



# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

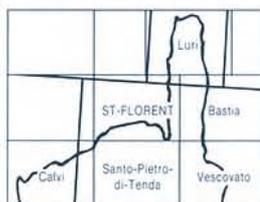
## SAINT-FLORENT

par

P. ROSSI, J.C. LAHONDÈRE, D. LLUCH,  
M.D. LOÏE-PILOT

### SAINT-FLORENT

La carte géologique à 1/50 000  
SAINT-FLORENT est recouverte  
par les coupures suivantes  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : LURI (N° 259)  
au sud : 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

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

### COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

*Président* J. DERCOURT  
membre de l'Institut  
*Vice-Président* Z. JOHAN  
correspondant  
de l'Académie des Sciences  
*Secrétaire général* C. CAVELIER  
*Membres* R. CAPDEVILA  
J.-M. CARON  
J. CHANTRAINE  
J. FOURNIGUET  
P. LEDRU  
M. TARDY  
J. DUBREUILH  
J. REY

Les recommandations pour faire référence à ce document  
se trouvent en page 2 de la notice.

Les utilisateurs de cette carte sont priés de faire connaître au  
Service géologique national (secrétariat de la Carte géologique) les  
erreurs ou omissions qu'ils auront pu constater.

Il sera tenu compte de leurs observations dans la prochaine édition.

Echelle 1/50 000



**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
SAINT-FLORENT À 1/50000**

*par*

**P. ROSSI, J.C. LAHONDÈRE, D. LLUCH,  
M.D. LOYE-PILOT**

*avec la collaboration de*

**J. BRAUD, R. DOMINICI, R. DUBOIS, M. DURAND-DELGA,  
J. FERRANDINI, D. LAHONDÈRE**

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* : ROSSI P., LAHONDÈRE J.C., LLUCH D., LOYE-PILOT M.D., JACQUET (1994). - Carte géol. France (1/50000), feuille **Saint-Florent** (1103). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Rossi, J.C. Lahondère, D. Lluch, M.D. Loÿe-Pilot et coll.(1994),93p.

- *pour la notice* : ROSSI P., LAHONDÈRE J.C., LLUCH D., LOYE-PILOT M.D., avec la collaboration de BRAUD J., DOMINICI R., DUBOIS R., DURAND-DELGA M., FERRAN-DINI J., LAHONDÈRE D. (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille **Saint-Florent** (1103). Orléans : BRGM, 93 p. Carte géologique par P. Rossi, J.C.Lahondère, D. Lluch, M.D. Loÿe-Pilot, M. Jacquet (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 : 2-7159-2103-9

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>RÉSUMÉ - ABSTRACT</b>	5
<b>INTRODUCTION</b>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	7
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS</i>	10
<b>DÉCOUPAGE STRUCTURAL DE LA FEUILLE</b>	
<b><i>SAINT-FLORENT DANS SON CADRE RÉGIONAL</i></b>	17
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	25
<i>FORMATIONS DU TENDA</i>	25
<i>SCHISTES LUSTRÉS</i>	38
<i>FORMATIONS ALLOCHTONES DE LA NAPPE</i>	
<i>DU NEBBIO</i>	45
<i>MIOCÈNE POST-NAPPE</i>	55
<i>FORMATIONS QUATERNAIRES</i>	57
<b>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS</b>	
<b><i>GÉOLOGIQUES</i></b>	59
<b>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ALPINE</b>	71
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	75
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	75
<i>GITES ET INDICES MINÉRAUX</i>	78
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	79
<i>SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES</i>	79
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	79
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	90
<b>AUTEURS</b>	90
<b>ANNEXE: ANALYSES CHIMIQUES</b>	91

## RÉSUMÉ

La feuille Saint-Florent, située au Sud-Ouest du cap Corse, à l'Est de la feuille Bastia, recouvre trois grandes régions naturelles qui correspondent à autant de grands domaines structuraux :

- à l'Ouest, le désert des Agriates occupe la partie septentrionale du *massif volcano-plutonique calco-alkalin varisque du Tenda* et de son encaissant. Ce massif, en position d'autochtone (au moins relatif), a enregistré, à l'Alpin, une déformation ductile dans le faciès des schistes verts. La déformation finie y est hétérogène et se traduit par l'existence de domaines peu à légèrement déformés, délimités par des zones de cisaillement ductile synschisteuses;

- au Nord, la *nappe des schistes lustrés*, chevauchante sur le batholite varisque et sa couverture sédimentaire, occupe la retombée occidentale de l'antiforme du cap Corse. Elle est constituée par des formations métasédimentaires, polymétamorphiques et polydéformées (d'âge jurassique supérieur à crétacé), associées à des ophiolites jurassiques qui représentent les fragments d'une croûte formée à hauteur d'une ride médio-océanique, ainsi que par des écaillés de socle varisque. Les schistes lustrés ont localement subi durant l'orogénèse alpine un métamorphisme HP-BT;

- à l'Est, au sein de la Conca d'Oro, la *dépression du Nebbio* est située au centre d'une synforme de nappes supérieures en position haute, exemptes de métamorphisme alpin, qui repose tectoniquement sur les formations alpines des schistes lustrés dont toutes les structures sont recoupées. Sur cet ensemble de nappes, les *formations miocènes* sont discordantes.

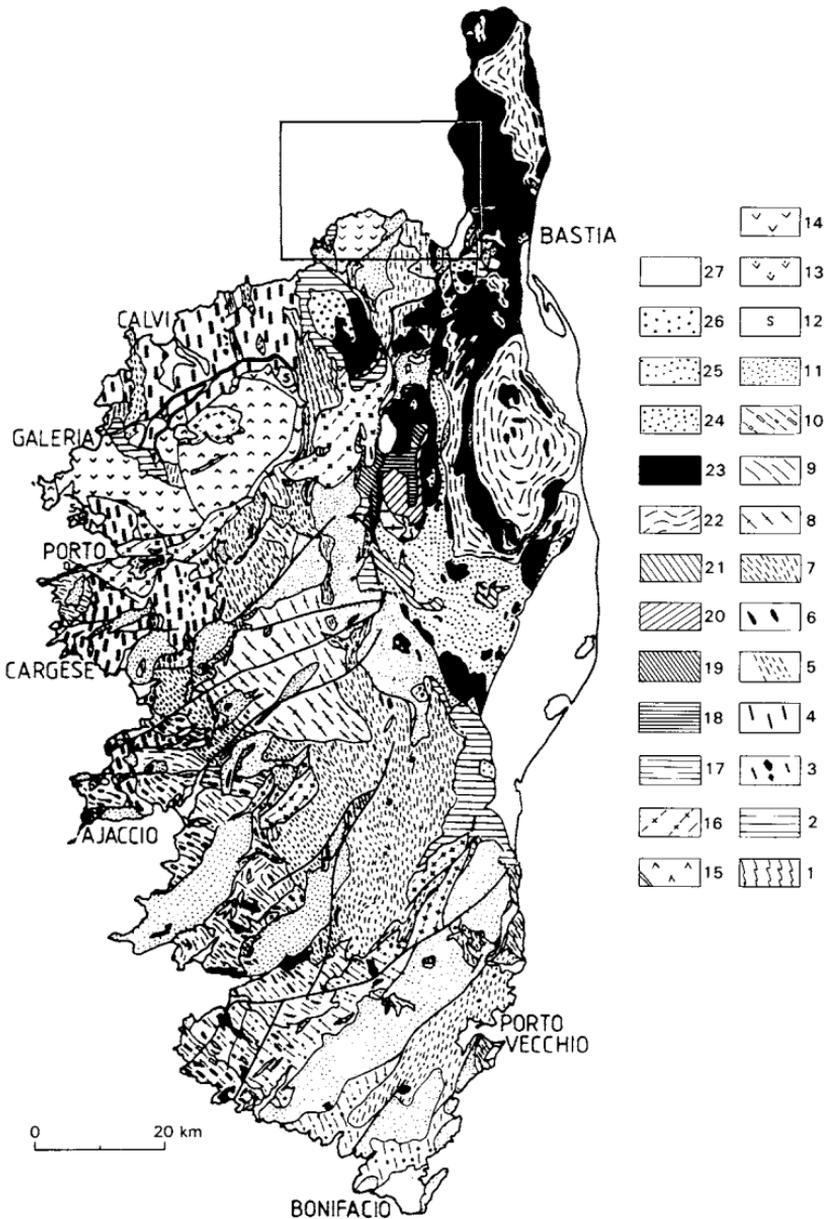
## ABSTRACT

The Saint-Florent map area, located in the southwest of Cap Corse, east of the Bastia map area, includes three broad natural regions corresponding to three main structural domains :

- in the west, the Agriates desert covers the northern part of the Variscan Tenda calc-alkaline volcanic-plutonic massif and its country rock. The massif, which acts as an autochthon, at least relatively, is marked by Alpine ductile deformation in the greenschist facies. The finite strain here is heterogeneous and has resulted in almost undeformed to lightly deformed domains, bounded by ductile shear zones which developed at the same time as the schistosity;

- to the north, at the western limit of the Cap Corse anticline, the « Schistes lustrés » nappe is thrust over the Variscan batholith and its sedimentary cover. The nappe is made up of polymetamorphic and polydeformed metasedimentary rocks of Late Jurassic-Cretaceous age, with Jurassic ophiolitic rocks, fragments of crust formed at the mid-ocean ridge, and slices of Variscan basement. In place, the « Schistes lustrés » have been subjected to HP / L T metamorphism during the Alpine orogeny;

- in the east in the Conca d'Oro area, the Nebbio depression occupies the centre of a synform made up of the structurally highest nappes, unaffected by Alpine metamorphism, which tectonically overlie the Alpine formations of « Schistes lustrés » and cross cut all of their structures. The nappes are unconformably overlain by Miocene deposits.



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

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

## INTRODUCTION

### SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La coupure Saint-Florent recouvre trois grandes régions naturelles qui correspondent à autant de grands domaines structuraux. Ce sont, de l'Ouest vers l'Est :

- le désert des Agriates, qui constitue la partie septentrionale du massif cristallin du Tenda, en position d'autochtone alpin (au moins relatif) ;
- la Conca d'Oro, dépression du Nebbio (synforme de nappes supérieures, exemptes de métamorphisme alpin, et Miocène post-nappe) reposant sur les schistes lustrés ;
- la retombée occidentale de l'antiforme du cap Corse : nappe des schistes lustrés et écaillés de socle varisque.

### CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

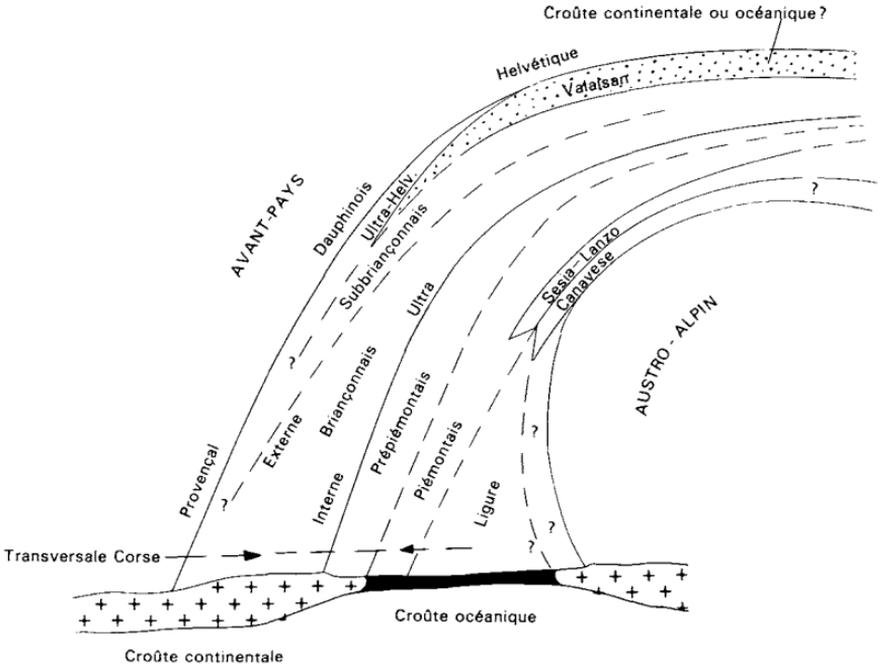
La Corse est constituée par l'empilement d'unités alpines allochtones affleurant dans son tiers nord-est, qui reposent tectoniquement sur un socle constitué par le batholite varisque et sa couverture (fig. 1).

#### Le massif du Tenda

L'essentiel de l'autochtone est constitué par le batholite varisque du Tenda mis en place au sein d'un ensemble de terrains dont les témoins, dispersés à l'affleurement, montrent des évolutions tectono-métamorphiques distinctes et asynchrones (Lardeaux *et al.*, 1994).

Trois associations magmatiques successives y ont été mises en évidence. La plus précoce, U 1 (Marre et Rossi, 1981), est représentée par des granitoïdes magnésio-potassiques (Orsini, 1980), dont certains, datés à 350 ± 36/-18 Ma (Rossi et al., 1988), sont associés à des roches mafiques ultrapotassiques. Sa mise en place est suivie, entre 310 et 275 Ma, de celle d'une association calco-alkaline composite, U2, qui comprend les granitoïdes et des complexes mafiques-ultramafiques d'affinité tholéiitique (Rossi, 1986), des granites de cette association U2 se mettant pour certains en place, au Permien inférieur, au sein de séries volcaniques et volcano-sédimentaires calco-alkalines (Rossi et al., 1993). L'édification du batholite s'achève, durant le Permien moyen, par la mise en place de complexes volcano-plutoniques alcalins U3 (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980), dont la dynamique de mise en place poursuit (Rossi et al., 1993) celle des magmas calco-alkalins les plus tardifs.

Enfin, les reliques de la couverture mésozoïque et tertiaire affleurent essentiellement sur la marge orientale du batholite.



**Fig. 2 - Schéma paléogéographique hypothétique des Alpes orientales et centrales au Jurassique moyen-supérieur**  
(d'après Dal Piaz et al., 1977)

### *Les schistes lustrés*

En Corse, comme dans les Alpes, on regroupe sous le nom de « schistes lustrés » des roches sédimentaires variées, associées géométriquement à des ophiolites et inégalement transformées par les tectoniques et les métamorphismes alpins. En conséquence, la terminologie des zones paléogéographiques employée dans les Alpes occidentales et centrales peut être reprise ici (fig. 2) pour définir la place des principales unités en fonction de leur position par rapport au continent ou à l'océan.

Les schistes lustrés, globalement charriés sur un substratum autochtone ou parautochtone constitué par le batholite et sa couverture (Durand Delga, 1974 ; Mattauer et Proust, 1976 ; Caron, 1977 ; Lahondère, 1981), sont constitués de roches vertes de nature ophiolitique (Guillou *et al.*, 1981) ainsi que de leur couverture sédimentaire d'âge jurassique supérieur (De Wever *et al.*, 1987) à crétacé. Ils occupent différentes situations par rapport à leur substratum autochtone ou parautochtone.

En effet une partie des schistes lustrés (ensemble supérieur à matériel océanique, ou E.O.S. : Lahondère, 1992 ; ou unité ophiolitique supérieure : Lahondère et Lahondère, 1988) sont clairement charriés sur le batholite et notamment sur le massif cristallin « externe » du Tenda.

Une autre partie plus « interne », également océanique, est engagée sous les unités comprenant du matériel continental (ensemble inférieur à matériel océanique, ou E.O.I.) : elle donne des affleurements plus au Nord, dans le cap Corse (régions de Brando et Sisco du cap Corse) et plus au Sud (Castagniccia).

Entre ces deux ensembles de nature océanique se trouvent des unités composites où du matériel issu du continent (socle antéalpin, dolomies, conglomérats à galets de granites et de calcaires dolomitiques) est mélangé à du matériel issu d'un milieu océanique. Cette disposition est la conséquence d'un fort écaillage, vers l'Est, de la marge interne du socle corse. Ces unités comprennent, outre les lambeaux de socle, les ophiolites charriées préalablement au-dessus. Ces unités ont été regroupées dans un « ensemble composite ».

L'affrontement entre l'autochtone et les formations océaniques induit une importante déformation plastique, associée à un métamorphisme de haute pression et basse température (Brouwer et Egeler, 1952) dont le climat dans les formations continentales est estimé de 13 kbar et  $500 \pm 50^\circ\text{C}$  (Lahondère, 1991) à 11 kbar et  $400^\circ\text{C}$  (Fournier *et al.*, 1991). L'existence de structures transverses à la chaîne comme les linéations « a », ainsi que d'une schistosité à pendage E, seraient la conséquence (Mattauer *et al.*, 1977) d'une « subduction sialique » sous la masse obductée des nappes à matériel océanique.

Un âge anté-éocène avait été proposé par M. Mattauer et F. Proust (1976) pour la mise en place par obduction des schistes lustrés. L'âge des événements tectono-métamorphiques qui affectent la bordure orientale de la Corse alpine n'est pas encore connu avec précision. J. Carpéna *et al.* (1979) ont daté, par la méthode des traces de fission sur apatite, une phase d'âge éocène supérieur autour de 42 Ma, tandis que les études structurales menées sur les unités à la marge du batholite attribuent à un épisode post-bartonien la déformation alpine et le métamorphisme HP-BT associé (Counas, 1986 ; Bézert et Caby, 1988 ; Égal et Caron, 1989). D. Lahondère (1991) privilégie un modèle de subduction à caractère décrochant du domaine téthysien sous le bloc continental corse ; les déformations transverses d'âge post-bartonien affectant uniquement les unités externes, ne traduiraient qu'un blocage de cette subduction lors de la collision entre la Corse et le bloc apulien.

### **Les unités tectoniques supérieures**

La mise en place des schistes lustrés a été accompagnée ou suivie de celle d'autres nappes : Balagne, Nebbio, Macinaggio. Ce matériel aurait une origine « ultra-schistes lustrés », austro-alpine ou insubrienne, selon M. Mattauer et F. Proust (1975), tandis que, selon M. Durand Delga (1974, 1978), J.C. Lahondère (1981) ainsi que L. Dallan et A. Pucinelli (1987), leur origine serait à rechercher entre l'autochtone occidentale et la zone des schistes lustrés : la mise en place des nappes serait due à des mouvements vers l'Est, attribués à des rétroécaillements tardifs.

Cette cinématique de mise en place vers l'Est a été interprétée par L. Jolivet *et al.* (1990) et M. Fournier *et al.* (1991) comme une conséquence d'une phase de déformation ductile intervenant dans un contexte en extension d'âge oligo-miocène.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS*

La feuille Saint-Florent à l'échelle du 1/50 000 occupe à peu près le quart nord-ouest de la coupure Bastia à 1/80 000 (Maury, 1908). Une révision, pour une seconde édition du 1/80 000 (qui n'a jamais été imprimée), effectuée par P. Routhier, R. Delcey et A. Meunier, a donné lieu à de nombreux travaux. Les conclusions et des levés partiels de ces auteurs ont toutefois été publiés et sont rappelés ci-après.

Afin d'argumenter les choix faits pour parvenir à la présente synthèse et résumer l'évolution des idées et des concepts sur cette région de la Corse, les contributions successives des auteurs seront brièvement exposées, les travaux consultés ayant été examinés en fonction des régions concernées de la feuille.

## **La terminaison nord du massif du Tenda : les Agriates.**

Une partie des formations aujourd'hui rapportées à des micaschistes et à leur couverture volcano-sédimentaire dans les Agriates était représentée, de façon erronée, sous le figuré « schistes lustrés » sur l'ancienne feuille Bastia à 1/80 000. Les déformations subies par ces terrains lors de l'orogénèse alpine, et qui sont à l'origine d'un débit schisteux localement très développé, peuvent avoir été à l'origine de cette méprise.

Pour ce qui concerne le massif du Tenda *s.s.*, les Opinions des auteurs s'accordent, depuis J. Deprat (1905) et depuis E. Maury (1908), sur le fait que les gneiss du Tenda résultent, au moins en partie, de la déformation alpine d'un granite hercynien. L'opinion des auteurs qui suivront concordera toujours sur ce point. A. Pilger (1937) attribue par ailleurs un âge alpin aux granites situés au Nord-Est d'Oletta : cette notion de « granites alpins », produits d'une métasomatose sodique à la base des « schistes lustrés », sera discutée pendant une vingtaine d'années avant d'être réfutée (Routhier, 1966 ; Lahondère, 1967). Depuis les années 1950, des travaux cartographiques et thématiques ont permis de définir les grandes unités structurales et de préciser les relations mutuelles de quelques-unes d'entre elles.

Les géologues hollandais de l'université d'Amsterdam lèvent la première carte à 1/50000 du Tenda (Brondijk, 1954 et Varenkamp, 1957, au Sud ; Stam, 1952, au Nord). C.J. Stam (1952) fournit, pour le secteur des Agriates, une carte géologique détaillée qui ne distingue pas les différents types de granites, mais qui donne une bonne analyse et les premiers contours des diverses séries anté-batholitiques, qu'elles soient méso- ou cénozoïques ; il reconnaît, cartographie et analyse les principales formations qui constituent l'encaissant des granitoïdes, attribue au Permien les formations volcano-sédimentaires des Agriates, et à un Paléozoïque anté-Carbonifère les « roches brunes », au sens de E. Maury (1908), et les micaschistes de la Bocca a Vezzu.

La nature entièrement orthogneissique du Tenda est contestée par P. Routhier (1966), P. Routhier et A. Meunier (1962). Niant l'importance des zones mylonitiques, ces derniers décrivent l'interposition de formations volcano-sédimentaires « permiennes » entre le massif du Tenda et la série des « schistes lustrés ». Ces auteurs voient dans le massif du Tenda un vaste dôme, formé par un complexe de gneiss à albite et séricite d'origine volcano-sédimentaire, le granite mis en place au cœur du complexe étant postérieur au complexe gneissique et ne pouvant en aucun cas lui avoir donné naissance. Ils contestent l'existence de « granites alpins », hypothèse que H.A. Brouwer (1957) lui-même ne défend plus guère à cette époque. R. Delcey et A. Meunier (1966) donnent du massif du Tenda une carte synthétique qui met en place les principales unités structurales ; ils distinguent, en particulier, un compartiment occidental dit de « Cima alle Forchie » (toponymie actuelle : Cima a Forca), peu affecté par les déformations alpines et

séparé de la série volcano-sédimentaire permienne de l'Ouest des Agriates par une zone de fracture chevauchante vers l'Est.

M. Bonnal (1972) détaille la cartographie du compartiment de Cima a Forca. Il conserve les attributions d'âge proposées dans ce secteur par C.J. Stam (1952) : les formations métamorphiques poly-déformées (micaschistes) qui affleurent sur la route du Chierchiu à la Bocca di a Vezzu sont rapportées à un Paléozoïque anté-Carbonifère, de même que les « roches brunes » encaissant les granites de Cima a Forca. Il propose, comme M. Durand-Delga (1978), de distinguer d'une série « volcano-sédimentaire supérieure », déjà attribuée au Permo-Carbonifère et restreinte au compartiment de Cima a Forca, une série « volcano-sédimentaire inférieure », située à l'Est de au compartiment et à laquelle il attribue un âge silurien. Cette attribution lui permet d'expliquer le développement de biotites blastiques dans ces formations volcano-sédimentaires qu'il relie à un métamorphisme dû à l'intrusion des granites réputés carbonifères. Cela expliquerait aussi la présence, au sein des mêmes granites, d'enclaves de volcanites acides, comme par exemple celles situées à l'Ouest du Monte di l'Orzale (feuille Santo-Pietro-di-Tenda), dans laquelle la plupart des participants à la réunion en Corse de la SGF en 1976 voyaient plutôt un filon rhyolitique tronçonné par la tectonique alpine (Amaudric du Chaffaut et Campredon, 1977).

M. Jacquet (1983) reconnaît et cartographie dans le domaine granitique des Agriates les différentes unités intrusives définies par J.B. Orsini (1980) dans le batholite occidental, et distingue les zones les plus affectées par les déformations alpines ; elle précise le contact entre les granites et les formations volcano-sédimentaires et s'appuie à l'Ouest sur les levés de M. Bonnal. Elle définit les unités de Casta à l'Est et du Genova à l'Ouest, séparées par un accident post-folial. Cartographiquement, ces distinctions recouvrent en partie celles de la carte de R. Delcey et A. Meunier (1966), l'unité de Casta correspondant à l'« unité des granites du Tenda » de ces auteurs et celle du Genova à la partie occidentale de l'« unité des gneiss à microcline ». À l'intérieur même de l'unité de Casta, les distinctions entre granodiorites et « gneiss granodioritiques » sont homologues de celles des cartes de P. Routhier et A. Meunier (1962) et R. Delcey et A. Meunier (1966). La zone bordière orientale du massif granitique des Agriates est toujours interprétée, à la suite de P. Routhier et A. Meunier, « permienne » (*ibid.*) et comme constituée de formations volcano-sédimentaires. Ce travail de M. Jacquet permet de reconstituer les trajectoires de foliation S1 et estime en outre les conditions P-T des phases de déformation et de métamorphisme alpins (Dubois, 1983).

M. Mattauer et F. Proust (1975, 1976) font de la Corse alpine une zone à métamorphisme de haute pression à glaucophane anté-éocène, développé à la fois dans les schistes lustrés et dans l'autochtone. Ils interprètent la présence d'une schistosité S1 à pendage E et de linéations de type « a », contemporaines du métamorphisme de haute pres-

sion, comme résultant d'une subduction sialique de la Corse cristalline sous la masse obductée des nappes à matériel océanique.

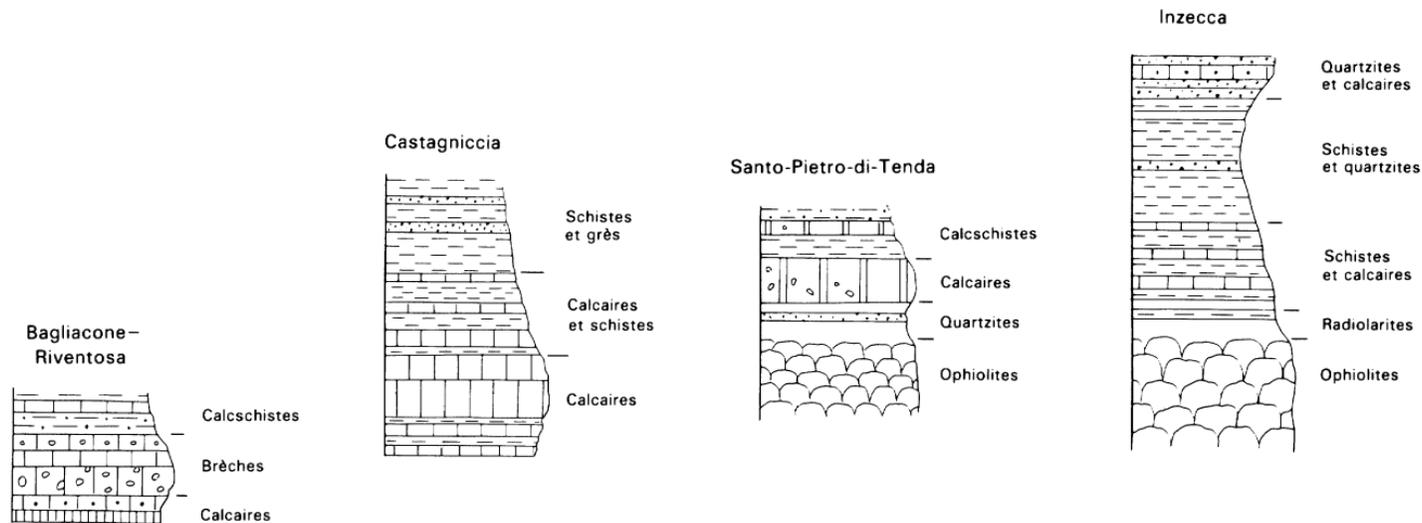
N. Gibbons et J. Horak (1984), à partir de l'examen d'un secteur à l'Ouest de Casta, estiment que, dans le massif du Tenda, l'intensité de la déformation et du métamorphisme alpins augmente vers l'Est mais que leurs effets sont significativement restreints à la shear-zone de la bordure est du massif du Tenda ; ils estiment les conditions métamorphiques de la base de la shear-zone à 390-490°C et 6-9 kbar.

C. Jourdan (1988), dans le cadre d'une étude structurale sur le massif du Tenda et de la Balagne, en utilisant la trame des levés de R. Delcey et A. Meunier (1962), M. Bonnal (1972) et M. Jacquet (1983), regroupe, au sein d'une « série paléozoïque inférieure des Agriates », un ensemble cartographiquement indifférencié regroupant : la série des micaschistes, les séries volcano-sédimentaires « inférieure » (cf. « silurienne ») et « supérieure » (cf. « permo-carbonifère »), en attribuant à la seconde un âge anté-carbonifère. Elle interprète la présence de faciès granophyriques au voisinage du contact entre les granites leucocrates de l'unité du Genova et les formations volcano-sédimentaires de la « série volcano-sédimentaire inférieure des Agriates » comme des vestiges de bordures figées des granites de l'unité du Genova au contact de leur encaissant volcano-sédimentaire, rapporté au Paléozoïque inférieur. Elle définit une nouvelle série dite de « Corto-Morello-Punta d'Acciolu » dans laquelle sont regroupés :

- la série décrite et cartographiée par C.J. Stam (1952), puis par M. Bonnal (1972) comme éocène à la Punta d'Acciolu ;
- les conglomérats de la Punta di Solche et du Monte San-Colombano, considérés par C.J. Stam puis M. Bonnal, à juste titre, comme antérieurs aux granites (donc anté-carbonifères) ;
- les conglomérats situés à la limite entre le compartiment de Cima a Forca et celui du Chierchiu, cartographiés par R. Delcey et A. Meunier (1966) comme appartenant à la nappe de Balagne ;
- des affleurements au voisinage immédiat de Corto-Morello (situés sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda).

Elle attribue à tout cet ensemble un âge oligocène inférieur en fondant son argumentation sur la présence de phengites datées par  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (H. Maluski) à 32-34 Ma dans des galets de la Formation de Corto-Morello (Jourdan *et al.*, 1986). Cette interprétation n'a pas été retenue ici. Les âges ci-dessus sont interprétés comme ceux d'une déformation extensive vers l'Est (Jolivet *et al.*, 1990).

De nouveaux levés (Rossi *et al.*, 1991) dans le compartiment de Cima a Forca ont établi l'étendue et les relations mutuelles de diverses formations, ainsi que l'âge « westphalien » des conglomérats de Solche. Ces travaux ont amené à souscrire aux conclusions de C.J. Stam (1952) et M. Bonnal (1972) à propos des relations entre Formation du Chierchiu et micaschistes de Bocca a Vezzu, options auxquelles R. Delcey (*in* Amaudric du Chaffaut et Campredon, 1976) s'était rallié. De plus, l'âge ainsi que les relations entre le volcano-sédimentaire de la série du Chierchiu et les granites du batholite, ont été



**Fig. 3 - Colonnes stratigraphiques schématiques des types de séries reconnues dans les schistes lustrés corses**  
 (Caron *et al.*, 1979)

élucidés : les métaleucomonzogranites du Monte Genova, datés à  $284 \pm 20$  Ma, sont intrusifs dans la série volcano-sédimentaire dacitique du Chierchiu dont les niveaux ont été datés à  $294 \pm 11$  et  $288 \pm 13$  Ma ; de plus, cette série volcano-sédimentaire est considérée comme un équivalent volcanique du plutonisme granodioritique calco-alkalin (Rossi *et al.*, 1993).

La cartographie détaillée des zones de déformation ductile, qui affleurent largement sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, a permis de montrer que les effets de la déformation et du métamorphisme alpins sont en effet maximums dans ces zones, mais que leur géométrie diffère de celle d'une simple shear-zone « sommitale » ou « bordière ». Ainsi, si l'intensité de la déformation et du métamorphisme alpins augmente bien vers l'Est, leurs effets ne sont pas seulement restreints à la seule zone de déformation ductile située à la bordure est ou au sommet du massif du Tenda.

### Les schistes lustrés

Ils affleurent sur cette carte selon une mince bande méridienne le long du cap Corse, ainsi qu'à l'Ouest du Nebbio, coincés sur le rebord oriental des Agriates. Reconnus dans la première édition de la feuille Bastia à 1/80 000 (1908), leur cartographie a été précisée par L. Primel et J.J. Guillou (1967) dans la deuxième édition de la feuille Luri à 1/80 000, qui englobe le tiers septentrional de la feuille Saint-Florent à 1/50 000.

Dans le domaine des schistes lustrés, les études paléogéographiques et structurales, ainsi que les levés pour la réalisation de la carte à 1/50 000, ont été menés à partir de concepts différents qui ont pris en compte des regroupements de formations soit en séries lithostratigraphiques (Amaudric du Chaffaut *et al.*, 1972 ; Delcey, 1974 ; Caron et Delcey, 1979 ; Caron *et al.*, 1979), soit en unités structurales (Lahondère, 1983, 1992 ; Lahondère et Lahondère, 1988). Le découpage en séries lithostratigraphiques a été utilisé pour représenter l'ensemble des schistes lustrés (Caron *et al.*, 1979) de la carte de la Corse à 1/250000 et pour la cartographie à 1/50000 des feuilles situées au Sud de la basse vallée du Golo (fig. 3), tandis qu'au Nord du Golo et dans le cap Corse, c'est le découpage en unités structurales qui a été pris en compte et qui sera défini plus loin.

L'histoire tectonique du secteur correspondant à la feuille Saint-Florent et ses abords a fait l'objet de nombreux travaux (Caron *et al.*, 1979 ; Mattauer *et al.*, 1981 ; Cohen *et al.*, 1981 ; Faure et Malavieille, 1981 ; Lahondère, 1981 ; Warburton, 1983 ; Harris, 1984 ; Jolivet *et al.*, 1990 ; Lahondère, 1991 ; Waters, 1989, 1990). Ces études s'étendent largement en dehors du territoire de la feuille Saint-Florent. Dans la région de Farinole, M. Guiraud (1982) a décrit des assemblages éclogitiques dont les conditions P-T, ainsi que celles de leur

environnement de schistes lustrés, ont été calibrées autour de 13 kbar min. et  $500 \pm 50^\circ\text{C}$  (Lahondère, 1988). M. Fournier *et al.* (1991) estiment le pic minimum du métamorphisme HP-BT à 11 kbar pour  $400^\circ\text{C}$ . L. Jolivet *et al.* (1990, 1991) attribuent la déformation post-éocène en Corse alpine à un épisode extensif, réactivant les chevauchements en failles normales, intervenant durant l'Oligocène et se poursuivant jusque dans le Miocène.

## **Le Nebbio**

L'ensemble du Nebbio est un groupe de terrains comprenant un peu de formations paléozoïques mais surtout mésozoïques et éocènes. La première reconnaissance détaillée a été l'oeuvre de H. Gindrat (1942) qui y voyait une succession d'écaillles parautochtones ayant percé vers le haut la nappe des schistes lustrés. R. Delcey (1962), qui donne de ce secteur une description très minutieuse, accompagnée d'une carte à 1/10 000, y vit initialement un empilement d'unités tectoniques, issues d'une même aire de sédimentation située au milieu du domaine des schistes lustrés, et pcu déplacées. Les travaux les plus récents affirment la position tectonique supérieure du Nebbio par rapport aux schistes lustrés.

Aujourd'hui, si l'allochtonie du Nebbio n'est plus discutée, l'origine du matériel fait toujours l'objet de débats. Tenant compte de la position de ces nappes, M. Mattauer et F. Proust (1975) leur ont attribué une origine interne austro-alpine ou insubrienne. Selon M. Durand-Delga (1978, 1984), les formations sédimentaires se seraient déposées sur la marge corse et seraient de type piémontais et prépiémontais, tandis que les ophiolites proviendraient de la marge occidentale du bassin ligurien. De même, selon L. Dallon et A. Puccinelli (1987), le Nebbio proviendrait de l'Ouest et se serait mis en place par rétrocharriages tardifs. L'interprétation retenue dans la notice de la feuille Luri (Lahondère *et al.*, 1992) est également celle d'une origine occidentale.

## **Le Miocène post-nappe**

Les premières esquisses géologiques de la Corse (Reynaud, 1833) figuraient déjà la présence à Saint-Florent de formations calcaires. D. Hollande, en 1876, distingue des formations burdigaliennes à la base et « helvétiques » au sommet. J.J. Blanc (1958) détaille la limite Burdigalien - « Vindobonien ».

F. Orszag-Sperber (1978) attribue à l'ensemble du bassin miocène un âge burdigalien supérieur-langhien. La formation conglomératique qui couronne cet ensemble a été parfois considérée, à tort, comme pouvant être d'âge récent, parfois même quaternaire. Les contours des formations miocènes sont dus à M.D. Loÿe-Pilot pour qui cette formation conglomératique serait à rapporter au Serravallien-Tortonien.

L. Jolivet *et al.* (1991) estiment que la bordure ouest des calcaires miocènes est recoupée par une grande faille listrique normale à pendage E ; un tel accident n'a toutefois pas été reconnu sur le terrain.

## **DÉCOUPAGE STRUCTURAL DE LA FEUILLE SAINT-FLORENT DANS SON CADRE RÉGIONAL**

### **MASSIF DU TENDA**

L'ensemble des granitoïdes varisques et de leur encaissant qui forment le massif du Tenda ont enregistré, à l'Alpin, une déformation ductile hétérogène dans le faciès des schistes verts.

Les couloirs de déformation majeure qui affectent le massif du Tenda sont localisés sur la côte immédiatement au NNW de Saint-Florent, non loin du contact avec le domaine des schistes lustrés et dans la zone de déformation ductile à l'Ouest de Casta. Ils délimitent les unités suivantes, de l'Est vers l'Ouest (*cf.* schéma structural et coupe générale, en marge de la carte).

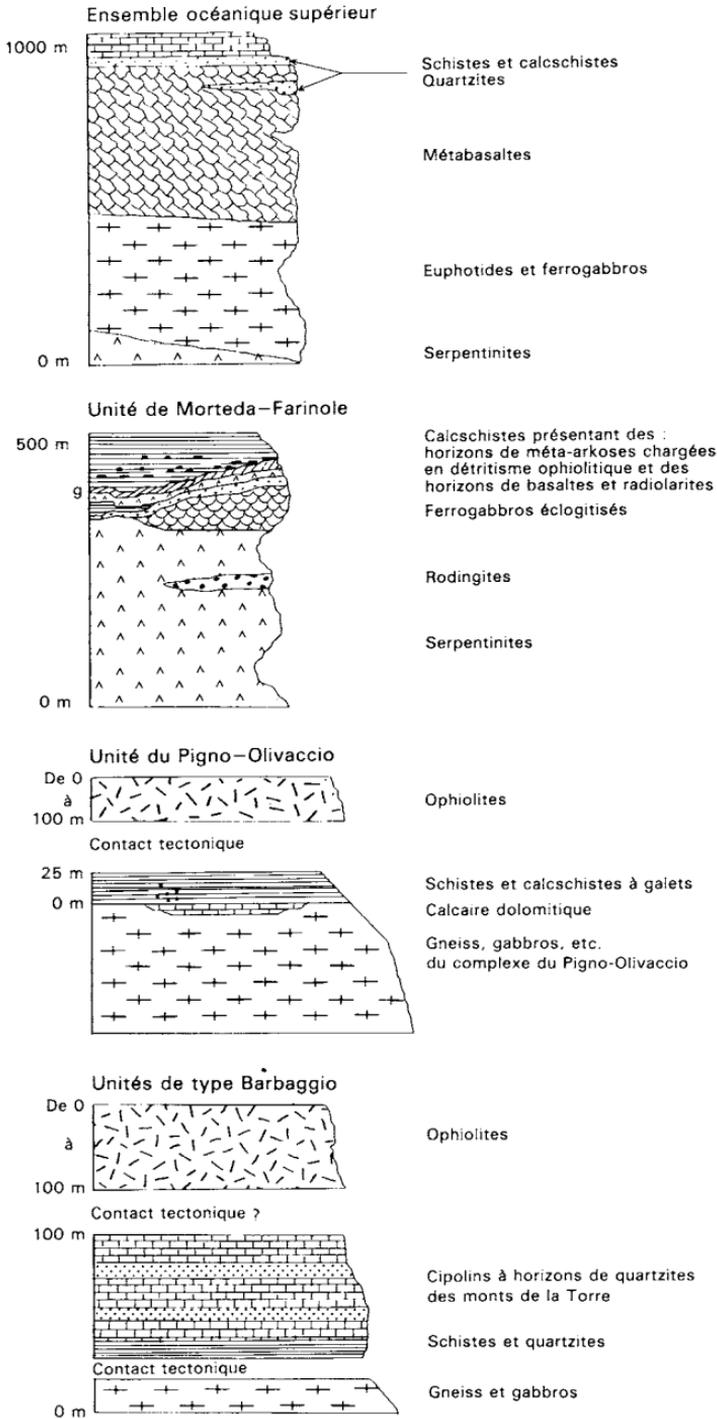
- **L'unité du Monte Asto** n'est représentée sur cette coupure que par la trace de la zone de cisaillement ductile qui affleure sur la côte occidentale du golfe de Saint-Florent jusqu'à la Punta Mortella. Elle est directement chevauchée à l'Est par la nappe des schistes lustrés. Elle est constituée de monzogranites très fortement laminés qui surmontent à l'Ouest l'unité de Casta.

L'unité du Monte Asto se développe plus largement vers le Sud où elle constitue la bordure orientale du massif du Tenda.

- **L'unité de Lama-Monte Genova** (feuille Santo-Pietro-di-Tenda) est surmontée soit par l'unité de Casta, soit directement par l'unité de Monte Asto, le long d'une zone de cisaillement ductile à faible pendage vers le Sud-Est. De nombreux panneaux de micaschistes à exsudats de quartz sont pincés dans le contact et jalonnent ce dernier (Nord de Casta).

Cette unité comprend les granodiorites de Lama et les leucomonzogranites du Monte Genova ainsi que les témoins de leur encaissant micaschisteux et cornéifié, et les dépôts volcano-sédimentaires permien de la Formation du Chierchiu que ces granites recoupent.

- **L'unité de Casta** s'intercale entre l'unité de Monte Asto et celle de Lama-Monte Genova. Elle est constituée par des monzogranites à biotite et par des granodiorites à amphibole-biotite à l'Est (à passées tonalitiques peu ou pas déformées dans la partie occidentale). L'attitude de la zone de contact, à l'Ouest de Casta, est compliquée par plusieurs ondulations de la zone de cisaillement ductile formant la bordure occidentale de l'unité.



**Fig. 4 - Composition des principales unités structurales des schistes lustrés cartographiées sur la feuille Saint-Florent**

(J.-C. Lahondère)

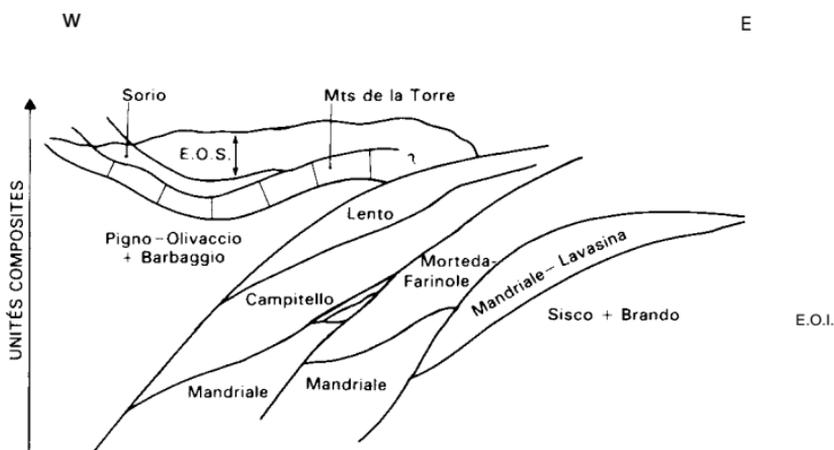
• L'**unité de Cima a Forca** succède à l'Ouest à celle de Lama-Monte Genova. Elle comprend le compartiment granitique de Cima a Forca, son encaissant anté-stéphanien et la couverture éocène (?) de la Punta d'Acciola.

Cet ensemble surmonte vers l'Est, selon un angle d'une cinquantaine de degrés, la Formation du Chierchiu appartenant à l'unité de Lama-Monte Genova.

### SCHISTES LUSTRÉS

Différentes unités structurales qui, résultant de la tectonique polyphasée qui a affecté l'ensemble des schistes lustrés, ont été définies antérieurement en fonction de leur composition, de leurs limites tectoniques ainsi que de la nature de leur substratum océanique ou continental (fig. 4, d'après Lahondère, 1981, 1983 ; Lahondère et Lahondère, 1988). Leur organisation d'ensemble est synthétisée sur le schéma de la figure 5.

Les unités à matériel océanique ont été regroupées au sein de deux vastes ensembles : un empilement inférieur (E.O.I.) qui est situé au-dessous de l'unité de Morteda-Farinolez, unité composite la plus profonde (caractérisée par un métamorphisme de haute pression), et un ensemble supérieur à matériel océanique (E.O.S.). Entre ces deux



**Fig. 5 - Organisation d'ensemble des schistes lustrés**  
(J.C. Lahondère)

ensembles se trouve un ensemble composite, également divisé en unités structurales ; elles présentent des indices d'une sédimentation continentale, ou proche d'un continent, dans un contexte océanique.

### **Ensemble océanique inférieur (E.O.I.)**

Il comprend, sur la feuille Bastia, trois unités qui sont de bas en haut : les unités de Brando, de Sisco et de Mandriale Lavasina. Aucune de ces unités ne se rencontre sur la feuille Saint-Florent même. Définies dans le cap Corse (Lahondère et Lahondère, 1988), elles réapparaissent plus au Sud dans la Castagniccia.

- **L'unité de Brando** consiste en un puissant ensemble métasédimentaire à dominante schisto-calcaire et schisto-gréseuse, qui correspond à la base de la série de la Castagniccia.
- **L'unité de Sisco** est constituée dans sa partie inférieure de metabasites ophiolitiques, qui peuvent parfois être tectoniquement soustraits, surmontés localement de métaquartzites et de cipolins blanc verdâtre à intercalations de metabasites (coulées ?), à leur tour parfois surmontés de schistes quartzifères (métaradiolarites ?) et de calcschistes. Cet ensemble pourrait correspondre à la partie supérieure de la série de la Castagniccia (Delcey, 1974).

Ces deux premières unités se poursuivent vers le Sud et se développent largement dans la Castagniccia. Les levés effectués dans cette région (feuilles Cervione et Vescovato) montrent que l'on y retrouve une superposition complexe de lames comprenant des metabasites et des formations métasédimentaires, débutant le plus souvent par des métaquartzites (métaradiolarites vraisemblables).

- **L'unité de Mandriale-Lavasina**, dont la puissance peut atteindre 500 m, est constituée essentiellement de metabasites, surmontés par quelques dizaines de mètres de quartzites et de schistes. Cette unité disparaît au Sud du Golo vers le col de Prato (feuille Corte).

### **Unités composites**

Elles prennent tout leur développement plus à l'Est et surtout plus au Sud, le long du Golo. L'organisation de chacune d'entre elles résulte schématiquement de la succession de deux épisodes tangentiels :

- un premier épisode à vergence N à NW amène des unités ophiolitiques sur la marge continentale corse : il est responsable de la superposition O / C (O : océan, C : continent), ou plus précisément d'une imbrication O-C ;
- un deuxième mouvement, de direction opposée, découpe l'ensemble O-C : il conduit à de nouvelles superpositions de type O1 / C1, O2 / C2, O2 / C2, O3 / C3, etc.

• **L'unité de Morteda-Farinole** (Lahondère et Lahondère, 1988), définie dans le cap Corse, est constituée de corps lenticulaires, lithologiquement très variés, dispersés dans un puissant ensemble de serpentinites, dont la particularité commune est de renfermer des associations métamorphiques éclogitiques. Ces lentilles n'apparaissent que dans une zone de faible épaisseur à foliation mylonitique à blastomylonitique, à valeur de contact tangentiel majeur.

Dans la région de Farinole (Lahondère, 1986), on retrouve des éléments d'un ancien socle continental transformé en gneiss à jadéite ainsi que des galets de granite dans un métaconglomérat. Les autres termes de l'unité sont constitués de formations océaniques : ferrogabbros transformés en glaucophanites à jadéite, metabasaltes à grenat et omphacite, schistes à chloritoïde.

• L'unité composite venant au-dessus (**unité de Campitello-Lento**) n'apparaît pas sur la feuille Saint-Florent mais seulement au Sud de Bastia. La superposition O-C apparaît ici plus clairement que dans l'unité précédente. Elle comprend en effet deux termes :

- le terme inférieur constitue l'unité de Campitello (Lahondère et Caby, 1989) qui se caractérise par des formations granitiques, associées à des lambeaux de dolomie rousse passant à des schistes au sein desquels apparaissent des décharges conglomératiques avec des galets de dolomies. Ce terme présente également des lambeaux de metabasaltes avec des métraradiolarites, ainsi que des gabbros et/ou des serpentinites. Cette association, longtemps considérée comme d'origine tectonique, apparaît aujourd'hui comme pouvant résulter d'une sédimentation de marge (Lagabrielle, 1982, 1987). Cette unité, très proche de la précédente s'en distingue, outre sa situation structurale, par un métamorphisme de HP-BT de degré plus faible ;

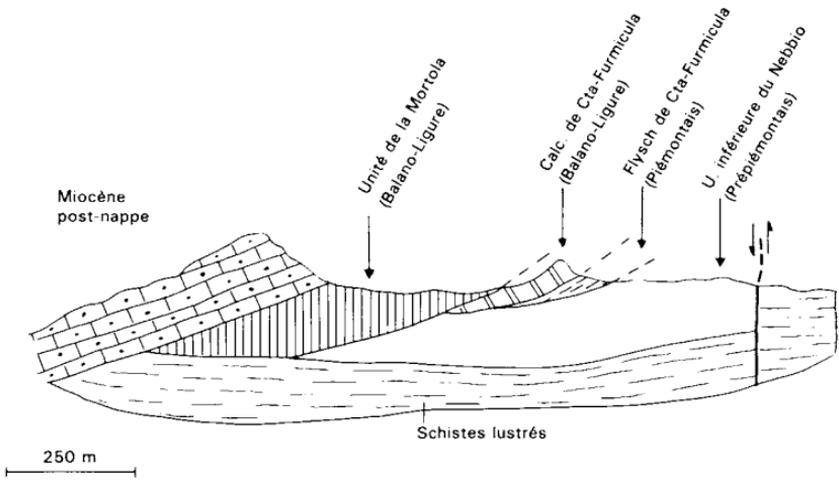
- le terme supérieur est d'origine océanique : il constitue les formations de Lento (Lahondère, 1991) qui rappellent celles d'Erbajolo, situées plus au Sud. Ces dernières s'en distinguent cependant par l'intensité du métamorphisme, supérieure pour celui de Lento.

• **L'unité du Pigno-Olivaccio** (Lahondère, 1981, 1992) vient au-dessus de celle de Campitello-Lento. Elle se réunirait, selon cet auteur, en profondeur au socle du Tenda dont elle présente les mêmes caractéristiques quant à la nature des formations granitiques, la présence de lambeaux de calcaire dolomitique respectés par l'érosion, ainsi que d'une couverture schisto-conglomératique.

• **L'unité de Barbaggio** (Lahondère, 1981, 1992), surmontant celle du Pigno-Olivaccio, est complexe. Elle comprend un socle identique à celui du Pigno-Olivaccio, surmonté par des formations métasédimentaires dites « des monts de la Torre », constituées de calcaires détritiques passant parfois à des quartzites ; les contacts de ces dernières formations avec le socle sont cependant difficiles à observer et

W

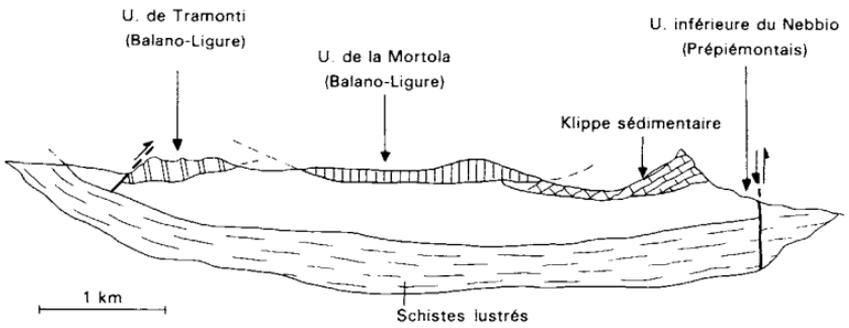
E



Secteur nord (feuille Saint-Florent)

W

E



Secteur sud (feuille Santo-Pietro-di-Tenda)

Fig. 6 - Coupes schématiques de l'allochthone de Saint-Florent  
(D. Lluch)

sont vraisemblablement d'origine tectonique. Considérées jusqu'ici comme la couverture stratigraphique du socle de Barbaggio, leur position structurale est à revoir. En effet, ces formations des monts de la Torre se retrouvent au Sud de Saint-Florent jusqu'à Santo-Pietro-di-Tenda où elles sont manifestement tectoniquement discordantes sur le massif cristallin du Tenda. Leurs caractéristiques lithologiques sont comparables à celles des formations prépiémontaises de la région de Corte. Elles peuvent donc représenter des lambeaux de la marge corse, entraînés lors de la mise en place de l'ensemble océanique supérieur.

### **Ensemble océanique supérieur (E.O.S.)**

Cet ensemble océanique traîne avec lui des esquilles empruntées à la marge corse. Reconnu au sein de l'unité de Patrimonio (Lahondère, 1991), il y est constitué pour l'essentiel de serpentinites. Sur le rebord oriental du Tenda, à ces serpentinites peuvent être tectoniquement associés des metabasaltes avec leur couverture de radiolarites et des schistes ligures qui, vers le Sud, constituent les formations d'Erbajolo.

L'unité kinzigitique de Centuri-Ersa, qui affleure sur la partie septentrionale de la feuille Luri, apparaît au sein de l'ensemble océanique supérieur et n'est affectée que par un métamorphisme alpin de faible degré. Sa situation tectonique n'est pas clairement débrouillée : il pourrait s'agir d'un lambeau lenticulaire situé au front de cet ensemble et rétroécailé vers l'Est en même temps que les formations métasédimentaires de Macinaggio.

### *FORMATIONS ALLOCHTONES DU NEBBIO*

Elles comportent des terrains allant du Paléozoïque schisteux à l'Éocène supérieur, disposés d'une manière apparemment anarchique. Leur caractère commun réside dans l'absence d'empreinte du métamorphisme alpin. Elles ont fait l'objet de nombreuses études (Maury, 1908 ; Gindrat, 1942 ; Delcey, 1962, 1978 ; Dalian et Puccinelli, 1986 ; Lluch, 1989).

Au Nord-Ouest, les formations du Nebbio s'enfoncent sous le Miocène inférieur-moyen, en discordance majeure. On sait depuis E. Maury (1908) qu'à l'Est, au Sud et à l'Ouest, leur contact avec la zone des schistes lustrés (Secondaire métamorphique) se fait brutalement (fig. 6). S'il a été autrefois diversement interprété, ce contact est maintenant unanimement considéré comme traduisant le repos tectonique de l'allochtone du Nebbio sur les schistes lustrés. Le débat porte par contre sur l'origine, soit interne (venant de l'Est vers l'Ouest, d'au-delà des schistes lustrés), soit externe (venant de l'Ouest vers l'Est, à partir de zones plus externes que la masse des schistes lustrés), de l'allochtone du Nebbio.

Avant que ce déplacement ne se produise, en bloc, l'actuel édifice avait vu se superposer, durant l'Éocène moyen-supérieur, un certain nombre d'unités. Les unes, à la base, comportent un matériel continental (Paléozoïque à Éocène supérieur) ; les autres, au sommet, possèdent des basaltes jurassiques que l'on assimile unanimement à ceux qui couronnent la succession ophiolitique de la nappe de Balagne, située à l'Ouest du Tenda.

### « Unités inférieures »

D'appartenance essentiellement prépiémontaise selon M. Durand-Delga, elles montrent, quand on se déplace de bas en haut, du Sud vers le Nord ou vers l'Ouest, une succession d'affleurements, qui ont été rassemblés en un certain nombre d'« unités » (Delcey, 1962, 1978) : Paléozoïque schisteux, avec traces de Permien et de Trias (« unité d'Aiastrella ») ; Trias supérieur - Lias carbonatés (unité du Pughiali-Monte di Tuda = « unité de Pinzute - Tuda » = « unité du Tuda ») ; Crétacé supérieur marno-calcaire (élément de l'« unité des Belle-Cepe » = « unité de Croce ») avec lequel, à tort, R. Delcey (1978) regroupait le Malm calcaire de Tramonti et des calcaires lutétiens.

Des roches détritiques (brèches, conglomérats, flyschs) séparent les affleurements des roches précédentes et paraissent souvent les englober. L'idée est donc venue (Durand-Delga, 1974, 1978 ; Delcey, 1978) que ces « unités » étaient formées de chapelets d'olistolites englobés dans une matrice grossière, datée par les fossiles éocènes qu'elle fournit parfois. Une telle interprétation peut être retenue pour la partie haute de cet « ensemble inférieur du Nebbio ». Par contre, pour sa partie basse, les niveaux détritiques (qualifiés autrefois de « Permien » à faciès Verrucano, ou ailleurs d'Éocène) paraissent interstratifiés dans des marno-calcaires clairs du Crétacé supérieur (Lluch, 1989). Ainsi des olistolites, atteignant parfois quelques hectomètres (voire kilomètres) de long, essentiellement formés de roches carbonatées du Trias-Lias, peuvent-ils être englobés à deux niveaux : soit dans le Crétacé supérieur, soit dans l'Éocène moyen-supérieur.

Sur la feuille Saint-Florent on regroupera structurellement, dans une « unité inférieure du Nebbio », l'ensemble des formations précédentes, dont le cachet rappelle celui des termes de même âge des unités prépiémontaises, autrefois dites « briançonnaises », du Nord de Corte. Ainsi, cette « unité inférieure du Nebbio » englobe-t-elle l'« unité di Aiastrella » (Paléozoïque à Trias) et l'« unité del Nebbio » (Trias à Éocène) de L. Dallan et A. Puccinelli (1986).

### « Unités supérieures »

Elles sont d'appartenance ligure et possèdent un substratum océanique. La première est l'unité de Tramonti (Delcey, 1962) qui affleure en dehors de la feuille Saint-Florent. Ses épais calcaires « épicontinentaux » en dalles ont à leur base des restes de basaltes (*cf.* calcaires

du col de San-Colombano en Balagne). Des calcaires identiques, de même âge, affleurent sur la feuille Saint-Florent, dans les rochers de **Canta-Furmicula** : d'où leur appellation d'« unité de Tramonti-Furmicula » (Lluch, 1989). Certains auteurs, tel R. Delcey (1978), avaient supposé, à tort selon M. Durand-Delga, que ces divers calcaires étaient englobés dans la même matrice éocène que des éléments de l'« unité inférieure du Nebbio ».

La seconde unité supérieure surmonte à l'Ouest les calcaires de Canta-Furmicula : c'est **l'unité de la Mortola** (Gindrat, 1939). Ses arènes sombres résultent de l'altération en boule de basaltes où localement subsistent des formes de pillow-lavas. Si l'affleurement principal, celui de la Mortola, se situe plus au Sud, sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, on retrouve ces basaltes jurassiques jusque dans les vignobles au Sud-Ouest et à l'Ouest de Patrimonio. Au-dessus viennent (Delcey, 1962, 1978) des « conglomérats rouges et verts » et un flysch soit gréseux, soit à lydiennes (= « flysch de la Mortola » de D. Lluch, 1989), tout à fait comparables à des formations de la nappe de Balagne, dont l'âge crétacé moyen-supérieur est admis. Ces roches caractérisent un « domaine balano-ligure », partie non affectée par le métamorphisme (ou très peu affectée) du matériel de l'océan ligure.

Un copeau de flysch calcaro-gréseux forme à lui seul l'« unité de Forci » (Lluch, 1989). Il est coïncé entre l'unité inférieure du Nebbio et, à l'Ouest, le Malm calcaire de Canta-Furmicula (« unité de Tramonti-Furmicula »). On peut y voir un reste d'une unité « piémontaise » comparable au flysch de Tralonca (Crétacé supérieur) de la nappe de Santa-Lucia, qui fait suite à un substratum continental dans la région au Nord-Est de Corte.

## **DESCRIPTION DES TERRAINS**

### **FORMATIONS DU TENDA**

#### **Le batholite et son encaissant**

ξ<sup>1</sup>. **Micaschistes polydéformés à intercalations d'amphibolites ( ) et de quartzites (χ)**. Le métamorphisme thermique dû aux granites, spécialement aux granitoïdes calco-alcalins, est responsable de la transformation fréquente de ces roches - qui constituent l'encaissant du batholite - en cornéennes qui, par altération météorique, prennent une teinte brun rougeâtre. Ces « roches brunes » des anciens auteurs (Termier et Maury, 1928) se suivent au toit des granites, dans une bande irrégulière entre Tavignano et Asco, dans l'autochtone, le parautochtone et les écailles prépiémontaises de l'édifice alpin. Ces « roches brunes » comportent des termes très variés, d'analyse difficile : micaschistes, roches basiques, séries détritiques flyschoïdes (grès, conglomérats, pélites), ...

Pour analyser cet ensemble complexe, il est nécessaire de se référer à la région de Galeria où l'on peut observer un panneau effondré entre des cassures N150 à N180 mettant en contact le Paléozoïque avec, à l'Est, des granitoïdes calco-alcalins U1 magnésio-potassiques. Sur des micaschistes et des amphibolites polydéformés en climat des schistes verts (1), reposent des grès-quartzites gris (2) du Cambrien-Ordovicien inférieur (?), surmontés de conglomérats à galets de quartz, et quartzites (3) de l'Ordovicien supérieur (?). Leur succèdent des shales feuilletés sombres (4), et un ensemble (5) de quartzites clairs, de grès verdâtres et enfin des lydienes noires, datés du Silurien.

Les médiocres conditions d'affleurement, l'existence de surfaces de cisaillement peu inclinées, l'intense fracturation tardi-hercynienne, empêchent souvent d'affirmer la continuité de la série. Entre le groupe des termes 1 à 3 et le groupe 4-5 existent d'importantes fractures qui ont pu être considérées (Gonord *et al.*, 1988) comme réutilisant d'anciennes surfaces de chevauchement. En l'absence d'arguments déterminants à nos yeux, la liaison initiale des termes 1 à 5 continuera d'être envisagée, le substratum épimétamorphique polydéformé étant donc rapportable au Briovérien (?).

Des micaschistes, semblables à ceux de la série de Galeria, dessinent une enveloppe, discontinue à l'affleurement, autour des granites du Tenda. Ils apparaissent sur la feuille Saint-Florent à la terminaison nord-ouest de la bande Urtaca-Vezzo et sur le rebord est du Tenda où les panneaux sont très déformés par la tectonique alpine. D'autres affleurements de micaschistes polydéformés, à foliation dominante WNW-ESE, sont bien observables dans le compartiment de Cima a Forca. Ils y sont affectés par un métamorphisme thermique au contact des monzogranites leucocrates, et transformés en cornéennes à minéraux, altérées superficiellement en « roches brunes » (Delcey et Meunier, 1966). Ils ont été regroupés sous la même rubrique que ceux de la bande Urtaca-Vezzo.

Il s'agit en général de micaschistes à séricite-chlorite, où les lits quartzeux alternant avec des lits phylliteux marquent souvent un rubanement net. S'y intercalent des **quartzites** ( $\chi$ ) clairs à grain plus ou moins fin, telle la barre de Punta di u Dolfinu. On rencontre également des niveaux **d'amphibolites** ( $\delta$ ) où peuvent être localement observées des textures magmatiques résiduelles de dolérites ou de microgabbros.

Les roches métasédimentaires ont une composition intermédiaire entre celle de métaquartzites et de métagraywackes plus ou moins riches en oxydes ferrotitanés : on peut y observer des textures sédimentaires résiduelles. Les amphibolites *s.s.* montrent une trame de plagioclases transformés en albite et cryptozoïsite ; les sulfures ainsi que l'ilménite et les produits ferrotitanés sont abondants.

Au sein des amphibolites, la déformation est soulignée par la disposition des amphiboles synfoliales, de composition de trémolite-

actinote, qui proviennent de la déstabilisation de ferromagnésiens préexistants. Dans les métasédiments, les surfaces SO sont clairement identifiables, ainsi que des surfaces S1 résultant d'une schistosité plus ou moins plan axial. Les figures plicatives sont soulignées par des lits phylliteux à muscovite, chlorite, séricite.

L'ensemble de cette formation est stabilisée dans un métamorphisme de type schistes verts ; aucune relique d'un éventuel stade antérieur de plus haut grade n'y a été observée.

Ces formations métasédimentaires et amphibolitiques sont, dans certaines zones, localement très replissées (les plans axiaux des plis sont orientés NNW-SSE) et caractérisées par la présence d'exsudats de quartz en amandes centimétriques dont le volume peut aller jusqu'à occuper près du quart du volume de la roche. Ces zones à très forte concentration d'exsudats de quartz sont caractéristiques de zones de cisaillement. Recoupées par les granites calco-alcalins, leur âge est donc antérieur à 300 Ma.

#### **h4. Carbonifère (Westphalien ?). Formation de Solche : conglomérats et grès grossiers.**

Cette formation peut être observée au Nord-Ouest du Tenda, dans le petit compartiment triangulaire de la Cima a Forca (Stam, 1952 ; Bonnal, 1972 ; Jourdan, 1988) que limitent deux accidents grossièrement N-S qui se rejoignent au Sud de Pietra-Moneta. Elle est constituée par l'alternance de bancs de conglomérats grossiers à matrice arkosique, grise à jaunâtre, et de grès grossiers arkosiques. Son individualisation cartographique est due à C. Jourdan (1988) qui a considéré que ces roches apparaissaient dans un synclinal NNW-SSE, montrant une terminaison périclinale au Sud, par relèvement d'axe ; pour d'autres (Rossi *et al.*, 1991), il s'agit d'une succession monoclinale d'environ 500 m d'épaisseur. La base se trouverait à l'Ouest, localement troublée par de petites fractures ; les faciès y sont les plus grossiers. Le sommet serait à l'Est (Punta di Solche), où les faciès, moins grossiers, admettent des horizons de shales gréseux à grands micas détritiques de type « Culm » : une fracture verticale y séparerait la Formation de Solche et les micaschistes du socle, ici particulièrement riches en niveaux « tachetés ». La Formation de Solche est peu déformée si l'on excepte des plis métriques, plus ou moins ouverts, auxquels est liée une schistosité N10.

Au Sud, la Formation de Solche et son substratum sont recoupés perpendiculairement par une apophyse du massif de monzogranite leucocrate de Cima a Forca. Au Sud-Ouest du Monte San-Colombano, le ciment des conglomérats est quartzitisé et transformé en cornéennes. Il en est de même à la cote 212, environ 2,5 km plus au Sud, où la roche apparaît tachetée et peut même prendre un aspect « gneissique » à proximité du granite. La présence de cordiérite et d'andalousite a déjà été notée (Stam, 1952 ; Bonnal, 1972), de la biotite néoformée ayant aussi été observée dans le ciment des conglomérats (Stam, 1952) comme dans les roches du socle voisin, ce qui avait amené les auteurs à regrouper l'ensemble sous une commune rubrique. Il est

donc certain que les conglomérats de Solche sont antérieurs aux leucomonzogranites de Cima a Forca. Enfin, un filon microgranitique N-S de puissance décamétrique recoupe en légère oblique les assises conglomératiques redressées, depuis l'Ouest du Monte San-Colombano jusqu'à la Punta di Solche. Ces microgranites, bien connus dans le reste du batholite corse et qui recoupent aussi localement le leucomonzogranite de Cima a Forca, sont considérés comme d'âge stéphanien supérieur à permien. Ainsi, l'âge oligocène (Jourdan, 1988) avancé pour la Formation de Solche ne peut-il être retenu.

L'analyse des éléments des conglomérats révèle que les galets, bien roulés, centimétriques à décimétriques, peuvent exceptionnellement atteindre 20 cm : ce sont des quartzites, quartz, micaschistes, vulcanites acides, granites et, en outre selon C.J. Stam (1952), granophyres et andésites. Parmi les galets de granite, on distingue des anatexites à muscovite, les plus fréquentes, et beaucoup plus rarement des grani-toïdes mésocrates. Les galets de ces derniers montrent, dans une matrice sombre, riche en ferromagnésiens, des macrocristaux de feldspath K blanc atteignant 4 cm.

Au microscope, les plagioclases apparaissent séricitisés et fréquemment groupés en synneusis ; l'amphibole et la biotite sont entièrement chloritisées ; le feldspath potassique est largement zoné ; le quartz est groupé en amas xénomorphes. Parmi les accessoires, l'apatite et la titanite, qui apparaît en cristaux losangiques automorphes, sont bien représentés ; les rares minéraux opaques sont constitués d'ilménite et de sulfures en fines punctuations ; les zircons sont automorphes et ne montrent pas de cœur relictuel visible. Les caractères texturaux et minéralogiques de ces granites amènent à les considérer comme appartenant à une association calco-alkaline magnésio-potassique.

La datation du granite constituant ces galets, par évaporation du plomb sur monozircon, a donné un âge de  $322 \pm 8$  Ma (Rossi *et al.*, 1991). On constate donc que ce granite a un âge très voisin de celui, obtenu par la même technique, d'un monzogranite Mg-K de Calvi, daté à  $350 \pm 36$ -18 Ma (Rossi *et al.*, 1988).

Quant aux galets de roches acides, très nombreux, ils ont une composition rhyolitique très constante : phénocristaux de quartz subautomorphe, de feldspath K et d'albite baignant dans une mésostase dévitrifiée. L'âge obtenu sur un galet de rhyolite, par la même technique que précédemment, est de  $328 \pm 12$  Ma.

Renfermant des galets dont les plus jeunes sont datés à 322 Ma et recoupsés par des granites datés à 273 Ma, ces conglomérats ont été estimés comme d'âge « westphalien » (Rossi *et al.*, 1991).

**γ4. Granodiorites-tonalites (type Casta)\*** . La composition de ces roches évolue depuis des tonalites jusqu'à des granodiorites, sans qu'aucune variation des types pétrographiques n'ait été distinguée à l'affleurement. Ces roches à grain moyen sont assez homogènes sur le plan minéralogique.

\* R. Dubois, J. Braud

Le type pétrographique le plus répandu est la granodiorite de type Casta. Elle se compose de plagioclases très abondants, automorphes à subautomorphes, qui se présentent souvent en grandes lattes ; ils ont une composition d'andésine avec un coeur altéré, plus basique ; ils sont zonés, toujours affectés par la macle de l'albite, rarement par la macle de Carlsbad et exceptionnellement par la macle de la péricline ; ils sont souvent altérés. Les minéraux ferromagnésiens sont la biotite, toujours abondante, et la hornblende. La biotite, pléochroïque dans les tons brun-jaune très pâle à brun foncé, est automorphe à subautomorphe ; on peut y trouver des inclusions de rutile maclé sagénite ; quelques cristaux sont chloritisés avec des opaques disposés selon les plans de clivage. La hornblende verte, automorphe à subautomorphe, quelquefois en grands cristaux parfois maclés, est pléochroïque dans les teintes jaune clair à vert-bleu ; le remplacement de la hornblende verte par la biotite est un phénomène magmatique primaire couramment observé ; une légère altération en chlorite ou en pistachite est visible localement. Le quartz, parfois interstitiel, est en larges plages avec de petites biotites ou de petites hornblendes incluses. Le feldspath potassique se trouve en quantité réduite ; il est le plus souvent maclé microcline, parfois micropertthitique, parfois maclé Carlsbad, présentant ou non le quadrillage caractéristique des macles de l'albite et de la péricline combinées ; les cristaux sont xénomorphes. Les opaques sont constitués de magnétite et d'hématite. Les minéraux accessoires sont divers : ainsi l'allanite, pléochroïque, souvent zonée ou maclée, possède parfois une couronne de pistachite ; le sphène se présente le plus souvent en sections automorphes losangiques ; l'apatite est en petits prismes, parfois inclus dans le mica noir ; le zircon est fréquemment en inclusions dans la biotite (auréole pléochroïque périphérique).

La composition chimique de cette roche est celle d'une granodiorite (tabl. 1, en annexe) comparable aux granodiorites du batholite occidental.

Dans les faciès tonalitiques, les plagioclases sont fortement zonés (phénomène de « patchy-zoning » fréquent) et abondamment maclés ; ils ont une composition d'andésine à coeur plus basique altéré (épidote). Le quartz, très peu abondant, est interstitiel. Dans les granitoïdes de type Casta, les minéraux accessoires sont de cristallisation très précoce. La cristallisation du plagioclase (automorphe à subautomorphe) semble précoce et contemporaine de celle de la hornblende. La biotite est relativement abondante. Le feldspath potassique (le plus souvent maclé microcline) a cristallisé tardivement, après le quartz dans les tonalites.

Facilement altérable et fortement arénisée, la granodiorite est préservée en boules résiduelles dans une carrière abandonnée au km 206 de la D 81. Des boules beaucoup plus volumineuses de granodiorite très fraîche, souvent riche en enclaves sombres, sont disséminées à la périphérie des zones de vignobles de Casta (où elles ont été déblayées de main d'homme). Les arènes granitiques sont chimiquement peu évoluées (Grelou-Orsini, 1976).

La granodiorite de type Casta a été datée par évaporation du plomb sur monozircons à  $305 \pm 12$  Ma (Rossi *et al.*, 1993), à partir d'un échantillon prélevé à l'Est de Casta au point de coordonnées  $x = 564,400$  ;  $y = 4264,100$ .

$\mu\gamma\delta^4$ . **Microgranodiorite subvolcanique de Malfalcu.** Sur le rivage entre les pointes de Punta Negra et de Malfalcu affleure un ensemble de roches à composition de microgranodiorite porphyrique à amphibole-biotite et enclaves micro grenues, caractérisées par la présence de grands quartz automorphes de type « rhyolitique », à l'éclat gras. Dans les roches les moins affectées par les déformations alpines, en particulier sur le bord de mer, au Nord-Ouest de la cote 59 à la Punta di Petra Alta, on peut observer les textures de tufs et pyroclastites renfermant des macrocristaux de feldspath potassique (certains sont parfaitement automorphes et mesurent jusqu'à 6 cm selon l'axe c).

Au Sud-Ouest des ruines de Malfalcu, le grain est moyen, et la roche est semblable à la granodiorite de type Casta. La taille du grain diminue vers l'Est en direction du contact avec les assises volcano-sédimentaires de la Formation du Chierchiu. Le contact entre les deux unités n'est pas aisé à définir avec précision à cause de la similitude de composition entre les volcanites dacitiques et les microgranodiorites, et surtout de la déformation alpine à l'origine d'un débit schisteux qu'il est difficile sur le terrain de distinguer de la stratification originelle des formations volcano-sédimentaires. On a donc utilisé comme critères, pour définir l'enveloppe des microgranodiorites au contact des formations volcano-sédimentaires *s.s.*, la raréfaction des amphiboles macroscopiques et des enclaves microgrenues qui sont symptomatiques des microgranodiorites et qu'on ne retrouve pas, ou rarement, dans les roches volcaniques. Enfin, les microgranodiorites et les formations volcano-sédimentaires sont recoupées par des filons dacitiques orientés N-S, qui représentent vraisemblablement des dykes d'alimentation de niveaux volcano-sédimentaires plus récents.

La microgranodiorite de Malfalcu a été daté à  $306 \pm 14$  Ma par évaporation du plomb sur monozircons, à partir d'un échantillon prélevé à proximité immédiate des ruines du lieu-dit. Cet âge est comparable à celui de  $305 \pm 12$  Ma obtenu sur la granodiorite de Casta par la même méthode.

$\gamma b^{3M}$ . **Monzogranites à biotite, métamonzogranites.** À l'affleurement, leur aspect général apparaît peu différent de celui des granodiorites. La densité moindre, voire l'extrême rareté d'enclaves microgrenues basiques, l'absence d'amphibole et une coloration plus claire, permettent néanmoins de les identifier lorsque la surimposition de la déformation et du métamorphisme alpins n'est pas trop intense.

θ-η. **Roches basiques\***. On les trouve toujours en enclaves (d'une envergure décamétrique au maximum) dans les granitoïdes de l'unité de Casta. Elles sont nombreuses dans la granodiorite de type Casta et beaucoup moins fréquentes, mais de même nature, dans les orthogneiss monzogranodioritiques. Regroupées sous le même symbole sur la carte, elles évoluent néanmoins entre deux types principaux.

• **Enclaves de diorite quartzique.** Très fréquentes, elles sont de taille variable : de quelques centimètres à quelques mètres. Elles contiennent du quartz, des plagioclases subautomorphes (andésine à labrador) maclés albite, séricitisés. La hornblende verte, très abondante, a un pléochroïsme jaune à vert-bleu ; elle est souvent chloritisée. De nombreuses lamelles de biotite sont partiellement chloritisées. La magnétite est abondante. L'apatite et la titanite sont des minéraux accessoires courants.

• **Enclaves gabbroïques.** Elles affleurent dans les vignobles de Casta. De couleur verte, elles sont finement grenues. Ce sont des gabbros à plagioclases en lattes, très transformés, à clinopyroxène (augite), hypersthène (remplacé par de la cummingtonite), hornblende brune tardimagmatique, et à nombreux opaques, rares quartz et apatite. Par leur composition, ces roches sont très proches de celles du massif basique-ultrabasique du Tenda méridional (Ohnenstetter et Rossi, 1985).

L'ensemble, très disloqué, des gabbros et diorites quartziques de Casta a vraisemblablement la même signification que celui du col de Tenda.

vsh-r. **Carbonifère supérieur-Permien inférieur volcano-sédimentaire. Formation du Chierchiu (= Cerchio) : dacites, arkoses, conglomérats.** La série volcano-sédimentaire du Chierchiu\*\* est formée par la succession, sur environ un millier de mètres de puissance apparente, de projections de pyroclastites dacitiques, tuffites et arkoses avec des décharges conglomératiques. À sa base se trouve un conglomérat quasi monogénique à éléments des micaschistes sous-jacents (Stam, 1952). Des panneaux de micaschistes se rencontrent au sein de la série, par exemple sur la route d'Ifana.

Les phénomènes secondaires de recristallisation (séricitisation généralisée des ferromagnésiens) ayant affecté ces roches ne permettent pas d'effectuer une étude détaillée de la composition de la mésostase. Leur composition chimique (majeurs et traces) place ces roches dans un champ évoluant des dacites aux rhyodacites (tabl. 2). Les textures

\* R. Dubois, J. Braud.

\*\* *Fiume di u Chierchiu*, ruisseau longeant la D 81 au Nord de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda.

préservées sont celles de tufs de retombées (pyroclastites banales), de tufs soudés et d'ignimbrites. La matrice des décharges conglomératiques interstratifiées est composée de nombreux fragments lithiques de siltites ou de quartzites, de phénocristaux de feldspath, de quartz à formes anguleuses éclatés, dans une mésostase contenant d'anciens vitroclastes. La composition chimique d'ensemble de ces roches est majoritairement celle de dacites (tabl. 1).

D'après R. Dubois, ces formations sont constituées par une alternance irrégulière de lits quartzitiques et d'abondants niveaux quartzofeldspathiques de teinte claire qui sont : soit des tufs rhyolitiques riches en clastes de quartz à lacunes et cristallisation (quartz « rhyolitiques »), de feldspaths idiomorphes fracturés et albitisés, baignant dans une matrice foliée à quartz granoblastique, + muscovite, + chlorite, + opaques ; soit des métarhyolites franches, en lits qui peuvent être métriques, se distinguant nettement sur le terrain par leur couleur blanche à filons verdâtres (phyllites). Les métarhyolites sont micro-oëillées (et ne méritent donc pas l'appellation de « porphyroïdes » *s.s.*) : dans un fond abondant de quartz granoblastique pauvre en filons sériciteux, baignent des petits cristaux automorphes de feldspath, fracturés et albitisés, et des quartz rhyolitiques, généralement exempts de toute déformation intracristalline.

Les volcanites alternent avec des arkoses rhyolitiques et des décharges conglomératiques. Ces conglomérats, à ciment de composition rhyodacitique, peuvent être composés de galets à matériel volcanique et de quartz, comme ceux affleurant immédiatement au Sud du Monte Ifana ou bien, comme à l'Est de Pinzu-Modeni, d'un matériel à galets de quartz, micaschistes et leucomonzogranites. Des filons subverticaux de leucomonzogranites, souvent granophyriques, recoupent une grande partie de la Formation du Chierchiu ainsi que les micaschistes sous-jacents.

Une étude géochronologique a été conduite sur des échantillons de dacites de la Formation du Chierchiu et d'un sill de leucomonzogranite (Rossi *et al.*, 1993). L'âge des dacites est compris entre  $294 \pm 11$  Ma (Vezzo) et  $288 \pm 13$  Ma (Monti-Rossi). Un âge moyen de  $284 \pm 20$  Ma a été obtenu pour les leucomonzogranites. La granodiorite de Casta ayant été datée à  $305 \pm 12$  Ma, il y a donc compatibilité entre les âges obtenus et les observations de terrain.

**Relations entre plutonisme et volcanisme.** Les relations de terrain sont d'interprétation parfois malaisée en raison de la banalisation de ces roches en orthogneiss alpins dans la partie nord-ouest du Tenda ; plutonisme et volcanisme calco-alcalin participent néanmoins d'un même événement magmatique (Rossi *et al.*, 1992). Le contact intrusif des granodiorites à biotite, hornblende et enclaves basiques dans la Formation du Chierchiu est observable sur le rivage de Malfalca, tandis que l'intrusion des leucomonzogranites dans la formation peut être reconnue en divers sites :

- au voisinage du contact de la Formation du Chierchiu, les leucomonzogranites du Genova revêtent un faciès granophyrique, interprété comme bordure figée d'un intrusif au contact de son encaissant (Jourdan, 1988) ;

- des filons ou lames recoupent la Formation du Chierchu au Sud-Ouest de la Bocca di Vitucola ou au Sud de la Cima di Monti Rossi par exemple. Dans ces secteurs, le parallélisme des foliations alpines des deux matériels résulte de la transposition, en conditions ductiles, de contacts intrusifs. Toutefois, immédiatement au Sud-Est de la Bocca a Vezzo, la déformation, localement moins intense, permet d'observer les contacts intrusifs de filons granitiques recoupant le matériel volcano-sédimentaire dans de bonnes conditions. De plus, le matériel de la Formation du Chierchiu est recoupé par des filons de puissance métrique et de longueur hectométrique. C'est cette large extension des granites sous-jacents à la Formation du Chierchiu qui permet de rendre compte de la fréquence de biotites blastiques, interprétées comme résultant d'un métamorphisme thermique (Bonnal, 1972) ;

- enfin, la présence d'enclaves volcano-sédimentaires a déjà été signalée (Durand-Delga, 1978) : à l'Est du Monte di l'Orzale, un affleurement de matériel volcano-sédimentaire d'une centaine de mètres carrés apparaît ainsi au sein des leucomonzogranites. Ses relations avec l'encaissant sont mal visibles mais elles peuvent être déduites de l'observation de claires enclaves de matériel micaschisteux et volcano-sédimentaire, localisées à l'Ouest de sa terminaison sud, dans le matériel granitique. Ce grand panneau peut être interprété comme un écran d'encaissant enclavé (« stoppé ») au toit du pluton au cours de sa mise en place.

$\gamma G^{2M}$ . **Leucomonzogranites et métaleucomonzogranites (Monte Genova)\***. Ce sont des roches très blanches à l'affleurement. Elles sont composées de quartz, feldspath potassique, plagioclase acide et accessoirement de biotite, magnétite, hématite, apatite, zircon et sphène. Le quartz est abondant, le feldspath potassique prédomine parfois : il est peu perthitique, souvent subautomorphe et parfois maclé Carlsbad. La taille des cristaux est variable. Les plagioclases, automorphes, ont une composition d'albite-oligoclase acide ; ils sont légèrement séricitisés, les petits cristaux subautomorphes sont souvent inclus dans des feldspaths potassiques. La biotite, très peu fréquente, est très chloritisée. La muscovite, inégalement répartie, est assez rare. Les opaques sont représentés par la magnétite et l'hématite qui colore le feldspath potassique. Les minéraux accessoires, peu abondants, sont les suivants : l'apatite, en inclusion dans les (anciennes) biotites, le zircon et de petits cristaux d'allanite. Ces faciès à grain moyen passent progressivement à des roches dans lesquelles apparaissent des pegmatites graphiques, ainsi que des tendances aplitiques. Le quartz a une légère tendance automorphe lorsque l'on approche de la bordure granophyrique (D 81 entre Baccialu et le pont de Truscialza).

\* R. Dubois, J. Braud.

Les granophyres porphyriques qui affleurent à proximité du contact écaillé de l'unité de Casta sur l'unité du Monte Genova, sur la D 81, peuvent représenter une bordure figée des granites de type Genova au contact de la granodiorite de type Casta. Ils sont composés de phénocristaux, fréquemment subautomorphes, de quartz, de feldspath potassique et de plagioclase, noyés dans une pâte granophyrique. Le quartz est parfois « rhyolitique ». Le feldspath potassique est perthitique, parfois entouré par une couronne granophyrique. Le plagioclase est rare. La pâte quartzo-feldspathique est très riche en micropegmatites. Les opaques sont représentés par l'hématite et la magnétite. L'allanite est un minéral accessoire, beaucoup moins répandu que dans l'unité de Casta.

Un âge moyen de  $284 \pm 20$  Ma, par évaporation du plomb sur monozircons, a été obtenu sur un leucomonzogranite du Genova prélevé au Monti Rossi (Rossi *et al.*, 1993).

$\gamma C^{2M}$ . **Leucomonzogranites et microgranites ( $\mu\gamma$ ) calco-alcalins (Cima a Forca).** Ces granites sont caractérisés dans le paysage par une patine rousse ; ils forment des reliefs vigoureux et s'arénisent peu. Ils ont été comparés par R. : Delcey et A. Meunier (1962) au leucomonzogranite de la Pietra (Ile-Rousse, feuille Calvi) : cette comparaison est maintenant étayée par la minéralogie et la géochimie (tabl. 1) de ces roches. Si ces granites sont toujours assez fortement cataclasés, localement des échantillons peu déformés peuvent néanmoins être récoltés (bergeries de Monticellacciu).

Sur le rivage, au Nord de l'anse de Peraiola, aux ruines de I Magazini, on peut observer, sur un affleurement de quelques centaines de mètres carrés, une zone riche en enclaves centimétriques à décimétriques de roches basiques de composition dioritique (tabl. 1). La morphologie des contacts sinueux entre granite et diorite, indique une mise en place des deux roches dans un état rhéologique voisin. La composition de ces enclaves basiques voisine celle de filons dacitiques (tabl. 2) qui recourent le granite près de sa marge orientale au Sud de la Bocca a Vitucola. On peut penser que les magmas basiques à l'origine des enclaves et des filons ont la même origine. Dans le massif granitique même, la roche, toujours très claire, est à grain moyen à gros, équante, le quartz affectant constamment un habitus subautomorphe à automorphe. Au voisinage des cornéennes et des formations rhyolitiques, le grain devient très fin et on n'observe plus que quelques quartz hexagonaux baignant dans un fond microgrenu, la roche prenant alors un faciès granophyrique. R. Delcey et A. Meunier (1962) ont proposé de voir dans le compartiment de Cima a Forca une structure volcano-tectonique.

Ces conditions de mise en place subvolcanique du massif de Cima a Forca peuvent être entrevues dans la partie nord de l'intrusion, où l'on peut observer la transition entre des textures granite / microgranite dans les filons de microgranites du Monte Orlandu, qui recourent l'enveloppe de cornéennes au toit du granite.

Au microscope, on observe que les feldspaths potassiques, très perthitiques, sont souvent altérés ; les plagioclases de composition oligoclase ont une bordure albitique mais montrent souvent des cœurs reliques encore plus intensément séricitisés que la bordure. La biotite est souvent déstabilisée en chlorite et opaques ; cependant, dans le secteur des bergeries de Monticellacciu, quelques sections bien conservées ont permis de déterminer, à la microsonde électronique, un rapport  $Fe/Fe + Mg > 0,75$  sur les biotites. Apatite et zircon sont accessoires ; dans des fissures on a pu observer quelques traces de fluorite.

La datation par évaporation du plomb sur monozircons (Rossi *et al.*, 1991) d'un échantillon de leucomonzogranite de Cima a Forca, prélevé 150 m au SSE de Pinzu-Modeni (Nord-Ouest de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda ;  $x = 553,900$  ;  $Y = 261,750$ ) a permis d'obtenir un âge moyen de  $273 \pm 9$  Ma. Cette valeur est en accord avec les âges obtenus sur le massif de gabbro du Tenda ( $273 \pm 23$  Ma) qui montre des figures de comagmatisme avec les leucomonzogranites, et elle peut être comparée aux  $284 \pm 20$  Ma de leucomonzogranites du Genova et aux  $290 \pm 6$  Ma de leucomonzogranites de Coti-Chiavari (Cocherie *et al.*, 1992).

### Système filonien\*

Les filons, abondants surtout dans les environs de Casta, n'ont cependant pas fait l'objet d'un recensement ni d'une cartographie systématique. Leur puissance, variable, ne dépasse cependant jamais une dizaine de mètres.

**p. Filons de roches acides.** Ont été regroupés sous cette rubrique des aplites, affleurant bien près de Casta au lieu-dit Tedula, ainsi que des filons de chimisme alcalin à proximité du ruisseau de Bartollacciu sur la piste de Casta (c'est à ce jour, la seule occurrence de roches magmatiques alcalines découvertes dans les Agriates *s.l.* ; il s'agit de paesanite selon B. Bonin, comm. orale), ainsi que des filons rhyolitiques. Ils sont tous antérieurs à la foliation.

**cb. Filons de roches basiques.** Vert foncé en cassure fraîche, et présentant une patine rousse caractéristique, ces filons affleurent remarquablement à l'Est de la plage de Saleccia et au km 206 de la RN 199. Il s'agit de métadolérites à pyroxènes reliques (Est de Saleccia), profondément foliées et transformées par le métamorphisme alpin syn-S1-L1. Phengite, chlorite, crossite et stilpnomélane sont des phases caractéristiques de cet événement « HP-BT ».

\* R. Dubois, J. Braud.

## Éocène

eV ; eB. **Série conglomératique de Monte Orlandu-Punta di Acciolu.** On peut y distinguer, à la suite de C.J. Stam (1952), une « série violette » de base, rubéfiée et d'épaisseur inégale, et une « série blanche ». Les deux séries, en dehors de leurs teintes contrastées, ne présentent pas de différences significatives de composition. La série violette se distingue cependant par une plus grande abondance de conglomérats et la présence de pélites gréseuses violacées contenant souvent des galets. Les grès de la série blanche sont souvent lardés de joints remplis de quartz. Au sein de cette série affleure une passée de calcaire micritique qui n'a livré aucune faune.

Le ciment des conglomérats est souvent schisteux, riche en quartz, séricite et oxyde de fer. Les blocs sont hétérométriques, jusqu'à 70 cm près de la base de la série. Ils sont cependant en général plus petits et bien roulés. Ils sont composés le plus souvent de leucomonzogranites de Cima a Forca, en particulier près du contact occidental, mais aussi de granites Mg-K, de gneiss, de rhyolites, de micaschistes et de quartzites. Les grès, le plus souvent très grossiers lors de la transition vers les conglomérats, contiennent des éléments d'origine granitique et volcanique.

À la suite de C.J. Stam (1952), qui avait proposé pour cette série un âge éocène, M. Bonnal (1972), en se fondant sur des analogies faciales et compositionnelles avec le conglomérat de Palasca en Baigne, a admis un âge identique.

Ces formations gréso-conglomératiques sont ployées en un synclinal dissymétrique à flanc nord-ouest vertical, voire renversé, et à flanc sud-est peu incliné avec développement d'une schistosité subverticale.

### Effets de la déformation et du métamorphisme alpins

Dans les granites, la déformation finie est souvent hétérogène et se traduit par l'existence de compartiments peu ou légèrement déformés, limités par des **zones de cisaillement ductile** synschisteux. Dans ces dernières zones, les granitoïdes sont entièrement orthogneissifiés et la déformation pénétrative y est homogène.

Au sein des compartiments ainsi définis entre les bandes orthogneissifiées, la déformation peut être peu sensible – simplement marquée par une rétomorphose (« verdissement ») ou par l'acquisition d'une foliation fruste (protogine des auteurs) –, voire quasi absente, et les traces métamorphiques alpines peu marquées. Sur la carte, la trace en plan de la déformation ductile est représentée par des figurés dont la densité est proportionnelle à l'intensité de la déformation.

Le **métamorphisme alpin\*** dans les granitoïdes se traduit, dans les granodiorites-tonalites de type Casta, par la transformation de la biotite en associations interstratifiées à base de phengite, de chlorite, de titanite et parfois de pumpellyite verte  $\pm$  épidote.

Au sein des monzogranites, les transformations sont identiques à celles vues dans les métagranodiorites. La fréquence des faciès oëillés le long de la D 81 entre le champ de tir de Casta et l'ancienne décharge publique de Saint-Florent s'explique par la nature porphyroïde primaire des granitoïdes. Les transformations métamorphiques synchrones de l'acquisition de la texture linéo-planaire L1-S1 sont moins évidentes que dans les faciès granodioritiques : les pseudomorphoses de biotite en phyllites,  $\pm$  pumpellyite,  $\pm$  épidote apparaissent çà et là, de manière sporadique; mais la grande rareté des faciès à hornblende primaire, phase sur laquelle s'opère préférentiellement la nucléation des amphiboles sodiques métamorphiques, explique sans doute l'absence quasi générale de ces dernières. Il arrive toutefois que l'amphibole cristallise en fibres aux joints de grains primaires entre la biotite et le quartz, passant alors en général à de l'actinote.

Sur les dalles de formations volcano-sédimentaires inclinées vers l'Ouest (comme la totalité de la série volcano-sédimentaire du compartiment d'Ifana), on remarque une linéation très marquée, soulignée par de très longues bandes métriques claires quartzo-feldspathiques, sur un fond phylliteux vert pâle : linéation L1 portée par une foliation S1 que l'on retrouve plus au Nord, enroulée dans les plis isoclinaux à axes sinueux syn-S2. La foliation S2 domine dans l'ensemble de la série volcano-sédimentaire. Elle ressort dans les paysages couverts de maquis, conférant à ceux-ci un aspect « monoclinale » vers l'Ouest. Elle porte une seconde génération de phyllites (chlorite, muscovite) beaucoup mieux exprimée que la génération syn-S1. Dans les métatufs et les micaschistes, elle s'exprime couramment dans les affleurements par un clivage de type « strain-slip » très serré (microlithons d'épaisseur centimétrique).

La texture linéo-planaire L1 (N70°)-S1 est bien marquée par : l'étirement en longs rubans, partiellement ou totalement recristallisés, des quartz primaires ; les alignements de tronçons de phénoclastes à comportement ruptuel de hornblendes, sphènes, allanites, feldspaths (plagioclase ou microcline) ; l'alignement et l'étirement de trains d'enclaves basiques (particulièrement spectaculaires dans un panneau NE-SW effondré au cœur des granodiorites, le long du grand linéament parallèle à celui de Zente, qui traverse la zone des vignobles de Casta le long du ruisseau de Suarella) ; la réorientation planaire (dans S1), des micas primaires, abondamment kinkés et rétro-morphosés.

Du point de vue minéralogique, le métamorphisme alpin syn-S1-L1 se traduit par : la transformation de la biotite en associations interstratifiées à base de phengite, de chlorite, de titanite et parfois

\* R. Dubois, J. Braud.

de pumpellyite verte  $\pm$  épidote. L'affleurement, spectaculaire au plan structural, du ruisseau de Suarella, offre par ailleurs l'intérêt d'être totalement « bleu » (enclaves comprises) par d'abondantes crossites alignées dans L1. Il faut noter que, en dépit de l'existence de faciès pétrographiques *a priori* favorables, on n'a jamais rencontré la moindre trace de lawsonite fraîche, ni de pseudomorphoses susceptibles d'évoquer l'existence antérieure de cette phase, par ailleurs très répandue dès les premiers affleurements de métagabbros ophiolitiques allochtones sur l'unité de Casta (à Fromontica par exemple).

L'ensemble des orthogneiss leucocrates de l'unité du Genova a une foliation beaucoup plus fruste que dans l'unité de Casta, et les marqueurs minéralogiques typiques du métamorphisme alpin, si fréquents dans cette dernière, sont ici exceptionnels. Les véritables paramètres responsables de cette évolution latérale de faciès (chimisme des roches? conditions P-T?) ne sont pas encore cernés avec précision. On notera toutefois qu'une petite lame plaquée sur l'unité du Genova au pont de Truscialza (extrême limite sud de la feuille Saint-Florent) comporte des faciès nématoblastiques très riches en crossites et en phengites. Il s'agit de l'affleurement le plus occidental de cette nature.

L'unité de Cima a Forca est caractérisée par une empreinte des déformations alpines moins sensible que les autres unités précédemment définies. D'après R. Dubois, dans le compartiment de Cima a Forca, les événements alpins se résument à une intense fracturation, dont le caractère compressif est attesté par : de grandes failles inverses à vergence E, dont celle de la Punta d'Acciolu qui rebrousse la bordure occidentale des formations sédimentaires ; des décrochements d'échelle métrique, senestres ou dextres, matérialisés par des décalages de dykes rhyodacitiques (anse de Peraiola) ; un système très serré d'alignements de « fentes en échelon » à potentialité décrochante (anse de Peraiola). On notera que les événements alpins syn-S1, si bien exprimés dans les granitoïdes de Casta et du Genova, n'apparaissent plus du tout ici.

### *SCHISTES LUSTRÉS*

Les formations regroupées au sein des schistes lustrés affleurent au Sud-Ouest de Saint-Florent et au Nord du bassin du Nebbio, le long de la côte occidentale du cap Corse.

Au Sud-Ouest de Saint-Florent, elles sont directement superposées aux gneiss du Tenda. Au Nord du Nebbio, elles prolongent vers l'Ouest les unités les plus élevées des feuilles Bastia (Lahondère, 1983) et Luri (Lahondère *et al.*, 1992), c'est-à-dire d'une part l'unité composite de Morteda-Farinole ainsi que celle des monts de la Torre (ici limitée à des calcaires et à des grès), et d'autre part les unités ophiolitiques de l'ensemble océanique supérieur (E.O.S.). Les forma-

tions seront distinguées en fonction de leur origine continentale ou océanique.

### Formations appartenant au socle continental

Les formations composites regroupent les termes gneissiques appartenant à l'unité de Morteda-Farinole ainsi que les métasédiments calcaires et gréseux qui, au Sud de Saint-Florent, prolongent ceux des monts de la Torre (Prépiémontais) provenant de la transformation d'un socle ancien, et leurs couvertures métasédimentaires comprenant des cipolins à « accidents siliceux », des calcschistes et des quartzites.

ζ<sup>3</sup>. **Métagranites et gneiss de Farinole.** Sur la feuille Saint-Florent, des affleurements de gneiss sont connus en plusieurs endroits :

- à proximité orientale du Tenda, où ils constituent autant d'écailles au sein du complexe des schistes lustrés ; ils sont décrits plus haut (*cf.* « Formations du Tenda ») ;
- au Nord-Est des formations miocènes de Saint-Florent, où ils prolongent les gneiss de la région de Farinole, bien exposés sur la feuille voisine Bastia. Ils renferment des paragenèses de très haute pression (Guiraud, 1982 ; Lahondère, 1986). Ces orthogneiss étant tectoniquement intimement associés à des formations ophiolitiques et sédimentaires (métaquartzites, micaschistes), ils seront décrits ci-après.

Le type de roche le plus fréquent est une métagranodiorite dans laquelle on observe de grands cristaux de clinopyroxène à composition d'omphacite. Les grenats sont abondants, leur composition est variable selon le site qu'ils occupent (dans la foliation micacée ou dans le clinopyroxène). Ce faciès est par ailleurs riche en micas phengitiques, en épidote (clinozoïsite pour l'essentiel) et en glaucophane. Les minéraux accessoires sont l'allanite, l'apatite, le zircon et le sphène.

Localement, des gneiss très schistosés sont associés à cette métagranodiorite. Ils sont alors riches en micas phengitiques et en amphiboles bleues (glaucophane et crossite). Deux clinopyroxènes sodiques y sont observables. Le premier possède des compositions très proches du pôle pur théorique qu'est la jadéite ; les nombreuses inclusions de quartz qu'il renferme indiquent que sa cristallisation s'est probablement effectuée aux dépens de phénocristaux d'albite. Le second, à composition d'omphacite, cristallise dans les fractures de la jadéite ou à ses extrémités.

Ces divers faciès sont parfois associés à des termes très leucocrates, vraisemblablement filoniens, à phénocristaux de feldspaths alcalins perthitiques (Lahondère, 1988).

**C. Cipolins.** Ils constituent les falaises qui dominent, à l'Ouest, la rive gauche de l'Aliso, sur la route de Casta. Ils affleurent également,

sur quelques dizaines de mètres carrés près de l'ancienne décharge publique de la ville de Saint-Florent (cote 139 sur la D 81, à 1 km au Nord-Est du Monte Guppio).

Dans les reliefs à l'Ouest de l'Aliso, la succession géométrique de cette formation débute par des lits de cipolins très contournés, présentant des accidents siliceux, d'épaisseur pluricentimétrique, prenant une patine rousse. Ce premier terme, dont l'épaisseur dépasse 25 m, est surmonté sur plusieurs dizaines de mètres par des calcaires massifs blancs, marmoréens, à lits millimétriques réguliers, riches en granules de quartz.

Ces cipolins sont comparables à ceux qui, sur la feuille Bastia, constituent les monts de la Torre. Près de l'ancienne décharge publique, ils surmontent tectoniquement les métagranites du Tenda et leur encaissant de micaschistes. Par contre, dans l'affleurement de l'Aliso, ils reposent sur des calcschistes passant à des schistes feuilletés puis à des métaradiolarites supra-ophiolitiques. Le contact sous les cipolins, qui n'a pas été vu clairement, est très vraisemblablement tectonique.

**C- $\chi$ . Cipolins et quartzites.** Des quartzites affleurent, associés aux cipolins, près de l'ancienne décharge publique ainsi que plus au Nord ( $x = 568,75$  ;  $y = 4264,85$ ). Ils surmontent les orthogneiss du Tenda. Ils ne se reconnaissent, le plus souvent, qu'à l'abondance sur le sol de petits parallélépipèdes de quartzites de teinte rouille. En affleurements non désorganisés, ils montrent de petits lits centimétriques séparés par de minces horizons micacés. Sur les cassures fraîches, ces quartzites sont blancs.

Les cipolins et les quartzites sont souvent étroitement associés en fines alternances. Il devient alors impossible de les distinguer cartographiquement.

### Formations océaniques

Il a été généralement admis que les roches vertes et leur couverture constituaient les différents termes d'un cortège ophiolitique d'âge jurassique, provenant d'un bassin situé entre les cratons corso-sarde et austro-apenninique (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975).

Deux types de séries ophiolitiques peuvent néanmoins être distingués :

- le premier se caractérise par l'importance prise par les termes effusifs de composition basaltique, dont la puissance cumulée peut dépasser 500 m et qui sont surmontés par des radiolarites, le plus souvent sur de faibles épaisseurs (de quelques centimètres à quelques mètres), puis des schistes et des calcschistes. La nature, la composition et la puissance du substratum des basaltes sont variables. Dans certaines unités de l'E.O.I. (Mandriale-Lavasina, Sisco), les gabbros

sont absents ou peu épais ; on peut y voir sans doute un effet de la tectonique, puisque ces unités sont tronquées à leur base. Dans l'E.O.S. du cap Corse, on peut observer des unités présentant une succession complète. En revanche, sur la feuille Saint-Florent et les feuilles voisines, ne sont connus que des basaltes surmontant les serpentinites en contact tectonique ;

- le second type montre des termes effusifs peu épais, voire absents. Les sédiments reposent alors directement sur un fond ultrabasique ou gabbroïque. Ces sédiments sont souvent d'origine détritique avec une importante fraction de matériel océanique.

Appartient à ce type la série de Rospigliani (Ohnenstetter, 1979). Les ferrogabbros et serpentinites montrent à leur sommet des ophicalcites et des brèches (agglomérats). Il n'y a que peu ou pas de basaltes et ceux-ci viennent au-dessus des agglomérats. Des radiolarites et des calcaires recouvrent cette série.

D'autres séries montrent un important développement du complexe filonien et la présence de trondhjemites.

Enfin, les séries composites de Morteda-Farinole et de Campitello montrent un important détritisme ophiolitique dans les termes supra-radiolaritiques.

Ces formations éruptives basiques sous-marines sont représentées sur la feuille Saint-Florent par des serpentinites, des métagabbros et des metabasaltes ; elles sont surmontées par des métasédiments, métaradiolarites, schistes et calcschistes.

## Termes ophiolitiques

A. **Serpentinites.** Elles couvrent d'importantes surfaces sur la côte occidentale du cap Corse. La route D 80, qui fait le tour de celui-ci, les recoupe sur plus de 10 km sur la feuille Saint-Florent. Elles se débitent en fragments décimétriques, sans forme déterminée, mais effilés, à surfaces lisses et brillantes de teinte verte ; ceux-ci peuvent se diviser en fragments plus petits, conservant le même aspect. Quand on les casse, on se rend compte que le cœur de ces fragments est de teinte noire et présente une surface rugueuse. Ce débit est dû à une foliation fruste. Les constituants minéralogiques habituels sont l'antigorite et le spinelle. Des filonnets millimétriques de chrysotile recoupent la roche et lui donnent un aspect chatoyant. Ces serpentinites proviennent le plus souvent de la transformation d'anciennes Iherzolites. Parfois, la roche est plus massive et présente une patine rousse ; elle renferme alors de volumineux cristaux de pyroxène (bronzite), souvent transformé en bastite.

Dans ces serpentinites, on rencontre des « filons » de 10 cm à 1 m d'épaisseur de rodingites (par exemple au Sud de Negru). La roche, colorée dans les tons blancs et verts, est très dure. Elle renferme des cristaux de grenat calcique et de spinelles. Ces rodingites paraissent provenir de la recristallisation d'euphotides riches en plagioclases.

Enfin, des lentilles de schistes micacés et de calcschistes, tectoniquement emballées dans les serpentinites, apparaissent çà et là. C'est le cas par exemple à 150 m au Nord de la tour de Negru, dans un coude de la route. Elles témoignent de l'extrême bouleversement de ces formations (mélange tectonique).

**ØS. Métagabbros.** Ce sont des roches généralement à grain moyen à gros, affectées par une schistosité très irrégulière qui se traduit par une fracturation très fine de la roche, la rendant alors impropre à la construction et au polissage. Les gabbros renferment du pyroxène (diallage), un plagioclase saussuritisé (labrador), de l'épidote, un peu de chortite et de l'albite. Ils couvrent d'importantes surfaces au Nord d'Albo, dans l'angle nord-est de la feuille.

Entre la côte (Punta di Canelle) et Ogliaastro, en suivant une direction WNW-ESE, on les recoupe trois fois. Ces trois sous-unités sont séparées par des serpentinites et des metabasaltes : chacune d'entre elles a été distinguée et dénommée dans le schéma structural du cap Corse (Lahondère et Lahondère, 1988).

La sous-unité structurellement la plus élevée (écaille supérieure de Centuri) détermine l'avancée de la Punta di Canelle ; sa puissance est de plusieurs centaines de mètres. La sous-unité intermédiaire (écaille de Morsiglia) est séparée de la première par les metabasaltes de Filettellu. Ces gabbros constituent une bande étroite qui n'atteint pas la mer et qui repose sur les serpentinites à amiante de Canari.

Les termes gabbroïques, à gros cristaux de smaragdite (minéral vert jade à composition d'omphacite chromifère), qui occupent la position structurale la plus basse, affleurent entre Albo et Nonza. Ils appartiennent à l'unité de Morteda-Farinole (voir plus loin).

**ΣS. Métabasaltes.** Ils affleurent à l'Ouest d'Ogliaastro et de Saint-Florent. Il s'agit de formations massives, souvent litées, dont les teintes vont du bleu foncé (amphibole bleue dominante) au vert clair (épidote et chlorite dominantes). À l'Ouest d'Ogliaastro, leur épaisseur peut dépasser 400 m ; à Nonza, cependant, on peut observer des affleurements au sein desquels des formes de pillows sont encore reconnaissables.

Les associations minéralogiques observées sont à base d'amphibole bleue, d'épidote, de chlorite et d'albite ; localement, la lawsonite est préservée. Par contre, on n'y observe jamais de pyroxène jadéitique ni de grenat.

Les metabasaltes d'Ogliaastro appartiennent à la sous-unité de Morsiglia. Sur la coupure Saint-Florent, ils sont associés aux gabbros décrits précédemment. Ils prennent un développement très important autour de Santo-Pietro-di-Tenda, au Sud-Ouest de Saint-Florent.

## Formations métasédimentaires

**χJ. Quartzites (métaradiolarites).** Les « jaspes rouges », à la sortie sud-ouest de Saint-Florent (voir le guide géologique « Corse » : Durand-Delga *et al.*, 1978) sont exceptionnels. Le plus souvent, ils sont décolorés dans les tons gris bleuté ou vert nacré quand le degré de métamorphisme augmente. Ainsi, au km 214,9 (x = 569,95 ; y = 4265,50), les quartzites sont rouge violacé. Ils peuvent être pauvres en mica, mais le plus souvent celui-ci est bien représenté et la roche se débite en dalles d'épaisseur centimétrique. Plus à l'Ouest (x = 569,25 ; y = 4264,35), ils sont verts et ressemblent alors à ceux que l'on connaît sur la feuille Bastia (Lahondère, 1983 : p. 22). On retrouve ces quartzites sur la côte occidentale du cap Corse, près d'Albo, au milieu de schistes micacés.

À Saint-Florent comme à Albo, ces quartzites sont riches en micas et ont un aspect feuilleté qu'ils perdent quand la roche devient plus riche en quartz. Ils ont été interprétés comme des métaradiolarites (Stam, 1952) dont la sédimentation succèderait aux émissions ophiolitiques sous-marines : c'est-à-dire que leur âge serait à situer durant le Dogger - Malm.

**C-S<sup>8</sup>. Cipolins et calcschistes.** Les calcaires marmoréens de l'Aliso (comparables à ceux qui viennent en couverture des gneiss du Pigno) surmontent une série, épaisse d'environ 50 m, constituée par des calcschistes et des schistes verdâtres à gris bleuté, renfermant quelques horizons centimétriques de cipolins bleutés.

Cette formation constitue vraisemblablement la partie la plus élevée d'une série supra-ophiolitique. Elle repose en effet sur des micaschistes et calcschistes venant en couverture des basaltes du km 214,9. Il est vrai que l'on ne peut totalement exclure qu'elle constitue le prolongement vers le bas des calcaires marmoréens qui lui sont superposés.

L'opinion généralement admise en ce qui concerne cette coupe a cependant été retenue ici et on a donc considéré que ces formations constituent la partie supérieure de la couverture des séries ophiolitiques sous-jacentes.

**S-S<sup>8</sup>. Schistes et calcschistes.** Sous les formations précédentes, qui constituent les collines dominant l'Aliso, à l'Ouest de Saint-Florent, affleurent des schistes ardoisiers noirs présentant un éclat lustré et riches en nodules de quartz. Ils peuvent s'enrichir en calcite qui se présente alors soit sous forme diffuse, soit en donnant des petits lits millimétriques à centimétriques prenant une teinte rousse. Ces schistes reposent sur des quartzites (χJ). Le long de la route de Casta, ils sont étroitement replissés avec des serpentinites et des metabasaltes. Les plis ont des plans axiaux plongeant vers le Sud-Est.

On retrouve ces schistes au pied de la falaise de Nonza. Là encore ils renferment des lits centimétriques de calcaire et sont replissés avec

les metabasaltes à pillow-lavas qui se développent au-dessus. Plus au Nord, à proximité d'Albo, ces formations affleurent entre la route et le bord de la mer.

Les schistes et calcschistes de Saint-Florent ont été comparés à ceux de la série de l'Inzecca. Cette dernière, située au Sud-Est de Corte, dans le défilé du même nom, comprend des ophiolites surmontés par des radiolarites, puis par un ensemble schisteux (Formation d'Er-bajolo, attribuée au Crétacé inférieur) qui se retrouve donc ici.

### Effets de la déformation et du métamorphisme alpins

Au sommet des unités structurales décrites sur les feuilles Bastia et Luri apparaît, au Nord-Est de Saint-Florent, l'unité basale de « l'ensemble composite ». Cet ensemble, lithologiquement très varié, débute en effet par une unité majeure que l'on suit depuis Farinole jusqu'à Morteda (lieu-dit situé près de Santa-Severa sur la côte orientale du cap Corse, sur la feuille à 1/50 000 Luri) : c'est l'unité de Morteda-Farinole.

Formée, en grande partie, de serpentinites on y trouve aussi des gneiss et des metabasaltes ayant subi un métamorphisme HP-BT. Ainsi, dans la région de Farinole, affleurent des gneiss présentant des assemblages éclogitiques. Ces gneiss constituent des affleurements peu épais qui peuvent se suivre jusqu'à Morteda où leur puissance n'est plus que de quelques décimètres à quelques mètres. Il s'agit de gneiss dans lesquels ont été observées des **paragenèses éclogitiques**. La température d'éclogitisation a été estimée à 600-650°C pour des pressions de l'ordre de 12 kbar (Guiraud, 1982) et allant jusqu'à 15-16 kbar (Lahondère, 1988).

ψjo. **Assemblages à jadéite et/ou à omphacite** dans les orthogneiss de Farinole et les formations ophiolitiques (metabasaltes, métagabbros) et sédimentaires (métaquartzites, micaschistes) tectoniquement associées.

Les formations qui ont subi un tel type de métamorphisme déterminent d'importants affleurements au Sud de Nonza, sous les serpentinites. On les retrouve engagées dans ces dernières, plus au Nord, autour d'Ogliastro et à l'Est d'Albo. Ces métagabbros et metabasaltes, transformés en glaucophanites à grenat, sont en partie les témoins de l'éclogitisation des termes de certaines unités océaniques.

Les roches, très lourdes, présentent l'assemblage minéralogique suivant : omphacite, + grenat, + rutile / titanite, + amphibole bleue, + lawsonite. Le grenat est un almandin dont le cœur, riche en grossulaire et en spessartine, s'enrichit progressivement en almandin vers ses parties périphériques. L'amphibole bleue a des compositions de crossite ou de glaucophane. Son développement, parfois exceptionnel, est le plus souvent surimposé à la paragenèse éclogitique. On y reconnaît

également de l'épidote (pistacite, clinozoïsite), de l'albite, de l'actinote et des chlorites.

Compte tenu de l'importance, dans ces roches, de la rétro-morphose des associations minérales éclogitiques dans les conditions des faciès schistes bleus à épidote puis schistes verts, il est difficile de préciser les conditions pression-température ayant prévalu lors de leur éclogitisation. Cependant, sur certains échantillons favorables, un intervalle de température compris entre 430 et 600°C, pour une pression minimale de 10 kbar, a été déterminé (Lahondère, 1988). Ces résultats sont à rapprocher de ceux obtenus sur des formations analogues de la feuille voisine Luri (Harris, 1984), soit une température de 500°C et une pression minimale de l'ordre de 12 kbar.

Il peut arriver que les paragenèses de haute pression soient absentes de la roche, soit que ces minéraux n'aient jamais cristallisé, soit qu'ils aient été totalement effacés par la rétro-morphose dans les conditions du faciès schistes bleus à épidote. Cependant, sur un même affleurement, on observe parfois des boudins éclogitiques dans des formations prasinitiques. La distinction cartographique peut alors parfois devenir impossible à effectuer. Dans ce cas, ces affleurements ont été rangés dans l'unité éclogitique.

ψ/s. **Faciès à smaragdite.** Les métagabbros, affleurant entre Albo et Nonza, à gros cristaux de smaragdite (minéral vert jade à composition d'omphacite chromifère), qui occupent la position structurale la plus basse de l'unité de Morteda-Farinole.

## FORMATIONS ALLOCHTONES DE LA NAPPE DU NEBBIO

### Unité inférieure du Nebbio (fig. 7)

#### KA. Paléozoïque. Formation d'Aiastrella : schistes et cornéennes.

On trouve souvent dans la littérature cette formation sous le nom de « *roches brunes* ». Ce sont des roches d'aspect très monotone, de couleur d'altération brune à rougeâtre, litées, souvent très dures. Cette série antégranitique, comparable *p.p.* à celle définie dans la région de Galeria, comprend ici des micaschistes et des amphibolites polydéformés en faciès schistes verts, semblables à ceux de Solche et notés  $\xi_1$  ainsi que des schistes chloriteux et sériciteux, des quartzites et des cornéennes. Ces roches sont, sur cette feuille, localisées à la bordure est du bassin, en contact direct avec les schistes lustrés.

Le long de la route du Poggio (D 238), dans le virage de la chapelle de San-Quilico de Casatico, affleure sur quelques mètres une roche basique au sein des « roches brunes » : il s'agit d'une roche à texture doléritique, à gros cristaux d'augite auréolés de hornblende brune. Quelques mètres plus à l'Est, à proximité du contact avec les schistes lustrés, apparaît un micro granite blanc, très altéré, au milieu des cornéennes.

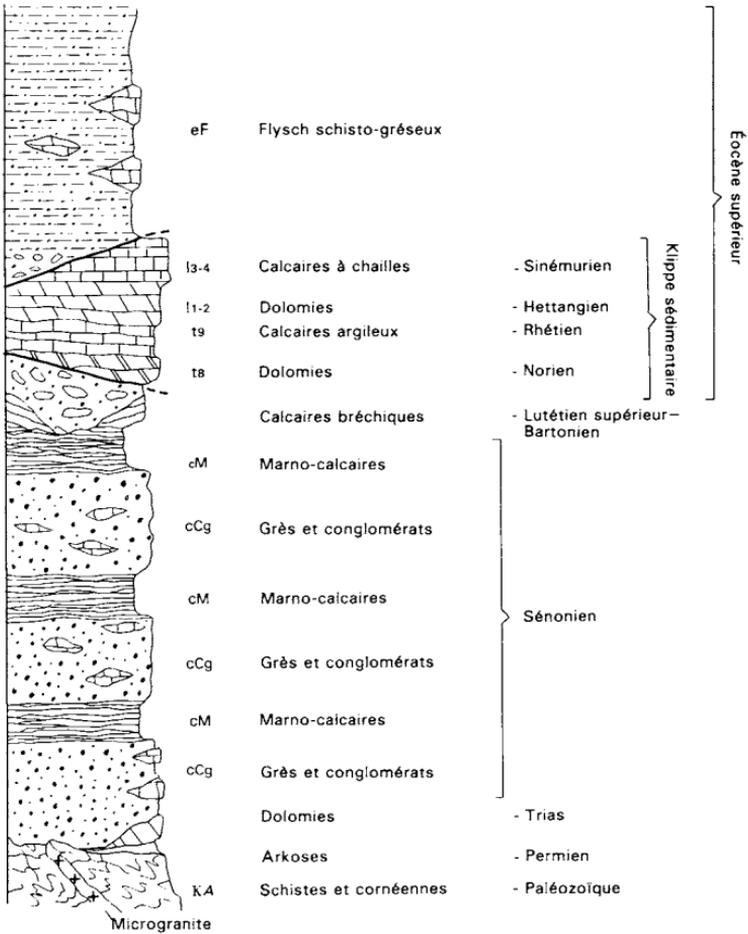


Fig. 7 - Log stratigraphique de l'unité inférieure du Nebbio  
(D. Lluch)

Du Permien volcanogène et du Trias dolomitique existent en plusieurs points plus au Sud, sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda. Ils correspondent à la couverture des micaschistes et des cornéennes de la Formation d'Aiastrella. Un minuscule affleurement volcano-sédimentaire se voit 300 m à l'WNW de Torra, sous le Miocène transgressif.

**cM. Crétacé supérieur. Marno-calcaires plaquetés et calcaires bréchiques.** Les marno-calcaires affleurent largement, présentant généralement un débit en plaquettes millimétriques à décimétriques, mais ils peuvent aussi être massifs. Il s'agit de micrites argileuses, souvent très recristallisées, quelquefois bréchiques à débris issus du domaine continental, en particulier de roches carbonatées du Trias et du Lias. On a cité des associations de microfaune d'âge crétacé (Albien à Maastrichtien) et paléogène: *Globotruncana*, *Globorotalia*, *Guembelina*, *Rotalipora* (Barbier, 1938 ; Gindrat, 1939, 1942 ; Delcey, 1962).

La microfaune que nous y avons rencontrée étant très recristallisée, les formes, quoique assez fréquentes, sont généralement indéterminables : seules quelques globotruncanidés bicarénés et des formes monocarénées (*Globotruncana* cf. *stuartiformis* ou *elevata*) ont pu être décelés (M. Bilotte). Cette microfaune indique le Sénonien, peut-être supérieur (Campanien-Maastrichtien). L'étude du nannoplancton (dét. H. Manivit), s'accorde avec ce point de vue (*Watznaueria barnesae*, *Zygodiscus elegans*, *Praediscosphaera cretacea*).

L'extension de ces faciès jusqu'au Paléocène est douteuse : les formes correspondantes citées par H. Gindrat et R. Delcey pourraient provenir de niveaux éocènes, dont certains n'auraient pas été différenciés par ces auteurs.

**cCg. Crétacé supérieur. Conglomérats et arkoses.** Cette formation était en général considérée (Gindrat, 1942 ; Delcey, 1962) comme du Permien à faciès continental (« Verrucano »). Il s'agit de conglomérats polygéniques, avec dans une matrice arkosique verdâtre, des galets arrondis de rhyolites et de granites et des éléments anguleux de « roches brunes ». Par diminution sensible de la taille des éléments, on passe à des grès ou à des arkoses.

L'âge permien peut être rejeté car les conglomérats emballent localement (cote 106 et route du Poggio) des blocs centimétriques à plurimétriques de roches carbonatées (Trias et Lias probables). De plus, dans la moitié sud du Nebbio, cette formation, qui affleure très largement, alterne clairement avec les marno-calcaires datés du Sénonien (feuille Santo-Pietro-di-Tenda).

Dans toute l'étendue du bassin de Saint-Florent, cette formation repose en transgression directement sur les formations paléozoïques, plus rarement sur des petits témoins de vraies arkoses permiennees ou de dolomies triasiques. Il faut préciser que les seuls affleurements que l'on peut vraisemblablement attribuer au Permien sont très réduits

et localisés au Sud-Est et au Sud-Ouest du Nebbio, en dehors de la feuille Saint-Florent.

**eF. Éocène. Complexe périto-gréseux micacé.** Ce complexe détritique débute par une formation chaotique, riche en blocs divers. La matrice est constituée de grès et de conglomérats à éléments principalement de « socle » auxquels s'ajoutent des blocs anguleux, dispersés, de roches carbonatées. C'est à ce niveau qu'apparaissent les grands « olistolites » (plusieurs centaines de mètres) de formations carbonatées du Trias et du Lias, qui dessinent les principaux reliefs à la bordure est et nord-est du Nebbio.

Au-dessus de cette zone à blocs, la formation éocène est constituée d'une alternance rythmique de type flysch : grès micacés, niveaux de micro brèches et de conglomérats. Les grès, très abondants, sont riches en micas blancs détritiques qui donnent à la roche une patine luisante caractéristique. Les conglomérats se distinguent de ceux du Crétacé supérieur car ils sont beaucoup plus riches en blocs de « roches brunes », les éléments y sont plus anguleux et sans matrice, la granulométrie y est plus hétérogène.

Cette formation de type flysch est peu étendue dans la moitié nord du Nebbio, où l'Éocène se limite généralement à la zone chaotique à blocs ; par contre, celui-ci s'individualise bien dans la moitié sud où l'on peut observer qu'il ravine fortement le Crétacé supérieur. Seules quelques globigérines indéterminables apparaissent dans les grès micacés.

L'âge au moins éocène de cette formation détritique est néanmoins prouvé car elle remanie des calcaires à nummulites. De tels calcaires sont datés de l'Éocène moyen en quelques points dans la partie sud du Nebbio (feuille Santo-Pietro-di-Tenda). Ils ont révélé (C. Jeudy de Grissac) une riche association de foraminifères benthiques (cf. Gindrat, 1942) caractéristique du Lutétien supérieur-Bartonien inférieur dans un domaine de plate-forme moyenne ou interne (infralittoral proximal à moyen) : *Alveolina elongata*, *Asterodiscus cuvillieri*, *Discocyclina sella*, *Nummulites millecaput*, *Orhitolites complanatus*,...

### **Klippes sédimentaires (ex - « unité du Tuda ») dans l'unité inférieure du Nebbio (fig. 7)**

**t8. Norien. Dolomies grises et pélites noires.** Les dolomies sont massives, d'aspect bréchique, de patine claire ; souvent veinées de rouge, elles comportent des intercalations pélitiques rouges, jaunes ou noires dont certaines pourraient correspondre à du matériel volcano-sédimentaire. Ces niveaux sont rares dans le Nebbio, les termes les plus anciens des olistolites étant généralement rhétiens. Ces dolomies noriennes affleurent cependant à la base de l'olistolite du Pughiali, en contact tectonique avec les calcaires lumachelliques du Rhétien sus-jacent.

**t9. Rhétien. Calcaires et marno-calcaires lumachelliques.** Les calcaires argileux revêtent des teintes gris bleuté ou jaunâtres ; ils sont en bancs décimétriques à métriques, à intercalations pélitiques noires et micro brèches à éléments carbonatés liées au jeu de petites failles synsédimentaires.

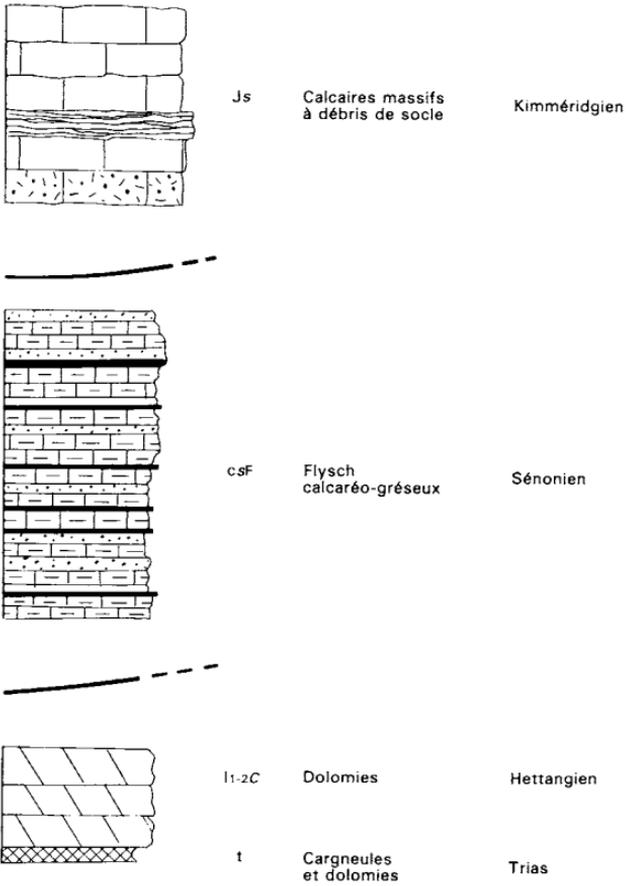
Ces niveaux comprennent des horizons lumachelliques à *Avicula contorta*, *Terebratula gregaria*, *Plicatula intusstriata* (Hollande, 1875 ; Gindrat, 1942), débris de crinoïdes et dents de poissons ; ainsi qu'une riche microfaune de foraminifères : *Ammodiscidae*, *Involutinidae*, *Miliolidae*, *Fischerinidae*, *Archaeodiscidae* et *Nodosariidae*, associée à une microflore composée essentiellement de *Corollina* (Lluch, Magné et Baudelot, 1987).

**l1-2. Hettangien. Dolomies et calcaires.** Ce sont des calcaires dolomitiques en bancs pluridécimétriques à métriques, gris clair à gris sombre, d'aspect bréchiq. Ces formations, très monotones, n'ont fourni aucune microfaune. Elles sont attribuées à l'Hettangien du fait de leur position entre le Rhétien et le Sinémurien. On y trouve quelques décharges microbréchiq. d'éléments carbonatés et de petites failles distensives synsédimentaires. La dolomitisation, très intense, masque les structures originelles de la roche.

**l3-4. Sinémurien. Calcaires à entroques à horizons siliceux.** Cet ensemble est composé de calcaires en dalles à entroques, calcaires à chailles gris clair à gris-bleu, parfois rubanés. Les horizons siliceux à patine grise, noire ou blanche par altération, s'organisent en bandes d'épaisseur décimétrique parallèles à la stratification ou en rognons dispersés dans la matrice. Les calcaires renfermant les chailles sont soit spathiques (calcaires à entroques), soit micritiques, argileux, en voie de dolomitisation. L'attribution au Sinémurien repose sur la découverte par H. Gindrat (1942) d'un fragment d'ariétitidé (Durand-Delga et Mouterde, 1975). À signaler aussi de très rares bélemnites et gryphées (Ricour, 1949).

Les calcaires sinémuriens forment les principaux reliefs dans l'allochtone du Nebbio et tranchent par leur teinte claire sur les termes sous-jacents. Ils témoignent d'un net approfondissement du milieu de dépôt, contemporain de la mise en place de failles listriques.

Il est à noter également que des calcaires subrécifaux à polypiers, finement détritiques, parfois sableux, affleurent au Monte di Tuda (extrémité sud du Nebbio) ainsi que, resédimentés dans les conglomérats crétacés, au Sud-Est de cette colline. Ces calcaires de plate-forme externe très riches en encrines ont fourni une microfaune de lenticulines, textulariidés, nubéculariidés, *Planiiinvoluta carinata*, *Everiticyclammia* n. sp. (in Septfontaine) et des algues (*Cayeuxia* sp.) (dét. Peybernès) : cette association, ainsi que les faciès rencontrés, sont répandus dans la Téthys au Lotharingien.



**Fig. 8 - Logs stratigraphiques partiels des écaïlles de Canta-Furmicula (D. Luch)**

## Écailles de Canta-Furmicula

Les « écailles de Canta-Furmicula\* » forment une étroite bande composite coincée entre l'unité inférieure du Nebbio et l'unité supérieure dite de la Mortola. Elles ne constituent pas une série stratigraphique continue mais montrent la superposition de matériels d'origines paléogéographiques variées (fig. 8 et 9).

t. **Trias indéterminé. Dolomies et cargneules.** Elles forment une petite klippe au Nord-Est de la cote 109, reposant sur les conglomérats crétacés de l'unité inférieure du Nebbio. Une mince couche de cargneules (Carnien ?), vacuolaires, jaunâtres, en souligne la base. Au-dessus apparaissent quelques mètres de dolomie massive, dure, noirâtre, d'aspect bréchique (Trias moyen ?).

11-2C. **Hettangien. Dolomies calcareuses.** De même que les calcaires du Malm, elles dessinent une suite d'affleurements, souvent non cartographiables, situés à la base de l'unité de Canta-Furmicula. Ces formations, par leur faciès, sont à rattacher à l'unité inférieure du Nebbio dont elles constitueraient le sommet, écaillé.

js. **Kimméridgien. Calcaires massifs, gris clair, siliceux, à débris de socle.** Ils forment des lames coincées entre l'unité inférieure du Nebbio et l'unité de la Mortola, depuis les rochers de Canta-Furmicula jusqu'à la D 238. Considérés par R. Delcey (1962) comme Lias, ils ont fourni (Lluch, 1989) une association du Kimméridgien : *Nautiloculina oolithica*, *Everticyclammina* cf. *virguliana*, *Cayeuxia*, *Audienusina fourcadei*, solénopores. Ces calcaires sont par leur faciès l'équivalent des calcaires, également datés du Malm, de l'unité de Tramonti (fig. 10) (feuille Santo-Pietro-di-Tenda) qui comporte à sa base des restes d'une croûte de type océanique (pillow-lavas).

csF. **Sénonien (?). Flysch calcaro-gréseux à « lydiennes ».** Il forme les reliefs au pied est des rochers de Canta-Furmicula. D'aspect dissocié, il montre l'alternance de petits bancs centimétriques de calcaires gréseux, très riches en débris de socle, de microbrèches de même composition et d'arkoses. De nombreux bancs de « lydiennes » s'intercalent dans ces niveaux : il s'agit en fait de spongolites, roches siliceuses noires très riches en spicules de spongiaires, et à bases souvent microbréchiques.

De tels niveaux sont connus dans les nappes de Macinaggio, de Santa-Lucia et du bas Ostriconi en Balagne, et sont datés du Sénonien dans cette dernière unité (Magné et Durand-Delga, 1983). Ici ils occupent une position tectonique (unité de Forci ; Lluch, 1989) tout à fait comparable à celle de la nappe du bas Ostriconi, sous une unité à croûte océanique.

\* ou *Canta-Furmigola*

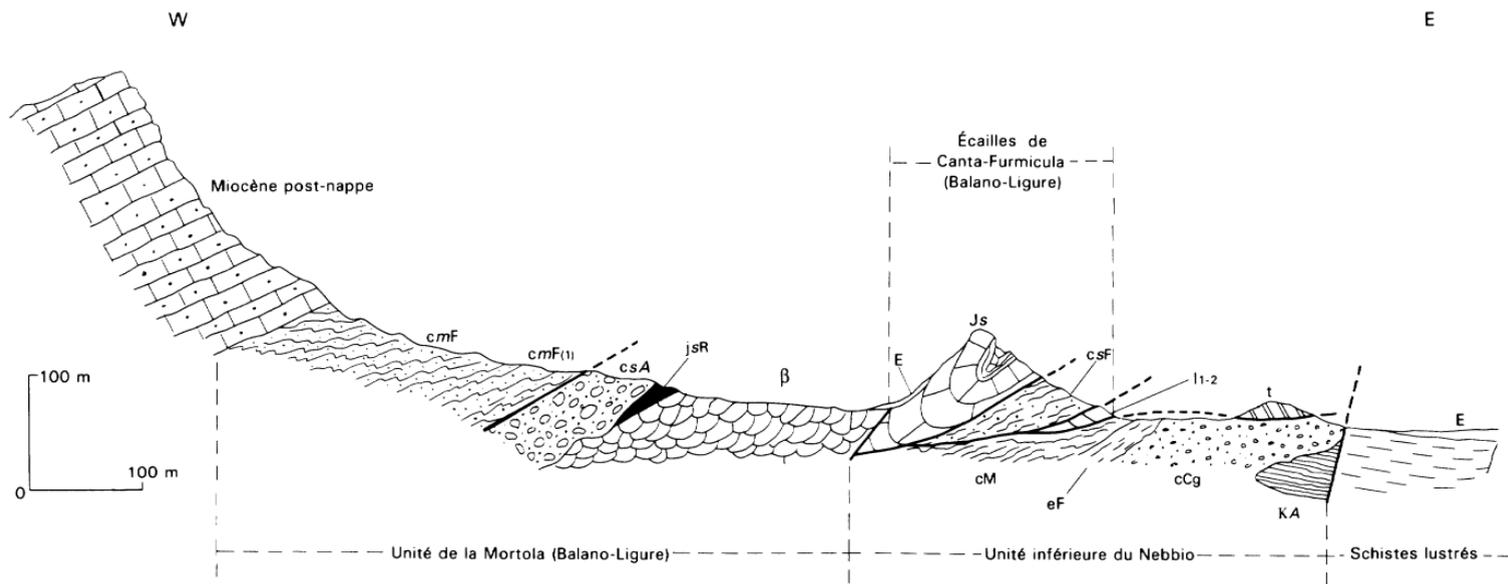


Fig. 9 - Coupe synthétique W-E dans les formations allochtones du Nebbio (D. Lluch)

v.

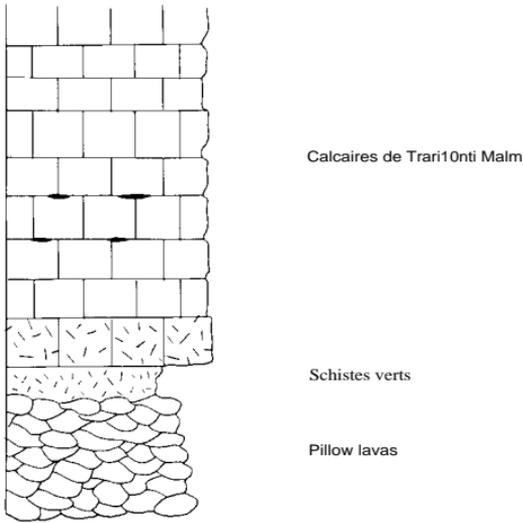


Fig. 10 - Log stratigraphique de l'unité de Tramonti (D. Iluch)

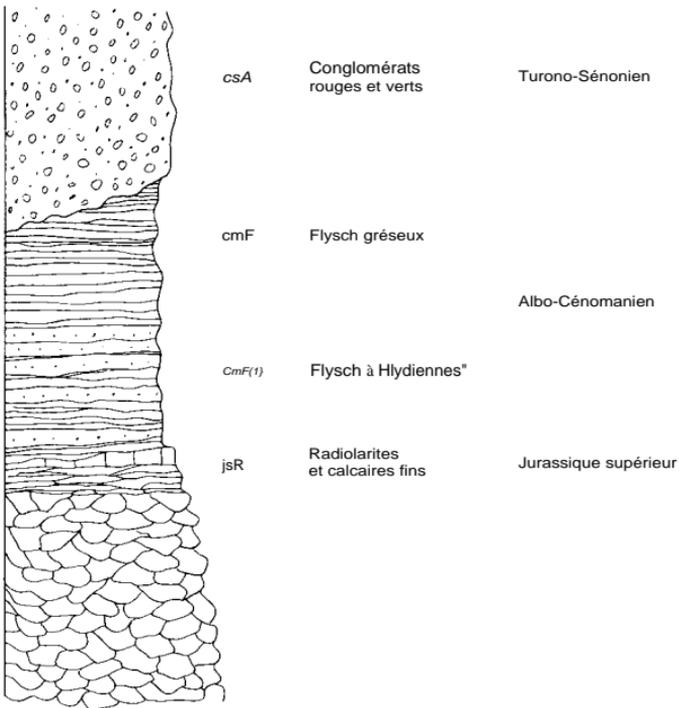


Fig. 11 - Log stratigraphique de l'unité de la Mortola (D. Iluch)

### Unité de la Mortola (fig. 11)

β. **Basaltes en coussins.** De couleur brune par altération et vert sombre à la cassure, ils affleurent largement en bordure de la D 81. L'altération importante masque la structure en coussins de ces basaltes qui forment généralement des reliefs mous où sont plantées les vignes de Patrimonio. On ne connaît pas dans le Nebbio les termes inférieurs de cette série de type ophiolitique.

jsR. **Jurassique supérieur. Radiolarites et calcaires fins.** La puissance des radiolarites peut atteindre 15 m. De couleur rouge, verte ou blanche par altération, elles affleurent de manière très discontinue au sommet des basaltes, associées à des calcaires à grain fin, gris clair, qui auraient fourni de rares calpionelles (Collet, 1938). Il s'y intercale aussi des niveaux calcaires plus grossiers à débris de socle. La série la plus complète affleure en bordure du chemin montant vers l'Ouest, des rochers de Canta-Furmicula aux abrupts de Miocène.

Des niveaux équivalents ont montré, dans la nappe de Balagne, un âge tithonien supérieur à berriasien supérieur pour les calcaires, et callovien à tithonien pour les radiolarites (De Wever *et al.*, 1987).

CmF. **Albien à Cénomaniens (?). Flysch à « lydiennes » et flysch gréseux.** Le flysch à lydiennes est constitué de bancs (20 cm) de roches siliceuses noires, très riches en spicules de spongiaires, avec des petits lits conglomératiques ou gréseux à débris de socle, et des pélites noires. Ce flysch est analogue à celui de Balagne. Son épaisseur dans le Nebbio est très réduite du fait de son contact tectonique avec les formations sous-jacentes. Le passage du flysch à lydiennes au flysch gréseux, progressif, se marque par une moindre fréquence des bancs siliceux et une augmentation des faciès gréseux ou calcaro-gréseux, la proportion carbonatée diminuant, jusqu'à disparaître, vers le haut.

Bien que R. Delcey y signale des orbitolines de l'« Aptien-Albien », un âge albo-cénomaniens est envisageable, par comparaison avec les « grès de la gare de Novella », en Balagne, qui ont fourni des foraminifères planctoniques (*Rotalipora*, *Praeglobotruncana*, *Hedbergella*).

csA. **Turonien (?) - Sénonien (?). « Conglomérats rouges et verts » (type Alturaja).** C'est une formation massive, constituée principalement de galets bien roulés de granites et de rhyolites rouges ou blanches permienues, avec des éléments de schistes paléozoïques. À sa base, elle remanie les niveaux sous-jacents (radiolarites, calcaires à grain fin, basaltes et flyschs du Crétacé) ; elle repose en effet largement sur les radiolarites et les basaltes. La matrice arkosique de ces conglomérats est de même composition. De même qu'en Balagne (Formation de l'Alturaja), ce terme supporte tectoniquement le flysch à lydiennes et le flysch gréseux qui lui sont stratigraphiquement antérieurs.

## MIOCÈNEPOST-NAPPE

Le Miocène, épais d'environ 400 m, est discordant sur les terrains secondaires et paléogènes fortement structurés tangentiellement (Hollande, 1876, 1917 ; Orszag-Sperber, *in* Durand-Delga, 1978 ; Loÿe-Pilot et Magné, 1987 ; Ferrandini *et al.*, 1994 ; Ferrandini *et al.*, en prép.) ; il est essentiellement constitué de molasses calcaires marines qui se sont déposées du Burdigalien au Langhien. Elles ont des faciès variés, plus détritiques à la base, plus carbonatés au sommet ; le milieu de sédimentation est littoral et de plate-forme peu profonde. Localement, la base du Miocène est constituée par une formation continentale rubéfiée à paléosols. Les molasses calcaires sont surmontées par des marnes et des sables bien datés, en un point, du Langhien supérieur.

Une formation conglomératique continentale à galets rhyolitiques émoussés, le « poudingue de Saint-Florent » encore non daté, couronne le tout en légère discordance de ravinement. Sa constitution pétrographique, et le fait qu'elle soit plissée avec les terrains du Miocène sous-jacent, portent à lui attribuer un âge miocène moyen à supérieur (Serravallien - Tortonien?) plutôt que miocène terminal (« Pontien » des anciens auteurs) ou quaternaire (Hollande, 1876).

La structure du Miocène de Saint-Florent est liée à des mouvements au moins post-Langhien supérieur, voire Serravallien et probablement anté-Pliocène. La partie centrale du bassin correspond à un monoclinale faiblement penté vers l'Ouest. Au Sud, on observe une torsion des couches associée à des ondulations synclinales et anticlinales dont les axes sont orientés NE-SW. Ce dispositif permet d'observer la base de la série miocène au lieu-dit Torra et la conservation du conglomérat de Saint-Florent. Au Nord, la série miocène est affectée également par des plis d'axes NE-SW. Ces plis ont permis la conservation des marnes langhiennes de Sparagaggio. La bordure nord-est du bassin est limitée par une importante faille orientée NNW-SSE, qui plus au Sud prend une direction méridienne. Le dernier jeu correspond à un mouvement en faille normale. Le jeu normal de cette faille pourrait être associé à la période de la formation de l'antiforme du cap Corse. Dans ce cas, le rejet vertical pourrait être plurihénométrique. Les plis mentionnés ci-dessus sont coupés par ce jeu en faille normale. Un jeu antérieur en coulissement dextre n'est pas à exclure. Au Sud-Ouest, le Miocène pourrait être limité par un accident orienté NW-SE (Lluch, 1989). Le rejet vertical est faible, de l'ordre de 50 m, compte tenu de l'altitude de la base du Miocène de part et d'autre de cet accident supposé. Une importante fracturation, orientée NW-SE, affecte les calcaires bioclastiques.

### Burdigalien-Langhien

m2-3a. **Molasses et calcaires bioclastiques.** La série est la plus complète au centre du bassin, au droit du Monte San-Angelo. Elle débute par une formation à matrice gréseuse fine, de 70 m d'épaisseur, qui

présente les caractéristiques de dépôts de basse énergie. La base est constituée par des conglomérats peu épais surmontés par des grès grossiers. Elle est caractérisée par des niveaux à pectens et échinodermes (*Schizobrissus locardi*, *Parascutella striata*).

Sur cette formation s'installe la plate-forme carbonatée, de 270 m d'épaisseur environ, qui forme les cuestas de Saint-Florent. La base de ces dépôts est caractérisée par une stratification plane et une microfaune benthique homogène. Au-dessus se place un ensemble où dominent les stratifications obliques. La microfaune planctonique est localement très abondante. L'association faunistique et floristique observée s'accorde avec des dépôts de plate-forme externe. L'essentiel de la roche est formée par l'accumulation de débris de bryozoaires, mélobésiées, foraminifères benthiques, échinodermes et lamelli-branches. Dans cet ensemble on note d'une part la présence de nombreuses coulées à matériel hétérogène (rhodolites, galets, fragments de scutelles) provenant d'un domaine plus littoral, et d'autre part l'abondance d'éléments détritiques anguleux à matériel alpin donnant localement des brèches. Dans la partie nord du bassin, on observe la présence de déformations synsédimentaires (failles, glissements). Le sommet de la plate-forme est envahi par des conglomérats à galets de roches magmatiques (cortège rhyolitique du Permien). La limite entre le Burdigalien et le Langhien pourrait se situer dans la partie médiane de cette formation.

### **Langhien supérieur**

m3b. **Sables et marnes.** Près du littoral, au Nord du ruisseau de Strutta, les molasses blanches passent en continuité stratigraphique à des niveaux grés-sableux et marneux. La richesse de ces niveaux en foraminifères planctoniques et en nannofossiles permet une datation précise (Loÿe-Pilot et Magné, 1987) : Zone N9 de Blow et Zone NN5 de Martini. La méthode de « grade datation » (Gourinard, 1983) indique un âge de  $15,6 \pm 0,2$  Ma. Récemment, des affleurements de marnes de plus grande extension ont été trouvés au Nord du bassin au Sud-Ouest de Sparagaggio.

### **Serravallien – Tortonien ?**

m4-5. **Poudingue à galets de rhyolite (Saint-Florent).** Le poudingue de Saint-Florent (=« poudingue de Fortino » de E. Maury, 1908), qui ravine les niveaux sous-jacents, est formé de galets très bien roulés de rhyolite : leur origine est à rechercher dans l'érosion des volcanites permienes du massif du Cinto (*cf* Reynaud, 1833).

Des niveaux sablo-argileux à paléosols hydromorphes sont intercalés ; ils constituent des dépôts de plaine d'inondation, plus ou moins entaillés par les chenaux à galets.

## FORMATIONS QUATERNAIRES

Du point de vue morphologique, la partie nord du massif du Tenda montre de vastes surfaces d'aplanissement dans le désert des Agriates, auxquelles est attribué un âge villafranchien (Grelou-Orsini, 1977).

Si l'on fait exception des formations de pente qui recouvrent les versants abrupts du revers occidental du Cap, les dépôts quaternaires les plus significatifs se rencontrent à l'embouchure des fleuves côtiers : Fium'Albino, Aliso et Liscu au Sud-Est de la plage de Saleccia. Dans la vallée de l'Aliso, le remplissage quaternaire, estimé d'après des sondages (Ottmann, 1958), peut dépasser une trentaine de mètres.

**D. Dunes éoliennes.** Au fond de l'anse de Peraiola, la basse vallée et les hauteurs à l'embouchure de l'Ostriconi sont couvertes de dunes jusqu'à une altitude de 130 m. D'après F. Ottmann (1958), les dunes de sable blanc en recouvrement de plus anciennes, de couleur ocre, où s'intercalent des lits de graviers et d'éclats de rhyolite dont l'origine pourrait être périglaciaire. Ces dunes, en obstruant la basse vallée, ont constitué un obstacle à l'écoulement en mer des eaux du fleuve et provoqué la formation de l'étang de Foce. Lors des crues, l'estuaire, habituellement fermé par un cordon littoral transitoire, s'ouvre à la mer face au dernier méandre.

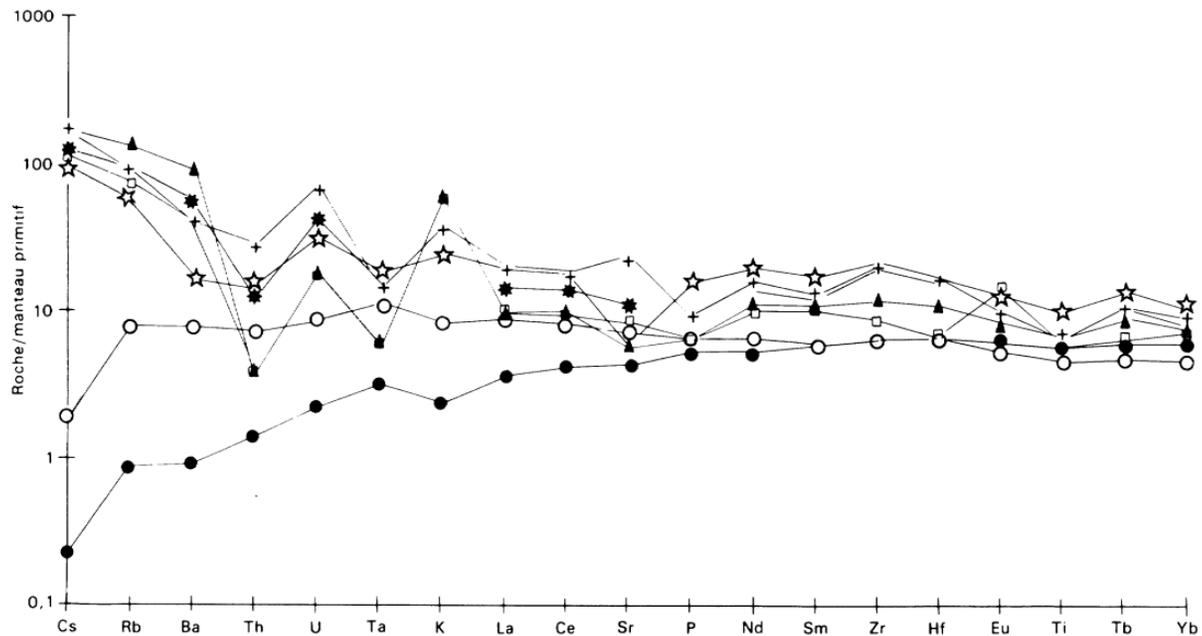
**M. Quaternaire marin, plages actuelles.** Des plages de sable, à grain généralement fin, se développent dans les anses. Les plus importantes sont situées à l'embouchure du Zente (plage de Saleccia) et de l'Aliso : plage de La Roya, à l'Ouest de Saint-Florent.

**MG. Sables et grès littoraux.** Un affleurement, situé à 200 m au Nord du ruisseau de Ficajolo (= ruisseau de Strutta), signalé par D. Hollande (1876), est formé, selon F. Ottmann (1958), par des grès de plage et des grès dunaires qui reposent sur des molasses miocènes et forment, sur la côte au pied des collines, un replat topographique vers l'altitude de 10 m. Des grès de plages, développés sur une puissance parfois supérieure à 10 m, peuvent être observés entre la Punta d'Acciolu et la Punta di Corbu, à l'Ouest de la feuille.

**Fy. Alluvions anciennes.** Ces formations sont entaillées par le lit actuel des cours d'eau.

**Fz. Alluvions récentes.** Sont cartographiées sous cette appellation les formations qui tapissent le lit majeur des cours d'eau ainsi que les dépôts comprenant des formations palustres comme celles des marais de Cannuta (golfe de Saleccia) ou de l'Aliso et de l'Ozzola à l'Ouest de Saint-Florent.

**Em. Éboulis miocène.** Ces éboulis monogéniques de molasse se sont accumulés au pied des falaises de la cuesta miocène.



**Fig. 12 - Représentation de la distribution de quelques éléments majeurs et en traces des amphibolites de Solche normalisés par rapport à la composition théorique du manteau primitif (Sun et Mac Donough, 1989)**

Ces compositions sont comparées à celles de basaltes de sites géodynamiques actuels bien reconnus ; cercles noirs : composition de basaltes de rides médio-océaniques "normaux" (N-MORB) ; cercles vides : composition de basaltes de rides médio-océaniques "enrichis" (E-MORB)

**E-C. Éboulis ou colluvions indifférenciés.** Ont été identifiés sous cette définition un ensemble de formations - vives ou fixées - dont la nature reflète en général celle de leur substrat et qui drapent les pentes, souvent abruptes, du versant occidental des schistes lustrés du cap Corse.

**X. Épandages de haldes.** Au cours de l'exploitation de la mine d'amiante de Canari, les rejets de l'usine de traitement des fibres d'amiante étaient directement évacués à la mer. Les phénomènes de brassage mécanique par la houle ont entraîné leur accumulation et leur dépôt dans les criques et les baies situées plus au Sud. L'étude des diverses photographies aériennes, prises entre 1948 et 1983, a permis de suivre l'évolution du phénomène (Brosse, 1985). Ainsi, la crique d'Albo a été comblée en moins de 10 ans et, vers 1965, une plage continue de 5 km de long s'est formée au Sud de l'usine jusqu'à Nonza. Depuis 1965, date de l'arrêt de l'exploitation minière, l'évolution de la côte se poursuit par une érosion des plages les plus au Nord et une sédimentation vers le Sud ; le phénomène est actif actuellement.

**XT. Terrils.** Ils résultent du stockage sur place de stériles de serpentinites provenant de l'exploitation d'amiante de la mine de Canari.

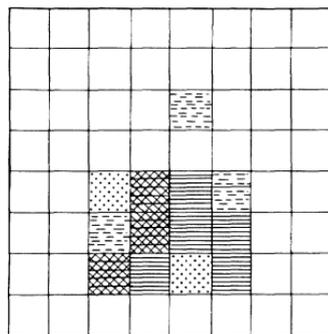
## CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

### *FORMATIONS DU TENDA*

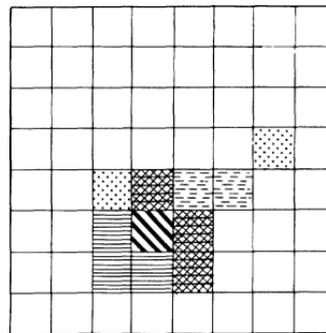
Les amphibolites, intercalées dans les micaschistes encaissant le batholite granitique, sont considérées, sur la base de leur composition chimique (tabl. 3 ; fig. 12), comme dérivant de basaltes de type MORB enrichi qui pourraient témoigner d'un environnement de type rift intracontinental. Par comparaison avec ceux de la région de Galeria, ces micaschistes et amphibolites pourraient être d'âge cadomien (?).

La synthèse des données de terrain et des mesures géochronologiques réalisées sur la feuille Saint-Florent et immédiatement aux alentours, permet de reconstituer le déroulement de l'édification du batholite corse. Elle débute par l'intrusion, vers  $350 \pm 36$ -18 Ma, d'une association plutonique (U1) de roches mafiques ultrapotassiques et de roches intermédiaires à acides (monzonites à syénogranites). Cet ensemble U1 est recoupé par un second groupe d'intrusions U2 de l'association calco-alkaline composite, dont les magmas produits sont exprimés à la fois en termes volcaniques et plutoniques. L'ensemble de ces formations a été daté par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon (Cocherie *et al.*, 1992) ; la typologie des zircons des roches analysées est indiquée sur la figure 13.

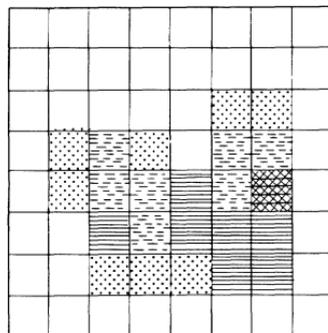
La mise en place des termes plutoniques intermédiaires à acides (U2a) se situe pour les granodiorites entre  $307 \pm 8$  et  $305 \pm 12$  Ma et les monzogranites entre  $312 \pm 9$  et  $303 \pm 9$  Ma. Sur la feuille Saint-Florent, à Malfalcu, des granodiorites âgées de  $306 \pm 14$  Ma sont



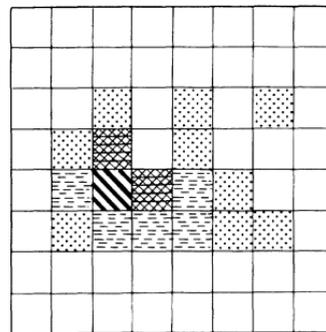
Dacite de Monti-Rossi



Dacite Est Bocca a Vezzo



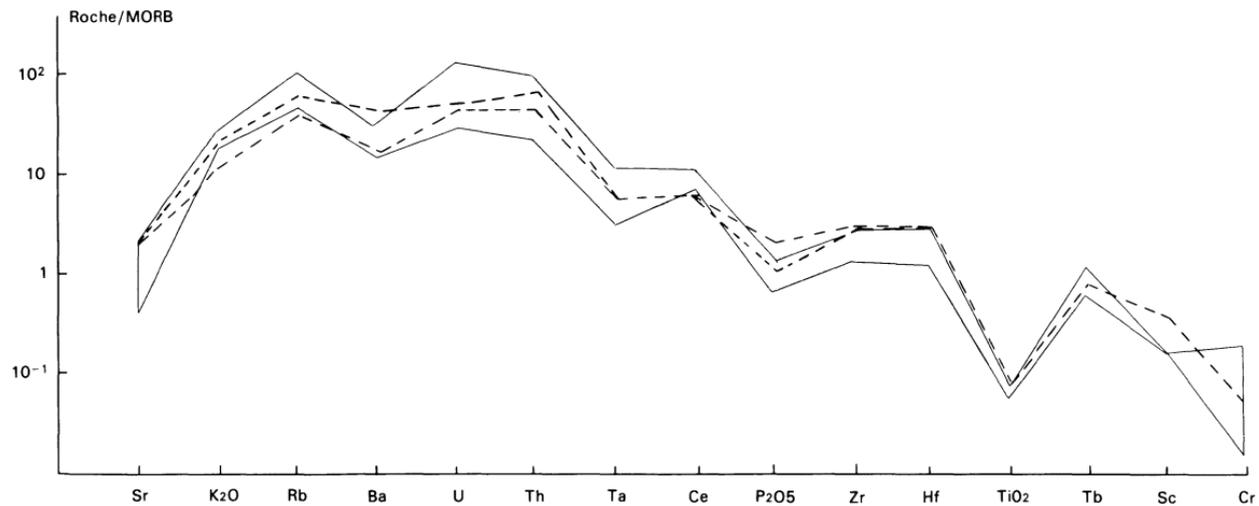
Microgranodiorite de Malfalco



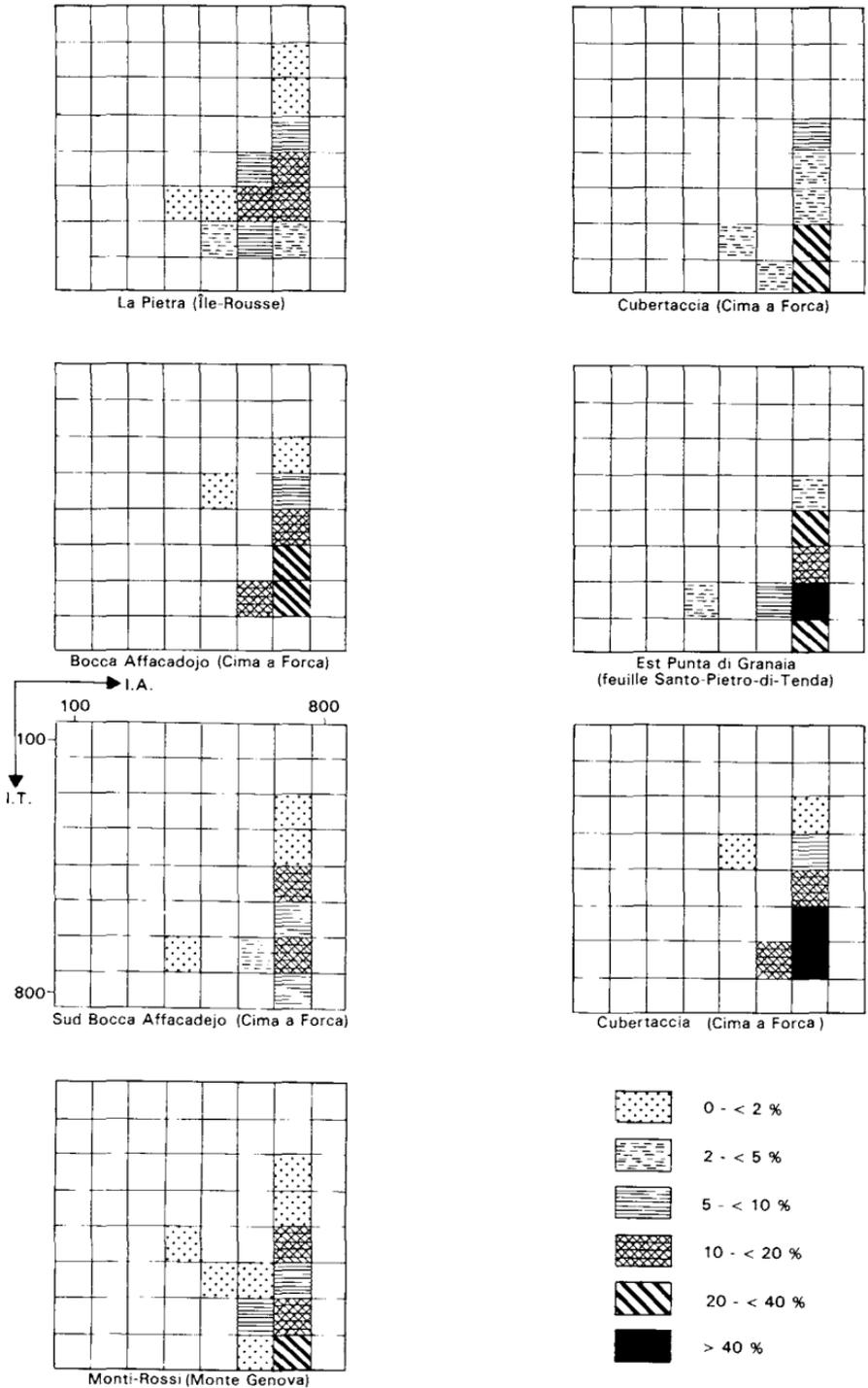
Granodiorite de Casta

(légende : cf. fig. 15)

**Fig. 13 - Typologie des zircons de volcanites dacitiques de la Formation du Chierchiu, de la granodiorite de Casta et de la microgranodiorite de Malfalco (selon Pupin, 1977 ; détermination P. Jézéquel, BRGM)**



**Fig. 14 - Diagramme de normalisation multi-élémentaire , par rapport aux basaltes des rides médio-océaniques, comparant les enveloppes des compositions des dacites (lignes continues) et des granodiorites (lignes tiretées) (Rossi *et al.*, 1993)**



**Fig. 15 - Typologie des zircons des leucomonzogranites des massifs de Cima a Forca et Monte Genova** (selon Pupin, 1977 ; détermination P. Jézéquel, BRGM) et la Pietra (Île-Rousse, feuille Calvi ; détermination J.P. Pupin)

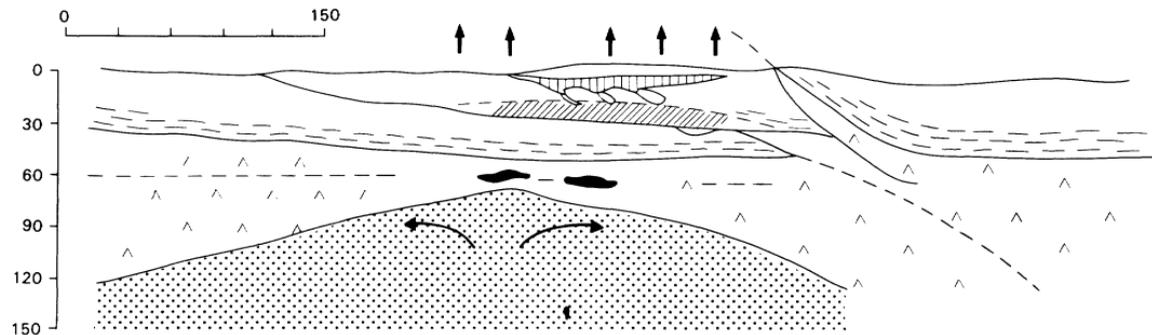
intrusives à la base d'assises volcano-sédimentaires dacitiques (Formation du Chierchiu) dont les parties supérieures sont datées entre  $294 \pm 11$  et  $288 \pm 13$  Ma. Du point de vue chimique, les granodiorites, les microgranodiorites et les formations volcaniques dacitiques ont des compositions géochimiques semblables, tant en ce qui concerne les éléments majeurs qu'en traces (tabl. 1 et 2 ; fig. 14) et les isotopes ( $\epsilon_T \text{ Nd} = -5,0$  pour des dacites et  $\epsilon_T \text{ Nd} = -3,9 \pm 0,6$  pour une moyenne de granodiorites et monzogranites du batholite). Ceci amène à conclure que plutonites et volcanites représentent, à différents niveaux de mise en place, des magmas de compositions voisines.

Les leucomonzogranites (U2b) recourent, entre  $290 \pm 6$  Ma et  $273 \pm 9$  Ma, les plutonites U2a et les formations volcano-sédimentaires dacitiques. Ils présentent localement des faciès subvolcaniques et percent, par endroits, leur toit en formant des filons de microgranites qui ont alimenté un volcanisme rhyolitique, comme par exemple dans le massif de Cima a Forca. La morphologie des zircons (fig. 15) échantillons représentatifs des différents types de textures rencontrés, définit une tendance d'évolution typologique à peu près du même type, quelle que soit la roche analysée.

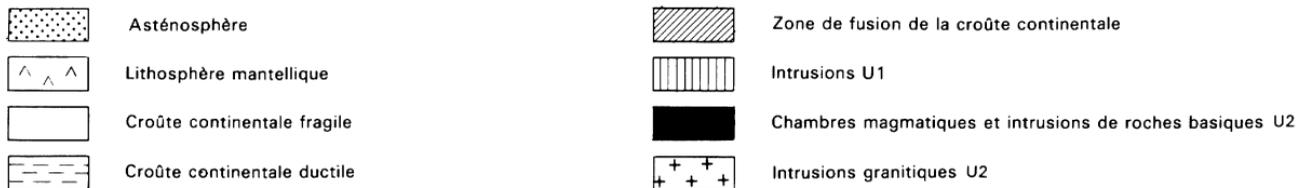
Les caractères pétrographiques et minéralogiques ainsi que l'analyse chimique des éléments majeurs et en traces (tabl. 1), permettent de rapporter les granites du massif de Cima a Forca et du Monte Genova aux leucomonzogranites calco-alcalins ubiquistes dans le batholite (Orsini, 1980 ; Cocherie *et al.*, 1994). De même, les granites leucocrates de la Pietra qui forment la péninsule de L'Île-Rousse doivent être rattachés à cet ensemble. Les données géochimiques (Cocherie *et al.*, 1994) permettent de montrer que les termes de composition granitique *s.s.* proviendraient de la cristallisation fractionnée d'un magma de composition monzogranitique, issu de la fusion partielle, dans des conditions hydratées, d'une source crustale dont la composition serait comparable à celle de graywackes.

Le magmatisme tholéïtique, dont la composition varie peu entre 300 et 250 Ma, est issu de la cristallisation fractionnée d'un liquide de composition de basalte de type MORB enrichi, provenant de la fusion d'un manteau de type Iherzolite à spinelle, donc dans un contexte lithosphérique aminci (Cocherie *et al.*, 1994) ; il est synchrone du magmatisme acide. Il se manifeste en fonction de son niveau de mise en place, des conditions rhéologiques de son encaissant et de l'existence de phénomènes de mélange plus ou moins intimes, sous forme d'enclaves microgrenues dans les granodiorites, d'associations acide-basique en gisement filonien, de complexes mafiques-ultramafiques - comme celui du Tenda -, de filons doléritiques et de volcanites andésitiques. Les granodiorites et les diorites sont interprétées comme des termes de mélange entre magmas acides et basiques.

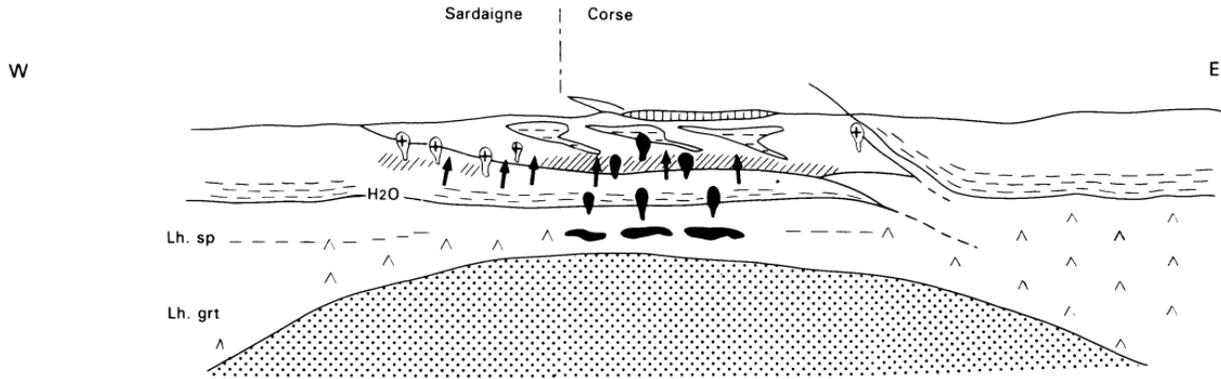
La mise en évidence d'une puissante série conglomératique « west-phalienne » (Formation de Solche) témoigne du jeu de très importants phénomènes d'érosion lors de la formation du batholite, qui sont à



D1 : après l'épisode de collision dévonien qui a conduit à la superposition de deux croûtes continentales, la fusion dans des conditions peu hydratées de la base de la croûte chevauchante fourni des magmas à l'origine des granites U1 de chimisme magnésio-potassique.



Lh. grt : lherzolite à grenat ; Lh. sp : lherzolite à spinelle



D2 : la fusion dans des conditions hydratées de niveaux de composition semblable aux précédents, en base de croûte continentale, génère des granitoïdes U2 calco-alcalins. L'interaction de ces magmas granitiques avec les roches mafiques tholéïtiques issues de la fusion de la lithosphère mantellique à composition de lherzolite à spinelle, conduit à la formation d'hybrides granodioritiques ou dacitiques dans le cas d'une participation majoritaire de matériel acide, ou bien de diorites ou d'andésites dans le cas d'une participation majoritaire de matériel basique.

La mise en place du batholite s'effectue durant un épisode de forte surrection et/ou amincissement du bâti (figurée par des flèches verticales) alors que la lithosphère mantellique est fortement amincie.

**Fig. 16 - Coupes schématiques interprétatives illustrant les conditions de genèse et de mise en place du batholite corse au Carbonifère supérieur-Permien inférieur**  
(Rossi et Cocherie, 1991)

mettre en relation avec la remontée de l'ensemble du bâti durant la mise en place du batholite. En effet, les granitoides Mg-K, mis en place sous une pression lithostatique de 5-6 kbar - soit vers 15-18 km de profondeur -, vers 350 Ma, ont été érodés et repris en galets dans les conglomérats de Solche, avant que ne s'achève la mise en place des monzogranites leucocrates calco-alcalins vers 280 Ma (sous une couverture qui ne devait pas excéder quelques kilomètres), qui métamorphisent ces conglomérats. Ainsi, au total, la remontée du bâti, d'une vingtaine de kilomètres, s'est-elle effectuée pendant une durée d'au plus 50 Ma. La poursuite de la mise en place du magmatisme tholéïtique, ainsi qu'une vive activité magmatique, qui voit la mise en place d'appareils volcano-plutoniques acides, perdurent jusque vers 250 Ma (fig. 16). Ceci indique que se continuent les phénomènes d'amincissement crustal, initiés au moins dès la mise en place du magmatisme calco-alcalin. Le manque de témoins au Trias de la poursuite de ces phénomènes ne permet pas de relier directement l'ouverture, au Lias, de l'océan liguro-piémontais avec les processus d'amincissement néovarisques.

### *SCHISTES LUSTRÉS*

Durant le Jurassique, le domaine océanique ligure et la marge continentale corso-sarde vont se structurer. La formation du bassin ligure fait écho à l'ouverture de l'Atlantique médian. En effet, le décrochement senestre par rapport à l'Europe de la plaque arabo-africaine, et notamment du promontoire italien qui lui est rattaché, entraîne l'ouverture d'un bassin, entre l'Italie et l'Espagne. Sur les basaltes océaniques du bassin ligure viennent se déposer de minces niveaux de radiolarites et des sédiments argilo-carbonatés.

Le domaine continental, constitué en majeure partie par le batholite corse, est de nature surtout granitique. Il est resté le plus souvent émergé et n'y subsistent que de minces dépôts d'âge permien, triasique (grès et calcaires dolomitiques) et jurassique supérieur. Plus à l'Est se situe un domaine marin, franc qui est comparable au domaine prépiémontais de la chaîne alpine. Bien développé, notamment dans la région de Corte, la sédimentation y est surtout calcaire, souvent détritique, avec des conglomérats et des micro brèches (Trias à Jurassique supérieur).

Dès le début du Jurassique supérieur, l'ouverture océanique va s'arrêter. En effet, le Sud de l'Espagne, en se rapprochant de l'Afrique, va l'entraîner et provoquer ainsi l'ouverture de l'Atlantique nord. L'Italie se désolidarise de ce mouvement, ce qui conduit à la fermeture du bassin liguro-piémontais qui va alors recevoir une importante sédimentation flyschoidé qui, lorsqu'elle sera affectée par le métamorphisme alpin, donnera naissance aux schistes lustrés. La géométrie de la marge continentale corse, déformée par la compression naissante, se complique. Au domaine prépiémontais précédent, il faut en ajouter deux autres :

- le premier n'est connu que par quelques témoins en position allochtone, dont le plus important constitue la nappe de Santa-Lucia (Rieuf, 1980). Le substratum y est encore continental, il s'agirait d'une unité de type « piémontais *s.s.* » ;

- le second doit se situer aux confins de la limite entre continent et océan. En effet, il ne montre que quelques panneaux de socle (dont la taille est de l'ordre de quelques dizaines de mètres), circonscrits dans l'espace, et qui peuvent s'interpréter de différentes façons (olistolites, granite « reconstitué », panneaux détachés du continent, etc.). Le détritisme y est généralement présent. Il s'agit d'un détritisme associant des matériaux d'origine à la fois continentale et océanique : galets de serpentinite et de gabbro associés à des galets de granite et de calcaire dolomitique. Ce domaine sera ultérieurement affecté par un métamorphisme de HP-BT. Il est représenté dans les unités composites de Morteda - Farinole et de Campitello.

Sur le batholite corse, à la fin du Crétacé, on assiste à un retour de la mer avec le dépôt de formations conglomératiques (conglomérats du monte Asto - non datés précisément -, etc.).

Ont été matérialisés sur la figure 17-1 les principales formations géologiques, avec au Nord-Ouest le batholite corse, à l'Est le bassin océanique liguro-piémontais et, entre les deux, la marge corse correspondant à une zone amincie de la croûte, amincissement dont pourrait avoir été responsable l'extension jurassique. Celle-ci entraîne la dénudation locale du soubassement ultramafique et l'apparition de formations (gabbros et lherzolites) appauvries en basaltes, à l'exemple de ce qui est décrit dans les Alpes (Lagabrielle, 1982). Les unités de Morteda-Farinole et Campitello sont en effet très appauvries en basaltes. Surmontant les composantes océaniques de cette marge, se déposent des sédiments qui n'ont pas été ici différenciés.

Durant l'Éocène (et peut-être auparavant), le bassin liguro-piémontais et la marge corse vont voir se dérouler plusieurs événements tectoniques qui ont été regroupés pour ne distinguer que trois épisodes majeurs plus ou moins contemporains :

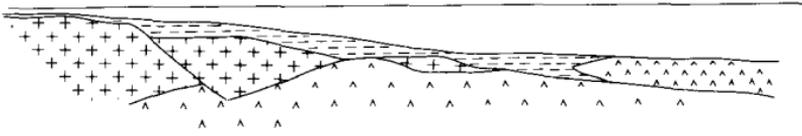
- le charriage des formations océaniques sur la marge corse ;
- la subduction de la marge corse ;
- les rétroécaillasses.

L'existence d'un charriage des formations océaniques sur la marge corse (fig. 17-2) est un fait déduit de l'observation de klippes ophiolitiques sur le massif du Tenda (Monte Sant'Angelo, etc.). En se déplaçant sur la marge, la nappe ophiolitique a arraché des copeaux à cette dernière. Les uns (1), poussés en avant de la nappe, se sont résédimentés dans les bassins externes du Nebbio et de la Balagne. Restant toujours en position haute, ils sont restés protégés de toute influence métamorphique. Les autres (2), coincés sous la nappe, vont être soumis à des conditions P-T d'autant plus sévères qu'ils seront plus ou moins enfouis. Il s'agit des lambeaux des monts de la Torre et de Santo-Pietro-di-Tenda. La subduction de la marge corse

NW

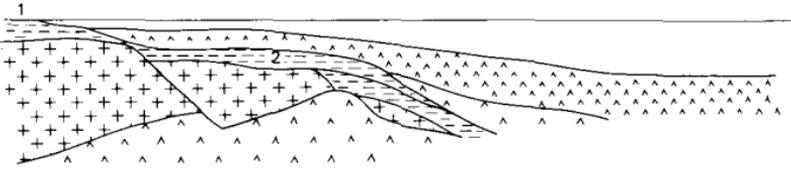
SE

1 - Situation durant le Crétacé



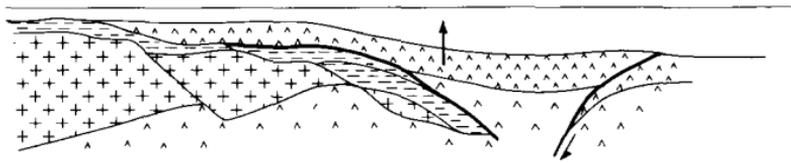
2 - Chariage de l'océan et subduction de la marge

La nappe entraîne avec elle des lambeaux de la couverture de la marge ("1" et "2")



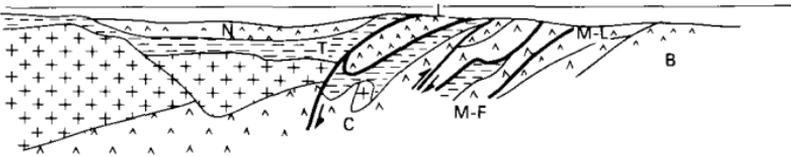
3 - Blocage de la subduction et de l'obduction

La croûte océanique amorce un plongement sous le batholite



4 - Retroécaillage

Un système de failles à plongement W est responsable du basculement de la marge qui plonge ainsi sous le batholite



N : Nebbio

C : Campitello

M-L : Mandriale-Lavasina

T : Monts de la Torre

M-F : Morteda-Farinole

B : Brando

L : Lento



Croûte océanique riche en basalte



Formation de la marge



Soubassement ultramafique appauvri en basalte



Socle continental

Fig. 17 - Coupes schématiques interprétatives illustrant la reconstitution géodynamique de l'histoire de la marge océan-continent corse depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'Éocène

(J.C. Lahondère)

(fig. 17-2) accompagne probablement le charriage du matériel océanique. Il va s'agir d'un mouvement aller et retour.

Dans un premier temps, lié au charriage précédent, les formations les plus avancées (à l'Est) de la marge ainsi que leur environnement océanique, sont enfouies en profondeur et subissent un métamorphisme HP-BT de type éclogitique. Après le blocage de ce mouvement (fig. 17-3), les zones éclogitisées vont alors être exhumées, la plaque océanique chevauchante progressant de plus en plus difficilement sur la bordure continentale. La marge se trouve ainsi comprimée entre la batholite corse qui, héritage des événements précédents, plonge vers l'Est, et des accidents à pendage W résultant de rétroécaillements. Il est possible qu'elle se soulève, à la façon d'un coin, ramenant dans des zones superficielles les zones éclogitisées.

Ces rétroécaillements sont représentés sur la figure 17-4 : ils débutent probablement du côté de la marge puisque c'est celle-ci qui vient à chevaucher l'océan plus interne. C'est en effet de cette manière que l'on peut interpréter les superpositions des unités affectées par un métamorphisme de HP-BT, comme celle de Mandriale-Lavasina, par dessus celles affectées par un métamorphisme de grade moins élevé. L'accident le plus remarquable délimite la zone prépiémontaise et a été dénommé « accident Pigno-Pedani ». Entre cet accident et celui qui délimite l'E.O.I. se situe une vaste zone de la paléomarge, comprenant notamment des zones éclogitisées. Elle va subir une rotation senestre qui va avoir pour effet de retourner le plongement E.

Les contraintes résultant de l'affrontement vont profondément déformer cette zone. L'unité de Campitello va non seulement chevaucher celle de Morteda-Farinole mais encore également se renverser localement. En effet, très souvent, les granites surmontent leur couverture conglomératique. On peut s'interroger pour savoir s'il ne s'agit pas là d'unités piémontaises de type Santa-Lucia, mais plus profondément recristallisées.

#### *FORMATIONS ALLOCHTONES DE LA NAPPE DU NEBBIO*

Les formations allochtones de la nappe du Nebbio permettent de reconstituer une transversale océan-marge européenne (*cf.* fig. 2 et 6) : domaine balano-ligure (unité de la Mortola), piémontais (flysch de Canta-Furmicula), prépiémontais (unité inférieure du Nebbio).

En effet, l'allochtone du Nebbio montre (Lluch, 1989) la superposition d'unités à matériel non affecté par le métamorphisme alpin, reposant sur les schistes lustrés dont il recoupe toutes les structures. R. Delcey, J.C. Limasset et P. Routhier (1964) y voyaient un empilement d'unités tectoniques issues d'une même aire de sédimentation et peu déplacées par rapport aux schistes lustrés environnants. Aujourd'hui, l'allochtonie, déjà proposée par E. Maury (1908), est unanimement admise. Cependant, l'origine de ce matériel est discutée : pour

certain il aurait une origine ultra-schistes lustrés (origine austro-alpine ou insubrienne selon R. Nardi, 1968, et M. Mattauer et F. Proust, 1975) ; pour M. Durand-Delga (1978, 1984) ainsi que pour L. Dallon et A. Puccinelli (1987), il proviendrait de l'Ouest et se serait mis en place par rétrocharriages tardifs. Ces considérations dépassent largement le cadre de l'allochtone du Nebbio et s'étendent à la reconstitution paléogéographique entière du domaine alpin corse. Au Nord, l'allochtone de Saint-Florent est recouvert par la série néo-autochtone miocène qui dessine un synclinal d'axe N-S, dominant la dépression du Nebbio.

L'allochtone du Nebbio comporte plusieurs unités tectoniques pentées vers l'Ouest, décrites par H. Gindrat (1942) puis par R. Delcey (1978). Cet auteur admettait que les unités pourraient, en tout ou en partie, être emballées dans l'Éocène détritique de l'« unité des Belle-Ceppe ». Les découpages proposés initialement ont cependant été reconsidérés (Lluch, 1989).

### **Unité inférieure du Nebbio**

Cette série, qui était découpée en plusieurs sous-unités par les auteurs précédents, présente (Lluch, 1989) une seule série stratigraphique, très incomplète (*cf.* fig. 7), le Crétacé supérieur étant directement transgressif sur le Paléozoïque, le Permien ou le Trias (« unité d'Aiastrella » de R. Delcey, 1962).

On notera en particulier la présence de blocs dans le Crétacé supérieur et surtout dans l'Éocène (« unité des Belle-Ceppe » de R. Delcey). Dans ce dernier, l'épaisseur et l'extension considérable de telles lames semble impliquer qu'il s'agit d'olistolites mis en place dans le bassin au front d'une nappe. Un tel dispositif s'accorde mieux avec le cadre structural en compression de cette époque, que des olistolites d'origine purement gravitaire.

Ces klipptes témoignent des resserrements qui, à l'Éocène, ont amené la superposition des différents domaines paléogéographiques de la marge corse et du domaine océanique voisin. Tous les faciès rencontrés dans cette série sont connus dans les unités prépiémontaises corses (Durand-Delga, 1984) : unité de Caporalino-Pedani et écaillés corse-tenaises. La série carbonatée du Trias et du Lias, notamment, est tout à fait caractéristique de cette zone paléogéographique (Lluch *et al.*, 1987), comme l'avaient bien vu les anciens auteurs (Termier et Maury, 1928 ; Gindrat, 1942).

### **Écaillés de Canta-Furmicula**

De taille très réduite, elles forment une étroite bande composite à l'Est et au Sud du Monte San-Angelo (*cf.* fig. 8). Selon D. Lluch (1989), les éléments de cette unité ne sont pas liés par une matrice microbréchique, mais forment une succession d'écaillés très resserrées, pincées entre l'« unité des Belle-Ceppe » (= unité inférieure du Nebbio)

et celle, à base ophiolitique, de la Mortola ; il faut donc abandonner l'idée d'un wildflysch formé au front de la nappe de l'unité de la Mortola (Delcey, 1978). L'aspect chaotique résulterait donc uniquement de l'empilement tectonique.

Cet écaillage amène, sur une très faible distance, la superposition de matériel d'origines diverses, constituant autant de sous-unités :

- matériel carbonaté (Trias) à la base, d'affinité prépiémontaise ;
- flysch calcaréo-gréseux « de Forci » (Lluch, 1989) d'affinité piémontaise (*cf* nappe de Santa-Lucia) ;
- calcaires de Canta-Furmicula, équivalents de ceux de l'unité de Tramonti (*cf* fig. 10), au Sud du Nebbio. D'affinité balano-ligure, cette dernière sous-unité présente les mêmes caractéristiques que la sous-unité de San-Colombano de la nappe ophiolitifère de Balagne : elle montre en effet la superposition de calcaires kimméridgiens à faciès épicontinental, riches en débris de socle, sur des basaltes d'une croûte de type océanique, témoignant de la proximité de ce domaine océanique et du domaine continental.

### **Unité de la Mortola**

Unité supérieure du Nebbio (provenant elle aussi du domaine océanique), elle affleure largement au pied oriental des corniches miocènes (*cf* fig. 11). La série stratigraphique est souvent incomplète, soit par ravinement, soit par laminage tectonique. Au pied du Monte Silva Mala, la série semble entièrement renversée. Ailleurs le flysch à « lydiennes » et le flysch calcaréo-gréseux associé sont situés géométriquement sur (et chevauchent donc) les « conglomérats rouges et verts » qui leur sont postérieurs. Cette unité comporte des termes identiques avec ceux de la nappe ophiolitifère de Balagne : ces deux unités présentent la particularité d'allier une croûte océanique à une couverture sédimentaire riche en débris de socle (domaine balano-ligure).

## ***ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE ALPINE***

Le charriage d'Est en Ouest de la nappe des schistes lustrés se serait accompagné d'un écaillage du socle et notamment de la superposition d'unités de type prépiémontais sur un socle de type Tenda. Elle aurait (Lahondère, 1981) eu lieu en deux mouvements différents déterminant ainsi le découpage en différentes unités tectoniques des schistes lustrés.

Le premier aurait amené les formations océaniques de type ligure au-dessus du socle continental. Cette première phase correspond à la phase de déformation majeure ou phase 1 de M. Faure et J. Malavielle (1981).

Il est probable qu'il s'est agi moins d'un affrontement que d'un comportement variable des marges océaniques et continentales le long d'un important décrochement N-S. Dans ce mouvement, une ou

des lames de socle auraient été arrachées et ramenées en surface. Il s'agit évidemment de la lame de Barbaggio avec sa couverture (?) prépiémontaise (monts de la Torre). C'est également le cas de la lame de Sorio, petite lame de gneiss qui vient chevaucher les metabasaltes de Santo-Pietro-di-Tenda. Pour expliquer la présence de paragenèses de HP dans ces gneiss, il faut envisager l'enfouissement de certaines parties d'un craton puis la remontée de celles-ci ; s'il s'agit bien du craton corse, il est possible de lier cette remontée à l'obduction de la nappe ophiolitique.

Dans le socle du Tenda (Jacquet, 1983), cette première phase de déformation majeure génèrerait une foliation généralisée, responsable de la déformation ductile au sein des orthogneiss des unités du Monte Genova et de Casta en particulier. Responsable de la morphologie en « dalles » monoclinales des Agriates, c'est cette foliation qui, globalement, dessine l'antiforme du Tenda. À cette schistosité S1 est associée une linéation d'allongement souvent très marquée, L1 (N70° environ). Y cristallisent des paragenèses métamorphiques de type HP-BT (amphiboles bleues sodiques, phengites, pumpellyite) de plus en plus discrètes vers l'Ouest (amphiboles sodiques en traces dans l'unité du Monte Genova, absence totale dans les compartiments d'Ifana et de Cima a Forca ; traces très locales de pumpellyite dans la série d'Ifana).

Liée au charriage de l'unité des schistes lustrés sur la Corse occidentale, cette déformation synmétamorphe majeure a été considérée comme d'âge crétacé supérieur (Mattauer et Proust, 1975, 1976 ; Caron, 1977 ; Amaudric du Chaffaut, 1980). Elle serait d'âge éocène selon d'autres auteurs, qui attribuent un tel âge aux conglomérats transgressifs sur le socle du Tenda et que chevauchent les schistes lustrés au Sud de Santo-Pietro-di-Tenda (Durand-Delga, 1984).

Le second mouvement, d'âge éocène supérieur, serait un rétroécailage se traduisant par des plis à déversement vers le Sud-Est visibles partout, de l'échelle millimétrique à l'échelle du kilomètre. Ces plis s'accompagnent d'un écaillage de l'ensemble formé par le craton corso-sarde, sa couverture sédimentaire et la nappe ophiolitique qu'ils supportent. On retrouve ainsi imbriqués des gneiss issus du craton corse et du matériel ophiolitique provenant de l'ouverture océanique jurassique séparant les cratons corso-sarde et insubrien (Adria). Les gneiss de Farinole, qui constitueraient ainsi la partie la plus orientale du craton corse, se trouveraient aujourd'hui en position structurale basse. Cet ensemble rétroécailé viendrait chevaucher les unités de Sisco et de Brando (feuille Bastia).

L'ampleur de ce rétroécailage serait remise en question si l'on attribuait aux gneiss une origine austro-alpine, pour expliquer l'imbriication des gneiss et du matériel ophiolitique. Dans le socle, cette seconde phase reprend la foliation S1 et génère des cisaillements selon S1 ou faiblement inclinés sur celle-ci. D'orientation subméri-dienne, ils sont à vergence W ou E indifféremment. Dans les compar-

timents que recouvre la feuille Saint-Florent, ils sont beaucoup plus fréquemment à vergence E (vergence apparemment systématique dans le compartiment d'Ifana).

Par analogie avec le reste de la Corse, cette phase serait d'âge éocène supérieur (Mattauer et Proust, 1975, 1976 ; Carpéna *et al.*, 1979).

Ce sont ces mouvements à vergence orientale qui découperaient l'édifice précédent en différentes unités structurales, venant constituer l'ensemble composite (Lahondère, 1992).

### **Mise en place des unités des schistes lustrés**

Au-dessus de l'« ensemble composite », qui comprend l'unité éclogitique de Morteda-Farinole, apparaissent les unités plus élevées de l'ensemble océanique supérieur. On a distingué dans cet ensemble (Lahondère et Lahondère, 1988), de bas en haut :

- la sous-unité de Morsiglia, dans laquelle les paragenèses indiquent des pressions moins élevées (amphibole bleue, lawsonite) que dans celle de Morteda-Farinole. Elle comprend les différents termes du cortège ophiolitique ainsi qu'une couverture de quartzites micacés (interprétés comme des métaradiolarites), de schistes et de calcschistes. Elle apparaît à la lisière nord de la feuille Saint-Florent, dans la région de Canari sur la feuille Luri, où elle surmonte l'unité de Morteda-Farinole. Elle est affectée par un pli couché d'ampleur kilométrique qui se déverse vers le Sud-Est ;
- plus haut, la sous-unité de Centuri comprend une écaille inférieure, essentiellement constituée de metabasaltes et de schistes, et une écaille supérieure surtout riche en serpentinites et en métagabbros. Sur la feuille Saint-Florent, l'écaille supérieure comprend les métagabbros de la Punta di Canelle.

À l'Ouest de Saint-Florent, affleure l'ensemble ophiolitique supérieur surmontant des unités à matériel d'origine continentale. Celles-ci peuvent être représentées par des lambeaux de gneiss ou par des cipolins et des quartzites comparables à ceux des monts de la Torre sur la feuille Bastia (unité de Barbaggio ; Lahondère, 1983). L'ensemble ophiolitique supérieur comprend, dans la région de Bastia, des metabasaltes surmontées par des métaradiolarites, des calcschistes et des schistes. Ce même ensemble se retrouve à l'Ouest du Nebbio, où il chevauche les gneiss du Tenda. Plus au Sud, ces cipolins et quartzites sont dans le prolongement de ceux qui ont été rapportés par R. Delcey (1974) à l'unité de Santo-Pietro-di-Tenda.

Selon J.C. Lahondère (1992), les formations appartenant au socle et à sa couverture de la région de Bastia résultent de la superposition de deux unités d'origine paléogéographique différente :

- une unité inférieure, l'unité du Pigno-Olivaccio, surmontée de métaconglomérats avec localement (chapelle ruinée de Casatico) des lambeaux de calcaires dolomitiques. Cette unité est de type « Tenda » ;

- une unité supérieure, l'unité de Barbaggio, dont le substratum gneissique, riche en métabasites, est surmonté d'une couverture de quartzites et de cipolins (monts de la Torre). Les formations constituant cette couverture sont considérées comme de type prépiémontais (Lahondère, 1992) ; elles se distinguent cependant des formations prépiémontaises de la région de Corte (Durand-Delga, 1984) par leur métamorphisme plus intense.

Après le chevauchement de l'unité prépiémontaise sur l'unité de type Tenda, le complexe ainsi formé s'est dédoublé en un ensemble supérieur (unité du Pigno-Olivaccio) et une unité plus basse (dite de Barbaggio), chevauchant un ensemble inférieur (Tenda et unité de Santo-Pietro-di-Tenda).

### **Mise en place des unités du Nebbio**

Le déplacement en bloc de l'allochtone du Nebbio sur les schistes lustrés, postérieur à l'empilement des diverses unités, est nécessairement relativement tardif. Les données de terrain permettent seulement d'affirmer qu'il est postérieur au Lutétien supérieur-Bartonien inférieur et antérieur aux dépôts du Burdigalien, clairement post-nappe. Au sein même de la nappe, des microplis en chevrons déversés vers l'Est (Delcey, 1978) et associés à une schistosité de fracture, témoignent de cette tectonique tardive à vergence orientale.

### **Mouvements miocènes et post-miocènes**

Des déformations tardives liées à une troisième phase sont visibles sur la feuille Saint-Florent. Elles sont responsables de voûtures anti-formes d'axe sensiblement N-S de la partie médiane du Cap et du massif du Tenda. Le bassin miocène de Saint-Florent est ainsi ployé pour constituer le cœur d'une synforme.

Selon certains auteurs (Durand-Delga, 1978 : fig. 3), une importante faille N-S abaisse le Nebbio et sa couverture miocène par rapport aux schistes lustrés du cap Corse : on recoupe cet accident au Sud immédiat du couvent de Farinole (Durand-Delga, *in litt.*) et la route côtière l'intersecte à l'Est de Scogliu di Farinole.

Selon M. Fournier *et al.*, (1991), ce synclinal serait limité vers l'Ouest par la zone de déformation N-S affectant, au-dessus du massif du Tenda, la zone des schistes lustrés au Sud-Ouest de Saint-Florent ; la déformation étant à relier à une extension, synchrone de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne, qui a commencé à la fin de l'Oligocène et qui s'est poursuivie jusque dans le Miocène. En fait, un tel accident n'est pas observable sur le terrain. Aucun décalage sensible post-miocène ne peut d'ailleurs exister : la base de la butte miocène de Corbunaia (feuille Santo-Pietro-di-Tenda), située environ à 100 m à l'Ouest de l'accident présumé, et celle du Miocène de Saint-Florent dans sa partie sud-ouest, ne sont pas sensiblement décalées. À sa partie la plus occidentale (300 m à l'Ouest du carrefour de Torra), le

Miocène repose en transgression sur l'allochtone sédimentaire du Nebbio : aucune faille N-S ne saurait l'affecter à ce niveau (observ. inédite de J. et M. Ferrandini).

## **GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT**

### **RESSOURCES EN EAU**

#### **Aquifères de fissures**

L'hydrogéologie des très grands ensembles structuraux composant la feuille de Saint-Florent est assez mal connue.

La partie occidentale correspond au « désert des Agriates » dont la dénomination est liée à l'absence d'occupation humaine plutôt qu'à l'évocation d'une région sans eau. C'est une région de faible pluviosité (600 mm) présentant un chevelu hydrogéologique important, mais un bassin-versant assez réduit dans la plupart des cas. Les écoulements sont temporaires et ne s'observent que durant les périodes de forte pluviosité. Toutefois, un grand nombre de sources ont été dénombrées qui témoignent du pouvoir de rétention du sous-sol.

Ces manifestations d'eau souterraine paraissent plus abondantes dans la partie orientale, à l'Est du Monte Genova, au sein des orthogneiss de type Casta. Dans la partie centrale, correspondant à l'unité du Monte Genova ou au compartiment d'Ifana, à matériel micaschisteux et volcano-sédimentaire, les manifestations d'eaux souterraines sont peu abondantes. On ne les retrouve que dans les unités de Cima a Forca, au sein des formations métamorphiques.

Les émergences, souvent temporaires, ont un faible débit. Elles ne sont pas captées pour la plupart et constituent des points d'eau connus des chasseurs et des bergers.

Ces sources sont, dans la plupart des cas, à corréler avec des accidents cassants. Elles s'alignent souvent selon des directions structurales (linéaments) observables sur les photographies aériennes.

On ne peut pas compter sur des recherches d'eau par forages, compte tenu du caractère « désertique » du secteur. On dénombre peu d'ouvrages inventoriés. Toutefois, trois forages dans le secteur de Tetti (Est du Monte Genova) et deux ouvrages sur la bordure occidentale du golfe de Saint-Florent (Ochinese) doivent être signalés. Il s'agit avant tout de recherches pour l'alimentation en eau potable d'habitations isolées (vignoble de Tetti) ou de résidences secondaires. Les débits rencontrés sont toujours faibles.

Sur la bordure orientale (cap Corse), les schistes lustrés avec leurs ophiolites ont un comportement comparable à celui des granodiorites du point de vue hydrogéologique. Il existe dans ce domaine quelques sources qui ont contribué à l'implantation des villages. Le débit est très faible et varie avec la nature pétrographique du substrat, les

meilleurs débits étant observés là où les bancs de cipolins s'intercalent au sein des schistes.

La plupart des sources qui alimentent les communes de ce secteur ont leur émergence sur la feuille Bastia. Les forages recensés sont peu nombreux et les débits sont toujours assez faibles. La profondeur des ouvrages ne dépasse guère 80 m.

La partie centrale est occupée par les formations alloctones du Nebbio et le Miocène de Saint-Florent. Hormis la surface importante que constituent les assises miocènes molassiques des cuestas de Sant'Angelo, Silva Mala et de Tuffone Niellu, la dépression de la Conca d'Oro est garnie de petites unités marno-calcaires et gréseuses ainsi que de klippes calcaires. Le développement de ces unités calcaires ne saurait constituer de réservoirs aquifères fissurés. Tout au plus peuvent-elles jouer le rôle de drain au sein des formations sur lesquelles elles reposent. Les ressources en eaux souterraines sont vraisemblablement peu importantes, bien que la structure en profondeur du substratum soit inconnue. Des forages dans les diabases se sont révélés secs.

La molasse miocène, gréseuse ou calcaro-sableuse, est assez compacte. Des développements de forme subkarstique sont observables dans les cluses de la Strutta et du Poggio. Quelques fissures donnent naissance à des sources de faible débit. Quelques forages privés non inventoriés ont été foncés dans le panneau de Vecchiaghja ou dans le secteur de Tettola. Le débit rencontré y est faible.

La qualité des eaux relevée dans ces aquifères de fissures est variable. Au point de vue physico-chimique, les granitoïdes, comme c'est le plus souvent le cas, renferment des eaux moins minéralisées mais plus agressives que celles des terrains métamorphiques. Les eaux issues des molasses sont plus dures et carbonatées.

### **Aquifères d'interstices**

Le chevelu hydrogéologique de la feuille Saint-Florent n'aboutit pas à des vallées alluviales importantes. Dans la plupart des cas, les alluvions récentes sont développées essentiellement à proximité des estuaires, parfois peu connues comme celles de l'estuaire du ruisseau de Liscu à Saleccia, ou mieux étudiées dans le cadre d'un inventaire des ressources en eau de la région, comme pour les formations alluviales de l'Aliso, de la Strutta et de l'Albino.

• **L'Aliso.** C'est le cours d'eau le plus important de la région, dont le seul cours inférieur est représenté sur cette feuille. La superficie du bassin-versant est de 135 km<sup>2</sup>. Dans le domaine de la feuille, la plaine alluviale est large de 5 à 600 m sur 2 km de longueur environ. Les alluvions, exploitées par quelques puits, sont peu utilisées. Un forage (1103-8-108) a rencontré une nappe artésienne saumâtre, dans des formations argilo-sableuses peu perméables, jusqu'à 19 m de profondeur, et graveleuses plus bas. Une reconnaissance géologique a montré que le biseau salé pénètre d'environ 1400 m l'estuaire, sur

une épaisseur de 10 m. Les ressources en eau de l'Aliso, reconnues par sondage, ne sont donc intéressantes que dans la partie la plus amont de son cours.

• **Le Poggio.** Il développe son cours en grande partie sur la feuille Bastia, puis traverse en cluse les Strette di Poggio. Ce n'est qu'à partir de là que les alluvions sont plus développées et puissantes. Une reconnaissance par géophysique a permis l'implantation d'un ouvrage de captage (1103-8-110) qui offre un bon débit et sert à l'alimentation en eau potable de la ville de Saint-Florent. Les alluvions deviennent plus argileuses vers l'estuaire.

• **La Strutta.** Il s'agit du même type de cours d'eau que le Poggio. La Strutta traverse la cluse des Strette, à l'aval desquelles elle développe une nappe alluviale intéressante, reconnue par géophysique et forage. Un essai de débit effectué sur un ouvrage piézométrique (1103-8-105) a permis de mesurer un débit d'exploitation d'une dizaine de mètres cubes/heure. Il existe, plus à l'aval, à proximité de la plage, un puits (1103-9-101) de mauvaise conception, alimentant en eau les marines du Soleil et qui fournit, en période de pointe, une eau légèrement saumâtre.

• **Le Fium'Albino.** Il développe des alluvions intéressantes à l'Ouest de la D 80. Cette vallée a été reconnue par géophysique et forage. Un ouvrage (1103-8-107) y est destiné à l'alimentation d'un camping.

Les potentialités aquifères de ces basses vallées alluvionnaires d'extension réduite, bien que faibles, sont intéressantes, dans la mesure où les ressources en eau de la région sont peu abondantes. Ces aquifères peuvent être alimentés par les formations voisines molassiques. Ils méritent une attention particulière dans leur gestion quant aux problèmes de limites latérales et de biseau salé. Les estuaires du Farinole, du Negru et du Guadu Grande sont trop peu importants pour fournir une ressource aquifère notable.

Au point de vue qualité, compte tenu de l'importance relative des aquifères alluviaux, la composition physico-chimique des eaux est liée à celle des eaux de surface. Ces eaux sont moins protégées, compte tenu de l'environnement plus sensible que celui des eaux des aquifères fissurés du socle. On peut rencontrer, parfois, quelques problèmes de teneur en fer.

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

## GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

### Amiante

Les fibres d'amiante se trouvent dans des massifs de serpentinites. Les fissures contiennent assez fréquemment du chrysotile sous forme de « fibres couchées » (slip fibre) et plus rarement de fibres transversales (cross fibre). Le gisement d'amiante-chrysotile de Canari, situé à la limite des communes de Canari au Nord et d'Ogliastro au Sud, exploitait une serpentinite très divisée à fibres blanches et brillantes.

L'extraction était effectuée à partir de deux carrières en forme de cône, distantes l'une de l'autre d'une centaine de mètres, exploitées en gradins de 15 m de hauteur sur 6 m de largeur. Le minerai abattu tombait au fond des cônes aux cotes 270 m et 250 m, puis descendait le long de deux puits inclinés à 45° jusqu'à la cote 155 m où il était chargé et amené à l'usine de traitement.

Les fibres d'amiante produites se classaient en fonction de leur longueur selon les caractéristiques suivantes : 3R et 4Z canadiens pour les fibres longues, et 4Z et 4T canadiens pour les qualités moyennes. Parmi les autres fibres produites : le 7R, de densité apparente inférieure à 550 kg / m<sup>3</sup>; le bourre extra, classé entre le 7H et le 7R canadiens ; le 8-720, d'une densité apparente inférieure à 720 kg / m<sup>3</sup>.

L'exploitation, qui a produit jusqu'à 35 000 t de fibres en 1959, a décliné à 22 000 t en 1964 pour cesser son activité en 1965. La fermeture de la mine est intervenue à cause du prix de revient trop élevé de l'amiante produite par rapport à celui du marché international, et en particulier à la concurrence des productions des mines canadiennes. La production totale en fibres et fibrettes de la mine de Canari a été de 305 652 t récupérées à partir de 14 943 325 t de roches abattues, soit un pourcentage de récupération moyen de 2 % d'amiante.

### Nickel

Dans les serpentinites, le nickel est contenu sous trois formes :

- silicatée, dans les silicates magnésiens (antigorites, chrysotile, résidus de diallage et d'olivine). La teneur en Ni varie de 600 à 2000 ppm, avec une moyenne à 1 200 ppm ;
- sulfurée : les minéraux porteurs identifiés sont : la pentlandite [(FeNi)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>], isolée en mouches dans la masse même de la serpentinite. Elle contient en exsolutions de la valériite. L'awaruite (FeNi<sub>2</sub>) se trouve en lamelles allongées dans les fissures ou bien en anneaux autour de la pentlandite. La heazlewoodite (Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub>) est le plus souvent en mouches isolées et rarement associée à d'autres sulfures.

À côté de ces principaux minéraux ont été reconnus : de la pyrrhotine, du cuivre-natif, et des minéraux d'altération fréquents : millérite (NiS) et bravoïte [(Ni,Fe)<sub>2</sub>S<sub>2</sub>] remplaçant tout ou partie de la pentlan-

dite ou de la haezlewoodite. La joséphinite ( $\text{FeNi}_3$ ) est sous forme de lamelles.

Des essais de concentration ont été réalisés, mais les résultats, tant du point de vue de l'enrichissement (concentrés de l'ordre de 4 %) que du point de vue rendement métal (de l'ordre de 45 %), ont été médiocres.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier des itinéraires, dans le **guide géologique régional : Corse** (Durand-Delga *et al.*., 1978. Paris : Masson édit.) ; *itinéraires 1 et 14*.

### BIBLIOGRAPHIE

ABBATE E., SAGRI M. (1982) – Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale e di margini continentale della Tetice. Mem. Soc. Geol. It., p. 115-126.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1980) – Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. Thèse État, univ. P. et M. Curie (Paris), 273 p.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CAMPREDON R. (1977) – Compte rendu de la réunion de la SGF en Corse en 1976. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, 5, p. 1153-1175.

AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R., LEMOINE M. (1972) – Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 275, p. 2611-2614.

AZAÏS H., BOULADON J., SAINFELD P. (1960) – Le problème du nickel dans les serpentinites du cap Corse. Rapport BRGM, inédit, avril 1960.

BARBIER R. (1938) – Sur la présence de calcaire à Rosalines dans les écailles de Saint-Florent (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p.70.

BÉZERT P., CABY R. (1988) – Sur l'âge post-bartonien des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure de la Corse cristalline. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 965-972.

BLANC J.J. (1958) – La série miocène de Saint-Florent (Corse). Essai d'analyse séquentielle. 83<sup>e</sup> congr. soc. sav.

BONNAL M. (1972) – Étude géologique de la vallée de l'Ostriconi (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI, 145 p.

BRISSET F., COCHEMÉ J.J. (1976) – Contribution à l'étude géologique des presqu'îles de Scandola et du Monte Senino. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Aix-Marseille III.

BRONDIJK J.F. (1954) – Géologie de la région de Ponte-Leccia (Corse). Thèse, Amsterdam, 107 p.

BROSSE J.M. (1985) – Évolution du littoral sous l'influence de rejets miniers dans la région d'Albo (Corse du Nord). Étude diachronique des photographies aériennes. *Hydrogéologie*, 2, p. 105-111.

BROUWER H.A. (1952) – Sur les granites à l'est du bassin de Saint-Florent (Corse). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetenseh.*, sér. B, vol. 55, p. 596-597.

BROUWER H.A. (1957) – Contribution à la géologie de la Corse. *Geologie en Mijnbouw*, n° 8, n.s., p. 317.

BROUWER H.A. (1961) – Remarques sur la tectonique alpine de la Corse. Livre à la mémoire du professeur Fallot. *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, t. II, p. 275-287.

BROUWER H.A., EGELER C.G. (1948) – Sur les granites alpins de la Corse. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetenseh.*, vol. 51, p. 302.

BROUWER H.A., EGELER C.G. (1952) – The glaucophane facies metamorphism in the « Schistes lustrés » nappe of Corsica. *Verh. Kon. Nederl. Akad. Wetenseh.*, 48, n° 3, p. 1-71.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1982) – An overview of the sardinian paleozoic basement. IGCP n° 5, Newsletter n° 5, p. 13-37. - Guida alla geologia del Paleozoico sardo. *Soc. Geol. It.*, Guida Geol. Reg., 215 p.

CARON J.M. (1977) – Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes et en Corse orientale. *Sci. géol.*, mém. n° 48, 326 p.

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

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

CARPÉNA J., MAILHÉ D., NAESSER C.W., POUPEAU G. (1979) – Sur la datation par traces de fission d'une phase d'âge éocène supérieur en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, 289, p. 829-832.

COCHERIE A. (1984) - Interaction manteau-croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse État, Rennes I, 245 p. Doc. BRGM, n° 90.

COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) – Single zircon dating by step-wise Pb evaporation : comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites of Corsica. *Chem. Geol.* (isotope geosci. sect.), 101, p. 131-141.

COCHERIE A. ROSSI P., FOUILLAC A.M., VIDAL P. (1994) – Crust and mantle contributions to granite genesis. An example from the Variscan batholith of Corsica studied by trace-element and Nd-Sr-O systematics. *Chem. Geol.* (isotope geosci. sect.), 115, p. 173-211.

COCHERIE A., ROSSI P., LE BEL L. (1984) – The Variscan calc-alkalic plutonism in Western Corsica : mineralogy and major and trace element geochemistry. *Physics of the Earth and Planet. Int.*, 35, p. 145-178.

COHEN C.R., SCHWEIKERT R.A., LEROY-ODOM A. (1981) – Age of emplacement of the Schistes lustrés nappe, Alpine Corsica. *Tectonophysics*, 73, p. 267-284.

COLLET L.W. (1938) – Découverte d'un lambeau de la nappe de San-Colombano sous le Miocène de Saint-Florent (Corse), et ses conséquences. *C.R. Sac. phys. hist. nat. Genève*, vol. 55, n° 2, p. 78.

CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNI G., VANNUCCI R., VANNOSSI M. (1988) – Volcanisme, sédimentation et tectonique pendant le Permo-Carbonifère en Briançonnais ligure : une revue. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 81, 2, p. 487-510.

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

DAL PIAZ G.V. et coll. (1977) – I Complessi ofiolitici e le unità cristalline della Corsica alpina. *Boll. Gruppo Lavoro Ofiolitici Mediterranee*, 2, (2-3), p. 265-324.

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

DALLAN L., PUCCINELLI A. (1986) – Geologia della regione del Nebbio (Corsica settentrionale). *Boil. Soc. Geol. Ital.*, 105, p. 405-414.

DALLAN L., PUCCINELLI A. (1987) – Il quadro geologico e strutturale della regione tra Bastia e Saint-Florent (Corsica settentrionale). *Alti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, ser. A, mem. 44, p. 77-88.

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. *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 893-900.

DELCEY R. (1962) – Géologie de la région de Saint-Florent-Oletta. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 141 p.

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

DELCEY R. (1978) – Les formations sédimentaires de la zone des schistes lustrés dans le Nebbio. In M. Durand-Delga et coll. : « Corse ». Guides géol. régionaux. Paris : Masson édit., p. 152-157, 159-163.

DELCEY R., LIMASSET J.C., ROUTHIER P. (1964) – Les bassins sédimentaires du Nord de la Corse : essai de synthèse stratigraphique et aperçu tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VI, p. 324-333.

DELCEY R., MEUNIER A. (1966) – Le massif du Tenda (Corse) et ses bordures. La série volcano-sédimentaire, les gneiss et les granites. Leurs rapports avec les Schistes lustrés. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 278, t. 61, p. 237-251.

DEPRAT J. (1905) – L'origine de la protogine de Corse. *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 141, p. 151.

DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F., SABATINI G. (1974) – Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna. *Soc. Ital. Min. Petrol.*, XXX, (2), p. 979-1068.

DUBOIS R. (1983) – Significance of HP-LT alpine metamorphism of ante-alpine continental crust in Corsica ; a geodynamic model available for other collision orogenic belts. *EUG*, Strasbourg, p. 183.

DURAND-DELGA M. (1974) – La Corse. In J. Debelmas : « Géologie de la France ». Paris : Doin édit., t. 2, p. 465-478.

DURAND-DELGA M. (1978) – Corse. Coll. « Guides géologiques régionaux ». Paris : Masson édit., 208 p.

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

DURAND-DELGA M., MOUTERDE R. (1975) – L'Ariétitidé du Lias de Corse. *Géobios*, n°8, fasc. 3, p. 217-219.

DURAND-DELGA M., ROSSI P. (1991) – La Corse. *In* A. Piqué (coord.) : « Les massifs anciens de France ». *Sciences géol.*, Strasbourg, t. 44, fasc. 3-4, p. 311-336.

EDEL J.B., MONTIGNY R., THUIZAT R. (1981) – Late Palaeozoic rotations of Corsica and Sardinia : new evidence from paleomagnetic and K-Ar studies. *Tectonophysics*, 79, p. 201-223.

ÉGAL E., CARON J.M. (1989) – Structure de l'Éocène autochtone en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, p. 1431-1436.

FAURE M., MALAVIELLE J. (1981) – Étude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 23, p. 335-343.

FERRANDINI M., FERRANDINI J., LOYE-PILOT D. (1994) – La plate-forme carbonatée du Miocène de Saint-Florent (Haute-Corse). Interim colloquium R.C.M.N.S., univ. Provence (Marseille), 3-6 mai 1994, résumés.

FOURNIER M., JOLIVET L., GOFFÉ B., DUBOIS R. (1991) – Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10, 6, p. 1173-1186.

GIBBONS W., HORAK J. (1984) – Alpine metamorphism of hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies Schistes lustrés nappe of NE Corsica. *J. Metamorphic Geol.*, 2, p. 95-113.

GINDRAT H. (1939) – Le Crétacé supérieur dans les klippen d'Oletta-Patrimonio (Corse). *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, vol. 56, n°2, p. 74.

GINDRAT H. (1942) – Les écaillés de Saint-Florent (Corse). Thèse Genève, 60 p., 4 pl.

GONORD H., FUMEY-HUMBERT F., MENOT R.P. (1988) – Sur l'âge et la structure des terrains paléozoïques sédimentaires de l'Argentella (Corse du NW). 12<sup>e</sup> réun. ann. sci. Terre, Lille. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 68.

GRELOU-ORSINI C. (1977) – Aspects morphologiques de la région des Agriates (N du massif du Tenda). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVIII, 5, p. 1201-1202.

GUILLOU J.J., PRIMEL L., ROUTHIER P. (1962) – Existence d'un complexe ophiolitique sous-marin dans le cap Corse ; sa structure plissée. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.*, vol. V, fasc. 1, p. 29-35.

GUIRAUD M. (1982) – Géothermobarométrie du faciès schiste vert à glaucophane. Modélisation et applications (Afghanistan, Pakistan, Corse, Bohème). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Montpellier, 85 p.

HARRIS L. (1984) – Déformations et déplacements dans la chaîne alpine : l'exemple des Schistes lustrés du cap Corse. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Rennes I, 307 p.

HOLLANDE D. (1875) – Existence et développement de la zone à *Avicula contorta* dans l'île de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 81, p. 506.

HOLLANDE D. (1876) – Note sur les terrains tertiaires de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., t. IV, n° 1, p. 36-37.

HOLLANDE D. (1917) – Géologie de la Corse. *Bull. Soc. sci. hist. nat. Corse*, 35<sup>e</sup> année, n° 373-384, 466 p.

JACQUET M. (1983) – Évolution structurale et pétrographique de la partie N du massif du Tenda. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VII.

JOLIVET L., DANIEL J.M., FOURNIER M. (1991) – Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, p. 278-291.

JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFÉ B., MICHARD A., JOURDAN C. (1990) – Ductile extension in alpine Corsica. *Geology*, 18, p. 1007-1010.

JOURDAN C. (1988) – Balagne orientale et massif du Tenda (Corse septentrionale). Étude structurale, interprétation des accidents et des déformations, reconstitutions géodynamiques. Thèse doct. univ. Paris XI (Orsay), 246 p.

JOURDAN C., MALUSKI H., DUBOIS R., BRAUD J., ANDRIEUX J. (1986) – Caractérisation pétro-structurale d'une phase tectogénétique majeure d'âge oligocène en Corse septentrionale. 1er congrès international de géologie en Corse (Ajaccio, novembre 1986), *ACGC/SGF*, résumé.

LAGABRIELLE Y. (1982) – Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Brest, 198 p.

LAGABRIELLE Y. (1987) – Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Thèse État, Brest, 350 p.

LAHONDÈRE D. (1988) – Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 579-586.

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. Montpellier, 322 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, p. 727-732.

LAHONDÈRE J.C. (1967) – Les formations cristallophylliennes et les roches vertes de la région de Lancone-Olivaccio (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> 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, t. 293, sér. II, p. 169-172.

LAHONDÈRE J.C. (1983) – Carte géol. de France (1/50000), feuille Bastia (1104). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Lahondère (1983), 37 p.

LAHONDÈRE J.C. (1992) – Le socle anté-alpin 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., GUILLOU J.J., PRIMEL L., DURAND-DELGA M., LLUCH D., OHNENSTETTER M. (1992) – Carte géol. France (1/50000), feuille Luri (1102). Orléans : BRGM. Notice explicative par J.C. Lahondère, D. Lluch, M. Ohnenstetter, R. Dominici, C. Vautrelle (1992), 50 p.

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

LARDEAUX J.M., MENOT R.P., ORSINI J.B., ROSSI P., NAUD G., LIBOUREL G. (1994) – Corsica and Sardinia in the Variscan chain. *In* J.D. Keppie (ed.) : « Pre-Mesozoic geology in France and related areas ». Berlin : Springer-Verlag, p. 467-479.

LLUCH D. (1989) – Les unités à matériel sédimentaire supra-Schistes lustrés de Saint-Florent et de Macinaggio (Corse du Nord). Thèse doct. univ. Toulouse, 204 p.

LLUCH D., MAGNÉ J., BAUDELLOT S. (1987) - Les séries carbonatées du Trias et du Lias prépiémontais de Corse. Présence d'une microfaune (foraminifères) et d'une microflore rhétiennes dans l'allochtone de St-Florent. *Géobios*, n° 20, fasc. 6, p. 775-787.

LOCARD (1876) - Sur la faune des terrains tertiaires de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3<sup>e</sup> sér., t. 1, p. 236-241.

LOMBARD A., SCHROEDER W. (1938) - Quelques faits nouveaux sur le Miocène de Saint-Florent (Corse). *CR. Soc. phys. hist. nat. Genève*, 55<sup>e</sup> année, XX, p. 81-85.

LOYE-PILOT M.D., MAGNÉ J. (1987) - Données nouvelles sur la stratigraphie du Miocène de Saint-Florent (Corse). *Géobios*, n° 20, fasc. 5, p. 675-678.

MAGNÉ J., DURAND-DELGA M. (1983) - Mise au point sur le Sénonien de Corse. *Géol. médit.*, 10, p. 403-410.

MALUSKI H. (1976) - <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar Ages of biotites from Corsica and arguments for Permian ages of alkaline Permian intrusions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 305-317.

MALUSKI H. (1977) - Application de la méthode <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XIX, n° 4, p. 849-855.

MARRE J., ROSSI P. (1981) - Extension et antériorité relative du plutonisme subalcalin potassique dans l'ensemble des granitoïdes de Corse. *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, sér. II, p. 1015-1018.

MATTAUER M., FAURE M., MALAVIELLE J. (1981) - Transverse lineation and large scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, vol. 3, n° 4, p. 401-409.

MATTAUER M., PROIJST M. (1975) - Arguments microtectoniques en faveur de l'origine ultra des nappes de Balagne et de Saint-Florent (Corse). *R. ann. sci. Terre, Montpellier*, p. 253.

MATTAUER M., PROUST F. (1975) - Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse alpine. *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, p. 1681-1684.

MATTAUER M., PROUST F. (1976) - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *CR. Acad. Sci.*, Paris, t. 282, p. 1249-1251.

MATTAUER M., PROUST F., ETCHECOPAR A. (1977) – Linéations « A » et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des Schistes lustrés en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 14, p. 841-847.

MAURY E. (1908) – Carte géologique Bastia au 80000° et notice explicative. Paris : Service Carte géol. France.

NARDI R. (1968) – Le unità alloctone della Corsica e'loro correlazione con le unità delle Alpi e dell' Apennino. *Mem. Soc. Geol. It.*, 7, p. 323-344.

NENTIEN E. (1897) – Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Ann. Mines*, 12, (9), 243 p.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D. (1975) – Le puzzle ophiolitique corse : un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse 3° cycle, Nancy, 590 p.

OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL P., CORNICHE J., HERMITTE D., MACE J. (1981) – Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, p. 397-408.

OHNENSTETTER M., ROSSI P. (1985) – Découverte d'une paléochambre magmatique exceptionnelle dans le massif du Tenda, Corse hercynienne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 300, sér. II, p. 853-858.

ORSINI J.B. (1976) – Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 1203-1206.

ORSINI J.B. (1980) – Le batholite corso-sarde : un exemple de batholite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse État, Aix-Marseille III, 370 p.

ORSZAG-SPERBER F. (1978) – Le Néogène de la Corse et ses relations avec la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 328 p.

ORSZAG-SPERBER F., PILOT M.D. (1976) – Grands traits du Néogène de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 18, p. 1183-1187.

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

PARETO M.L. (1845) – Cenni geognostici sulla Corsica. *Atti Sesta Reun. Scienziali. Ital.*, Milan, 308 p.

PILGER A. (1937) – Der Alpine Deckenbau Korsikas und seine Granitintrusionen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, Math.-Phys. Kl., III. Folge, Heft 19 (Berlin).

PRIMEL L. (1962) – Étude géologique et métallogénique de la partie méridionale du cap Corse. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris.

PRIMEL L., GUILLOU J.J. (1967) – Carte géologique de la France, Feuille Luri à 1/80 000 (2<sup>e</sup> édit). Paris : Service Carte géol. France.

PUPIN J.P. (1980) – Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.

REYNAUD J. (1833) – Mémoire sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 1<sup>re</sup> sér., I, 21 p.

RICOUR J. (1949) – Présence du calcaire à Gryphées au Monte di Tuda près de Saint-Florent. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 171-172.

RICCI C.A., SABATINI G. (1978) – Petrogenetic affinity and geodynamic significance of meta-basic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. *N. Jb. Mineral Mh.*, 1, p. 23-28.

RIEUF M. (1980) - Étude stratigraphique et structurale des unités au Nord-Est de Corte (Corse). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 234 p.

ROSSI P. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse État, Toulouse. Doc. BRGM, n° 107, 292 p.

ROSSI P., CALVEZ J.Y., COCHERIE A. (1988) - Âge varisque précoce du plutonisme magnésio-potassique en Corse occidentale : conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 307, sér. II, p. 1541-1547.

ROSSI P., COCHERIE A. (1991) - Genesis of a variscan batholith : field, mineralogical and geochemical evidence from the Corsica-Sardinia batholith. *Tectonophysics*, « The European Geotraverse », part 7, 195, p. 319-346.

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'aminissement crustal néovarisques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 1341-1348.

ROSSI P., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1991) - Distinction de deux séries sédimentaires d'âge carbonifère en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 313, sér. II, p. 443-450.

ROSSI P., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1993) – Caractère volcano-plutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge stéphanien supérieur-permien inférieur en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 316, p. 1779-1788.

ROSSI P., ROUIRE J. et coll. (1980) – Feuille Corse à 1/250 000 avec notice explicative. Orléans : BRGM.

ROUTHIER P. (1956) – Étude géologique de la Balagne sédimentaire (Corse septentrionale). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 249.

ROUTHIER P. (1966) – Présentation générale des deuxièmes éditions des feuilles Bastia et Luri au 1/80 000. Examen rapide de quelques problèmes thématiques ou régionaux posés par ces feuilles. Contribution à l'étude tectonique et stratigraphique des Schistes lustrés. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LXI, 278, p. 253-277.

ROUTHIER P., MEUNIER A. (1962) – Le massif du Tenda (Corse). Sa nature volcano-sédimentaire et non pas entièrement granitique. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIX, n° 269 (C.R. collab. 1961), p. 260-271.

STAM C.J. (1952) – Géologie de la région du Tenda septentrional. Thèse, Amsterdam, 96 p.

STAM C.J. (1962) – Sur la position tectonique du massif du Tenda septentrional (Corse). *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch.*, ser. B, bd 65, p. 109-113.

SUN S.S., Mc DONOUGH W.F. (1989) – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders, M.J. Norry (eds) : «Magmatism in the Ocean Basins ». *Geol. Soc.*, London, spec. publ. 42, p. 313-345.

TERMIER P., MAURY M. (1928) – Nouvelles observations géologiques en Corse orientale : essai de synthèse tectonique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 186, p. 1393-1396.

TEICHMÜLLER R., SELZER G. (1931) – Zur Geologie der Tyrrenisgebietes. T. II : Vergleichende Übersicht über das Paleozoicum von Toscana und Korsica. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, Math.-Phys. Kl., 3 F, H.3, p. 117-120.

VARENKAMP H. (1957) – Géologie et pétrologie de la région du Tenda central. Thèse, Amsterdam, 112 p.

VELLUTINI P.J. (1977) - Le magmatisme permien de la Corse du NW. Thèse État, Aix-Marseille III, 317 p.

WARBURTON J. (1983) – The tectonic setting and emplacement of ophiolites. A comparative study of Corsica and the Western Alps. Ph. D. thesis, Univ. Wales, 443 p.

WARBURTON J. (1986) – The ophiolite-bearing Schistes lustrés nappe in Alpine Corsica : a model for emplacement of ophiolite that have suffered HP / LT metamorphism. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 164, p. 313-331.

WATERS C.N. (1989) – The metamorphic evolution of the Schistes lustrés ophiolitic nappe. *In* J.S. Daly, R. Cliff, B.N.D. Yardley (eds) : « Evolution of metamorphic belts ». *Geol. Soc.*, London, spec. publ. 43, p. 5557-5621.

WATERS C.N. (1990) – The Cenozoic tectonic evolution of Alpine Corsica. *J. Geol. Soc.*, London, 147, p. 811-824.

### DOCUMENTS CONSULTABLES

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

### AUTEURS

La rédaction de la notice a été coordonnée et effectuée en partie par P. ROSSI à partir de contributions, parfois inédites, fournies sur différents secteurs. Ces contributions sont précisées dans la notice lorsque les textes de plusieurs auteurs ont trait à un même secteur.

Agriates : P. ROSSI ; les contributions de R. DUBOIS et J. BRAUD sont indiquées.

Schistes lustrés : J.C. LAHONDÈRE, avec la collaboration de D. LAHONDÈRE pour le secteur de Farinole.

Nebbio : D. LLUCH, M. DURAND-DELGA.

Formations miocènes : M.D. LOYE-PILOT, J. FERRANDINI.

Quaternaire : P. ROSSI, à partir de données de F. OTTMANN (1958) et C. GRELOU-ORSINI (1977).

Hydrogéologie : R. DOMINICI.

Présentation au CCGF : 23 juin 1988.

Acceptation de la carte et de la notice : 16 mars 1993.

Impression de la carte : 1994.

Impression de la notice : décembre 1994.

ANNEXE

		1	2	3	4	5	6	7
Coord. :	X	550 260	552 800	551 200	552 680	558 275	540 380	
	Y	265 970	263 855	265 210	264 160	263 775	258 940	
SiO <sub>2</sub>		74,42	77,4	77,2	75,6	74,5	73,85	66,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		13,54	12,33	12,12	12,43	12,94	14,4	15,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		1,52	1,05	1,24	1,5	1,45	1,45	4,54
MnO		0/03	0,03	0,02	0,03	0,06	0,02	0,09
MgO		0,27	0,14		0,21	0,35	0,17	1,59
CaO		0,26		0,3	0,55	0,82	0,84	4,04
Na <sub>2</sub> O		3,47	0,26	3,68	2,97	3,28	3,92	2,95
K <sub>2</sub> O		5,01	6,56	4,62	4,85	5,01	4,52	2,22
TiO <sub>2</sub>		0,15	0,22	0,07	0,14	0,13	0,18	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,01		0,06	0,06	0,07	0,14
P.F.		0,7	1,1	0,63	0,96	0,76	0,81	1,4
Total		99,37	99,1	99,88	99,3	98,91	100,23	99,56
U		7,7	4,4	5,3	6,3	5,9	11,7	
Th		20,3	22,1	22,1	16,8	22,1	28,9	
Ta		2,37	3,46	2	1,5	2,3	3,65	
Nb				19	9,4	9,7		
Hf		3,47	2,75	4,3	2,4	2,4	5,3	
Zr		108	69	117	84	67	114	
Sc		22,28	12,85				3,26	
Cr		11	13				8	
Co		1,2	0,9				0,61	
Ni		3	8,6				5	
Zn		15	25				37	
Cs		2,76	3,88				4,69	
Rb		246	353	214	193	244	280	
Sr		71	30	18	64	38	16	
Ba		457	338	120	436	136	72	
Y				44,7	16,2	28,6		
La		24	11	14,4	21,1	20,8	15,7	
Ce		44/9	22,9	41,1	41,2	45	39,5	
Nd		28,81	12,68	19,8	14,6	16,4		
Sm		4,81	4,1	5,6	2,9	3,6	6,62	
Eu		0,45	0,17	0,1	0,3	0,3	0,1	
Gd		4,74	3,55	6,2	2,5	3,5		
Tb		0,65	0,72	1,1	0,4	0,6	1,36	
Tm				0,7	0,3	0,5		
Yb		3,4	4,1	4,9	2	3,7	5,13	
Lu		0,6	0,69	0,7	0,3	0,6	0,79	

1 : Microleucomonzogranite, N anse d'Arbu (Punta di l'Acciolu)

2 : Leucomonzogranite, SW bergerie de Monticellacciu

3 : Leucomonzogranite, S Bocca Affacadoio

4 : Microleucomonzogranite, NW bergerie de Monticellacciu

5 : Leucomonzogranite, E Bocca di Vezzu (u. du Monte Genova)

6 : Leucomonzogranite de la Pietra (Ile-Rousse, feuille Calvi)

7 : Granodiorite de Casta (analyse : Jacquet, 1983).

**Tableau 1 - Analyses chimiques de granitoïdes de l'Ouest du Massif du Tenda (Agriates).** Éléments majeurs : fluorescence X, BRGM. Éléments en traces : activation neutronique, lab. P. Süe, Saclay (1, 2, 6) ; ICP/MS, BRGM (3, 4, 5).

		1	2	3	4	5	6	7
Coord. :	X	550 780	557 620	554 088	557 663	557 475	556 370	554 700
	Y	263 300	268 010	262 500	263 788	264 850	264 000	270 250
SiO <sub>2</sub>		66,6	66,5	73,6	64,7	69,8	63,,5	66,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14,92	16,11	12,13	16,1	14,16	16,3	15,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		5,25	3,95	3,98	4,6	2,69	4,61	3,6
MnO		0,12	0,06	0,16	0,08	0,06	0,11	0,09
MgO		1,04	1,04	1,47	1,6	1,12	1,5	1,74
CaO		1	1,46	0,56	3,3	1,37	3,65	3,28
Na <sub>2</sub> O		5,45	3,61	2,05	2,8	3,03	2,22	3,54
K <sub>2</sub> O		2,4	3,37	3,18	2,67	4,3	3,14	2,76
TiO <sub>2</sub>		0,75	0,59	0,66	0,65	0,33	0,55	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,18	0,13	0,12	0,11	0,09	0,11	0,12
P.F.		1,85	2,36	2,15	2,92	2,31	3,54	2,18
Total		99,56	99,18	100,06	99,53	99,26	99,23	99,59
U		8,1	5,1	4,9	5,5	6,3	4,3	3,8
Th		14	9,9	11,8	10	17,8	9,3	14,5
Ta		1,4	0,9	0,9	1,1	1,79	0,9	1,51
Nb		20,0	9,7	9,9	11,6		10,7	
Hf		20,0	3,8	4,1	3,6	6,28	3,6	4,74
Zr		166	157	167	176	222	151	168
Sc								8,74
Cr				60	42	13		12
Co		5	5	7	10	2,4	5	4,57
Ni				10	15	4		4
Zn								48
Cs								5
Rb		151	156	122	163	200	150	199
Sr		63	116	45	238	59	71	36
Ba		985	523	804	663	302	492	565
Y		55,8	18,1	18,3	25,1		21,2	
La		41,8	24,4	27,6	27,4	35,2	22,9	13,8
Ce		93,0	49	59,4	56,3	69,2	46,9	47,9
Nd		41,8	20,3	22,7	23,3		19	
Sm		9,4	4,3	4,2	5	6,68	4	3,26
Eu		0,8	0,9	0,7	1,1	0,75	1,1	0,57
Gd		9,6	3,6	3,6	4,8		4	
Tb		1,6	0,6	0,6	0,8	1,02	0,7	0,53
Tm		0,9	0,3	0,3	0,4		0,8	
Yb		5,8	1,9	2,1	2,4	3,73	2,1	2,1
Lu		0,8	0,3	0,3	0,4	0,64	0,3	0,39

- 1 : Enclaves basiques, ruines de l Magazini  
 2 : Filon de dacite, S Bocca Vitucola  
 3 : Rhyodacite NW Bocca di Palmollela (feuille Santo-Pietro-di-Tenda)  
 4 : Dacite, carrière de Bocca di Vezzu  
 5 : Dacite, Monti-Rossi  
 6 : Dacite, SE Ifana  
 7 : Microgranodiorite, Malfaicu.

**Tableau 2 - Analyses chimiques de roches des formations volcaniques à l'Ouest du massif du Tenda (Agiates).** Éléments majeurs : fluorescence X, BRGM. Éléments en traces : ICP/MS, BRGM (1-6); activation neutronique, lab. P. Süe, Saclay (7).

	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	50,70	44,90	49,90	52,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,50	17,10	14,40	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7,10	14,10	14,40	12,60
MnO	0,21	0,29	0,44	0,30
MgO	6,50	8,40	8,10	5,50
CaO	7,30	6,50	6,10	9,20
Na <sub>2</sub> O	n.d	n.d	n.d	n.d
K <sub>2</sub> O	2,30	0,90	2,00	1,40
TiO <sub>2</sub>	1,92	3,33	2,21	2,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,50	0,20	0,30
P.F.				
Total	92,73	96,02	97,75	98,83
U	0,4	0,7	0,4	1,5
Th	0,31	1,26	0,31	2,44
Ta	0,26	0,77	0,28	0,61
Hf	2,19	5,52	3,52	5,51
Zr	103	255	141	238
Sc	25,5	44,4	44,9	34
Cr	203	140	190	108
Co	31,5	28,9	35,6	33,7
Ni	52	49	86	40
Zn	66	133	204	108
Cs	3,52	2,98	5,3	5,14
Rb	49	37	83	57
Sr	183	132	125	526
Ba	282	113	643	280
La	6,8	13,3	7,1	14,3
Ce	17	33,3	18,4	34,5
Nd	13,93	27,71	16,24	22,18
Sm	4,61	8,02	4,99	5,95
Eu	2,51	2,28	1,52	1,75
Tb	0,75	1,57	1,04	1,22
Yb	3,84	5,32	3,9	4,64
Lu	0,56	0,87	0,65	0,72

Localisation : baie de l'Acciolu, S de la Punta di Corbu

**Tableau 3 - Analyses chimiques d'amphibolites du socle métamorphique anté-batholite de Solche (Ouest du massif du Tenda, Agriates).** Éléments majeurs : fluorescence X, BRGM. Éléments en traces : lab. P. Süe, Saclay.