que la compression a débuté très tôt, dès le début du Crétacé, comme cela s'observe dans tout le bassin méditerranéen. Cependant, les phases paroxysmales seraient à situer durant l'Éocène et l'Oligocène.

Fig. 3b - Unité de Sisco

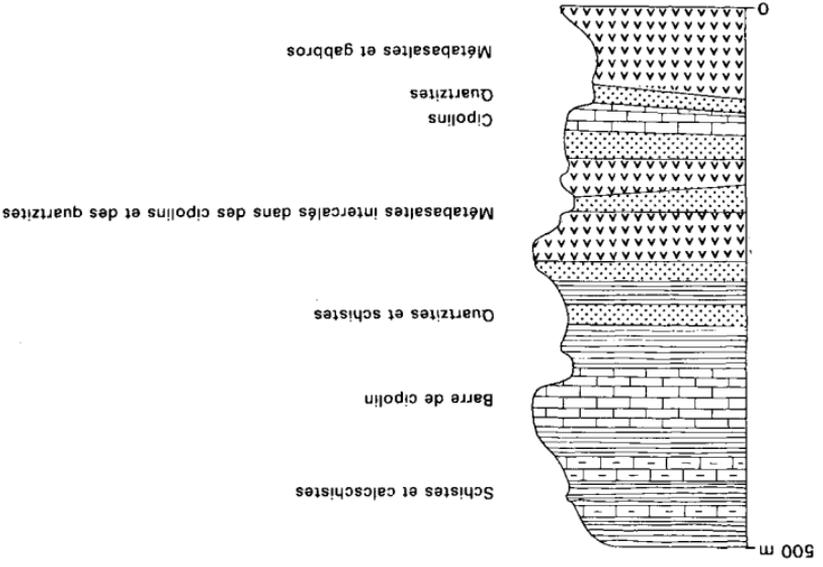
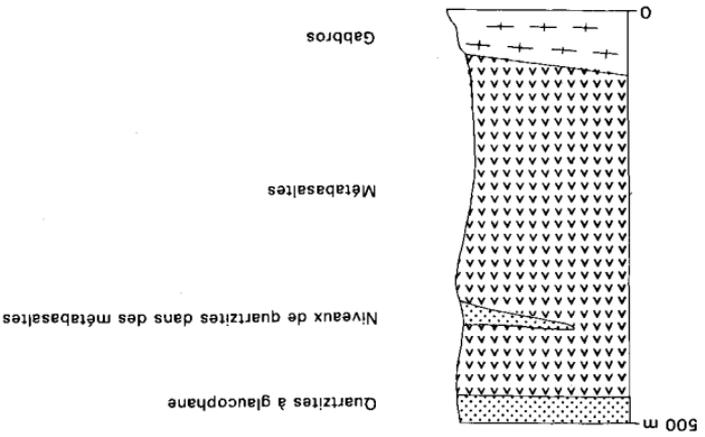


Fig. 3a - Unité de Mandriale-Lavasina



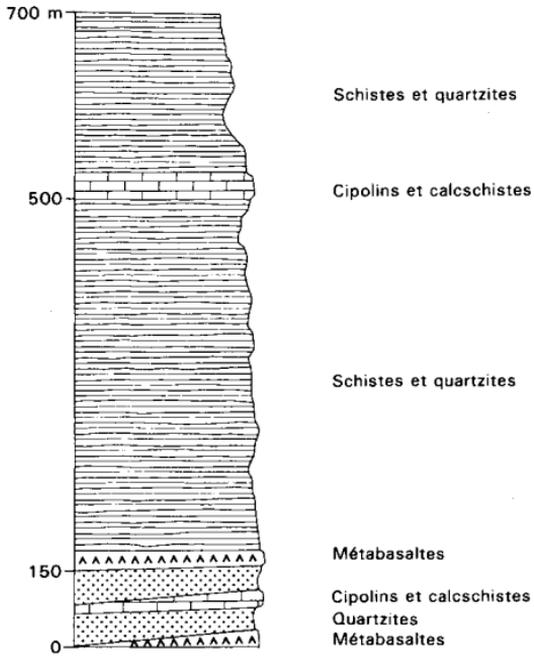


Fig. 4a - Unité de Vescovato

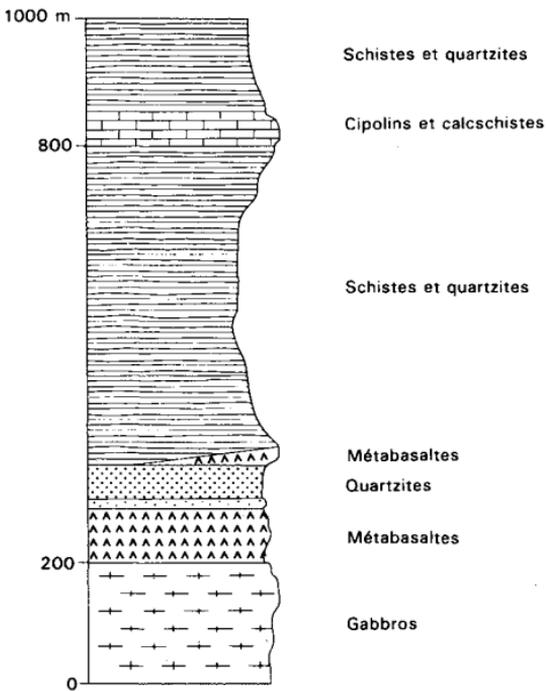


Fig. 4b - Unité d'Olmo

RÉSUMÉ DES 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 $181,4 \pm 6$ Ma (Lias supérieur) a également été obtenu sur une amphibole brune d'un métagabbro de Balagne, par la méthode K-Ar (Beccaluva *et al.*, 1981). Le dépôt des radiolarites supra-ophiolitiques est daté Callovien—Kimméridgien (De Wever *et al.*, 1987). Au-dessus des radiolarites et de l'épisode carbonaté qui leur est parfois associé, de puissantes couches argileuses à intercalations calcaires vont s'accumuler sur les fonds de l'océan ligure.

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}Ar - ^{40}Ar sur des amphiboles bleues de la région de Cervione (Maluski, 1977), d'autres plus récents (40 Ma), obtenus sur les formations de haute pression, sont en cours d'analyse à Montpellier. On considère actuellement que les formations (schistes bleus et élogites) résultent de processus de subduction-obduction. Cependant, divers modèles ont été proposés selon la position du plan de subduction supposé :
— une subduction de la croûte océanique ouest-européenne toute entière sous la plaque continentale Adria (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1976);
— une subduction océanique 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 *et al.*, en situant la position du plan de subduction 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, 1984). 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 le plan de subduction entre ces formations, celles situées à l'Est étant obductées par dessus le continent corse et celles situées à l'Ouest plongeant sous la plaque océanique.

Le calage des différents événements métamorphiques reconnus dans l'édifice allochtone des schistes lustrés ophiolitifères, 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 Ohnenstetter, 1976; Harris, 1984; Lahondère, 1988). Pour d'autres, il est contemporain (Mattauer et Proust, 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 retroécaillages

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, 1975; Lahondère, 1981, 1992).

Ces rétroécaillages sont donc accompagnés de plissements à vergence SE que l'on peut observer à toutes les échelles, de celle de la lame mince à celle du kilomètre (voir les coupes en marge de la carte).

Les temps néogènes et quaternaires

Par la suite, l'ensemble ainsi structuré va se déformer. Il en résultera la succession de synclinaux (Nebbio par exemple) et anticlinaux N-S (Castagniccia, cap Corse) qui donne à la Corse alpine son aspect actuel. Ces mouvements, qui affectent le Miocène de Saint-Florent, sont donc à situer après le Langhien.

Des phénomènes tectoniques récents seraient à l'origine de la subsidence des alluvions quaternaires de la Marana et de la Casinca jusqu'à l'avant-dernier stade glaciaire inclus.

C'est encore à des phénomènes tectoniques qu'est imputable le changement de cours du Golo après la période d'alluvionnement du Würm moyen, quand il a abandonné le méandre de Guazza-Imperiale, dans la zone des schistes lustrés, 1,5 km en amont de Casamozza.

DESCRIPTION DES TERRAINS

Nous distinguerons dans ce chapitre :

— les formations appartenant au domaine continental (*socle corse*), c'est-à-dire essentiellement celles qui affleurent au Nord-Ouest de la feuille dans le massif d'Olivaccio, ainsi que la lame de socle et sa couverture qui affleurent au milieu des ophiolites du massif du Zucarello. Les cipolins et quartzites des monts de la Torre, qui constituent

la couverture des unités prépiémontaises de Barbaggio et de Furiani, ainsi que les métagneiss et schistes à galets des unités plus externes de type « Tenda », seront également traités ici ;

— les formations océaniques (*schistes lustrés*) qui comprennent les ophiolites et leur couverture métasédimentaire.

FORMATIONS DU SOCLE CORSE

Complexe basique d'Olivaccio et roches associées

Le complexe basique d'Olivaccio, qui couvre une superficie d'environ 6 km², est situé immédiatement au Nord du hameau de Poggio-d'Oletta. Il regroupe des roches de lithologies variées mais cependant principalement gabbroïques. Sa bordure sud chevauche vers l'Est des formations appartenant à l'ensemble des schistes lustrés, constituées de calcschistes et de metabasaltes. Ses limites nord et est sont soulignées par les formations métasédimentaires des monts de la Torre qui le surmontent. À l'Ouest, il est en contact avec des serpentinites et avec les premiers affleurements des formations de la nappe supérieure du Nebbio. Il a été daté à 286 ± 25 Ma par évaporation du plomb sur monozircons d'une ferrodiorite (Rossi *et al.*, 1992).

À Olivaccio sont regroupées, sur une superficie relativement peu importante, différentes roches basiques qui, par leur diversité, justifient le terme de « complexe ». Cependant, l'intensité de la déformation alpine dans ce secteur est telle qu'elle masque la plupart du temps les relations magmatiques primitives entre toutes ces roches. Le complexe se présente aujourd'hui comme une superposition de lentilles, fortement tectonisées au niveau de leurs contacts et peu ou pas déformées dans leur partie centrale. Ces contacts sont parallèles à la foliation mylonitique composite alpine. Il apparaît ainsi d'ores et déjà illusoire d'espérer reconstituer l'aspect primitif du complexe. Toutefois, un échantillonnage dans les zones les moins déformées a permis d'une part d'observer d'anciennes textures magmatiques, et d'autre part de préciser quelques relations magmatiques entre certains faciès privilégiés.

Compte tenu de l'intensité des recristallisations métamorphiques, il est également très difficile de retrouver les associations minérales initiales. Les phases magmatiques ont inégalement supporté le métamorphisme alpin. Le plagioclase est systématiquement et totalement transformé. Le clinopyroxène, nous le verrons par la suite, est généralement encore présent, souvent, il est vrai, dans un état relictuel.

Nous étudierons successivement les termes initialement pauvres en plagioclase (pyroxénites), les gabbros magnésiens, les ferrogabbros, les faciès dioritiques et les termes filoniens (dolérites, aplo-pegmatites).

π. **Pyroxénites.** Il s'agit de roches peu représentées dans l'ensemble d'Olivaccio. Les affleurements les plus caractéristiques sont situés en rive gauche du ruisseau de Frescajo.

Les pyroxénites échantillonnées sont des roches denses et d'une couleur vert sombre à relier à la blastèse importante d'amphiboles. Les opaques sont abondants et parsèment la roche de points noirs de dimensions millimétriques. Le plagioclase est rare mais, dans certains échantillons, la pyroxénite évolue vers un faciès plus plagifère par l'intermédiaire d'une zone d'épaisseur centimétrique enrichie en opaques. Les pyroxénites sont parfois recoupées par des veines centimétriques constituées essentiellement de plagioclase et d'un peu de pyroxène.

Les relations primaires entre les pyroxénites et les autres constituants lithologiques du complexe sont difficiles à établir. Ponctuellement, il est cependant possible d'observer certains faits :

- les pyroxénites sont, à l'échelle de l'affleurement jusqu'à celle de l'échantillon, intimement associées aux termes gabbroïques du complexe. Un enrichissement localisé en plagioclase est souvent observable dans les pyroxénites et, dans les gabbros, de fines bandes pyroxénitiques sont fréquentes ;
- les pyroxénites sont parfois en enclaves dans les termes acides (granite à quartz bleutés, granite fin à muscovite) ;
- elles sont recoupées par des filons d'épaisseur décimétrique de diabase fine bleutée ;
- elles sont recoupées par des filons d'épaisseur centimétrique à métrique de granite à muscovite, parfois pegmatitique.

En lame mince, ces métapyroxénites apparaissent constituées pour l'essentiel d'amphiboles et d'une chlorite riche en fer. Le pyroxène n'est plus préservé qu'au cœur de grandes amphiboles vert-bleu ; il s'agit d'un clinopyroxène à composition de diopside. Optiquement, trois types d'amphiboles sont identifiables :

- la première d'entre elles est constituée par une amphibole brune cristallisant sous la forme de grands individus plus ou moins pœcilitiques et xénomorphes et incluant, outre des reliques de clinopyroxène, de l'apatite et des opaques. Cette amphibole, à composition de hornblende magnésienne, obture avec une biotite brune les espaces laissés libres entre les cristaux de clinopyroxène et plagioclase. Elle apparaît donc constituer une phase post-cumulus relayant la cristallisation du clinopyroxène ;
- la seconde amphibole observée, la plus fréquente, est à composition d'actinote. Elle cristallise sur le site même du clinopyroxène qu'elle pseudomorphose entièrement la plupart du temps. Sa cristallisation est nettement postérieure à celle de l'amphibole brune ;
- le troisième type est constitué par des amphiboles bleues alpines à composition de crossite-glaucophane. Ces amphiboles, plus petites, sont souvent incluses à l'intérieur des plagioclases et possèdent fréquemment un cœur relique constitué par une amphibole verte.

La biotite brune est généralement cristallisée autour ou à proximité immédiate des opaques ; elle constitue de grandes plages pœcilitiques incluant le clinopyroxène, l'apatite et les opaques.

Les faciès pyroxénitiques sont presque toujours exempts de toute déformation. Ceci explique pourquoi il est encore possible d'y reconnaître des textures magmatiques de type cumulatif. Cependant, la minéralogie initiale de ces faciès a été effacée. Le plagioclase est complètement déstabilisé et le clinopyroxène en grande partie amphibolitisé. Si la cristallisation d'amphibole brune est clairement dans la foulée de celle du clinopyroxène, l'apparition de l'actinote est, elle, plus conjecturale. La destruction du clinopyroxène au profit de l'actinote se fait par l'intermédiaire d'un processus de pseudomorphose totalement statique. L'apparition de l'actinote est-elle à relier à un épisode tardi- à postmagmatique ou bien résulte-t-elle d'un processus alpin ? Dans les roches basiques de la lignée calco-alkaline magnésio-potassique connues dans la Corse autochtone et non affectées par les événements alpins, l'actinote est décrite (Rossi, 1986).

δθρ. Métagabbros magnésiens du Pigno. Les gabbros magnésiens sont très fréquents dans le complexe d'Olivaccio. On peut schématiquement les rattacher à deux lames principales. La première constitue la partie la plus basse, structurellement, du complexe. Elle affleure donc au cœur de l'anticlinal évidé par le ruisseau de Frescajo. Les faciès observés y sont presque toujours **pegmatitiques** (ρδθ). La seconde lame de gabbros est située sous la « barre » dioritique. Les faciès y sont à grain plus fin.

Les gabbros magnésiens sont aisément reconnaissables à l'affleurement grâce à leur teinte très claire due à leur richesse en plagioclase. La déformation alpine y est d'intensité variable. Faible dans la lame inférieure, elle devient mylonitique à blastomylonitique dans les termes supérieurs. Les pyroxènes vert argenté constituent des taches millimétriques à centimétriques dans les faciès non pegmatitiques et peuvent dépasser dix centimètres de longueur dans ceux qui le sont. Les termes à gros grain sont recoupés de veines gabbroïques centimétriques de même nature minéralogique que leur encaissant, ainsi que par des filons d'épaisseur décimétrique à métrique de granite à muscovite, fréquemment pegmatitique. Localement, des alternances entre de fines bandes de plagioclasite et de pyroxénite sont interprétables en termes de litage magmatique.

En lame mince, les pyroxènes des gabbros magnésiens apparaissent en grande partie amphibolitisés ; il s'agit encore d'un clinopyroxène à composition d'augite et de diopside. Les amphiboles, de teinte vert-brun à verte en lumière naturelle, cristallisent en plages automorphes autour du clinopyroxène ; la composition de ces amphiboles est comparable à celle des amphiboles précédentes (magnésio-hornblendes et actinolites). Le plagioclase est totalement détruit et seule la forme de ses sites est conservée dans les échantillons peu déformés. Une chlorite magnésienne est un autre constituant important de ces faciès ; elle est

allongée dans la foliation alpine. La biotite est encore présente dans certains échantillons ; sa cristallisation est à relier à un stade post-cumulus. Dans les faciès déformés, les amphiboles brunes, qui pseudomorphosent complètement le clinopyroxène, sont tronçonnées et une amphibole incolore se développe entre les tronçons. Les opaques constituent de gros amas étirés qui soulignent la foliation alpine ; on y reconnaît notamment le rutile, entouré de sphène et d'ilménite. L'apatite est une phase minérale toujours bien représentée. Le quartz est présent, parfois en yeux centimétriques ; il s'agit toujours d'un quartz interstitiel.

On a pu observer les relations suivantes :

- les gabbros magnésiens sont recoupés par des veines granito-aplitiques ;
- ils sont recoupés par des veines doléritiques dans lesquelles ils sont parfois enclavés ;
- ils sont intimement associés aux faciès pyroxénitiques et amphibolitiques.

$\delta\theta_{Fe}$. **Métaferrogabbros.** Les ferrogabbros constituent une lame située structurellement entre, au-dessus, des gabbros magnésiens et, au-dessous, des termes dioritiques. Les affleurements les plus représentatifs sont situés en rive gauche du ruisseau de Fescajo.

Il s'agit de roches très sombres et bleutées. Cette couleur est due à d'importantes cristallisations de minéraux bleus. Le plagioclase apparaît en taches blanches plurimillimétriques.

Dans ces gabbros, les cristallisations alpines sont largement dominantes et il est exceptionnel de trouver des reliques de pyroxène ; lorsque c'est le cas, il s'agit encore d'un clinopyroxène dont les compositions (augite, diopside) se rapprochent de l'hédenbergite ; il est observé au cœur de grandes amphiboles bleues à composition de ferroglaucophane. Des amphiboles vertes, statiques sur la structure pyroxène, sont vraisemblablement contemporaines d'un stade de cristallisation relayant celui du pyroxène. Le plagioclase est totalement détruit, au profit d'un petit grenat. L'apatite et les opaques constituent des phases minérales abondantes dans ces faciès.

$\zeta\eta^{1-2}$. **Métadiorites quartziques.** Des termes dioritiques affleurent au-dessus de la lame supérieure de gabbros magnésiens. Ils en sont séparés souvent par quelques lentilles de granite à muscovite. Ils constituent une lame repère dans le dispositif structural du complexe d'Olivaccio.

Les diorites constituent des affleurements très sombres et d'aspect massif. Une observation plus fine permet l'observation du plagioclase, sous la forme d'amandes très étirées parallèlement à la linéation à amphibole bleue, très bien développée. Il n'a pas été possible d'échantillonner un faciès exempt de toute déformation alpine. Les diorites

sont toujours extrêmement déformées, et la fabrique linéo-planaire à amphibole bleue omniprésente.

En lame mince, les faciès dioritiques présentent une association minéralogique issue pour l'essentiel des événements tectono-métamorphiques alpins, exception faite des opaques, de l'apatite et du zircon. Cependant, un clinopyroxène et des amphiboles vertes magmatiques sont parfois préservées dans un état relictuel. Le plagioclase est totalement détruit au profit de l'épidote et d'un petit grenat qui n'a pas pu être analysé (grossulaire?). L'apatite et le zircon sont abondants, très souvent inclus d'une manière poëcilitique par les opaques.

L'histoire alpine commence dans ces faciès par une cristallisation syntectonique importante d'amphibole bleue, et ceci notamment dans les queues des porphyroclastes de clinopyroxène, antérieurement plus ou moins pseudomorphosés en amphibole verte. Le plagioclase est étiré en même temps que déstabilisé en une association à épidote et grenat. L'apatite et le zircon sont fréquemment tronçonnés lorsqu'ils sont parallèles à la linéation d'allongement. Des cristallisations de faciès schiste vert se surimposent à l'association minérale à amphibole bleue. Il s'agit essentiellement de l'apparition de la chlorite et de stilpnomélane.

Les termes dioritiques sont eux aussi injectés par des filons d'épaisseur centimétrique à décimétrique de microgranite à muscovite.

ζ^4 . **Métagranodiorites.** Les métagranodiorites affleurent surtout dans la partie sud-ouest du secteur d'Olivaccio. Elles sont notamment bien identifiables le long de la D 38, à la cote 230 m. On y reconnaît, outre de grands feldspaths potassiques, de nombreuses enclaves dioritiques pluridécimétriques.

Filons doléritiques (non représentés). Deux complexes filoniens ont été observés dans l'ensemble basique d'Olivaccio. Ils recoupent tous les termes précédemment décrits. Le premier regroupe les filons à composition doléritique, et le second les veines aplitiques et pegmatitiques qui recoupent le complexe doléritique filonien (cf. *infra* : ζ^{2-3}). Ces faciès, notamment les veines acides, sont parfois très développés au point de dominer dans certains affleurements et de masquer l'encaissant.

Les filons doléritiques, d'épaisseur généralement inférieure au décimètre, correspondent à des faciès bleutés très finement grenus. Il est fréquent d'y observer de fines ségrégations et veines de microgabbro. Des faciès de gabbros à gros grain sont fréquemment enclavés dans les termes doléritiques.

ζ^{2-3} . **Orthogneiss leucocrates à muscovite.** Les faciès acides constituent soit des filons d'épaisseur décimétrique à métrique clairement sécants sur l'ensemble des roches précédemment décrites, soit des

massifs lenticulaires plus ou moins importants. Dans les veines, la paragenèse observée est à quartz, feldspath, plagioclase, muscovite et grenat. Il s'y ajoute de la clinozoïsite auréolant d'anciennes allanites. Dans les lentilles granitiques, le microcline coexiste à côté de grands feldpaths perthitiques, le plagioclase étant plus discret.

ζ^3 - δ^{11} . **Gneiss et formations basiques indifférenciés.** Les quartzites et cipolins des monts de la Torre reposent sur une semelle de roches basiques mélangées à des orthogneiss. Cette semelle se suit sur la feuille Bastia jusqu'au village de Barbaggio.

Sous celle-ci nous retrouvons une deuxième bande présentant la même association. Elle se relie au complexe du Pigno—Olivaccio. Comme ce dernier, elle supporte une couverture métaconglomératique et appartient donc à la même unité de « type Tenda » que nous avons appelé unité du Pigno—Olivaccio. On peut la suivre vers l'Est jusqu'à la Cime Morato près de Furiani. Dans les deux cas, ces bandes ont été très déformées. Il en résulte que la foliation métamorphique peut les débiter en feuillets millimétriques. Cependant, dans des zones relativement préservées, on retrouve la structure grenue des gabbros et des granites. L'interpénétration de ces roches fait que, sur la carte, il n'est pas possible de les distinguer.

Les métagabbros présentent une texture planaire où alternent grossièrement des lits de teinte verte (amphiboles et micas) et des lits blanc verdâtre, essentiellement feldspathiques. Les amphiboles sont le plus souvent de la hornblende, partiellement transformée en glaucophane et/ou en amphibole verte actinolitique; ces minéraux proviennent de la rétro-morphose d'anciens minéraux que l'on peut parfois identifier comme étant des pyroxènes. Le feldspath est de l'albite maclée, généralement fraîche. De grandes plages d'un plagioclase plus calcique sont parfois reconnaissables. L'épidote, la phengite, le sphène, l'apatite et les produits ferrotitanés sont les autres constituants de la roche.

Ces métagabbros magnésiens passent à des ferrogabbros qui ont été plus sensibles aux métamorphismes. La roche, massive, est riche en amphiboles bleues et en épidote. Ces glaucophanites se distinguent difficilement des glaucophanites alpines. La présence de filons de roches claires granitiques empêche cependant qu'il y ait confusion (voir l'itinéraire proposé à la fin de la notice).

Ces roches claires peuvent devenir l'élément essentiel de ces formations (région située au Nord de la Cime Morato). Les constituants basiques ne sont plus alors représentés que par des lentilles allongées dans le plan de foliation. Les cristaux macroscopiques de microcline perthitique, blanc porcelané, sont très étirés au milieu d'une mésostase de néoformation quartzo-albitique. Ils sont accompagnés d'un ancien plagioclase, de biotite décolorée, de gros cristaux de quartz de teinte violacée et des habituels minéraux du métamorphisme alpin (épidote,

phengite, etc.). Des lamelles de muscovite se développent dans certains faciès.

ζ³. **Gneiss indifférenciés du Zuccarello.** Le massif du Zuccarello est situé à moins de deux kilomètres au Sud-Est du massif d'Olivaccio : c'est sans doute à cette proximité que l'on doit le rapprochement fait par les auteurs entre les gneiss qui affleurent tout autour du sommet (constitué de metabasaltes alpins) et les gneiss du massif d'Olivaccio (Faure et Malavieille, 1981 ; Warburton, 1983). En réalité, ces gneiss, dont la puissance ne dépasse pas une cinquantaine de mètres, et qui, en outre, ne présentent pas d'enclaves basiques (ce qui les distingue de ceux d'Olivaccio), appartiennent à une écaille de socle tectoniquement plus profonde. Ils sont en effet séparés des gneiss du massif d'Olivaccio par des ophiolites alpines dont l'épaisseur peut dépasser 1 000 m. Ces gneiss se suivent vers le SSW en direction du col de San-Stefano, s'amincissent puis disparaissent dans la région de Rutali, pour affleurer de nouveau sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda à 1 km au Sud-Ouest de cette localité. De là, on peut les suivre jusqu'à Campitello et, plus loin encore, au Sud du Golo.

Généralement, ces gneiss, très schisteux, ont un grain relativement fin. Les lits micacés gris-vert sont déformés et ne présentent de ce fait aucune continuité. Une patine de teinte rouille est habituelle sur les surfaces altérées. L'abondance des micas et l'intense recristallisation font que ces roches offrent peu de résistance aux agents atmosphériques.

Ils peuvent cependant prendre un aspect plus massif. La texture est alors finement œillée (parfois plus grossièrement), exprimant ainsi l'origine granitique de ces gneiss. La teinte verte est due aux micas. Ce faciès est alors comparable à celui que l'on peut rencontrer dans les gneiss de l'unité du Pigno-Olivaccio. Par suite de la bonne résistance de ces gneiss aux agents atmosphériques, ils peuvent donner naissance à des falaises abruptes, par exemple au-dessus de Cinquerne, dans les rochers des Trovelli. L'épaisseur de ce niveau gneissique se réduit progressivement en direction du Sud-Est pour disparaître bien avant la route qui, sur le versant sud du massif, conduit au défilé du Lancone.

Une partie de ces gneiss provient de la transformation de sédiments grésopélitiques. Ils sont alors enrichis en quartz (ce minéral peut représenter jusqu'à 70 % du volume de la roche). Nous verrons qu'ils passent alors à des formations métasédimentaires (schistes et calc-schistes) renfermant des galets de granite et de dolomie. Outre le quartz, on y rencontre des feldspaths (potassique et albite) des micas (muscovite, biotite, chlorite), du sphène, de l'épidote et de rares minéraux du métamorphisme alpin (glaucophane).

Couverture métasédimentaire

C-λ. Cipolins et quartzites des monts de la Torre. Les cipolins et quartzites des monts de la Torre dessinent, au Nord-Ouest de la feuille, des barres dépassant rarement une vingtaine de mètres d'épaisseur, se répétant plusieurs fois, séparées par des niveaux de metabasaltes. Ces barres sont constituées de bancs de calcaires d'épaisseur décimétrique à métrique, présentant des lits de quartzites de quelques centimètres de puissance, parfois plus.

Ces formations se rencontrent en couverture des gneiss de l'unité de Barbaggio. Elles sont associées, sur la feuille Bastia, aux gneiss albitiques. Nous rappelons ici que le socle de l'unité du Pigno—Olivaccio située sous celle-ci, montre en effet une couverture toute différente, d'âge crétacé ou tertiaire, constituée de schistes renfermant des galets de roches variées (dolomie, granite, quartz, etc.). Nous pensons donc qu'il est raisonnable de ranger ces deux unités de socle, aujourd'hui superposées, dans deux domaines différents de la paléomarge corse. Le premier (voir fig. 2), correspondant à l'unité de Barbaggio, serait de type prépiémontais, l'autre, c'est-à-dire l'unité du Pigno—Olivaccio, serait de type Tenda. Nous avons retrouvé des formations de type Barbaggio dans une unité située sous celle du Pigno—Olivaccio. Nous l'avons appelée « unité de Furiani ». Elle résulterait d'un écaillage à vergence E de l'ensemble Pigno—Olivaccio et Barbaggio.

Ces formations, bien représentées dans les monts de la Torre au Nord-Ouest de la feuille, donnent également quelques buttes dans la région de Furiani. Par contre, on ne les retrouvera plus au-delà, vers le Sud. Elles restent en effet étroitement liées aux gneiss des unités de Barbaggio et de Furiani.

Ces barres de cipolins et quartzites, quand elles ne sont pas limitées par des contacts tectoniques, s'enrichissent, vers le haut comme vers le bas, en phyllites et l'on passe alors à des formations calcschisteuses, généralement inséparables cartographiquement des calcaires.

Le plus souvent la foliation est bien marquée, ainsi d'ailleurs que l'ancienne stratification, quand il existe des lits riches en impuretés (quartz, phyllites). On constate alors que les cipolins sont intensément plissés, et que, le plus souvent, les plis sont isoclinaux et couchés dans le plan de foliation. Ces impuretés constituent une des caractéristiques les plus habituelles de ces calcaires. Elles peuvent être difuses : il s'agit alors de petits grains de sable et de paillettes de micas, difficilement repérables dans la matrice calcaire mais qui donnent des aspérités sur les surfaces soumises à l'altération. Ces impuretés peuvent se regrouper selon certains plans, pour donner des lits siliceux millimétriques à centimétriques dont l'aspect boudiné n'est sans doute pas entièrement dû à la déformation, et qui peuvent donc correspondre à d'anciens accidents siliceux évoquant des chailles.

Enfin, les lits quartzeux peuvent envahir la série. L'on passe ainsi à des bancs métriques de quartzites. En raison de leur faible puissance, ils n'ont pu être distingués sur la feuille à 1/50 000.

Parfois cependant, les cipolins peuvent ne présenter aucune foliation ou encore celle-ci peut être très fruste. Cela est particulièrement évident quand il s'agit des métacalcaires dolomitiques que l'on rencontre, par exemple, écrasés entre les unités de socle (unités du Pigno—Olivaccio au-dessous et de Barbaggio au-dessus), à l'Est de la chapelle en ruine du Casatico (feuille Saint-Florent) au Nord d'Olivaccio, sur la route de Saint-Florent.

Les cipolins sont gris bleuté à blancs. Les lits de quartz, de teinte plus claire (blanc, rosé), prennent, quand ils sont altérés, un aspect « rouille » très caractéristique.

Ces métacalcaires peuvent renfermer jusqu'à 98 % de calcite. Le plus souvent cependant, les lames minces montrent de nombreuses impuretés qui peuvent être du quartz, de l'albite ou du mica, plus rarement des feldspaths potassiques. Par ailleurs, des débris de roches (microbrèches) se rencontrent localement dans les monts de la Torre. Il s'agit de fragments de calcaire dolomitique, de quartzite, de granite ou encore de granodiorite et de gabbro. Tous ces éléments ont pu être, soit empruntés aux formations du socle (voir la description lithologique de ces formations), soit à la couverture de celui-ci.

Les quartzites renferment jusqu'à 95 % de quartz. Les autres minéraux sont l'albite, la phengite et des feldspaths potassiques remaniés (?).

Discussion sur l'origine paléogéographique des cipolins et quartzites des monts de la Torre (unité de Barbaggio). Cette série des monts de la Torre se distingue de la partie basale de l'unité de Sisco, définie au Nord de Bastia (Lahondère et Lahondère, 1988), par l'association, à toutes les échelles, de calcaires et de sables. Par ailleurs, les analyses minéralogiques ne révèlent pas de minéraux riches en manganèse qui, par contre, sont fréquents (grenats, micas, épidote ou encore nodules) dans les quartzites de l'unité de Sisco située tectoniquement plus en profondeur, et dont les quartzites représentent probablement d'anciennes radiolarites.

Les formations des monts de la Torre rappellent par ses faciès, malgré le métamorphisme qui les affecte, les séries carbonatées que l'on connaît dans le Nebbio et qui ont pour l'essentiel un âge triasique et jurassique. C'est une interprétation toute différente qui a été proposée en 1979 (Caron et Delcey, 1979; Scius, 1981; Péquignot et Potdevin, 1984). Pour ces auteurs, les cipolins et quartzites des monts de la Torre appartiendraient à la série de Santo-Pietro-di-Tenda qu'ils considèrent comme étant supra-ophiolitique. À cette série, ces auteurs rattachent les minces bandes de métacalcaires et quartzites que l'on rencontre aussi bien dans le Cap (région de Sisco) que sur le rebord

oriental du Tenda ou encore dans la Castagniccia. Pour nous, ces affleurements appartiennent à des unités structurales variées.

Les affleurements situés sur le flanc oriental du massif du Tenda sont à rattacher aux unités comprenant un socle continental, et généralement parmi celles qui structurellement occupent les situations les plus élevées (unités de Barbaggio et de Patrimonio).

Les unités que l'on suit autour de la Castagniccia sont, elles, dans le prolongement de l'unité de Morteda—Farinole, d'origine composite (en partie continentale, en partie océanique) et au sein de laquelle nous rencontrons des paragenèses de très haute pression.

Enfin, les affleurements du cap Corse, comme nous venons de le voir, correspondent à la série type de Sisco où les cipolins et quartzites viennent bien en couverture d'ophiolites.

Il est vraisemblable que cette série des monts de la Torre, et son substratum gneissique, soient les témoins d'une zone relativement interne de la paléomarge du continent corse. C'est également de cette zone que peuvent provenir les olistolites de calcaires triasiques et jurassiques dans l'Éocène allochtone du Nebbio (Lluch, 1989). Nous rappellerons en effet que ces olistolites ne peuvent pas provenir des massifs situés à l'Ouest, et notamment du massif du Tenda, qui ne montrent, sous les formations conglomeratiques d'âge créacé à éocène, que de minuscules lambeaux de roches carbonatées d'âges triasique et jurassique. Dans ce contexte, nous supposons que les formations du Nebbio ont été entraînées en avant de la nappe balano-ligure lors du charriage de cette nappe ophiolitique par-dessus le Tenda. Par la suite, elles auraient glissé dans le bassin éocène du Nebbio dans lequel elles seraient venues se resédimer (Lluch, *ibid.*).

S⁸P. Calcschistes du Pigno. Au-dessus du socle de l'unité du Pigno—Olivaccio se sont déposés des grès arkosiques plus ou moins argileux et le plus souvent calcareux. Ces assises relativement plastiques, qui ont été chevauchées par une autre unité de socle (unité de Barbaggio), sont très déformées. Sur la feuille Vescovato, la route qui conduit d'Oletta au col de Téghime les traverse dans l'extrême coin nord-ouest de la feuille.

Le faciès le plus banal est un calcschiste (environ 50 % de calcite) riche en quartz (30 %), dont la trame calcaire est remplie de petites lamelles d'un mica blanc (phengite) couchées dans le plan de foliation. On y rencontre également de l'albite.

Dans ces calcschistes, tranchent des horizons extrêmement résistants de quartzites clairs, replissés isoclinalement. Localement apparaissent des lamelles de chlorite et la teinte devient verdâtre. On pourrait alors confondre cette formation avec certains metabasaltes alpins.

Cette série ne renferme pas les bancs de cipolins connus dans la série des monts de la Torre, couverture du socle de l'unité de Barbaggio. Ceci est conforme à ce que nous venons de signaler, à savoir que l'unité du Pigno, sur laquelle nous rencontrons ces calcschistes quart-

zeux, et celle de Barbaggio qui supporte ces cipolins, ne proviennent pas de la même zone de la paléomarge corse. Il est par contre possible de comparer ces calcschistes, ici sans galets, aux calcschistes arkosiques à galets qui constituent, un peu plus au Sud, la couverture de cette même série du Pigno—Olivaccio. Un âge crétacé n'est pas à exclure en ce qui concerne ces calcschistes.

ξ¹. **Métaconglomérats (micaschistes à galets).** Des calcschistes gréseux surmontant, dans des conditions qui ne sont pas toujours très claires, les formations gneissiques du socle, renferment des galets de taille variable mais généralement de la dimension du poing ou plus grande.

C'est J. Warburton (1983) qui a signalé le premier ces niveaux à galets, près des rochers de Petrici, au Nord-Est des monts de la Torre. Par la suite, nous avons retrouvé d'autres affleurements de tels conglomérats, les uns en couverture de l'unité du Pigno—Olivaccio, les autres au-dessus des gneiss du Zuccarello.

Le niveau conglomératique, essentiellement à galets de dolomie, signalé par J. Warburton aux rochers de Petrici, se poursuit sur le versant ouest des monts de la Torre. Il est situé au-dessus des orthogneiss de l'unité du Pigno—Olivaccio et se trouve chevauché par des metabasaltes alpins.

C'est sur ce versant que l'on rencontre les principaux niveaux de conglomérats. Un très bel affleurement a été découvert sur le flanc ouest des monts de la Torre, une centaine de mètres au-dessous du sommet. Il est visible sur une centaine de mètres de longueur et sa puissance est de l'ordre de 25 m. Il surmonte les gabbros injectés de granite du socle et se trouve chevauché par une nouvelle unité de socle (l'unité de Barbaggio).

Enfin, dans le prolongement vers l'Est de ces affleurements, nous signalerons ces mêmes conglomérats sur le versant nord de la Cime Morato à environ 2 km à l'Ouest de Furiani. Là encore, ils reposent sur des roches basiques (gabbros) injectées de granite. Au-dessus, nous trouvons encore l'unité de Barbaggio.

Le sommet de la Cime de Zuccarello est constitué par des metabasaltes alpins qui reposent sur des gneiss. Localement, ces gneiss ont conservé une couverture calcschisteuse à galets de dolomie et surtout de granite, dont la dimension peut dépasser un mètre de diamètre. À côté de ces conglomérats, dans une situation qui, sur le terrain, n'apparaît pas clairement, se trouve un bloc de cipolin de quelques mètres de longueur. Il n'est pas possible d'affirmer qu'il s'agisse bien là d'un galet. On peut en effet tout aussi bien penser qu'il constitue un témoin de la couverture dolomitique, triasique, des gneiss.

La matrice des galets renferme, dans des proportions variables, de la calcite, du quartz, des phengites et de l'albite.

SCHISTES LUSTRÉS

Termes ophiolitiques

La série ophiolitique corse a été décrite par G. Rocci *et al.* (1976). Nous avons distingué cartographiquement les formations les plus représentatives de ce cortège, c'est-à-dire les serpentinites (lherzolites), les métagabbros et euphotides, les ferrogabbros transformés en écoligites, et les metabasaltes.

A. **Serpentinites.** On les rencontre partout et dans n'importe quelle situation structurale. Ces serpentinites couvrent d'énormes surfaces dans les grands massifs situés à l'Ouest de la feuille, au Sud de Rutali, dans la forêt de Calghète. On retrouve là des affleurements comparables à ceux qui constituent l'échine dorsale du cap Corse dans la région du Monte Stello. On peut également les rencontrer en affleurements de dimensions réduites ou parfois même en simples placages.

Dans les affleurements de grandes dimensions, elles « emprisonnent » des paquets de schistes ou bien de gneiss, ou encore plus banalement d'autres termes de la succession ophiolitique. Ces « mélanges » apparaissent sur la feuille à deux niveaux différents. Le plus bas structurellement va du défilé du Lancone jusque dans la région de Scolca ; là il passe sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda en direction de Volpajola. Il peut se suivre plus au Sud, sur le versant ouest du San Petrone (feuille Corte). Les serpentinites de ce niveau renferment des barres de glaucophanite à grenat et pyroxène jadéitique, bien visibles au-dessus de Scolca. Les métagabbros, en affleurements souvent lenticulaires, sont bien représentés autour de Rutali. Des niveaux de schistes apparaissent çà et là dans ces serpentinites, en particulier au-dessus de Rutali : une ou deux importantes barres de quartzites (métaradiolarites) sont visibles dans ces schistes. Enfin, et bien qu'ils n'apparaissent pas sur cette feuille, on rappellera que c'est dans ces mélanges à base d'ophiolites que l'on rencontre des gneiss à jadéite, ainsi que des cipolins à éléments détritiques ou des quartzites (région de Farinole et plus au Sud, région du San Petrone, etc.). Cet ensemble constitue l'unité de Morteda-Farinole.

Le deuxième niveau de ces mélanges à base d'ophiolites est situé structurellement bien au-dessus, en « couverture » de l'unité du Zuccarello. C'est lui qui constitue les affleurements situés au Sud de Biguglia, de ce village jusqu'à Ortale. Les serpentinites sont mélangées là encore à des schistes, des quartzites (région de Biguglia) ou à des metabasaltes (région au Sud-Est d'Oletta). Cette unité est bien moins dilacérée que la précédente. Il en résulte notamment que l'on peut y mettre en évidence un socle gneissique et sa couverture conglomératique (formations de la Cime de Zuccarello).

Nous avons indiqué qu'un troisième niveau existe plus au Nord, sur la feuille Bastia, dans la région de Patrimonio. Dans ce mélange

on retrouve des lambeaux appartenant au socle, à sa couverture (série des monts de la Torre), ainsi que des ophiolites diverses (métabasaltes le plus souvent) et des schistes lustrés.

Nous rappelons que, pour l'auteur de la notice, ces mélanges d'ophiolites et de formations variées sont liés à la phase I qui correspond au double phénomène de subduction de la marge du craton corse et de l'obduction de la nappe ophiolitique.

Les serpentinites sont des roches denses, de teinte verte à noire, qui présentent un aspect luisant. Elles se débitent en fragments de dimensions pouvant aller de quelques millimètres au mètre.

Leur minéralogie est simple. Elles sont en effet constituées en presque totalité d'antigorite et de chrysotile. En outre, elles renferment de la magnétite en quantité appréciable. Parfois on peut reconnaître des clinopyroxènes ouralitisés (diallage) et des fantômes d'olivine. Elles dérivent le plus souvent de lherzolites. Beaucoup plus rarement, le pyroxène est de l'hypersthène (bronzite), la roche initiale pouvant être alors une harzburgite (flanc nord-est du Torricello à Acqua-di-Canna).

Elles sont parfois traversées par des filons d'épaisseur décimétrique à métrique d'une roche claire, dense. Il s'agit de rodingites. Ces roches ont été reconnues en Corse en 1967, dans le défilé du Lancone (J.C. Lahondère). La roche est massive, très dure, rose brunâtre en son centre, devenant litée et prenant alors une teinte verte quand on s'approche de la périphérie. Elle est constituée de grenats calciques, d'idocrase, de prehnite, de chlorite, de fantômes de pyroxène monoclinique (diopside) et de spinelles. Certains échantillons (vers Biguglia) montrent qu'il y a remplacement des plagioclases par des grenats. Il est vraisemblable que cette roche constituait d'anciens filons de gabbros au sein des serpentinites (Ohnenstetter *et al.*, 1976).

ØS. Métagabbros. Les métagabbros sont, au Nord du Golo, tectoniquement associés aux serpentinites et ferrogabbros des mélanges ophiolitiques. On les rencontre en effet à l'Est et au Sud de Rutali, au milieu des serpentinites de l'unité de Morteda-Farinole, ainsi que dans celles qui surmontent tectoniquement les gneiss et les métabasaltes de la Cime de Zuccarello dans la région comprise entre Ortale et Biguglia. Au Sud du Golo, ils donnent les reliefs qui dominent, au Sud, le village d'Olmo.

Ce sont des roches massives, souvent blanchâtres ou verdâtres, présentant des phénocristaux de pyroxène nacré. La foliation est généralement mal soulignée. Pourtant, les cristaux de clinopyroxène peuvent porter les traces d'une intense déformation, mais la roche reste malgré tout reconnaissable. Le pyroxène, souvent de grande dimension (jusqu'à une dizaine de centimètres), est du diallage. Le plagioclase est transformé en un mélange d'albite, d'épidote et de pumpellyite quand les conditions du métamorphisme sont peu rigou-

reuses. Quand celles-ci augmentent, et notamment les conditions de pression, on voit apparaître de la lawsonite. Par contre, la formation d'amphiboles bleues reste exceptionnelle, les gabbros magnésiens étant peu sensibles au métamorphisme.

ψ. **Éclogites (métagabbros ferrotitanés).** Si les gabbros sont peu affectés par le métamorphisme de haute pression, il n'en va pas de même des gabbros ferrotitanés. On sait que ceux-ci, dans le cortège ophiolitique, sont souvent situés au sommet de la séquence gabbroïque. Du point de vue minéralogique, on observe qu'à côté des clinopyroxènes apparaissent des pyroxènes orthorhombiques.

Ces gabbros ferrotitanés forment deux lentilles pouvant dépasser plusieurs centaines de mètres, dans les serpentinites de l'unité de Morteda—Farinole au-dessus du village de Scolca. Ces lentilles deviennent beaucoup plus importantes sur la feuille voisine Santo-Pietro-di-Tenda (au-dessus de Volpajola). Des ferrogabbros apparaissent également à l'entrée est de Vescovato. C'est également à eux qu'il faut rattacher l'affleurement lenticulaire qui domine au Nord du lieu-dit Cinquerne, dans le défilé du Lancone.

Il s'agit de roches massives, très denses, de teinte bleue. On peut à l'œil nu y observer des cristaux rouges de grenat.

Comme à Farinole (Lahondère, 1988), le clinopyroxène est une omphacite qui constitue de grands blastes recristallisant en prismes aciculaires. Les grenats de teinte rouge vif présentent une composition complexe et variable entre le cœur et la bordure du cristal. La lawsonite, la crossite et la glaucophane, ainsi que la clinozoïsite, sont les autres minéraux de ces éclogites.

On a pu montrer à Farinole que ces roches ont été affectées par un métamorphisme précoce, responsable de l'apparition de paragenèses éclogitiques, les températures devant être comprises entre 430 et 600°C et les pressions entre 12 à 13 kb. Si l'on ne retient que la pression lithostatique, il faut alors admettre que ces roches ont été enfouies à des profondeurs de 45 à 50 km.

ΣS. **Métabasaltes.** Les métabasaltes sont présents dans toutes les unités reconnues sur cette feuille, mais de façon fort inégale :

— dans les unités les plus profondes (*unités d'Olmo et de Vescovato*), ils n'occupent qu'un très faible volume, au-dessus des gabbros d'Olmo, en association tectonique avec les schistes lustrés et le long d'une bande, souvent fort peu épaisse, qui court de Venzolasca jusqu'au Nord du Golo ;

— dans l'unité de Sisco, tectoniquement supérieure, on retrouve encore des bandes analogues dont l'épaisseur dépasse rarement 50 m et qui peuvent se suivre sur plusieurs kilomètres ;

— par contre dans l'unité de Mandriale—Lavasina, encore plus élevée, la puissance de ces métabasaltes, de l'ordre de 500 m, devient considérable. Ces roches sont recoupées par le Golo sur la feuille Santo-

Pietro-di-Tenda. De là elles se dirigent vers le Nord-Est, passent à Scolca puis disparaissent à la suite de complications tectoniques. On les retrouve au Nord de Borgo, où elles plongent vers le Nord, sous le mélange ophiolitique de l'unité de Morteda-Farinole. Elles réapparaissent en fenêtre dans le défilé du Lancone, à la faveur d'un bombement anticlinal N-S ;

— on retrouve une assise de metabasaltes au-dessus des *gneiss du Zuccarello*, qui, vers l'Est, s'abaisse en direction du village de Biguglia. Elle s'amincit très rapidement aussi bien vers le Sud-Est que vers le Nord-Ouest. D'autres lames paraissent la relayer vers le Nord-Ouest (région d'Olmata-di-Tuda) ;

— enfin, des bancs de metabasaltes sont intercalés (?) dans les cipolins et les quartzites des monts de la Torre (*unité de Barbaggio*). On a suggéré (Faure et Malavielle, 1981) que ces roches pouvaient avoir, soit une origine volcanique ou volcano-sédimentaire (provenant de sills et/ou horizons de laves et de tufs pour J. Warburton, 1983), soit une origine tectonique, leur situation au sein des sédiments résultant, dans cette seconde hypothèse, d'un intense plissement et/ou écaillage de la succession cipolins et quartzites-ophiolites.

Les metabasaltes sont des roches massives, présentant un débit en bancs d'épaisseur métrique, découpés eux-mêmes en dalles d'épaisseur centimétrique à décimétrique (exploitation de lauzes). On note très souvent un litage dû à l'alternance de lits clairs albitiques et foncés (vert ou bleu) d'amphiboles et de chlorite. Ce litage peut s'estomper.

Les metabasaltes des monts de la Torre sont constitués en moyenne de 30 % d'albite, de 30 % de chlorite, de 25 % de trémolite-actinote (rarement de la glaucophane), de 10 % d'épidote (clinozoïsite), de 3 % de sphène et 2 % de produits opaques. De la calcite peut être présente. Ailleurs (dans des unités tectoniquement plus profondes), aux minéraux précédents s'ajoute un pyroxène monoclinique ouralitisé. Les minéraux de métamorphisme deviennent alors plus abondants, avec surtout la glaucophane, la lawsonite et, parfois, des grenats. Localement, lorsque les metabasaltes sont fortement enrichis en glaucophane (crossite), on passe à des glaucophanites. Enfin, lorsque les metabasaltes sont situés au voisinage des massifs de serpentinite, on note un enrichissement en albite sans doute lié à la déformation de la roche.

Ces metabasaltes proviennent généralement de la transformation d'anciennes dolérites, surmontées par des laves dont la puissance peut être estimée à environ 1200 m. Les dolérites et les laves sont des tholéiites à olivine.

Formations métasédimentaires

Des formations sédimentaires variées surmontent les ophiolites. Nous avons déjà indiqué que celles-ci se répartissaient dans deux termes :

- un terme inférieur, riche en quartzites et en calcaires marmoréens ;
- un terme supérieur, plus schisteux, présentant des barres calcaires.

χ.J. Quartzites micacés (métraradiolarites). Ces formations se rencontrent dans toutes les unités structurales comportant des ophiolites. Elles apparaissent soit collées sur les metabasaltes, soit interstratifiées dans les calcaires marmoréens ou plus souvent dans les schistes, mais à une distance toujours faible des termes ophiolitiques. Seuls les affleurements les plus caractéristiques, et surtout les plus épais, ont pu être représentés sur la carte.

L'aspect que prennent ces quartzites n'est pas partout le même. Dans les unités où le métamorphisme s'est fait le moins sentir, on peut retrouver (au Sud d'Ortale par exemple) des teintes rouges qui sont les teintes habituelles des radiolarites. Cependant, on ne peut ignorer que ces teintes rouges sont le plus souvent dues à la présence d'oxydes de fer recristallisés dans les plans de foliation. Dans les unités les plus profondes (unités de Sisco, de Vescovato ou d'Olmo) ces quartzites ont une teinte verte dont est responsable un mica vert nacré donnant des lits qui alternent avec les lits de quartz. La teinte peut devenir bleue quand les fibres de glaucophane deviennent abondantes. Ce minéral est habituel dans les quartzites micacés venant en couverture des metabasaltes de l'unité de Mandriale—Lavasina.

Ces quartzites micacés sont des roches massives, très résistantes, où les lits de quartz d'épaisseur variable (millimétriques à centimétriques) sont séparés par des lits millimétriques phylliteux, de couleur brune, riches en oxydes de manganèse. Des amphiboles bleues se développent dans les lits micacés quand les conditions du métamorphisme schistes bleus sont atteintes.

Comme l'indique la présence de faciès évoquant les jaspes, il est vraisemblable que ces quartzites proviennent souvent de la transformation d'anciennes radiolarites.

C-S⁸. Cipolins et calcschistes. Les horizons de métacalcaire peuvent se regrouper et donner des barres dont l'importance varie de quelques mètres à plus de 100 m. Ces barres apparaissent à deux niveaux, dans chacune des différentes unités. Le premier, situé à la base des séries, accompagne les quartzites micacés provenant probablement comme nous venons de le signaler, d'anciennes radiolarites. Le deuxième est situé près du sommet de la série schisteuse. Il n'est pas associé aux quartzites.

● **Cipolins accompagnant les quartzites situés à la base de la série.** Ils sont typiquement développés dans l'unité de Sisco. De teinte blanc verdâtre, ils se présentent en bancs massifs, d'épaisseur décimétrique à métrique. Les calcaires, bien cristallisés, sont généralement très purs et ne renferment aucun autre matériel détritique que les cristaux de quartz habituels dans les séries supra-ophiolitiques, ainsi que quelques paillettes de micas. Ces cipolins sont, dans la série type de Sisco, surmontés de quelques mètres de calcschistes puis par des schistes quartzifères sur une épaisseur supérieure à 100 m. Cette

couverture schisteuse est ici tronquée par la tectonique et ne dépasse pas quelques dizaines de mètres.

Dans les unités inférieures, ces horizons calcaires se réduisent et surtout se chargent en impuretés argileuses. Cette barre est cependant bien reconnaissable dans l'unité de Vescovato où elle est intercalée entre les deux niveaux de metabasaltes, visibles soit à l'entrée de Vescovato, soit sur la route d'Olmo peu après le point coté 292.

• **Cipolins situés dans la partie supérieure de la série.** Cette barre, qui est bien représentée au-dessus de Sisco (notice de la feuille Bastia : Lahondère, 1983) dans la série-type, n'apparaît sur la feuille Vescovato que dans les unités inférieures (Vescovato et Olmo). Nous venons en effet d'indiquer que le sommet de l'unité de Sisco était, sur la feuille Vescovato, tronquée par la tectonique. Par contre, elle est bien développée dans l'unité de Vescovato et en particulier au Nord du Golo où elle souligne bien l'anticlinal tardif de la Castagniccia. On peut également la suivre dans l'unité d'Olmo sur plusieurs kilomètres. Sa puissance, quand la série n'est pas trop déformée, est de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

Elle se présente comme une succession de bancs de calcaires marmoréens gris bleuté alternant avec des niveaux de calcschistes. Les bancs de calcaires renferment des grains de quartz. Leur épaisseur varie généralement entre quelques centimètres à quelques décimètres. Ils sont séparés par des horizons micacés.

S-S⁸. Schistes et calcschistes. Au-dessus des quartzites (métaradiolarites) accompagnés ou non de cipolins, qui viennent en couverture des différentes unités à matériel océanique, se sédimente, sur une épaisseur considérable (jusqu'à 1000 m), une série de schistes riches en horizons centimétriques à décimétriques de quartzites faiblement carbonatés et de calcschistes. Ces schistes affleurent souvent mal et l'on ne peut en général les observer dans de bonnes conditions que dans les tranchées ou le long des cours d'eau.

Quand la roche est riche en micas, elle prend un aspect ardoisier et une teinte bleutée à bleu-noir. De nombreuses amygdales de quartz, allongées ou non dans la foliation, sont replissées avec celle-ci. L'altération donne des teintes rouge-brun et une patine rouille à ces schistes. La phengite en fines lamelles, le quartz et les minéraux opaques (oxydes de fer) en sont les principaux constituants.

Quand les lits de calcite, généralement peu fréquents et très diffus dans la roche, prennent de l'importance, on obtient des barres de calcschistes qui n'apparaissent bien dans le paysage que si elles passent à des cipolins. À côté de la calcite, on retrouve le quartz, de la phengite allongée dans le plan de foliation, des chlorites et des minéraux opaques. Quand le métamorphisme est suffisamment fort, se développent également des cristaux d'épidote et de lawsonite.

Enfin, dans ces schistes, nous rencontrons des lits centimétriques à décimétriques de quartzite qu'il ne faut pas confondre avec ceux qui sont associés aux ophiolites. En effet, ces lits de quartzite apparaissent localement dans ces schistes avec lesquels ils alternent régulièrement. L'organisation générale en séquences est donc celle d'un flysch. On peut supposer que les caractères particuliers de la sédimentation de type flysch (granoclassement, figures de base de banc) ont été effacés par le métamorphisme. Les lits de quartzite pourraient, si l'on n'y prenait garde, être confondus avec ceux de cipolins : même teinte vert bleuté, même disposition au sein des schistes. À côté du quartz, qui peut constituer jusqu'à 90 % de la roche, ont cristallisé de la phengite, de la chlorite, de la calcite ainsi que des épidotes (zoïsite), de la tourmaline et de la lawsonite.

Ces schistes à lits de quartzite offrent une meilleure résistance aux agents atmosphériques et donnent la plupart des abrupts que l'on voit descendre des monts Castellare en direction du Golo.

TERTIAIRE

Sur le territoire de la feuille Vescovato, les terrains sédimentaires antéquatérinaires sont d'extension très restreinte. Ils sont visibles en coupe, sur le talus oriental de la RN 193. Par comparaison avec un dépôt d'aspect voisin dans la région de Peri, au Nord de la plaine d'Aleria (Loÿe-Pilot et Magné, 1978), la formation de Casatora paraît attribuable à la fin du Miocène ou au Pliocène.

m6-p. **Miocène terminal à Pliocène. Formation de Casatora.** Cette formation, épaisse d'une cinquantaine de mètres au moins, se présente en lits à fort pendage N, formés de galets et de blocs peu roulés provenant des schistes lustrés, diabases et quartz, dans une matrice sablo-argileuse rouge-brun, dominante dans certains lits. Par endroits, et en particulier le long de fissures et de fractures, la matrice est décolorée ou bariolée, suivant un processus de pseudogleyfication.

QUATERNAIRE

La chronologie relative des formations quaternaires de Corse est essentiellement basée sur l'altération de leurs galets et de leurs matrices.

• Les **galets** de roches microgrenues basiques sont les plus significatifs, car ils présentent une altération périphérique de couleur rouille dont l'épaisseur est plus grande dans les alluvions Fw que dans les alluvions Fx, tandis que ces galets sont totalement pulvérulents dans les alluvions Fv, et au contraire n'ont pas de cortex rouille dans les alluvions Fy₁ (cf. *infra*; les autres formations ne se confondent pas, Fy₂ ayant un sol brun, et Fy₃, Fz un sol peu évolué gris). L'analyse chimique de quelques galets à cortex des alluvions Fw et Fx permet d'observer une

Tableau 1 - Comparaison entre le cortex altéré et le centre non altéré de galets des alluvions fluviales : taux de variation (en pourcentage) des éléments chimiques entrant dans la composition d'un même volume de roche (raisonnement isovolumétrique)

Galets		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	Total
Diabase dans alluvion Fw à Querciolo	1 ^{er} galet	- 17	- 7	- 8	- 23	- 36	- 41	- 22	- 17	0	- 18
	2 ^e galet	- 18	- 7	- 3	- 12	- 30	- 46	- 24	- 27	- 9	- 17
	3 ^e galet	- 17	+ 7	- 7	- 24	- 42	- 24	- 22	- 28	+ 17	- 14
Diabase dans alluvion Fx du Golo à Fontanone		- 11	+ 2	+ 4	+ 11	- 18	- 33	- 9,5	+ 16	- 1	- 8

Lorsqu'un élément est en moins grande quantité dans le cortex que dans le centre du galet, le taux de variation de cet élément est précédé du signe - (élimination). Dans le cas contraire, le pourcentage de variation est signalé (+).

variation de la composition entre le « noyau » non altéré de chaque galet et son cortex altéré. Le tableau 1 donne le pourcentage de variation entre le cortex et le noyau, des éléments chimiques entrant dans la composition d'un même volume de roche. Il montre que le taux de variation est plus fort dans les diabases des alluvions Fw que dans celles des alluvions Fx; l'aspect macroscopique de l'altération (épaisseur du cortex rouille) correspond donc aussi à une plus grande intensité de cette altération au point de vue chimique.

L'étude minéralogique des galets altérés montre la formation de goëthite et de kaolinite dans les galets d'euphotide complètement pulvérulents des alluvions Fv à Querciolo—Palazzi. Le cortex altéré des diabases des alluvions Fw (exemple à Querciolo) contient de la kaolinite et parfois des minéraux de type vermiculite (équidistance variable 10-14 Å par diffractométrie des rayons X), alors que ces minéraux sont absents du centre des galets. Provenant d'alluvion Fx, un galet de diabase où le cortex a pu être séparé du noyau, contient un peu de kaolinite et de minéraux à (10-14 Å) dans le cortex.

La couleur rouille des cortex est due à la goëthite résultant de la libération du fer par altération des pyroxènes. Avec la néoformation de kaolinite, ce caractère correspond à une altération de type « ferromosiallisation ».

• Dans les **matrices** alluviales, l'altération produit une couleur rouge-orange pour les quatre niveaux anciens Fv à Fy₁ (indice de colorimétrie 10 R, ou 2,5 YR à 7,5 YR à la charte Munsell), brune pour la 5^e (Fy₂, 10 YR) (tabl. 2); les dépôts plus récents ne sont pas altérés, ils restent gris. Tous les horizons des paléosols ne sont pas conservés, les horizons supérieurs ont été enlevés par l'érosion, tandis que la pédogenèse récente a produit une brunification de la partie supérieure des profils, par humidification. La couleur rouge est en relation avec un enrichissement des matrices en fer, par rapport aux roches non altérées des bassins-versants.

Au niveau des minéraux argileux, l'altération des matrices alluviales se manifeste par la présence de kaolinite (libérée par les galets pulvérulents où elle est néoformée, et parfois néoformée dans les matrices mêmes par altération de leurs minéraux), de vermiculite et de minéraux interstratifiés. La vermiculite (provenant, comme la kaolinite, de l'altération des galets ou des minéraux de la matrice) est plus fréquente dans les alluvions rubéfiées Fv à Fy₁ que dans les alluvions brunes Fy₂. Mais les minéraux argileux ne montrent pas de différences quantitatives suivant l'âge du dépôt, parmi les alluvions rubéfiées.

L'altération apparaît encore par l'amenuisement des particules des matrices : le pourcentage pondéral de grains inférieurs à 2 µm décroît des alluvions Fv aux alluvions Fy₂, et les plus récentes (Fy₃ et Fz) n'ont pas de particules argileuses.

La place des sédiments quaternaires corses dans la chronologie stratigraphique générale s'appuie sur plusieurs arguments.

Tableau 2 - Sédimentologie comparée des alluvions du Golo, dans la région de Casamozza

	Alluvions	Fw	Fx	Fy ₁	Fy ₂	Fy ₃
GALETS	Spectre pétrographique partiel (éléments principaux) %					
	granites	18	29	35	19	20
	rhyolites	68	31	10	30	14
	schistes + ophiolites	12	26	49	51	52
MATRIÈRE	Couleur échantillon sec (Munsell soil color chart)	7,5 YR 6/6 reddish yellow	7,5 YR 6/6 reddish yellow	10 YR 6/6 brownish yellow	10 YR 5/4 yellowish brown	gris
	Granulométrie					
	- Q ₂ (μm)	6,5	30	150	14	650
	- poids (g %) de grains > 50 μm	38	48	61	37	99
	- poids (g %) de particules argileuses < 2 μm	41	33	16	30	négligeable
	Minéraux argileux *	illite 4 kaolinite 6	illite 3 kaolinite 6 vermiculite 1	illite 5 kaolinite 2 vermiculite 3	illite kaolinite chlorite montmorillonite	quantités infimes, non analysées

* Les valeurs indiquées sont les intensités relatives des pics sur les diffractogrammes aux rayons X, ramenés à 10 pour la somme (illite + kaolinite + vermiculite).

L'âge historique des dépôts récents est démontré à Mariana (voir Fz). Pour les dépôts antérieurs, une attribution chronologique leur est donnée d'après leur corrélation avec les formations glaciaires du centre de la Corse (cartes géologiques Venaco et Corte à 1/50 000). En montagne corse, les derniers sédiments glaciaires sont antérieurs à l'Alleröd, celui-ci reconnu par palynologie dans des sédiments non glaciaires (Reille, 1975; Conchon, 1975). La corrélation avec le réchauffement des eaux en Méditerranée occidentale concourt à donner aux dernières moraines un âge tardiglaciaire (Dryas très ancien, soit environ 15 000 à 14 000 ans B.P.; Conchon, 1986, 1988).

Un stade glaciaire antérieur, attribuable au Wurmien supérieur, donne lieu en aval aux alluvions fluviales Fy₃ des très basses terrasses, et les alluvions précédentes correspondraient respectivement au Wurmien moyen (Fy₂), au Wurmien inférieur (Fy₁) et aux glaciations antérieures (Fx, Fw, Fv). Les altérations se sont produites pendant les interglaciaires et interstadias, avec phénomène de cumul au cours des temps. Entre les époques d'alluvionnement fluviale Fx et Fw, la période interglaciaire a été marquée par la sédimentation lagunaire transgressive de Vadina-Urbino, au Sud de cette carte (Conchon *et al.*, 1986).

Formations colluviales

C. **Colluvions indifférenciées** au pied des versants, formées d'éléments anguleux de quartz et de roches vertes, et de plaques et plaquettes de schiste anguleuses ou très peu émoussées, l'ensemble emballé dans une matrice sablo-argileuse. Ces colluvions sont parfois des éboulis ordonnés où des lits riches en éléments caillouteux alternent avec des lits à matrice dominante.

La pente de ces dépôts, plus faible que celle des éboulis de gravité (E), suggère une mise en place par solifluxion périglaciaire. La couleur de la matrice, due à un paléosol, et l'état d'altération des éléments schisteux, permettent de distinguer deux époques de colluvionnement. (Les colluvions n'ont pas été figurées lorsque leur épaisseur est inférieure à 1 m).

Cy₁. **Colluvions anciennes**, à matrice rouge orangé ou brun-rouge, avec plaquettes de schiste un peu altérées, mais non pulvérulentes, parfois quelques fragments de gabbro à peine émoussés et peu altérés. Ces colluvions s'étalent largement sur les alluvions rouges de la Casinca en particulier.

Cy₂. **Colluvions récentes**, à matrice brune, plaquettes de schiste peu ou pas altérées. À l'Ouest de l'usine électrique de Fontanone, dans la vallée du Golo, elles sont emboîtées dans des colluvions anciennes et recouvrent partiellement la terrasse brune. Dans la boucle de Miglia, à l'Ouest de Casamozza, elles recouvrent des colluvions anciennes par un contact ravinant. Au Nord-Ouest de Borgo, une importante

formation colluviale à matériaux de serpentinite apparaît en relief, entaillée par les ravins actuels.

Formations torrentielles

Cônes de déjection des torrents affluents du Golo, avec galets et blocs de roches locales (schiste, gabbro, serpentinite, quartz). Les blocs émoussés peuvent atteindre 4-6 m de longueur. Les cônes de déjection sont contemporains d'alluvions fluviales du Golo, auxquelles ils se raccordent.

Jy1. **Cônes de déjection anciens.** Galets altérés, minéraux ferromagnésiens ayant pris une couleur rouille. Matrice rouge-orange.

Jy2. **Cônes de déjection récents,** à galets peu altérés, dans une matrice brune.

Formations alluviales

Alluvions fluviales du Golo et des rivières de la Marana et de la Casinca.

Les alluvions du Golo ont des galets de granite, rhyolite, schiste, « roches vertes », quartz. Les rivières du piémont oriental n'apportent que des schistes, « roches vertes » et quartz.

Alluvions anciennes

Dans la vallée du Golo, 3 niveaux se distinguent, étagés en altitude, avec des galets de plus en plus altérés du niveau inférieur au niveau supérieur. L'état d'altération des galets permet la distinction des alluvions du côté du littoral, où elles se superposent parfois, sans talus les séparant. Au Sud de la carte, sur le piémont des schistes lustrés, une alluvion, à paléosol rouge, plus altérée que la plus haute terrasse du Golo, constitue le plus ancien niveau quaternaire connu en Corse, équivalent de la plus haute terrasse de la Bravona (carte géologique Pietra-di-Verde à 1/50 000).

Défrichées, les alluvions à paléosol rouge-orange portent surtout des vignes.

Fv. **Alluvions les plus anciennes, à paléosol rouge.** À l'Ouest de Querciolo, une alluvion plus ancienne que Fw, laissée en relief par les érosions postérieures, forme la butte de Palazzi, 15 m au-dessus de la surface de Fw. Les galets y sont entièrement altérés et pulvérulents.

Le tableau 2 donne les caractères sédimentaires principaux des alluvions du Golo sur une même transversale (sensiblement).

Fw. Alluvions très anciennes, à paléosol rouge-orange. Les alluvions très anciennes ont une grande proportion de galets pulvérulents parmi les schistes, et les rhyolites elles-mêmes sont friables dans les alluvions du Golo ; les galets de diabase ont un cortex altéré épais (3-4 cm). La matrice est sablo-argileuse, fine.

Fx. Alluvions anciennes, à paléosol rouge-orange. L'alluvion de niveau intermédiaire a des galets granitiques (Golo) et schisteux pulvérulents. Les galets de diabase sont altérés dans une mince zone corticale (1 cm d'épaisseur).

Fy₁. Alluvions assez anciennes, à paléosol rouge-orange. La plus jeune alluvion a, parmi les galets granitiques, une forte proportion de galets friables ; les galets de schiste sont altérés, de couleur rouille, mais non friables ; les galets de diabase sont peu altérés, sans cortex orange.

Les affleurements majeurs de l'île de San-Damiano, dans l'étang de Biguglia, sont figurés ici comme alluvions fluviales Fy₁, et considérés comme l'étalement extrême vers le Nord des apports du Golo (caractérisés par des galets de rhyolite provenant du massif du Cinto, dans l'axe de la Corse). Selon des observations récentes (R. Battistini et F. Hinshberger, comm. orale), ce ne seraient pas des alluvions fluviales, mais un cordon littoral marin, témoin du dernier stade interglaciaire.

Alluvions récentes

Fy₂. Alluvions récentes, à sol brun (basse terrasse). Pour le Golo, c'est la terrasse de 15-20 m au-dessus du lit actuel. Elle forme un méandre abandonné sur la rive droite en amont de Casamozza. Les galets y sont un peu altérés : parmi les galets granitiques, peu sont friables. La matrice est brune, sablo-argileuse.

Près du littoral, où les différentes alluvions s'ennoient, l'alluvion à sol brun recouvre les alluvions plus anciennes à paléosol rouge, comme le montrent des puits en plusieurs endroits.

La terrasse brune est souvent cultivée en vigne ou plantée d'orangers au Sud du Golo.

Fy₃. Alluvions très récentes, à sol gris (très basse terrasse). Terrasse de 5 m du Golo. Galets non altérés, matrice sableuse grise, donnant lieu à des exploitations de gravières. Un limon gris termine souvent l'alluvionnement. Sur la bordure ouest de l'étang de Biguglia et dans le pédoncule reliant l'île San-Damiano au cordon littoral, un sable vaseux forme ces alluvions.

La terrasse grise du Golo dans la plaine orientale est propice aux cultures maraîchères et fourragères.

Fz. **Alluvions subactuelles, à sol gris (lit majeur)**. Elles forment le lit majeur du Golo dans la plaine orientale et peuvent s'étendre en pellicule sur les alluvions antérieures (elles n'ont pas été cartographiées quand leur épaisseur est faible). Ce sont des sables et limons gris.

À Mariana, sur la rive gauche du Golo dans la plaine, les limons recouvrent les ruines gallo-romaines (avec mosaïques du IV^e siècle après J.C. ; G. Moracchini, 1965), au pied de l'église romane de la Canonica. À l'Est de ce site, une chaussée empierrée, datée du I^{er} siècle avant J.C., est établie sur un limon et recouverte par du sable où s'intercale un lit de gravier. La sédimentation Fz est donc en partie historique.

Autres formations superficielles

E. **Éboulis indifférenciés**. Leur composition est semblable à celle des colluvions indifférenciés. Ils montrent en revanche une pente généralement nettement plus importante.

D. **Sable littoral**, formant des petits cordons dunaires, ainsi que le cordon littoral qui ferme l'étang de Biguglia. Sable gris.

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

MÉTAMORPHISME

Nous avons indiqué que nous retrouvons, sur la feuille Vescovato, les principales unités définies plus au Nord, dans le cap Corse, lors de l'établissement des feuilles géologiques Bastia (Lahondère, 1983) et Iuri (Lahondère, 1990). Ces unités ont fait l'objet d'une mise au point (Lahondère et Lahondère, 1988).

L'une de ces unités structurales (l'unité de Morteda—Farinole) est constituée d'écailles de méta-ophiolites éclogitiques (Kiénast, 1983 ; Harris, 1984 ; Lahondère, 1988, 1991 ; Lahondère et Caby, 1989) et de méta-orthogneiss également à paragenèses éclogitiques (Lahondère, 1988, 1991), dont les affleurements sont dispersés dans des serpentinites (mélanges ophiolitiques). Elle disparaît à la base du cap Corse, sous les unités du Pigno—Olivaccio et de Barbaggio, constituées en grande partie par des formations de socle que nous rattachons au continent corse. Plus au Sud nous avons retrouvé ces formations, que ce soit sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, (travaux en cours) où elles prennent une notable extension, ou sur la feuille Vescovato où elles se trouvent le plus souvent réduites aux seules serpentinites. Ce n'est en effet que dans la partie sud-ouest de la feuille (immédiatement au Nord du village de Scolca), que nous retrouvons dans ces serpentinites deux écailles de méta-ophiolites (métagabbros, metabasaltes) à paragenèses caractéristiques des éclogites à lawsonite. Les conditions pression-température du métamorphisme éclogitique y ont été estimées à

11 kb (P minimum) et 450°C (Lahondère, 1991). Ces corps lenticulaires de métabasites écolitiques prennent de l'importance sur la feuille voisine Santo-Pietro-di-Tenda où affleurent également des formations sédimentaires écolitisées : métaquartzites calcareuses, calcschistes, méta-arkoses, métatuffs (Lahondère et Caby, 1989).

Au-dessus de cette unité écolitique apparaît un deuxième ensemble de formations océaniques au sein duquel affleurent les gneiss de la Cime de Zuccarello (unité de Campitello). Le prolongement méridional de ces gneiss se poursuit d'une manière discontinue jusqu'aux affleurements situés en contrebas du village de Campitello, sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda (Lahondère et Caby, 1989). Le métamorphisme qui affecte cet ensemble est caractéristique du faciès des schistes bleus de basse température. La lawsonite y est un minéral omniprésent, associée à la glaucophane-ferroglaucophane, à la phengite, au sphène et à l'albite. Des pyroxènes jadéitiques sont présents dans certains échantillons mais jamais en équilibre avec le quartz. Le grenat, abondant dans l'unité écolitique sous-jacente, est ici rarement observé et restreint à quelques échantillons de métaquartzites.

Les unités structurellement les plus élevées affleurant sur la feuille Vescovato sont celles de Furiani, du Pigno—Olivaccio et de Barbaggio, à fortes composantes continentales. Dans le complexe basique et ultrabasique d'Olivaccio, le métamorphisme alpin est responsable de la cristallisation de divers types d'amphiboles : ferroglaucophane dans les termes ferrotitanés, trémolite-actinote dans les gabbros magnésiens. Le grenat n'apparaît que d'une manière très sporadique dans certains échantillons à composition gabbroïque ou dioritique. Sa composition chimique, très riche en molécules de spessartine et de grossulaire, le différencie très nettement des grenats associés aux assemblages minéralogiques écolitiques. De rares lawsonites ont été observées et analysées dans certains leucogabbros. Dans la matrice du conglomérat de la cote 710, des clinopyroxènes sodiques, riches en molécules de jadéite, sont présents. Ils cristallisent à partir de porphyroclastes albitiques. Les conditions pression-température du métamorphisme ont été estimées à 7 kb (P max.) et 360°C (Lahondère, 1991).

Depuis l'unité écolitique et en montant vers le sommet de l'édifice structural, il apparaît donc que les conditions du métamorphisme alpin précoce évoluent, diminuant à la fois en pression et en température. Ces résultats sont à rapprocher de ceux obtenus dans les schistes lustrés situés à l'Est de Corte (Péquignot et Potdevin, 1984). Ils s'opposent en revanche aux conclusions de J. Warburton (1983), qui constatait une augmentation du métamorphisme depuis le bas de la nappe des schistes lustrés (*s.l.*) jusqu'aux ensembles structurellement les plus élevés.

Sous l'unité écolitique affleure l'unité de Mandriale—Lavasina (Lahondère, 1983) qui se suit depuis le Nord du cap Corse jusqu'au Sud de la zone des schistes lustrés, dans le Sud de la Castagniccia. Constituée pour l'essentiel de métabasites, associées à de fines bandes

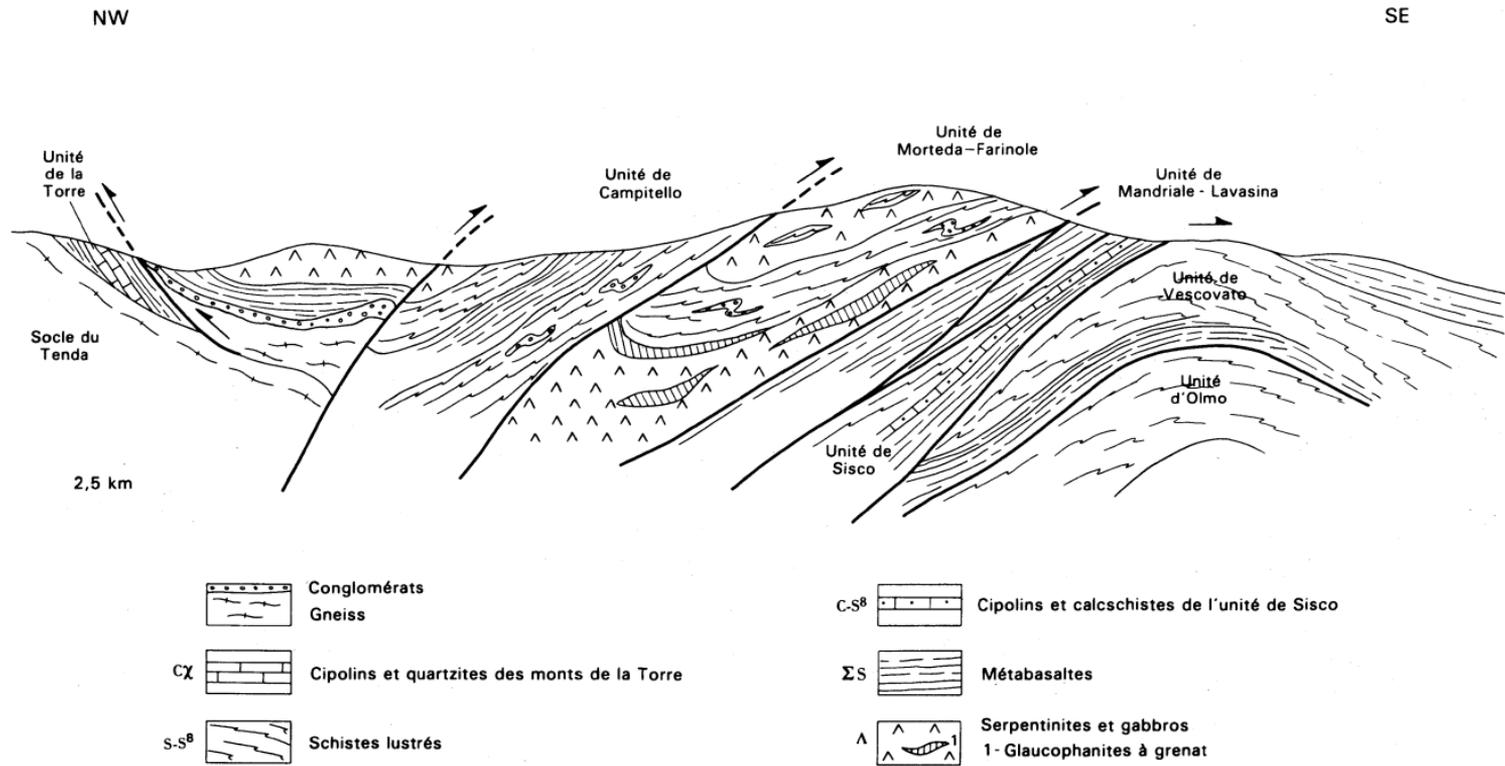


Fig. 5 - Coupe interprétative NW-SE allant de la région de Santo-Pietro-di-Tenda au Sud du Golo

de quartzites (métaradiolarites), cette unité est intensément affectée par un métamorphisme schistes verts responsable du développement de paragenèses à albite, épidote, chlorite et actinote.

Enfin, l'intensité du métamorphisme affectant les unités les plus basses (unités de Sisco, de Vescovato et d'Olmo), constituées pour l'essentiel de schistes pélitiques et de quartzites associés localement à des faciès plus riches en carbonates, reste difficile à caractériser. La lawsonite est présente dans les lithologies les plus carbonatées et le chloritoïde abonde dans les métapélites. L'étude d'une association minéralogique reliée à grenat et clinopyroxène provenant d'un métabasalte de l'unité de Sisco est actuellement en cours.

Dans les parties méridionales de l'ensemble des schistes lustrés, les travaux antérieurs (Péquignot et Potdevin, 1984) ont montré que dans les niveaux structuraux profonds, un développement important d'albite, de chlorite, d'actinote et d'épidote se surimposait à des associations minéralogiques à lawsonite, glaucophane et crossite. Ce réajustement traduirait une augmentation de la température et (ou) une diminution de la pression, à relier à une exhumation lente de ces unités profondes.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Les différentes analyses structurales menées dans ce secteur ont mis en évidence l'existence de trois phases majeures de déformation.

La phase 1, contemporaine du métamorphisme de HP-BT, est classiquement reliée à une subduction à pendage E de la bordure orientale du continent corse et de sa marge océanique. Une telle subduction serait directement induite par une obduction à vergence occidentale des unités ophiolitiques sur les formations continentales corses.

Dans l'ensemble des monts de la Torre, l'existence de plis à déversement apparent vers l'Est ou le Sud-Est, d'amplitude décimétrique à pluridécimétrique, est classiquement reliée à un second épisode tectonique contemporain de rétroécaillages vers l'Est. Pour beaucoup d'auteurs, cet épisode à vergence interne est responsable de la mise en place des formations continentales du Pigno au sein des unités à matériel océanique.

Enfin, les grands bombements d'orientation subméridienne du cap Corse et, plus au Sud, de la Castagniccia, sont considérés comme le résultat d'une troisième phase de déformation. Ils donnent à la Corse alpine son allure actuelle (fig. 5).

Phase 1

Les études microtectoniques, basées notamment sur l'orientation des marqueurs linéoplanaires (linéations minérales, linéations d'al-

longement), ont été à l'origine du développement d'un modèle d'obduction couplée à un processus de subduction continentale (Mattauer et Proust, 1976; Mattauer *et al.*, 1981; Faure et Malavieille, 1981; Sauvage-Rosenberg, 1977). Cette phase 1 s'accompagne d'une intense déformation, assimilée à du cisaillement simple, et contemporaine de l'acquisition des associations minéralogiques de HP-BT. Le modèle développé accordait une importance majeure aux linéations globalement orientées E-W observées tant dans l'unité du Pigno—Olivaccio que sur la bordure autochtone du Tenda.

En 1984, dans les schistes lustrés du cap Corse septentrional, L.B. Harris mettait en évidence des linéations L1 orientées NNE-SSW et proposait un modèle cinématique reposant sur l'existence d'une importante composante décrochante senestre.

Sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda et dans la partie sud-ouest de la feuille Vescovato, les linéations d'allongement contemporaines du métamorphisme éclogitique sont orientées N-S à NE-SW. Au Nord de l'unité du Pigno—Olivaccio, les orthogneiss éclogitiques du Monte Pinatelle montrent une linéation orientée NNE-SSW.

Le problème de l'orientation et de la vergence des structures est donc à l'évidence complexe. On ne saurait attribuer la même signification cinématique aux linéations d'allongement observées dans l'unité, faiblement métamorphique, du Pigno—Olivaccio et à celles observées dans les différentes formations éclogitiques de l'unité de Morteda—Farinole.

La phase de structuration majeure est considérée comme d'âge crétacé supérieur (M. Mattauer) ou éocène supérieur (M. Durand-Delga). On admet aujourd'hui que le métamorphisme de HP-BT ait pu persister durant tout ce laps de temps.

Nous retrouvons les formations affectées par cette phase dans les zones d'épaisseur variable mais souvent importante (1000 m ou plus) que constituent les « mélanges de formations ophiolitiques, de méta-sédiments et de formations d'origine continentale », le plus important de ces mélanges étant celui que l'on rencontre dans l'unité de Morteda—Farinole.

Il est également raisonnable d'en suspecter un autre dans les serpentinites qui surmontent les gneiss du Zuccarello. Ces serpentinites sont associées à des esquilles de schistes dans la région de Biguglia, ou bien se retrouvent elles-mêmes en esquilles dans ces schistes.

Une troisième zone de mélange à matrice de serpentinite, toujours liée à cette phase 1, serait à rechercher dans les mélanges serpentinites, gneiss et cipolins-quartzites de la face ouest du Pigno. Nous avons proposé d'appeler cette unité « unité de Patrimonio ». C'est dans cette zone qu'ont été décrits des plis en fourreau (Faure et Malavieille, 1980), dont les orientations confirment bien les vergences W à SW.

Phase 2

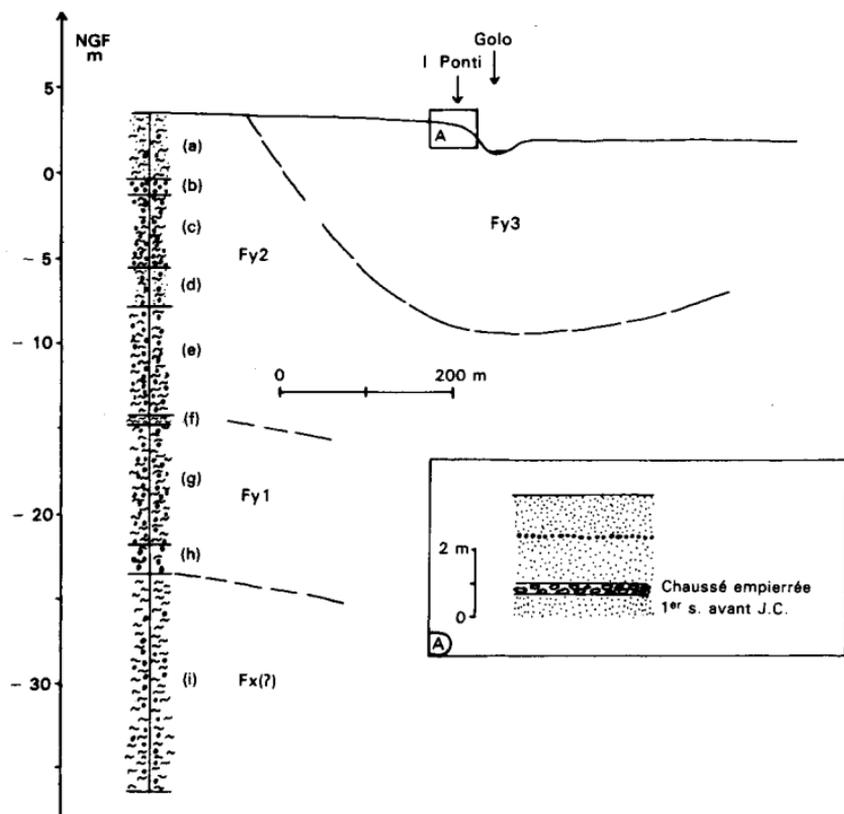
Des plis (P2) replissent S1. Ils sont généralement déversés vers l'intérieur de la chaîne (vers l'Est). Il s'agit de l'un des aspects d'une tectonique qui se traduit, dans son aspect le plus visible, par des accidents majeurs reprenant les superpositions issues de la phase précédente et conduisant à la répétition sur une même transversale des unités de socle. Des accidents de moindre importance accompagnent ces accidents majeurs. Un de ceux-ci, signalé par M. Sauvage-Rosenberg, passerait par Campile et Borgo. Situé à la limite des unités de Mandriale—Lavasina et de Sisco, il serait lié à une mégastucture anticlinale se déversant vers l'Est. En ce qui nous concerne, nous n'avons observé qu'une série de cisaillements au sein de l'épaisse masse de metabasaltes de l'unité de Mandriale—Lavasina, cisaillements dont les plans sont grossièrement parallèles à l'accident majeur. Des structures anticlinales sont malgré tout fort vraisemblables dans la région au-dessus de Borgo—Lucciana. Elles expliqueraient notamment que le contact entre les deux unités se fasse parfois par l'intermédiaire de serpentinites appartenant au mélange ophiolitique de Morteda—Farinole, qui, logiquement, devrait se trouver au-dessus des metabasaltes. Cet accident fait également reposer les unités supérieures (Morteda—Farinole et Mandriale—Lavasina) sur une unité de Sisco dont les termes sont tronqués.

D'autres accidents de même nature sont visibles sur la carte. Le plus important, déjà signalé par J. Warburton, est celui qui sépare l'unité du Pigno—Olivaccio, qui comprend surtout des roches du socle, et l'unité de Campitello, qui n'en comporte qu'à sa base et sur une épaisseur peu importante (une centaine de mètres) par rapport à l'impressionnante masse d'ophiolites qui le recouvrent.

Enfin, c'est également un accident de ce type qui permet d'expliquer le chevauchement de cette unité de Campitello sur celle de Morteda—Farinole dans la région de Volpajola.

Ces accidents accompagnent des plis, déversés ou non, bien visibles au niveau de la « dalle » de metabasaltes qui chevauche les gneiss du Zuccarello. Les plis sont d'axe N45° à N60°. Ces plis se retrouvent sur le versant ouest des monts de la Torre. Ils ont été décrits par J. Warburton (1983). Nous signalerons également comme appartenant à cette famille d'accidents : le pli déversé de la Cime de la Furtine, l'anticlinal de la Cime de Zuccarello (N45°) et les replis synclinaux au Nord-Ouest de Borgo. Ces plis d'axe moyen NE-SW ne sont plus apparents dans la région de la Casinca, au Sud du Golo.

Cette phase de rétroécailage se situerait durant l'Éocène supérieur ou l'Oligocène.



Sondage : (a) - argiles brunes, sableuses avec rares galets ; (b) - graviers moyens ; (c) - alluvions très argileuses et graveleuses ; (d) - alluvions peu argileuses ; (e) - alluvions très argileuses ; (f) - argiles jaune-orange ; (g) - alluvions très argileuses ; (h) - alluvions peu argileuses ; (i) - alluvions très argileuses avec passages d'argiles blanchâtres. L'épaisseur des alluvions n'est pas connue ici ; 1 km en amont, elle est à 8 m sous le lit du Golo, d'après un sondage

A - Détail des couches rencontrées par G. Moracchini-Mazel lors des fouilles archéologiques à I Ponti

Fig. 6 - Coupe transversale des alluvions du Golo passant par I Ponti, en aval de Mariana-la Canonica

Phase 3

Elle se traduit par de vastes bombements d'axe sensiblement N-S. Le plus imposant de ceux-ci s'observe le long de la vallée du Golo. On peut y observer le plongement des foliations qui de NE, au débouché de la vallée passe progressivement à l'W à partir de Barchetta. Sur la feuille Vescovato, cet anticlinal fait apparaître les ophiolites de la région d'Olmo qui constituent la partie basale de l'unité d'Olmo.

On retrouve cet anticlinal dans le défilé du Lancone. Celui-ci s'abaissant progressivement vers le Nord, n'apparaissent dans la partie axiale de l'anticlinal que les unités les plus élevées. Par contre, pour retrouver les unités plus basses, il faut dépasser la région de Bastia et gagner la partie centrale du cap Corse. Il y a donc un relèvement de l'axe vers le Nord.

À côté de ce vaste anticlinal, il en existe d'autres, d'ampleur plus modeste (hectométrique), conservant l'orientation méridienne, notamment le long de la ligne de crête qui réunit le mont Torricelle à la Cime des Taffoni. Signalons de même un petit synclinal N-S visible à environ 1 km de la Cime des Taffoni, en un lieu-dit Bocca di Prunitinca.

Des failles récentes découpent cet ensemble structural. Au Sud de Bastia, elles sont sensiblement E-W (N100°), puis leur direction tourne progressivement (sens horaire) pour s'orienter N135° à 140° dans la partie sud de la feuille.

Tectonique récente

Le dépôt fini-tertiaire de Casatora présente un pendage 30-45°N, et il est affecté de failles normales, recoupées par des failles inverses de direction subméridienne. Il témoigne donc une phase tectonique de distension puis d'une phase de compression.

Un complément d'information sur le Quaternaire de la Marana et de la Casinca est apporté par l'analyse des sondages effectués pour la direction départementale de l'Agriculture de Bastia. L'observation des carottes a permis de reconnaître des niveaux rubéfiés sous les alluvions de surface; ils semblent correspondre aux paléosols qu'on connaît à l'affleurement. Quand une succession de plusieurs paléosols est rencontrée en profondeur, on a supposé qu'il n'y avait pas de lacune dans la série, et attribué les paléosols aux niveaux alluviaux en remontant la chronologie (exemple : s'il y a 2 paléosols rubéfiés sous un affleurement d'alluvion brune Fy₂, on attribue les paléosols respectivement aux dépôts Fy₁ et Fx).

La figure 6 donne un exemple de sondage et son interprétation.

De l'interprétation des sondages telle qu'elle est proposée ici (*). Il ressort que l'alluvion Fv serait atteinte à la cote -28 m NGF sous la basse plaine du Bevinco, à l'Ouest de l'étang de Biguglia. L'alluvion Fw serait atteinte sous la même plaine, un peu en amont, à -43 m NGF, et dans la basse plaine du Rasignani à -17 m NGF. La rubéfaction de ces dépôts a eu lieu pendant une période interglaciaire où le niveau marin était le même qu'actuellement ou positif; la cote actuelle négative des paléosols résulte donc d'un affaissement (Conchon, 1977).

Le long du Golo, on trouve les alluvions Fx en terrasse à 40 m au-dessus du lit actuel en amont de Casamozza, et d'autre part à 25 m au-dessous du lit (sous les alluvions Fy₁ et Fy₂) à la Canonica, au Sud de l'aérodrome de Poretta. La forte flexure des alluvions Fx le long de ce profil s'explique par un affaissement de la plaine par rapport à la zone des schistes lustrés.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Le territoire de la feuille Vescovato est morphologiquement très contrasté. À l'Ouest, une zone montagneuse constituée de schistes lustrés (*s.l.*), occupant approximativement la moitié de la feuille; à l'Est, une vaste plaine littorale « quaternaire » occupée par le plan d'eau de l'étang de Biguglia.

Cette plaine dite de Marana-Casinca s'étend de Bastia au Nord jusqu'au Fium'Alto au Sud (feuille Cervione). C'est la plus vaste plaine alluviale de Corse, dominée sur le territoire qui nous intéresse par deux fleuves : le Golo au Sud et le Bevinco au Nord, représentés par la partie terminale de leurs cours et auxquels s'associent les cours d'eaux de moindre importance comme le Rasignani, la Mormorana, l'Olmi.

Le Golo

La zone amont du bassin du Golo est constituée essentiellement de formations granitiques et volcaniques. Les formations granitiques des hauts versants, arénisées, produisent par gélifraction et lessivage, des altérites sableuses où domine le quartz.

La totalité des sédiments grossiers charriés par la branche supérieure du Golo est actuellement stockée dans les réservoirs artificiels de Calacuccia et de Corscia, qui drainent environ 12 % de la superficie totale du bassin du Golo. Seuls les sédiments issus de la zone volca-

(*) La découverte de Néogène terminal (m6-p) au Nord de Casatora pourrait remettre en question l'attribution au Quaternaire des paléosols et des alluvions superposées sous la plaine. Ces dépôts pourraient être néogènes aussi, en particulier les plus profonds.

nique recouverte de dépôts morainiques et détritiques, drainée par la branche de l'Asco, parviennent actuellement à la mer.

Avant sa confluence avec l'Asco, entre Francardo et Ponte-Leccia, le Golo traverse les conglomérats du Miocène et draine les sédiments issus de formations également érodables, allant du Trias à l'Éocène (grès, grès calcaires, flyschs et conglomérats).

Le Golo et ses affluents drainent ensuite les sédiments issus de la formation moyennement érodable des schistes lustrés, avant d'atteindre la plaine orientale où les apports de sédiments complémentaires sont essentiellement dus à l'érosion du lit et des berges (reprise de stocks) durant les crues ; on remarquera la prédominance des gabbros et des rhyolites dans la composition pétrographique du fleuve.

Le Bevinco

La majeure partie (centrale et amont) du bassin du Bevinco est située dans le cortège ophiolitique des schistes lustrés (métabasaltes, gabbros, serpentinites et péridotites). Seule l'extrême partie amont du bassin-versant pénètre dans les gneiss du Tenda.

L'héritage sédimentaire granitique est donc très faible, d'autant plus que la gélifraction est peu importante, vu l'altitude moyenne des sommets (1200 m). L'essentiel des sédiments du Bevinco est actuellement issu de l'érosion, moins spectaculaire et plus lente, de la zone des schistes lustrés. La nature pétrographique des alluvions du Bevinco est dominée par les gabbros.

Le transport solide fluvial, par charriage et saltation, intéresse les sédiments dont la granulométrie va des sables moyens aux blocs ; ces sédiments sont transportés essentiellement en période de hautes eaux, par les courants sur ou à proximité du fond du lit de la rivière.

Provisoirement stockés dans le lit et les zones d'inondation, à la faveur de réduction de vitesse des courants agents de transport, ces sédiments, progressivement évacués en zone littorale à la faveur des fortes crues, sont ensuite remaniés par les houles et courants marins et redistribués sur le littoral et le plateau continental, avec les sédiments plus fins transportés en suspension.

C'est ainsi que se sont constitués progressivement la plaine et le littoral du Golo, littoral de type « deltaïque » de forme convexe, dont la tendance naturelle a été de progresser en mer, en raison du caractère dominant des flux sédimentaires d'origine fluviale par rapport à la capacité des houles et courants à redistribuer entièrement ces sédiments le long du littoral.

La plaine alluviale de Marana—Cascinca, bordée à l'Ouest par les schistes lustrés est, de ce fait, caractérisée par une succession de vallonnements constitués par des alluvions anciennes s'étageant en

terrasses emboîtées d'Est en Ouest, et plus ou moins fortement érodées, dans lesquelles les principales rivières ont entaillé d'étroites vallées et déposé des alluvions modernes recouvrant les plus anciennes.

L'étang de Biguglia

Entre Bastia et l'embouchure du Golo, l'étang de Biguglia occupe la quasi-totalité du rivage de la plaine de la Marana. Sa formation résulte du remaniement par la mer Tyrrhénienne des alluvions du Golo, du Bevinco, de la Mormorana,...

Il s'agit d'une lagune séparée de la mer par un lido dont la largeur n'excède pas 1 km. Son embouchure (ou grau) est située au Nord, à l'extrémité d'un chenal étroit. L'étang communique au Sud avec l'embouchure du Golo par le canal du Fossone. La superficie du plan d'eau est de 1450 ha, sa profondeur moyenne de l'ordre du mètre. La température des eaux oscille entre 25 et 26°C. Elle peut s'élever en été jusqu'à 30°C et, certains hivers, les bordures peuvent être prises en glace. La salinité oscille entre 5,5 % et 27,5 % (g/l). Lors des crues elle peut être inférieure (1 %).

Il existe une activité piscicole (200 t/an) exploitant surtout des anguilles.

L'assainissement de la plaine agricole a donné lieu à la réalisation de chenaux drainants et stations de pompage qui rejettent les eaux dans l'étang; la pollution véhiculée par ces systèmes est augmentée par l'urbanisation et les rivières. Cette menace du système écologique a finalement été prise en compte puisqu'un plan récent d'assainissement a été mis en place.

L'afflux d'eau douce à Biguglia a été estimé à 54.10^6 m³/an dont 15.10^3 m³/an pour les stations de pompages... 22.10^3 m³/an par le Bevinco (*).

Hydrogéologie des schistes lustrés

On ne peut que rappeler ici les données ayant trait à l'hydrogéologie de ces formations, évoquées sur d'autres feuilles intéressant la Corse alpine.

Tous les villages traditionnels de la feuille Vescovato se situent sur les reliefs occidentaux. Ces derniers, nombreux, ont été jusqu'à une date récente alimentés en eau potable par des sources au débit généralement faible (dépassant rarement le litre par seconde), signe d'une activité hydrogéologique des formations métamorphiques. Cette remise à jour des eaux météoriques se fait le plus souvent par l'intermédiaire

(*) Pour une documentation plus complète, se reporter à l'ouvrage « Études des écosystèmes des étangs de Biguglia, Diana, Urbino ». Cetegraf - Somlvac (1978).

d'un réseau de fractures (failles ou diaclases) parfois difficile à repérer, compte tenu de la texture pétrographique des affleurements.

Le débit de ces sources, dont le captage est parfois centenaire, a souvent baissé par vieillissement du captage (mauvais entretien) ou à cause d'une certaine modification de l'environnement (disparition du couvert végétal suite au vieillissement, créant des conditions d'érosion).

Les besoins en eau potable s'étant accrus, du fait d'une part de la généralisation des raccordements communaux et des activités touristiques d'autre part, les ressources traditionnelles se sont trouvées insuffisantes puisqu'il a été procédé, très souvent, à la dérivation d'eau de surface et, plus récemment, à des recherches hydrogéologiques par forage plus ou moins bien menées.

L'utilisation généralisée de la méthode de foration à l'air selon la technique du marteau fond-de-trou a conduit plusieurs entreprises de forages plus ou moins qualifiées à proposer, pour des prix acceptables, leurs services, surtout à des particuliers mais parfois à des collectivités. Cela a permis la réalisation de nombreux forages (qui n'ont pas tous pu être inventoriés), implantés sans études préalables.

L'importance de l'étude structurale photogéologique, complétée par une prospection de terrain, n'est pas à démontrer dans le cas de réservoirs de fractures. Accompagnées de compléments géophysiques et émanométriques (prospection radon), ces études permettent de réduire le facteur-risque inhérent à toutes recherches d'eau souterraine dans ce type de roches.

À l'initiative du SEMA et pour des collectivités, l'étude structurale photogéologique est systématiquement préconisée, de même que l'investigation géophysique (V.L.F.). Toutefois, compte tenu des contraintes financières ou d'accès, les sites d'implantation proposés prioritairement ne sont parfois pas retenus.

La plupart du temps, les renseignements que l'on peut avoir sur les débits des ouvrages sont aléatoires par manque d'essais. Comme pour tous les forages réalisés dans le socle métamorphique, la profondeur moyenne est comprise entre 40 et 60 m, avec des taux d'échec de 17 % et un débit compris entre 2 et 7 m³/h sur 30 % des ouvrages recensés. Les calcschistes et cipolins offrent de meilleures chances de succès que les micaschistes et metabasaltes.

Sur la feuille, on compte environ 100 points d'eau recensés dans le socle (sources et forages). Ce nombre est certainement en dessous de la vérité dans la mesure où les déclarations de travaux sont rarement effectuées.

Hydrogéologie des terrains quaternaires

La plaine de Marana—Casinca (*) est essentiellement constituée de galets roulés dans une matrice sableuse plus ou moins argileuse.

Les alluvions récentes, en liaison avec le lit des cours d'eau, sont les plus perméables mais d'extension moindre que les terrasses plus anciennes dont les caractéristiques lithologiques diffèrent rapidement d'un endroit à un autre. L'ensemble relève d'un même système aquifère dans la classification hydrogéologique de la Corse et porte le n° 363.

Il existe environ 130 points d'eau inventoriés sur l'ensemble de la feuille intéressant les alluvions. Ils ont permis de repérer le niveau hydrostatique d'une nappe aquifère généralisée qui s'écoule vers la mer, parallèlement grosso modo au rivage.

Cette nappe aquifère est toutefois assez compartimentée au sein des différentes couches alluvionnaires ; elle peut être libre ou en charge (captive), parfois artésienne. La manifestation de cet artésianisme s'observe principalement dans le secteur du Bevinco où des sources Bollari ont été décrites depuis longtemps.

L'alimentation de la nappe se fait à partir de précipitations, et vraisemblablement aussi du socle métamorphique de bordure. Les sorties sont dirigées vers la mer ou l'étang de Biguglia. On doit insister aussi sur l'interaction avec les cours d'eau qui drainent ou alimentent la nappe.

Il est difficile de faire un bilan de cette nappe aquifère, mais le flux mis en jeu est important. Sur les 80 km² d'extension (en comptant le Fium'Alto), on peut estimer les réserves à environ 40.10⁶ m³, dont 13.10⁶ m³ pour les alluvions modernes, alors que les prélèvements par forage sont de l'ordre de 4.10⁶ m³/an. Il est évident que l'exploitation de cet aquifère suppose néanmoins des investigations préliminaires de façon à mettre en évidence les zones les plus favorables. De nombreuses études géophysiques, effectuées sur le Bevinco et le Golo surtout, ont permis d'avoir une connaissance plus précise du matériau aquifère. Des essais de pompages ont quant à eux permis de définir des caractéristiques hydrauliques (transmissivité, perméabilité,...).

L'exploitation se situe principalement dans les alluvions du Golo et dans ceux du Bevinco (2 syndicats). Dans le Golo, 8 puits et forages essentiellement situés dans le méandre de Casanova sollicitent la nappe entre 4000 et 8000 m³/jour. Dans le Bevinco, le débit est moindre à cause des problèmes d'envahissement saumâtre en période d'étiage. En effet, la présence du littoral, sinon de l'étang exutoire de la nappe aquifère, conditionne un équilibre eau douce-eau salée qui

(*) Le cordon dunaire du lido possède lui aussi une nappe aquifère superficielle de faible importance, exploitée autrefois par puits et en équilibre fragile avec les eaux salées et saumâtres de la mer à l'Est, et l'étang de Biguglia à l'Ouest.

se manifeste par l'existence d'une interface qui remonte plus ou moins loin à l'intérieur des terres.

Il s'agit d'un problème grave et préoccupant, surtout sur le Bevinco, et dont l'évolution est liée d'une part à la surexploitation temporaire de l'aquifère en un point donné, d'autre part à des activités d'extraction de granulats (Golo) qui, jusqu'à une date récente, ont été basées dans le lit vif du fleuve. Des observations effectuées depuis une trentaine d'années ont permis de constater une baisse importante de la piézométrie consécutive à une baisse de la ligne d'eau (plusieurs mètres), occasionnant ainsi une diminution du potentiel aquifère dans des horizons alluviaux supérieurs, de meilleure qualité au point de vue hydraulique. Cette activité désastreuse a provoqué une remontée du biseau salé sur plus d'un kilomètre, préjudiciable pour l'aquifère dans le secteur aval, sans compter sur le déficit d'apport de sédiments à l'embouchure, déterminant un recul conséquent d'une centaine de mètres de la ligne de rivage depuis 1962, au Nord de l'estuaire. Cette exploitation de granulats continue actuellement sous forme de fouilles fermées en rive droite du Golo et dans le secteur de la Mormorana.

Alerté par les services intéressés sur l'importance et la précarité des ressources aquifères de la région, les exploitants principaux de la nappe du Golo et du Bevinco ont fait procéder à une étude hydrogéologique permettant de rendre compte du fonctionnement hydraulique du système nappe-fleuve, d'estimer les potentialités d'exploitation de ce patrimoine sous le double aspect quantitatif et qualitatif. Les modélisations mathématiques ainsi réalisées ont permis de définir les mesures de maintenance et de protection à prévoir pour une meilleure exploitation des champs de captage actuels. Elles pourront contribuer ainsi à une meilleure gestion des aquifères.

Qualité des eaux

Les eaux des aquifères alluvionnaires présentent une composition physico-chimique sensiblement identique à celles des eaux de surface. Elles sont en général de bonne qualité. Leur protection au sein de l'aquifère, dans le cas d'une nappe libre, dépend de plusieurs facteurs environnementaux en général (décharges, stations d'épuration,...). Les nappes captives sont moins exposées. Les relations avec les cours d'eaux induisent des risques de pollution, particulièrement mis en évidence pour les captages du Golo.

Les eaux du socle sont probablement mieux protégées. Les implantations des forages doivent toutefois prendre en compte l'environnement immédiat, et leur exécution réalisée selon les règles de l'art (cimentation de surface, tubage de protection, etc.). Comme les précédentes, ces eaux sont de bonne qualité, on peut néanmoins pour certains forages et sans que cela soit prévisible, être confronté à des teneurs en fer et manganèse supérieures à la normale.

La protection de la ressource en eau (sources, forages) doit enfin être assurée par la mise en place effective de périmètres de protection réglementaires. Ceci éviterait dans la plupart des cas, et indépendamment de l'entretien du réseau, des pollutions temporaires dues souvent à une mauvaise protection immédiate des captages.

GÎTES MINÉRAUX

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

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Le **guide géologique régional : Corse** (Durand-Delga *et al.*, 1978. Paris : Masson édit.) propose une sortie, le long du Golo (*itinéraire 2*, p. 53 à 57). Un autre (*itinéraire 14*) emprunte le défilé du Lancone (p. 162-163).

De nombreux autres itinéraires peuvent être empruntés. Cependant, la plupart imposent une longue marche. Il faut garder à l'esprit que la plupart des sentiers indiqués sur les cartes ne sont plus empruntés que par les bergers (à dos de mulets) et ne sont pas toujours bien apparents. Signalons enfin que des chemins ont été créés ces dernières années, généralement dans le cadre d'adductions d'eau. Nous proposons un de ces itinéraires, géologiquement difficile, qui permet d'observer la superposition des différentes unités comportant du socle.

Itinéraire Furiani—Cime Morato—monts de la Torre (fig. 7)

Il part de Furiani (cote 216). On peut laisser son véhicule sur un parking situé dans une courbe en épingle à cheveux à l'entrée du village. De là on va suivre un sentier qui mène à la maison en ruine de Campolongo.

Durant le premier kilomètre, celui-ci reste sur des schistes et des serpentinites dont les relations n'apparaissent pas clairement. Ce n'est qu'en suivant ces formations en direction du Sud-Ouest que l'on se rend compte que les serpentinites se placent à la fois dessous et dessus les schistes.

À proximité d'une bergerie, l'on va quitter ces formations pour passer sur des metabasaltes. Une faille au Sud de Ficabruna fait réapparaître les schistes dont on peut étudier la déformation dans une boucle de l'ancien chemin (que n'emprunte plus le chemin actuel).

• **Coupe Est-Ouest de la colline 436.** Il faut, après avoir retrouvé les metabasaltes précédents, escalader, au-dessus de ceux-ci, des ni-

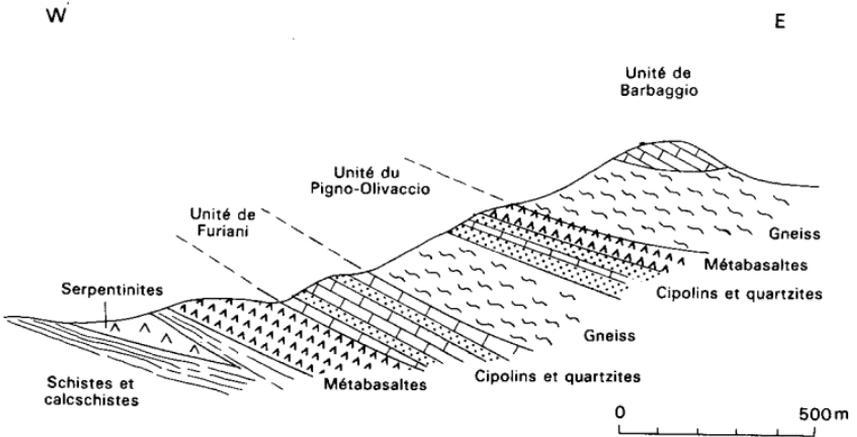


Fig. 7 - Coupe de Furiani à la Cime Morato

veaux de quartzites montrant des lits plus calcaires ou calcschisteux. Cette association représente, dans l'ensemble à matériel continental allant d'Olivaccio au Nord du Pigno, l'unité la plus basse : *l'unité de Furiani*.

Au-dessus viennent des formations basiques montrant des niveaux acides (leptynites). En ce point, un doute peu apparaît quant à leur appartenance au complexe d'Olivaccio. Cependant, quand on les suit en direction de l'Ouest, on constate que les niveaux « orthogneissiques » envahissent la formation et qu'ils se raccordent aux gneiss d'Orsinco et au-delà à ceux d'Olivaccio. Ils sont surmontés par des gneiss très schisteux correspondant probablement aux niveaux à galets qui viennent en couverture de cette unité. Cependant, ici nous n'avons pas rencontré avec certitude de galets. Cet ensemble (complexe basique et « métaconglomérat ») représente la partie continentale ou *terme inférieure de l'unité du Pigno-Olivaccio*.

Sur le versant nord de la colline 436 viennent ensuite des lambeaux de metabasaltes alpins. Ces roches présentent un développement beaucoup plus important sur le versant est de la Cime Morato, 250 m plus au Sud. Il s'agit des ophiolites qui viennent chevaucher, lors de la phase 2, les formations continentales du Pigno et que nous regardons comme constituant le *terme supérieure de l'unité du Pigno-Olivaccio*.

Quelques décimètres de cipolins sont visibles au-dessus. Nous retrouverons ces métacalcaires sur le versant est de la Cime Morato où ils prennent bien le faciès des cipolins de la série des monts de la

Torre. Ils sont surmontés par une formation schisteuse, riche en quartz, à plis se déversant vers le Nord-Ouest. Il peut s'agir de l'équivalent des niveaux conglomératiques qui, ici, pourraient être transgressifs (?) sur les cipolins de la série triasico-jurassique des monts de la Torre. Cet ensemble représente le *terme inférieur de l'unité de Barbaggio*.

Au-dessus on retrouve les habituels metabasaltes alpins, *terme supérieur de l'unité de Barbaggio*.

• L'examen de la face nord de **la Cime Morato** permet de compléter les observations précédentes sur deux points : la présence de conglomérats au-dessus de l'unité du Pigno—Olivaccio et le passage des orthogneiss aux formations basiques du complexe d'Olivaccio. Une faille sépare les formations de la cote 436 au Nord, de celles de la Cime Morato au Sud (compartiment soulevé).

Du point 436, il faut se diriger vers l'Ouest. On traverse ainsi les cipolins et quartzites de l'unité de Furiani, pour atteindre, vers Sette-Rustaje, des orthogneiss. En suivant ce niveau vers le Sud-Est, on constate qu'il s'enrichit en enclaves basiques pouvant évoquer macroscopiquement des metabasaltes. Il s'agit bien d'un ensemble appartenant au complexe d'Olivaccio.

Les niveaux conglomératiques sont visibles au-dessus. La végétation très dense ne permet pas de progresser facilement et il faut se frayer un passage vers les îlots rocheux qui émergent de la végétation. Les galets, rares, sont surtout de nature dolomitique.

• On peut, une fois au sommet de la Cime Morato, continuer l'excursion en direction des **monts de la Torre** et suivre ceux-ci pour arriver au col de Tégime. On va alors recouper les unités de la cote 436. Plus simplement, et si on ne dispose pas de suffisamment de temps, on peut redescendre de la Cime Morato (sentiers mal tracés) en direction de la maison de Campolongo et rejoindre Furiani.

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 : la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, p. 2611-2614.

AUTRAN 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.

AZAIS H., BOULADON P., PICOT P., SAINFELD P. (1968) — Le nickel dans les serpentinites de Corse. *Bull. BRGM*, II, 1, p. 55-115.

BOULADON P., PICOT P. (1968) — Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse. *Bull. BRGM*, II, 1, p. 82.

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

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

CARON J.M. (1977) — Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Thèse État, Strasbourg.

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., FRAIPONT P. (de), 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.

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.

CONCHON O. (1975) — Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse État, Paris, 2 vol., 758 p.

CONCHON O. (1977) — Néotectonique en Corse orientale d'après l'étude des formations quaternaires : comparaison entre la Marana et la plaine d'Aleria. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIX, n° 3, p. 631-639.

CONCHON O. (1986) — Corrélations entre les formations glaciaires, fluviatiles et marines de Corse et les sédiments sous-marins de Méditerranée occidentale au Pléistocène supérieur. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 27, 2, p. 85-98.

CONCHON O. (1988) — Paléogéographie et paléoclimatologie de la Corse au Quaternaire. Chronologie des événements. *Bull. Soc. géol. Fr.*, IV, 4, p. 587-594.

CONCHON O., LOÏYE-PILOT M.D., PASKOFF R., SANLAVILLE P. (1986) — Preuves de l'âge anté-wurmien de la formation quaternaire de Vadina-Urbino, et conséquences sur l'interprétation de la néotectonique dans la région d'Aleria (Corse orientale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, sér. II, 13, p. 821-824.

DELCEY R. (1962) — Contribution à l'étude des minéralisations corses. Thèse, Paris.

DELCEY R. (1974) — Données sur deux nouvelles séries stratigraphiques de la zone des schistes lustrés de la Corse nord-occidentale. *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 alpine 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. It.*, 28, 285-329.

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.*, Paris, 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.

FERRAND J.J. (1960) — Plaine alluviale du Golo et étude complémentaire des alluvions du Bevinco. Étude géophysique et sondages mécaniques. *Comp. Prospect. géophys. franç., Génie rural*, Bastia.

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

KIÉNAST J.R. (1983) — Le métamorphisme HP/BT (éclogites et schistes bleus). Données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse État, Paris.

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° 4, p. 579-585.

LAHONDÈRE D. (1991) — Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine : nouvelles données pétrologiques et structurales. Thèse doct. univ. sci. et techn. Languedoc, Montpellier, 228 p.

LAHONDÈRE D., CABY R. (1989) — Les métaconglomérats polygéniques des « schistes lustrés » de la vallée du Golo (Corse alpine) : signification paléogéographique et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, sér. II, p. 727-732.

LAHONDÈRE J.C. (1967) — Formations cristallophylliennes et roches vertes de la région de Lancone—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. (1992) — Le socle antéalpin de la région de Bastia (Haute-Corse) et sa couverture : description, évolution structurale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 314, sér. II, p. 1347-1353.

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.

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

LLUCH D. (1989) — Les unités à matériel sédimentaire supra-schistes lustrés de Saint-Florent et Macinaggio. Thèse doct. univ. Toulouse, 204 p.

LOÏE-PILOT M.D., MAGNÉ J. (1978) — La formation de Peri (plaine orientale corse) : formation continentale à paléosols d'âge post-tortonien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, p. 1175-1178.

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 du 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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.*, 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.

MORACCHINI G. (1965) — Le pavement en mosaïque de la basilique paléochrétienne et du baptistère de Mariana (Corse). *Cah. archéol.*, XIII.

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., ROSSI P. (1985) — Reconstitution d'une paléochambre 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.

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

REILLE M. (1975) — Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation de la montagne corse. Thèse État, Marseille, 189 p.

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-alkalin de la Corse. Thèse État, Toulouse.

ROSSI P., COCHERIE A., LAHONDÈRE D. (1992) — Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphano-permien de Corse, témoins des phénomènes d'amin-cissement crustal néovarisques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 1341-1348.

ROSSI P., ROUIRE J. (1980) — Notice explicative de la feuille Corse (1/250 000). 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.

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.

Cartes consultées

Carte géologique de la France à 1/80 000, feuille *Bastia*, par E. Maury (1908).

Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille *Bastia*, par J.C. Lahondère (1983).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille *Marseille*, coordination J. Méloux (1980).

DOCUMENTS CONSULTABLES

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

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Jean-Claude LAHONDÈRE, maître de conférences à l'université d'Orléans, avec la collaboration de :

- Odette CONCHON, maître de conférences agrégé à l'université Paris-Sud (Orsay), pour les formations quaternaires ;
- Didier LAHONDÈRE, docteur en géologie de l'université des sciences et techniques (Montpellier), pour les formations du socle corse et le métamorphisme. Cet auteur a en outre reporté sur la carte de nombreuses directions de foliation, d'axe de plis et de linéation ;
- Roger DOMINICI, ingénieur géologue au BRGM, pour l'hydrogéologie ;
- Christian VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM, pour les tableaux de gîtes minéraux.

Présentation au CCGF : 6 décembre 1988.

Acceptation de la carte et de la notice : 10 décembre 1992.

Impression de la carte : 1994.

Impression de la notice : septembre 1994.

ANNEXE - GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Biguglia	1.4001	Ni	Pentlandite Magnétite Millérite Spinnelle Limonite	Disseminé	Serpentinites Massif de 2 km ²	L'étude de la minéralisation en nickel des serpentinites de Corse avait pour but essentiel d'estimer l'importance et les possibilités de récupération du fer nickelé naturel (awaruite), récemment découvert au cap Corse, et constituant pour les métallurgistes un excellent minerai de nickel. Bien que les conclusions en aient été négatives sur le plan économique, cette étude a néanmoins permis de mieux connaître une minéralisation intramagmatique d'un type original, caractérisé par l'association fer nickelé-pentlandite, la relative abondance de heazhwoodite, et la présence de petites quantités de cuivre-natif et d'or-natif.
Monte Pinzali	1.4002	Ni	id° 1.4001	Disséminé	Serpentinites	16 échantillons traités.
Lancone	1.4003	Ni	Pentlandite Bravoïte Magnétite Limonite	Disséminé	Serpentinites	1 200 à 2 800 ppm de Ni.
Frangone Défilé du Lancone	1.4004	Cu, Pyn	Quartz Chalcopyrite Pyrite Malachite	Stratiforme	Schistes Amphibolites	Tranchées, galeries et travers, env. 500 m, de pilages. Production : 1 800 t. de minerai à 0,7 % Cu, donnant après triage 250 t de minerai à 5 % Cu, 1 000 t de pyrite.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Frangone Défilé du Lancone (suite)			Limonite Azurite Chalcocite Bornite			
Bigulia-Capanole	1.4005	Mg	Magnésie Giobertite	Filon	Schistes Serpentinites	Sur 11 filons reconnus, 3 ont été exploités par tranchées, petits puits et galeries. Production : 250 t de minerai, teneur 30 à 45 % MgO.
Vierge de Rutali	1.4006	Ni	Awaruite Pentlandite Heazlwoodite Millérite Bravoïte Chalcopyrite Cuivre-natif Or-natif Magnétite Ilménite	Disséminé	Serpentinites	Essai de concentration sur un échantillon de serpentinites amiantifère : 0,20 Ni (cf. 1.4001).
Cinquerne	1.4007	Pb	Galène	Inconnu	Schistes	Indice ponctuel, sans valeur.
Furiani	1.4008	Mn	Oxyde de manganese	Inconnu	Zone des schistes lustrés	Indice non retrouvé, cité en littérature.
Bigulia-Pylone H.T.	14009	Mg	Giobertite	Cassure	Serpentinites	Petit indice.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Rutali-Novo Piano	5.4001	Ami	Chrysotile	Stockwerk	Serpentinites	Plusieurs carrières (6 à 10) aux alentours de Rutali. 3 carrières réparties sur 350 m en direction N-S ont produit mensuellement 4 à 7 t d'amiante triée à la main.
Venzolasca	6.4001	Fé, Pyn	Oligiste Pyrite	Amas	Schistes à amphiboles	Les anciens auteurs situent le gîte sous le village.

