



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

SANTO-PIETRO- DI-TENDA

par

Ph. ROSSI, M. DURAND-DELGA,
J.-C. LAHONDÈRE, D. LAHONDÈRE

SANTO-PIETRO-DI-TENDA

La carte géologique à 1/50 000
SANTO-PIETRO-DI-TENDA
est recouverte par la coupure
BASTIA (N° 261) de la carte géologique
de la France à 1/80 000



MINISTÈRE DE LA RECHERCHE
ET MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
SANTO-PIETRO-DI-TENDA À 1/50 000

par

Ph. ROSSI, M. DURAND-DELGA, J.-C.
LAHONDÈRE, D. LAHONDÈRE

2001

Editions 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 Ph., DURAND-DELGA M., LAHONDÈRE J.-C. et coll. (BAUD J.-R, ÉGAL E., LAHONDÈRE D., LAPORTE D., LLUCH D., LOYLE M.-D., OHNENSTETTER M., PALAGI P.) (2001) - Carte géol. France (1/50 000), feuille *Santo-Pietro-di-Tenda* (1106). Orléans : BRGM. Notice explicative par ROSSI Ph., DURAND-DELGA M., LAHONDÈRE J.-C., LAHONDÈRE D. (2001), 224 p.

-pour la notice : ROSSI Ph., DURAND-DELGA M., LAHONDÈRE J.-C., LAHONDÈRE D. (2001) - Carte géol. France (1/50 000), feuille *Santo-Pietro-di-Tenda* (1106). Orléans : BRGM, 224 p. Carte géologique par ROSSI Ph., DURAND-DELGA M., LAHONDÈRE J.-C. et coll. (BAUD J.-R, ÉGAL E., LAHONDÈRE D., LAPORTE D., LLUCH D., LOYLE M.-D., OHNENSTETTER M., PALAGI P.) (2001).

ISBN : 2-7159-1960-3

RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
RIASSUNTO	9
INTRODUCTION	10
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	10
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	11
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	11
Travaux antérieurs et historique	11
Moyens et méthodes de la cartographie, choix des objets	15
DESCRIPTION DES ENSEMBLES STRUCTURAUX	19
<i>AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE</i>	19
Les formations de l'encaissant du batholite	19
Le batholite permo-carbonifère	19
La couverture du Tenda et de l'Autochtone	21
<i>AUTOCHTONE DU TENDA</i>	22
Les formations du Tenda occidental et central	22
La marge orientale, le contact avec les Schistes lustrés	23
<i>ALLOCHTONE</i>	26
Les unités piémontaises	26
L'Allochtonne en superstructure de Balagne et du Nebbio	27
Le domaine des Schistes lustrés	40
<i>FORMATIONS MIOCÈNES</i>	46
DESCRIPTION DES TERRAINS	46
<i>AUTOCHTONE, PARAUTOCHTONE, MASSIF CRISTALLIN DE BASTIA (MCB) ET PRÉPIÉMONTAIS</i>	46
Les formations métamorphiques et sédimentaires anté-batholite	47
<i>BATHOLITE</i>	54
Association magmatique volcano-plutonique à caractère magnésio-potassique U1 (Carbonifère moyen)	54
Formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires (Carbonifère supérieur - Permien inférieur)	58
Association magmatique volcano-plutonique calco-alcaline composite U2 (Carbonifère supérieur - Permien inférieur)	64

Magmatisme volcano-plutonique U3 (Permien inférieur)	66
Systèmes filoniens basiques	81
Couverture de l'Autochtone, du Tenda et du Parautochtone	84
<i>UNITÉS ALPINES SUPERPOSÉES AU DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS</i>	94
Unités inférieures	94
<i>UNITÉS ALPINES À L'OUEST DU DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS</i>	103
Nappe de Santa-Lucia (s.J.)	103
Nappe ophiolitique de Balagne	107
<i>DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS</i>	130
Formations océaniques au voisinage de la marge continentale	130
Formations océaniques	134
<i>TERRAINS QUATERNAIRES ET NÉOGÈNES (POST NAPPES)</i>	140
Miocène	140
Quaternaire	141
<i>CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES</i>	143
<i>PHÉNOMÈNES PRÉ-HERCINIENS ET HERCINIENS</i>	143
<i>ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ALPINE : LES NAPPES DE BALAGNE ET DU NEBBIO</i>	146
Trias - Lias inférieur	147
Dogger - Malm	148
Crétacé inférieur	150
Crétacé moyen - supérieur	150
Paléocène - Éocène	152
<i>ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE</i>	158
<i>TECTOGENÈSE ANTÉ-ALPINE</i>	158
<i>TECTOGENÈSE ALPINE</i>	159
Autochtone et nappes à matériel non métamorphique	160
Allochtone du Nebbio	165
Déformations et métamorphisme dans le Tenda, avant-pays de la Nappe des Schistes lustrés (= stades 3 et 4)	167
Déformation et métamorphisme des unités de la limite continent - océan	168

Déformation et métamorphisme des unités de la Nappe des Schistes lustrés	171
<i>Tectonique miocène</i>	171
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	172
<i>L'OROGENÈSE HERCYNienne</i>	172
Le stade antérieur au magmatisme U1 du Carbonifère inférieur	172
<i>L'OROGENÈSE ALPINE : LA FERMETURE DE L'OCÉAN LIGURO-PIÉMONTAIS</i>	175
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	179
<i>LE BLOC CORSO-SARDE EN MÉDITERRANÉE</i>	179
<i>LE MASSIF DU TENDA</i>	181
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	182
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	182
Zone littorale, dunes de l'Ostriconi	183
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	184
Aquifères alluviaux	184
Aquifères de socle	185
<i>RESSOURCES MINÉRALES</i>	187
Matériaux de carrière	187
Mines métalliques	187
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	188
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	188
Coupe dans le complexe mafique-ultramafique du Tenda	188
Domaine des Schistes lustrés	189
<i>HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LES NAPPES DE BALAGNE ET DU NEBBIO</i>	193
La Nappe de Balagne	193
Les unités allochtones du Nebbio	198
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	202
AUTEURS	224
ANNEXES	(Hors-texte)
<i>ANNEXE 1 : tableau 1</i>	(Hors-texte)
<i>ANNEXE 1 : tableau 2</i>	(Hors-texte)
<i>ANNEXE 1 : tableau 3</i>	(Hors-texte)

LISTE DES FIGURES

Pages

Fig. 1 - Schéma structural de la carte Santo-Pietro-di-Tenda	(hors-texte)
Fig. 2 - Schéma paléogéographique hypothétique des Alpes orientales et centrales au Jurassique moyen - supérieur	16
Fig. 3 - Localisation des socles panafricain El et ér-hercynien E2 et extension des intrusions Mg-K U2	18
Fig. 4 - Coupes sur le rebord oriental du Tenda	24
Fig. 5 - Schéma structural de la Nappe de Balagne	(hors-texte)
Fig. 6 - Coupe NW-SE de la Nappe de Balagne	32
Fig. 7 - Cartographie et interprétation structurale des environs du col de San Colombano	(hors-texte)
Fig. 8 - Coupes schématiques de l'Allochtone de Saint-Florent	36
Fig. 9 - Représentation schématique de la pile tectonique et lithopétrographique des Schistes lustrés à ophiolites corses	(hors-texte)
Fig. 10 - Distribution dans un diagramme U-Pb d'analyses de zircons des micaschistes de Bocca à Vezzo	48
Fig. 11 - Composition des intrusions du groupe d'Île-Rousse dans la représentation Q-A-P	56
Fig. 12 - Logs synthétiques et corrélations entre les formations volcano-sédimentaires d'âge carbonifère à permien en Corse	60
Fig. 13 - Typologie des zircons des granites du complexe de Popolasca	68-69
Fig. 14 - Position des roches du complexe du Tenda dans un diagramme A-F-M	72
Fig. 15a - Comparaison de la distribution des éléments en traces des gabbros à composition de liquides	73
Fig. 15b - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites de roches du complexe stratifié du Tenda	74
Fig. 16 - Typologie des zircons de filons doléritiques	82
Fig. 17 - Distribution des éléments en traces d'ophiolites corses	112
Fig. 18 - Coupe du niveau gréseux de Piana di Castifao	114
Fig. 19 - Typologie des zircons des grès de Piana di Castifao	115-116
Fig. 20 - Evolution géodynamique de l'édifice structural sorsoapenninique à l'Éocène moyen - supérieur	156
Fig. 21 - Carte paléogéographique et géodynamique du système alpin	176
Fig. 22 - Reconstitution de l'évolution géodynamique de la transversale Corse-Apennins	(hors-texte)
Fig. 23 - Coupe interprétative de la Méditerranée	180
Fig. 24 - Itinéraire géologique dans le complexe stratifié de Bocca di Tenda	190

RÉSUMÉ

La feuille de Santo-Pietro-di-Tenda permet de distinguer les principaux ensembles géologiques que l'on connaît en Corse. En effet, on peut y observer, d'Ouest en Est, disposées en bandes méridiennes, les principales unités hercyniennes et alpines qui constituent l'île. Les formations métamorphiques mésozonales à structuration hercynienne de Belgodere, recoupées par les intrusions successives des granites calco-alcalins et alcalins du batholite corse, sont surmontées en transgression par un ensemble de terrains allant du Trias à l'Éocène qui forment le substratum de la synforme des nappes de Balagne, à matériel principalement ophiolitique. Sur l'antiforme du massif volcano-plutonique calco-alcalin hercynien du Tenda, marge orientale du batholite écaillée par la tectonique alpine, s'appuie, à l'Est, l'ensemble des Schistes lustrés. Il s'agit d'une imposante accumulation de nappes à matériel d'origine océanique, au sein desquelles sont engagés des lambeaux de socle continental, appartenant au batholite hercynien et à sa couverture, comme à Sorio et Olivaccio.

Enfin, en position tout à fait supérieure dans l'édifice des nappes, apparaît, dans la synforme du Nebbio, l'Allochtone non métamorphique qui provient principalement des formations, dites « cortenaises », de la paléomarge ; la mise en place de cet Allochtone est cachetée par le dépôt des formations miocènes de Saint-Florent.

L'histoire géologique que l'on peut reconstituer sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda permet donc d'illustrer la plus grande partie des phénomènes qui se sont déroulés à la marge orientale du batholite hercynien et qui résultent de l'ouverture de l'océan jurassique liguro-piémontais, puis de sa fermeture à partir du Crétacé supérieur.

A partir de cette période, commence la subduction de l'océan considéré ici comme se faisant sous la marge continentale européenne. Elle se poursuit durant le Paléocène, en incluant des éléments de la marge elle-même.

A l'Eocène moyen-supérieur, tandis que la subduction est toujours active, des formations océaniques balano-ligures non métamorphiques, et leur couverture sédimentaire, sont obductées sur la marge continentale. Entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur, des formations métamorphiques subductées, et qui avaient subi un métamorphisme de HP-BT, sont exhumées, et l'ensemble des formations du prisme d'accrétion apennin sont obductées vers l'Ouest sur le craton corse, et, dans le même temps, vers l'Est, sur la marge continentale Adria (vers l'Italie).

A partir du Miocène supérieur, l'ensemble des formations du prisme d'accrétion est exondé.

ABSTRACT

The Santo-Pietro-di-Tenda map area includes the main geological units of Corsica. These form N-S bands that, from west to east, represent the main Variscan and Alpine units underlying the island. Thus, at Belgodere, Variscan-deformed mesozonal metamorphic formations, cut by a succession of calc-alkaline and alkaline granite intrusions of the Corsica batholith, are transgressed by Triassic to Eocene rocks that form the substratum of the essentially ophiolitic Balagne nappes syn-form. The batholith's eastern margin, which was imbricated during the Alpine orogeny, is marked by the Tenda anticline, a Variscan volcanic-plutonic calc-alkaline massif on whose eastern flank lies a unit of "Schistes lustrés". The "Schistes lustrés" are a thick accumulation of nappes made up of marine deposits and enclosing, as at Sorio and Oli-vaccio, fragments of continental basement derived from the Variscan batholith and its cover.

Finally, towards the very top of the nappe pile we find a synform of tectono-sedimentary klippe involving paleomargin formations known as "Cortonais" (literally 'from Corte'); within the map area, these crop out in the Nebbio nappe, whose basal contact is masked to the north by the Saint-Florent Miocene formations.

Reconstruction of the geological history of the Santo-Pietro-di-Tenda map area illustrates the main processes that took place along the eastern margin of the Variscan batholith as a result of the opening of the Jurassic Liguro-Piemontais ocean, and its subsequent closing from Late Cretaceous times.

Oceanic subduction beneath the European continental margin began during the Late Cretaceous, and incorporated elements of the actual margin during the Paleocene.

During the Middle-Late Eocene, when subduction was still on-going, the non-metamorphosed Balano-Ligurian oceanic formations, along with their sedimentary cover, were obducted onto the continental margin. From the Late Eocene to the Early Miocene, the subducted HP-LT metamorphic formations were exhumed, and all the formations of the Apennine accretionary wedge were obducted westwards onto the Corsica craton and, at the same time, eastwards onto the Adria continental margin towards Italy.

From Late Miocene times, all the accretionary wedge formations became emerged.

RIASSUNTO

Il foglio di Santo-Pietro-di-Tenda permette di distinguere i principali complessi geologici che si ritrovano altrove in Corsica e che mettono in evidenza le grandi ondulazioni recenti. In effetti si possono osservare, da Ovest ad Est e con andamento meridiano le principali unità erciniche e alpine che costituiscono l'isola. Le formazioni metamorfiche mesozonali a strutturazione ercinica di Belgodere, attraversate dalle intrusioni dei graniti calcocalcinali e alcalini del batolite corso, sono ricoperte in trasgressione da un insieme di terreni che vanno dal Triassico all'Eocene, costituenti il substrato della sinforme delle falde di Balagne. Sull'antiforme del massiccio vulcano-plutonico calcalcinalino ercinico del Tenda, margine orientale del batolite scagliato dalle deformazioni alpine, si sovrappone verso oriente il complesso degli « Schistes lustrés ». Si tratta di un imponente accumulo di falde di origine oceanica in seno alle quali si incuneano frammenti di zoccolo continentale appartenenti al batolite ercinico e alla sua copertura, come a Sorio e Olivaccio.

Infine, in posizione sommitale nell'edificio a falde, appare la sinforme dei klippe tettono-sedimentari che riprendono le formazioni dette «cortenesi» del paleomargine, e che compaiono nella parte sud della falda del Nebbio, la cui messa in posto è sigillata dal deposito delle formazioni mioceniche di Saint-Florent.

La storia geologica che si può ricostituire nel foglio Santo-Pietro-di-Tenda permette quindi di illustrare la maggior parte degli eventi che si sono succeduti sul margine orientale del batolite ercinico e che risultano dall'apertura e dalla successiva chiusura dell'oceano giurassico ligure-piemontese.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le territoire occupé par la feuille Santo-Pietro-di-Tenda est essentiellement partagé entre la Balagne, dans la moitié occidentale, le Tenda, dans la partie centro-orientale, le Nebbio au Nord-Est, et la retombée septentrionale de la Castagniccia, au Sud-Est. Les limites traditionnelles de ces régions ne coïncident pas strictement avec ce que considèrent les géologues. Géographiquement, en effet, le domaine de la Balagne s'étend sur les collines granitiques côtières entre Calvi et l'Île-Rousse, les terrains métamorphiques et granitiques de la région de Belgodere, ainsi que leur seule couverture autochtone. De même, le Tenda ne se limite-t-il pas strictement au massif cristallin, mais déborde largement sur la zone des Schistes lustrés à l'Est et sur le désert des Agriates, au Nord. Quant au Nebbio, il ne concerne pas seulement la nappe et sa couverture miocène, mais il se prolonge vers le Sud jusqu'à Murato.

La « Balagne sédimentaire » des géologues recouvre le secteur compris entre la basse vallée de l'Asco et la mer, et qui est bordé à l'Est par le massif du Tenda, au Sud-Ouest par le massif du Cinto, et au Sud par la vallée du Campo alla Bataglia ; elle s'ouvre vers Ponte-Leccia et, de là, sur la « dépression centrale » (Simi, 1981). C'est une région homogène de collines aux formes arrondies et d'altitude peu élevée, le plus souvent inférieure à 1 000 m.

Cette unité régionale cache cependant la nature très variée de son sous-sol : gneiss et granites à l'Ouest et terrains sédimentaires et nappe à matériel ophiolitique à l'Est.

Leur morphologie contrastée oppose le Tenda, aux crêtes découpées, à la Balagne, au modelé plus doux. Cet antagonisme est renforcé par le caractère asymétrique de la morphologie du massif granitique qui montre, sur le versant oriental, une pente modérée et humide, tandis que le versant occidental est plus abrupt et plus sec. Son piémont est drapé par un glacis de blocs hétérométriques de protogine emballés dans une matrice arkosique provenant du démantèlement des arènes et des chaos granitiques du versant. Dominant la Balagne à l'Est, et séparé de cette dernière par une limite faillée quasi-rectiligne, le massif granitique détermine un relief élevé, couronné par une ligne de crêtes dépassant 1 000 m sur plus de 12 km du Nord au Sud et qui culmine à 1 535 m au Monte Astu.

Le domaine des Schistes lustrés s'étend sur toute la partie orientale de la feuille, de la région de Saint-Florent jusqu'à l'Est de Ponte-Leccia. Au Sud, les Schistes lustrés sont profondément entaillés par la vallée du Golo. Au Nord, d'imposantes masses de gabbros et serpentinites déterminent des zones à fort relief, alignées grossièrement N 20° à N 30°. Une première zone culmine à la Cima a u Spazzolu (1 234 m) et une seconde, un peu plus au Nord-Ouest, culmine au rocher de

Pietrapolo (1 104 m). Entre ces sommets, des reliefs moins marqués correspondent à du matériel sédimentaire métamorphique.

Cette disposition correspond au découpage structural d'un vaste ensemble comprenant des ophiolites, responsables des forts reliefs, et leur couverture de formations métasédimentaires plus tendres, donnant les reliefs plus mous.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La coupure permet d'embrasser pratiquement tous les témoins de l'histoire géologique de la Corse. En effet, on peut y observer, disposées en bandes méridiennes, les principales unités hercyniennes et alpines, de l'Ouest vers l'Est :

- les formations métamorphiques mésozonales à structuration hercynienne de Belgodere, recoupées par les intrusions successives de granites et surmontées en transgression par l'Éocène qui forme le substratum de la synforme des nappes de Balagne ;
- l'antiforme du massif volcano-plutonique calco-alkalin hercynien du Tenda et son encaissant métamorphique à structuration pré-hercynienne, l'ensemble étant affecté par la tectonique alpine ;
- la nappe des Schistes lustrés, qui comprend un ensemble ophiolitique jurassique, et sa couverture sédimentaire, ainsi que des écaillés de socle hercynien tectoniquement associées ;
- et enfin, en position tout à fait supérieure, la synforme occupée par l'Allochtone non métamorphique du Nebbio dont la mise en place est cachetée par le dépôt des formations miocènes de Saint-Florent.

Ce découpage résulte principalement d'une succession de déformations alpines dont le dénombrement et les caractéristiques seront exposées plus loin (§. «Évolution tectono-métamorphique»). On distinguera un Autochtone à matériel continental, constitué par le batho-lite hercynien, un Autochtone relatif (parautochtone) et un ensemble de formations allochtones. Ces dernières seront décrites en fonction de leur composition et de leur place paléogéographique présumée par rapport à la transition continent - océan ligure (domaine continental, zone de marge, domaine océanique).

TRAVAUX ANTÉRIEURS ET CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Travaux antérieurs et historique

L'emprise de la coupure Santo-Pietro-di-Tenda à 1/50 000 recouvre à peu près la partie sud-ouest de la carte géologique Bastia à 1/80000, œuvre d'Eugène Maury (1908 b), qui est restée, pendant tout le XX^e siècle,

le seul document cartographique synthétique couvrant l'ensemble de la région.

Le batholite s.s., son encaissant et sa couverture ; le massif du Tenda

L'historique des contributions thématiques et cartographiques concernant le massif du Tenda, et en particulier sa partie septentrionale, est détaillé dans la notice de la carte Saint-Florent. En ce qui concerne plus particulièrement la zone centrale et méridionale, H. Varenkamp (1957) découvre et cartographie les contours du massif hercynien de gabbro-diorite autour du col de Tenda ainsi que les formations conglomératiques du Monte Astu. Il en fournit de bons contours, mais ne s'attache ni à la distinction cartographique des granites ni à celle des déformations qui les affectent. Il est le premier auteur, avec H.A. Brouwer et C.G. Egeler (1952), à y décrire les effets du métamorphisme alpin. R. Delcey et A. Meunier (1966), dans le cadre du lever de la seconde édition de la feuille Bastia à 1/80 000 (qui n'a pas été imprimée ; Routhier, 1966), lèvent la première carte, qui offre une vue structurale d'ensemble du massif, et définissent les contours des grandes unités. Ils attribuent, toutefois, une trop grande extension aux formations volcano-sédimentaires permienes, en y assimilant (Routhier et Meunier, 1962) une partie des granites affectés par des zones de déformation ductile. J.-R. Quin (1969) remarque la présence de granites alcalins dans les aiguilles de Popolasca. M. Bonnal (1972) définit et donne les contours de l'unité volcano-sédimentaire du Chierchiu et des cornéennes affleurant depuis Urtaca jusqu'au Chier-chiu.

M. Mattauer et M. Proust (1975, 1976) font de la Corse alpine une zone à métamorphisme de haute pression à glaucophane développée à la fois dans les Schistes lustrés et dans l'Autochtone. Ils interprètent la présence d'une schistosité S1 à pendage est et de linéations de type «a», contemporaines du métamorphisme de haute pression, comme résultant d'une subduction sialique de la Corse cristalline sous la masse obductée des nappes à matériel océanique.

P.-J. Vellutini (1977) identifie une caldeira dans le complexe permien du Monte Cinto. À la suite de R. Teichmüller et G. Selzer (1931), il trouve dans le bassin de Mausoleo des flores stéphaniennes. P. Palagi et *al.* (1985) montrent l'existence d'un complexe leptyno-amphibolique au sein du socle métamorphique de Belgodere et donnent une carte de cet ensemble. D. Laporte (1987) cartographie les granites calco-alcalins Mg-K affleurant sur la bordure nord-ouest de la coupure. M. Jacquet (1983) montre qu'au sein des granites du Tenda, les mêmes distinctions peuvent être effectuées que dans ceux du batholite occidental. C. Jourdan (1988) étudie les accidents et la déformation dans le Tenda et en Balagne. E. Égal (1989) propose une description synthétique des structures de l'Éocène, à l'échelle de la Corse, et de leurs relations, d'une part, avec la déformation alpine du soubassement

hercynien autochtone et, d'autre part, avec les structures des nappes alpines.

La cartographie du massif du Tenda a amené à mieux préciser la connaissance des phénomènes hercyniens et alpins. Ainsi, une paléo-chambre magmatique a-t-elle été reconnue dans le complexe mafique-ultramafique du Tenda et sa structure détaillée (Ohnenstetter et Rossi, 1985), les relations entre volcanisme et plutonisme calco-alkalin mises en évidence (Rossi et *al.*, 1993). Pour ce qui est des phénomènes alpins, la cartographie des zones de déformation ductile contribue à mettre en évidence le caractère hétérogène des déformations.

Les nappes « supérieures » : Balagne et Nebbio

La Balagne sédimentaire (ou Haute-Balagne) a longtemps été qualifiée de « Bassin de Novella - (Castifao) ». Ce secteur de la Corse alpine est l'un des plus étudiés ou, du moins, commentés, de toute l'île. Mais son analyse, qui montre son extraordinaire complexité, et la compréhension de sa signification géodynamique ont demandé un temps considérable, où l'on voit se succéder de multiples interprétations, que l'on peut décomposer en quatre périodes principales :

- 1) premières données géologiques (1850 à 1905) ;
- 2) introduction et développement de la notion de charriages (1905 à 1939) ;
- 3) réaction autochtoniste enracinant sur place les structures (1960), tout en développant la connaissance stratigraphique ;
- 4) individualisation d'une «Nappe de Balagne» reposant sur un anneau d'Éocène autochtone, appuyée par des cartographies détaillées.

L'historique des recherches qui ont conduit à la représentation des nappes de Balagne et du Nebbio, adoptée dans la présente carte à 1/50000, est détaillé au chapitre « Documentation complémentaire : Les unités allochtones du Nebbio ».

La nappe des Schistes lustrés

Dans les années 50, les travaux des géologues hollandais soulignent l'importance du « métamorphisme à glaucophane » dans la nappe des Schistes lustrés et au niveau de la bordure orientale du massif du Tenda (Egeler, 1956 ; Brouwer et Egeler, 1952 ; Stam, 1952 ; Varenkamp, 1957). Ces travaux et les études réalisées ultérieurement (Autran, 1964 ; Couturié, 1964 ; Lahondère, 1967 ; Franconi, 1967 ; Essene, 1969 ; Lachapagne, 1970 ; Lenck, 1970) permettent l'élaboration des premières cartes de répartition des minéraux du métamorphisme alpin (Amaudric du Chaffaut et *al.*, 1976 ; Amaudric du Chaffaut et Saliot, 1979) qui montrent, notamment, que les Schistes lustrés n'ont pas subi partout les mêmes évolutions métamorphiques. Cependant, l'exploitation de toutes ces données restera longtemps

limitée du fait de leur relative dispersion et de la méconnaissance de l'organisation structurale de l'édifice des Schistes lustrés.

Les années 70 et 80 voient de nombreux chercheurs s'intéresser à la Corse alpine. Leurs travaux conduisent à la caractérisation de plusieurs séries lithostratigraphiques au sein de l'ensemble des Schistes lustrés : série supra-ophiolitique de l'Inzecca (Amaudric du Chaffaut et *al.*, 1972), série de la Castagniccia (Delcey, 1974), série supra-ophiolitique de Rospigliani (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1979) et série interprétée « conflictuellement » de Santo-Pietro-di-Tenda (Delcey, 1974 ; Caron et Delcey, 1979 ; Caron et *al.*, 1979 ; Lahondère, 1981, 1983 ; Faure et Malavieille, 1981 ; Warburton, 1983). Les roches ophiolitiques sont étudiées en détail (Ohnenstetter et *al.*, 1975 ; Ohnenstetter, 1979) et localement datées (Beccaluva et *al.*, 1981 ; Ohnenstetter et *al.*, 1981). Dans le même temps, des analyses structurales détaillées sont réalisées dans plusieurs secteurs alpins, notamment la bordure orientale du massif du Tenda et le secteur du Pigno-Olivaccio (Faure et Malavieille, 1981 ; Mattauer et *al.*, 1981 ; Jacquet, 1983). Cette brusque accumulation de connaissances ne sera pas sans effets « contraires », traduits très rapidement par la présentation de scénarios géodynamiques contradictoires (Mattauer et Proust, 1975 a,b ; Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975 ; Caron, 1977). Dans le Cap Corse, le lever des feuilles Bastia, puis Luri, permet la caractérisation des principales unités structurales (Lahondère, 1983 ; J.-C. Lahondère et D. Lahondère, 1988). Plusieurs travaux sont ensuite publiés d'une manière presque simultanée sur l'évolution tectono-métamorphique de l'Éocène en Corse (Counas, 1986 ; Égal et Caron, 1988, 1989), de la Balagne et du massif du Tenda (Jourdan, 1988) ainsi que de celle des unités alpines externes (Bézert et Caby, 1988 ; Bézert, 1990). Les nappes à matériel sédimentaire supra-Schistes lustrés ne sont pas oubliées (Lluch, 1989), ni les unités internes à matériel gneissique (Lahondère, 1988 ; Lahondère et Caby, 1989 ; Lahondère, 1992). Les contributions les plus récentes sont relatives à la caractérisation d'une phase d'extension tardive, réutilisant dans certains cas les contacts symmétamorphiques précoces (Jolivet et *al.*, 1990, 1991 ; Fournier et *al.*, 1991 ; Daniel et *al.*, 1996). Les épisodes métamorphiques sont datés pour les plus précoces (éclogitiques) à 84 ± 5 Ma (Nd/Sm ; Lahondère et Guerrot, 1997) ; ils peuvent être mis en relation avec la subduction de l'océan ligure sous la plaque européenne dans un contexte de décrochement senestre (Lahondère, 1991 ; Marroni et Treves, 1998). Sur une zone de déformation ductile à l'Est du massif du Tenda, les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar entre $34,9 \pm 0,4$ et $25,2 \pm 0,2$ Ma, obtenus sur phengites (Brunet et *ai.*, 2000), sont interprétés comme ceux du rejeu extensif de zones de cisaillement ductiles réactivées lors de l'initiation du rifting ligure.

Une zonation remarquable des âges de traces de fission (TF) sur apatites (Jakni et *al.*, 2000), avec un rajeunissement du Sud-Ouest vers le Nord-Est de l'île, révèle l'existence de deux épisodes de refroidissements majeurs datés respectivement entre 26 et 20 Ma et entre 18 et 10 Ma (Jakni et *al.*, 2000). Ces événements correspondent à des

dénudations en liaison avec, d'une part, le rifting liguro-provençal oligo-miocène, et, d'autre part, avec l'extension tyrrhénienne miocène. Dans la zone de cisaillement, qui borde la marge orientale du massif du Tenda, les âges TF indiquent que le massif était en cours de dénudation dès 21 Ma. Des âges plus jeunes rendent compte de la structuration dans le domaine fragile pendant la période 18-16 Ma, synchrone du dépôt d'une partie des séries miocènes des bassins de Saint-Florent, Francardo, de la plaine orientale etc.. Dans le massif du Tenda, le passage sous l'isotherme 60°-120 °C est intervenu dès 23 ± 1 Ma et s'est poursuivi jusqu'à $16,4 \pm 1$ Ma, au moins.

Le Miocène post-nappes de Saint-Florent

Les premières esquisses géologiques de la Corse (Reynaud, 1833) figuraient déjà la présence, dans la région de Saint-Florent, de formations calcaires. D. Hollande (1877) distingue des formations burdigaliennes, à la base, et helvétiques, au sommet. E. Maury (1908) cartographie en outre, sur la feuille Bastia à 1/80 000, le Miocène de la butte de Carbuanaia et lui attribue aussi des formations de cailloutis alentour, affleurant dans de mauvaises conditions. F. Orszag-Sperber (1978) rapporte l'ensemble du bassin miocène au Burdigalien supérieur - Langhien.

L. Jolivet et *al.* (1991) estiment que la bordure ouest des calcaires miocènes est recoupée par une grande faille listrique normale à pendage est. Un tel accident n'a toutefois pu être mis en évidence lors des levés pour l'établissement de la carte. En outre, la présence des dépôts de la butte de Carbuanaia indique que toute éventuelle discontinuité majeure post-miocène ne peut se trouver qu'à l'Ouest de cet affleurement.

Moyens et méthodes de la cartographie, choix des objets

En domaine granitique

L'identification des différentes unités de granites et de roches basiques hercyniennes a été fondée sur la reconnaissance sur le terrain des différents types pétrographiques, décrits dans le reste du batholite, ainsi que des structures piano-linéaires anté-solidus qui permettent de restituer l'architecture interne primitive des plutons. En dehors des zones de très forte déformation alpine, la nature originelle des types pétrographiques des granitoïdes et des roches mafiques-ultramafiques, qui constituent les différentes unités intrusives, ainsi que le champ filonien, sont le plus souvent aisément discernables. La cartographie des déformations post-solidus, ductiles et cassantes, d'âge alpin, dans les granitoïdes, a été conduite en discriminant sur le terrain :

- des roches non à peu déformées (altération en chaos de boules (comme au refuge de Prunicu, en amont de Lama), avec « verdissement » peu prononcé. Au microscope : légère ondulation du quartz, amphibole, biotite et plagioclase calcique pouvant encore être stables ;

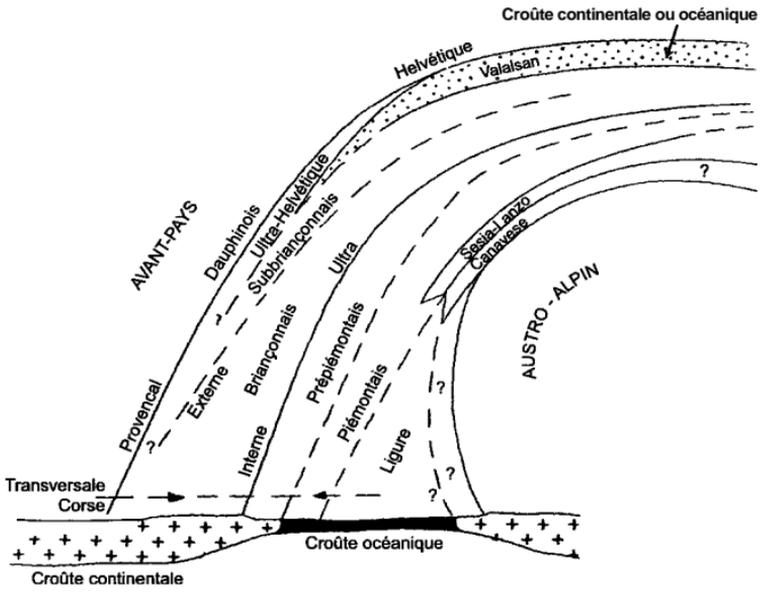


Fig. 2 - Schéma paléogéographique hypothétique des Alpes orientales et centrales au Jurassique moyen - supérieur (d'après Dal Piaz et al., 1977)

- des roches ayant subi une déformation ductile de faible intensité et dont les éléments structuraux sont aisément mesurables (protogine des auteurs). Sur la carte, la trace en plan de la foliation composite est traduite par des lignes rouges dont la densité est proportionnelle à l'intensité de la déformation. La linéation est définie par la disposition des minéraux comme le quartz en bandes, les micas (chlorites et phen-gites) et localement l'amphibole bleue ;
- des zones de déformation ductiles (à amphibole bleue - crossite - fréquente) qui délimitent des unités au sein desquelles l'intensité de la déformation est très forte.

Le métamorphisme de la plupart des zones qui ont subi une déformation ductile sensible est le plus généralement du type schistes verts à pumpellyite, chlorite, phengite, stilpnomélane (Brouwer, 1957 ; Saliot et Carron, 1971).

En domaine de nappes

Dans le massif de roches vertes de Balagne, la cartographie détaillée des gabbros et des dolérites au sein des laves a permis à J.-P. Baud (1975) de tracer une carte structurale au toit des gabbros du complexe ophiolitique.

Les principales formations sédimentaires ont pu être datées grâce à la découverte de microfaunes, suite à des recherches systématiques et opiniâtres qui se sont déroulées sur plus d'une quarantaine d'années, préalablement à cette édition, et qui continuent de se poursuivre, les formations étant bien souvent peu fertiles. Les points de datation demeurent épars et demanderaient à être encore densifiés.

Au sein de la nappe des Schistes lustrés, les principales unités ont été distinguées les unes des autres par leur caractère lithopétrographique, leur évolution tectono-métamorphique et leur position structurale au sein de l'édifice. Des unités à matériel océanique et/ou continental plus ou moins profondes et métamorphiques ont ainsi été caractérisées (fig. 1)*. Les unités ainsi définies ont été replacées dans le paléodomaine alpin en fonction de leur position par rapport au continent et à l'océan ligure (fig. 2). La coupe de la paléomarge corse de l'océan ligure au Jurassique montre de fortes analogies avec celle de la marge actuelle de Galice, telle qu'elle est restituée d'après Boillot et Coulon(1998).

, Les contacts majeurs de nappes, limitant les différentes unités tectoniques, ont été figurés en traits plus épais afin de les distinguer des contacts tectoniques mineurs. En effet, pratiquement tous les contacts entre formations sont des contacts par failles de cisaillement.

* La figure 1 est le schéma structural de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, inséré en dépliant à la fin de ce livret.

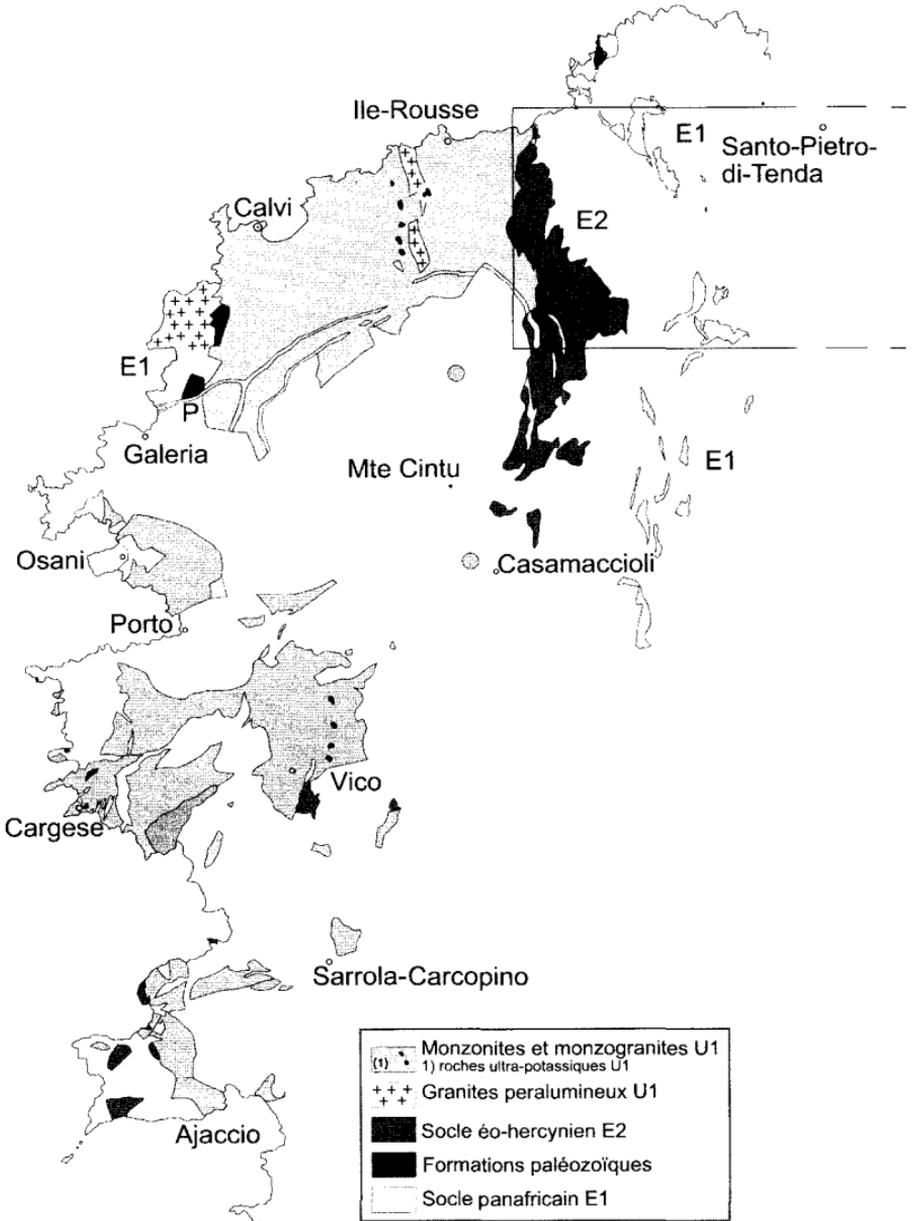


Fig. 3 - Localisation des socles panafricain E1 et éo-hercynien E2 et extension des intrusions Mg-K U2

DESCRIPTION DES ENSEMBLES STRUCTURAUX

AUTOCHTONE ET ARAUTOCHTONE

Les formations de l'encaissant du batholite

Les témoins de socle métamorphique anté-batholitique affleurent dans la partie occidentale de la coupure et sont constitués par le complexe E2 des gneiss de Belgodere et, sur tout le pourtour du massif du Tenda, par des micaschistes et amphibolites panafricains E1 qui supportent localement des restes d'une série paléozoïque attribuable à l'Ordovicien - Silurien. Ces deux types de socle s'opposent donc à la fois par leur âge de structuration et par leur degré de métamorphisme (fig. 3).

Les gneiss de Belgodere sont constitués par un ensemble de formations ortho- et paradérivées affectées par un métamorphisme de type amphibolite, avec des reliques éclogitiques éohercyniennes.

En revanche, les micaschistes et amphibolites épimétamorphiques polydéformés, qui constituent l'encaissant des massifs du Tenda et de la marge orientale de celui de Popolasca, sont comparables à ceux du compartiment de l'Argentella (feuille Galeria) où ils sont surmontés, en discordance, par une série conglomératique ordovicienne puis par une série de schistes d'âge ordovicien terminal à silurien moyen.

Les formations qui surmontent les micaschistes sur le rebord méridional du Tenda, près de la Fontaine d'Olmiccia, peuvent être comparées aux conglomérats ordoviciens et aux schistes ashgilliens de ce compartiment de l'Argentella.

Le «collage» de ces deux ensembles E1 et E2 précède ou accompagne la mise en place des granite U1 calco-alcalins magnésio-potas-siques du batholite.

Le batholite permo-carbonifère

Mg-K U1. **Le plutonisme.** Les intrusions U1 affleurent sur la bordure occidentale de la feuille au contact du complexe métamorphique mésozonal de Belgodere (fig. 3). On peut observer plus à l'Ouest (feuille Calvi) que les granitoïdes U1 sont intrusifs, vers 340 Ma, dans les gneiss de Belgodere alors anatectiques, leur mise en place se déroulant dans des conditions de pression estimées à 5-6 kbar (Laporte et *al.*, 1991).

U2. **Les formations du magmatisme calco-alcalin composite.** Elles n'affleurent largement, dans le cadre de la coupure Santo-Pietro-di-Tenda, que dans le massif du Tenda dont elles forment la quasi-totalité. Ce massif, dans son état actuel, permet d'analyser la géométrie globale des phénomènes hercyniens, celle-ci n'étant pas trop perturbée

par les événements alpins, dont on verra plus loin que les effets restent surtout localisés le long de zones de déformation majeures.

Le dénivelé d'environ 1 500 m, entre le niveau de la mer et la crête sommitale, permet de réaliser une observation en trois dimensions du massif qui apparaît ainsi, à son niveau d'érosion actuel, tel un dôme, partiellement dégagé de son encaissant - micaschistes et cornéennes - qui affleure encore sur une grande partie de son pourtour et à son toit (fig. 1, hors-texte). Ces conditions d'affleurement permettent en outre, de façon exceptionnelle, de reconstituer les différentes parties d'une paléochambre magmatique mafique-ultramafique (Ohnenstetter et Rossi, 1985) dans la zone centrale du massif et, d'autre part, de mettre en évidence les relations entre volcanisme et plutonisme acide calco-alcalin dans la partie septentrionale. En effet, on peut observer, dans le compartiment du Chierchiu, à Malfalco, l'intrusion subvolcanique de granodiorites dans des volcanites dacitiques, l'ensemble étant recoupé par les leucomonzogranites (Rossi et *al.*, 1993). Dans le compartiment de Cima a Forca, R. Delcey et R. Meunier (1966) avaient entrevu le caractère subvolcanique des leucomonzogranites. Le caractère superficiel de cette mise en place est bien mis en évidence dans la Formation volcano-sédimentaire (FVS) dacitique du Chierchiu qui est recoupée par des veines de ces leucomonzogranites. Les FVS, qui affleurent à la marge orientale du batholite, ont été reconnues depuis Castifao, au Nord, jusqu'à Corte. À Castifao, elles reposent sur les formations du socle métamorphique E2. Entre Corte et Ponte-Leccia (feuille Corte), les unités prépiémontaises comportent de puissantes projections acides, localement (Prato di Ghjuvelina) surmontées de Trias. La composition pétrographique et géochimique de ces diverses FVS est celle de dacites à rhyodacites ; elle est très comparable à celle de la Formation du Chierchiu, et conduit à ranger ces FVS de la marge du batholite au sein d'un même ensemble calco-alcalin. Les conditions de dépôt, ainsi que les caractères pétrographiques et géochimiques de ces FVS calco-alcalines, permettent de les identifier aux nappes ignimbritiques calco-alcalines du Cinto (« premier cycle » de P. Vellutini, 1977). Le dispositif structural varisque original peut donc être reconstitué selon le schéma suivant :

- les formations volcaniques calco-alcalines représentent un étage supérieur ;
- les intrusions granitiques et mafiques U2 représentent un étage inférieur ;
- le système filonien représente, dans cette hypothèse, les dykes d'alimentation faisant correspondre les plutons et leurs équivalents éruptifs.

Les terrains sédimentaires syn-mise en place du batholite

Cette formation, essentiellement conglomératique - définie à Solche (feuille Saint-Florent) dans les Agriates (Rossi et *al.*, 1991) au Nord-Ouest

du Tenda - a été identifiée dans divers affleurements de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda et jusqu'au Sud du Golo, où la Formation de Fonde Fuata (feuille Corte) pourrait être équivalente. Les conglomérats de la Formation de Solche renferment des galets de granites U1 (autour de 340 Ma) et sont métamorphisés par les granites U3 du complexe de Popolasca, datés autour de 290 Ma, ce qui - compte tenu de la profondeur probable de mise en place des intrusions de granites U1 les plus profondes (5 à 6 kbar) - conduit à estimer la remontée et la dénudation du bâti à une vingtaine de kilomètres durant un intervalle maximum d'environ 40 Ma.

Les formations VS (U2) stéphano-permiennes

Les formations stéphano-permiennes sont disposées selon des bandes subméridiennes. La première, d'Asco à Mausoleo, affleure le long de la marge interne (Ouest) du grand filon annulaire du Cinto, à la limite des volcanites alcalines, où l'effondrement de la caldeira les a préservées de l'érosion. La deuxième va du Sud de Moltifao jusqu'au Nord de Castifao. La troisième constitue la Formation du Chierchiu au Nord-Ouest du Tenda. Elles sont formées de puissantes formations vol-cano-sédimentaires au sein desquelles alternent des conglomérats, grès et pélites schisteuses.

Le volcano-plutonisme alcalin U3

Les manifestations du magmatisme alcalin U3 sont représentées, sur cette feuille, par l'extrémité nord-est de la caldeira du Monte Cinto, ceinturée par un système de filons annulaires microgranitiques et par la terminaison septentrionale du complexe hypersolvus métalumineux de Popolasca.

La couverture du Tenda et de l'Autochtone

En Balagne, subsiste un mince témoin, tronqué à sa partie supérieure, du tégument triasique du batholite (Peybernès et *al.*, 1989). Il affleure à 1 km au Sud-Ouest de la Cima di u Pallu, au « Rocher Pilger » (dénomination de P. Routhier [1956] pour désigner l'affleurement de son découvreur). Il comporte, au-dessus d'une pellicule de grès scythiens, une assise carbonatée, puissante de 20 à 30 m, qui a fourni à sa base une microfaune ladino(?) -carnienne. De petits affleurements (quelques dam²) de calcaires clairs à patine blanche, à l'Ouest de Ponte Rossu et au Nord-Est du Monte Astu, sont les seuls témoins de l'ancienne couverture jurassique du Tenda. Enfin, les conglomérats du Monte Reghja di Pozzu (Éocène probable) et ceux du substratum de la Nappe de Balagne appartiennent à un même ensemble qui recouvrait la marge continentale avant la mise en place de la nappe des Schistes lustrés.

AUTOCHTONE DU TENDA

Les formations du Tenda occidental et central

A l'Est de la Balagne, les granitoïdes hercyniens et leur encaissant, qui forment le massif du Tenda, ont enregistré, durant l'orogénèse alpine, une déformation ductile hétérogène dans le faciès des Schistes verts. Dans les granites, la déformation finie est souvent hétérogène et se traduit par l'existence de domaines peu à légèrement déformés, limités par des zones de cisaillement ductile synschisteuses. Dans ces zones, les granitoïdes sont entièrement orthogneissifiés, et la déformation pénétrative y est homogène. Au sein des compartiments limités par ces zones de cisaillement, la déformation peut être peu sensible - simplement marquée par une rétro-morphose (« verdissement ») ou l'acquisition d'une foliation fruste (protogine des auteurs) - voire quasi-absente, et les traces métamorphiques alpines peu marquées.

Les couloirs de déformation majeure sont localisés dans la zone de déformation ductile anastomosée qui va de Pietralba vers Santo-Pietro-di-Tenda et vers Casta, ainsi que le long du contact avec le domaine des « Schistes lustrés ». Ils délimitent les unités décrites ci-dessous, en allant de l'Ouest vers l'Est (fig. 1, hors-texte).

Compartiment de Cima a Forca

Situé au Nord-Ouest du Tenda et inséré entre deux fractures se rejoignant vers le sud (Delcey et Meunier, 1966), ce compartiment comprend un ensemble de micaschistes panafricains (Rossi et *al.*, 1995) surmonté en discordance par des conglomérats du Carbonifère supérieur. Les leucomonzogranites de Cima a Forca injectent et métamorphisent les formations précédentes et sont recouverts par une formation grés-conglomératique d'âge éocène probable. Ce compartiment chevauche vers l'Est la formation volcano-sédimentaire du Chierchiu (compartiment de Lama - Monte Genova) par l'intermédiaire d'un contact incliné d'environ 50° vers l'Ouest. La déformation alpine dans le compartiment est relativement faible et principalement de type fragile.

Compartiment de Lama - Monte Genova

Ce compartiment est constitué de granodiorites (Lama), de leucomonzogranites (Monte Genova, sur la feuille Saint-Florent), de témoins de leur encaissant micaschisteux et de formations volcano-sédimentaires stéphanopermiennes (Chierchiu). Il est surmonté par le compartiment de Casta - Monte Astu par l'intermédiaire d'une zone de cisaillement ductile faiblement inclinée vers le Sud-Est et dans laquelle de nombreux panneaux d'encaissant (micaschistes) sont incorporés (Cima a Muzzelli).

Compartiment de Casta - Monte Astu

Il montre une série d'écaillés en duplex tectoniquement au-dessus du

contact majeur alpin le séparant, à l'Ouest, de l'Unité de Lama - Monte Genova. À l'Ouest de Casta, la géométrie de ce contact est perturbée par l'existence d'ondulations tardives. Ce compartiment, constitué de granitoïdes, est armé par un complexe basique-ultrabasique, l'ensemble étant localement recouvert en transgression par des formations d'âge triasique à crétacé supérieur - éocène. Il se suit depuis le Sud du Tenda jusqu'au Nord-Ouest de Saint-Florent. Compartimenté en plusieurs panneaux mis en contact par des discontinuités d'importance mineure, il est en général directement chevauché par la nappe des « Schistes lustrés à ophiolites ». Sa bordure sud-orientale est fortement mylonitique.

Ecaille du Monte Buggiellone (toponyme correct : Buccentone, « grosse voix » ou écho)

Le compartiment du Monte Astu est chevauché par une écaille granitique et sa couverture conglomératique, impliquée dans le charriage des lames ophiolitiques (*cf.* coupe). Les leucomonzogranites ortho-gneissifiés et les stocks dispersés et très déformés de roches mafiques, observés dans cette écaille, sont issus d'un matériel comparable à celui du Tenda. Sa structure est analysée dans le paragraphe suivant.

La marge orientale, le contact avec les Schistes lustrés

Sur le revers oriental du Tenda, le socle continental est tectonique-ment écaillé avec les formations océaniques. Entre le Monte Astu et le domaine des Schistes lustrés, selon une série de coupes orientée SE-NW (fig. 4), des niveaux métaconglomératiques reposant sur des méta-granites peuvent être recoupés jusqu'à quatre fois. Cette superposition résulte d'un écaillage du bord oriental du Tenda. On peut distinguer les unités I, II, III et IV (disposées originellement de l'Ouest vers l'Est), superposées et limitées par des discontinuités tectoniques, de la plus profonde (I) à la plus haute (IV).

Les unités I et III correspondent au socle du Tenda (Autochtone relatif). Ces deux unités comprennent, en couverture originale des méta-granites, des métaconglomérats (d'âge éocène probable) remaniant des galets de granite et de dolomie triasique. Dans l'unité III, des niveaux de dolomie sont parfois intercalés entre les conglomérats et leur sub-stratum granitique.

Les unités II et IV sont, lithologiquement, identiques aux précédentes, mais elles sont, de plus, surmontées tectoniquement par une couverture de metabasaltes du complexe ophiolitique jurassique.

L'ensemble de ces superpositions résulte d'une succession d'écaillages, à vergence ouest, qui se sont déroulés en plusieurs stades :

- en premier lieu, l'obduction de la nappe des ophiolites sur la marge continentale a recouvert le substratum granitique des unités II et IV et sa couverture conglomératique, d'une couverture de metabasaltes ;

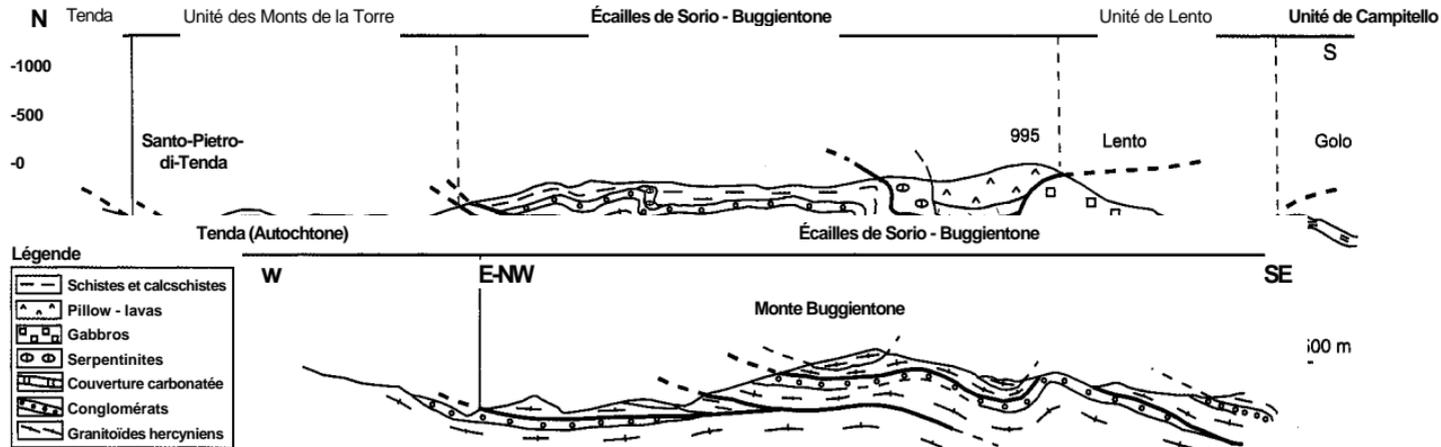


Fig. 4 - Coupes sur le rebord oriental du Tenda

- le premier stade a conduit les unités à metabasaltes (II-IV), à chevaucher les unités (I et III) ;
- lors du second stade, un contact cisailant a amené les unités III-IV à chevaucher les unités I-II.

La bande de gneiss qui affleure à Sorio (gneiss de Sorio) prolonge l'ensemble supérieur (IV), vers le Nord-Est, et le massif du Monte Buggientone le prolonge vers le Sud-Ouest.

Deux couples d'unités (fig. 4) peuvent être regroupés :

- le couple inférieur (I-II), surmonté par les metabasaltes qui affleurent autour de Santo-Pietro-di-Tenda jusqu'au Monte di Pero, à l'Ouest ;
- le couple supérieur (III-IV), comprenant les formations à granitoïdes de Sorio et du Monte Buggientone, surmonté par les metabasaltes de Pieve.

La nature du socle métagranitique et de sa couverture ne diffère pas sensiblement d'une écaille à l'autre. Les métagranites sont identiques à ceux qui ont été décrits au sein du massif du Tenda et à ceux de l'association calco-alcaline composite du batholite. En revanche, ils accusent, le plus souvent, une forte déformation ductile. La couverture sédimentaire est analogue à celle qui est connue sur le revers oriental du batholite corse : on y rencontre des lambeaux de quartzites et de calcaires dolomitiques du Trias, surmontés par des formations conglomératiques rapportées au Crétacé supérieur - Éocène.

L'Unité de Sorio-Buggientone, qui résulte de cet écaillage à vergence ouest du socle granitique, est située dans le prolongement du couple supérieur (III-IV) ; elle se suit en direction du Nebbio, où elle est ployée en synclinal d'axe N20° dans la vallée de l'Aliso. Sur chacun des flancs, on retrouve des affleurements de socle disjoints : à l'Ouest, ceux de San Gavino, et, plus au Nord, ceux de Bocca a Ghiunca, qui se perdent vers Chioso Novo, tandis qu'à l'Est, on les suit jusqu'à Santo-Pietro-Vecchio.

Vers le Sud, les affleurements de Sorio se situent dans le prolongement du massif du Buggientone. Le contact pourrait passer vers la cote 1 026, puis il se perd en arrivant sous le Monte Santo Angelo ; il réapparaît sur le versant sud du Tenda où la zone de contact, dépourvue ici de matériel granitique, limite deux ensembles d'unités ophiolitiques : les unités ligure inférieures et l'unité trondhjémite.

Localement, au-dessous de Sorio, les gneiss sont clairement des métagranites. De même, sous le Monte Buggientone, des métagabbros sont associés aux métagranites. Ailleurs, et notamment lorsque l'on se rapproche du Nebbio, les gneiss semblent dériver de la déformation ductile de conglomérats à galets granitiques.

ALLOCHTONE

Il rassemble :

- a) des unités provenant du découpage de terrains de la marge corse (socle et couverture mésozoïque à éocène), aujourd'hui totalement coupées de leurs zones originelles. Parmi ces unités, certaines sont d'appartenance prépiémontaise (zone «d'écaillés» à la base de la Nappe de Balagne ; Unité inférieure du Nebbio), d'autres sont d'appartenance piémontaise (nappe du bas-Ostriconi, écaïlle de Falconaia au Sud du Tenda). Sauf cette dernière, examinée à part (§ « Les unités piémontaises »), les autres unités, situées soit en Balagne, soit dans le Nebbio, seront décrites (§ « L'Allochtone en superstructure de Balagne et du Nebbio ») avec les nappes ophiolitiques non métamorphiques ;
- b) des unités, à matériel principalement océanique (§ « L'Allochtone en superstructure de Balagne et du Nebbio »), à base ophiolitique, qui ont échappé aux événements tectono-métamorphiques alpins et sont en position structurale haute (Nappe de Balagne, unités de la Mortola et des Tramonti, dans le Nebbio) ;
- c) des unités ophiolitiques (§ « Le domaine des Schistes lustrés ») à métamorphisme HP-BT (« nappe des Schistes lustrés »), dont certaines englobent des panneaux de « socle cristallin » anté-mésozoïque (zone de passage entre le socle continental et l'océan jurassique), engagés dans les structures des Schistes lustrés proprement dits (domaine océanique).

La reconstitution de l'ensemble du domaine de la paléomarge est décrite selon la terminologie alpine (Dal Piaz et *al*, 1977 ; Durand-Delga, 1984). Elle est adoptée par tous les auteurs. En revanche, le consensus n'est pas réalisé en ce qui concerne la position paléogéographique des unités à matériel cristallin incluses dans la nappe des Schistes lustrés. Leur position originelle, au Mésozoïque, est discutée. Pour certains (Durand-Delga, 1984), ils proviennent du découpage de la marge corse autochtone ; pour d'autres (D. Lahondère, 1991), le bassin océanique balano-ligure, énorme déchirure à travers la marge s'ouvrant vers le Nord, isolait un morceau de continent, le Massif Cristallin Bastiais (MCB), dont le raccord avec le batholite, vers le Sud, demeure imprécis.

Les unités piémontaises

La principale unité piémontaise est la nappe du bas-Ostriconi, au Nord de la Balagne (*cf.* § « L'Allochtone en superstructure de Balagne et du Nebbio »). Elle est essentiellement constituée par un flysch calcaireux d'âge crétacé supérieur, semblable au flysch de Tralonca de la Nappe de Santa-Lucia (feuille Corte).

L'écaïlle de Falconaia, située à la terminaison sud du Tenda, au-dessus de la confluence entre Asco et Golo, est également considérée comme

d'appartenance piémontaise. Elle s'intercale entre le socle du Tenda (granitoïdes avec des restes de couverture triasique et éocène [?]) et l'Allochtone ophiolitique des Schistes lustrés. Cette écaïlle comporte un ensemble schisto-gréseux verdâtre qui admet des lentilles carbona-tées étirées et dérive d'une formation conglomératique (*cf.* conglomérat du Tomboni, Nappe de Santa-Lucia). Un flysch marno-gréseux, schistosé, se place au sommet des conglomérats : comparé au flysch de Tralonca (Nappe de Santa-Lucia), il affleure le long de la route de Canavaggia à Lento. Comme son substratum du Tenda, l'écaïlle de Fal-conaia a subi une empreinte métamorphique alpine.

L'Allochtone en superstructure de Balagne et du Nebbio

Dans les deux secteurs, on trouve à la fois :

- 1) des nappes à matériel ophiolitique (non métamorphique) : en Balagne, la Nappe de Balagne ; dans le Nebbio, les unités de Tramonti et de la Mortola ;
- 2) des nappes résultant de l'écaillage de la marge continentale : en Balagne, la nappe du bas-Ostriconi (Piémontais) ; dans le Nebbio, «l'unité inférieure» (Prépiémontais).

L'origine de ces nappes a été discutée : « ultra-Schistes lustrés » (austro-alpine ou insubrienne) pour M. Mattauer et F. Proust (1975) ou européenne pour M. Durand-Delga (1972, 1977). Dans ce dernier cas, elles proviendraient d'un domaine paléogéographique à rechercher entre l'Autochtone occidental et la zone des Schistes lustrés. La structure de ces nappes est complexe, leur origine et leur mode de mise en place étant encore discutés. Cependant, des arguments fondés sur la nature du détritisme continental, dans les basaltes ophiolitiques de Balagne et dans leur couverture sédimentaire jurassique, conduisent à proposer une position initiale de ces ensembles au voisinage immédiat de la croûte européenne (Durand-Delga *et al.*, 1997).

La Balagne

• Description structurale de l'Allochtone de Balagne

Ces terrains allochtones occupent, entre les méridiens de l'Ile-Rousse et du massif du Tenda, une synforme large de 5 à 8 km, s'allongeant N-S sur une vingtaine de kilomètres (fig. 5, hors-texte). Cet Allochtone, constitué essentiellement de lames d'âge mésozoïque, repose sur des sédiments éocènes, à dominante silico-clastique ; cet Éocène est transgressif sur le socle hercynien, de minuscules restes de Mésozoïque s'intercalant localement entre eux (Trias quartzitique et carbonaté du « Rocher Pilger » ; Malm d'Acouzele).

Contacts entre Allochtone et Autochtone. À l'Est, une grande fracture (faille de l'Ostriconi) sépare l'ensemble sédimentaire de

Balagne du socle hercynien du Tenda. Dirigée N160° à N170°, cette faille a un rejet vertical d'ordre kilométrique, avec un jeu horizontal probable, difficile à estimer, logiquement sénestre. Aux approches du rivage, au Nord de la Bocca d'Alzia, cet accident se divise en deux branches : l'une, occidentale, dirigée N140°, subverticale, prolonge vraiment la faille de l'Ostriconi ; l'autre, orientale, dirigée N170°, à fort plongement vers l'Ouest, pénètre dans le socle du Tenda. Elle sépare ainsi l'unité, de forme triangulaire, de la Cima a Forca (Rossi et *al.*, 1991 et 1993) du reste du massif du Tenda.

Sur sa bordure ouest, l'Allochtone de Balagne est séparé de l'Éocène autochtone par un contact anormal NNW-SSE, généralement à fort plongement est. Dans la partie sud de son tracé (de San Rocco à Moltifao, par Piana de Castifao), ce contact correspond à une zone de failles verticales N-S, qui se poursuit au Sud, en direction de Corte, par Popolasca et Castirla (« faille des cols »).

Dans la plupart des cas, la superposition de l'Allochtone sur l'Eocène autochtone (affecté de plis d'axe NNE-SSW, à l'Ouest de Palasca ; écaillé sur lui-même dans le versant de la Cima di Luda) est évidente. On peut l'observer sur la route Piana di Castifao - Toccone, immédiatement au Sud de Bocca di u Fuata. Cependant, dans beaucoup de cas, ce contact a joué en sens inverse, en faille normale à regard est : ainsi, au Sud de Palasca, en direction de la Bocca di u Pruno, voit-on les bancs gréseux du flysch éocène de l'Annunciata (imbrication inférieure de la Nappe de Balagne), d'inclinaison est, buter vers l'Ouest, par la tranche, contre le socle ancien ; de même, sur la route littorale, au Nord-Ouest de la Punta d'Arco, le contact entre Éocène autochtone et flysch sénonien allochtone (nappe du bas-Ostriconi) correspond-il à une fracture distensive à forte inclinaison est.

Au total donc, entre ces accidents qui l'encadrent à l'Est et à l'Ouest, la synforme de Balagne ébauche-t-elle l'allure d'un fossé tectonique. Celui-ci résulte de mouvements de la fin du Miocène, également responsables du ploiement global en antiforme N-S du socle du Tenda.

Au Sud, l'Allochtone de Balagne repose par un contact faiblement incliné vers le Nord, voire sub-horizontale, sur l'Éocène autochtone qui surmonte le socle granitique, de Moltifao jusqu'au Lagani. L'érosion de l'Asco, dans son cours inférieur, explique donc que plus au Sud, l'Allochtone de Balagne «parte en l'air». On retrouve cependant son homologue sur la rive sud de l'Asco, à l'Ouest et au Sud de Ponte -Leccia (feuille Corte), en particulier dans l'unité ophiolitique de Pineto-Tribbio.

Nappe du bas-Ostriconi. L'ensemble allochtone de Balagne appartient essentiellement à la nappe ophiolitifère de Balagne (voir plus loin). Au Nord, près du rivage, celle-ci est chevauchée, en direction du Sud (rétro-chevauchement post-nappe), par un compartiment formé

par la superposition : Éocène « autochtone » - nappe du bas-Ostriconi. Cette unité très particulière est recoupée par la route côtière sur 3 km, entre le Nord de la Punta d'Arco et le hameau de vacances d'Ogliastro.

Elle est essentiellement formée par un flysch péliito-grésocalcaire, longtemps considéré comme formant la partie supérieure de l'Éocène autochtone. En fait, il s'agit de Crétacé supérieur. Les faciès de ce « flysch de Narbinco » sont analogues à ceux du « flysch de Tralonca », élément de la Nappe de Santa-Lucia au Nord-Est de Corte.

Les nappes de Santa-Lucia (à puissant socle continental) et du bas-Ostriconi (dont le flysch est riche en fragments arrachés au socle continental) sont les deux principaux affleurements d'une nappe piémontaise, actuellement démembrée, dont on trouve les restes du Cap Corse (Macinaggio) jusqu'au Sud du Fium'Orbu (Piediarcio). Le matériel constituant cette nappe piémontaise devait se situer paléogéographiquement à la partie la plus orientale du domaine continental européen.

Le flysch de Narbinco est intensément microplissé. L'axe des replis les plus tardifs est souvent NW-SE. À l'Ouest, ce flysch repose, par un contact d'inclinaison moyenne - parfois difficile à préciser du fait de l'analogie de faciès - sur le flysch péliito-gréseux éocène autochtone, généralement non calcaireux. À l'Est, de Pieve à Mona, au voisinage du cours inférieur de l'Ostriconi, le flysch de Narbinco est surmonté par des lambeaux, alignés NW-SE, de flysch à lydienes (Crétacé moyen), parfois associé à des marno-calcaires à Palombini (Crétacé inférieur de Bella-Mare). L'appartenance tectonique de ces lambeaux est discutable : soit ils appartiennent à une imbrication supérieure de la nappe du bas-Ostriconi dont ils complèteraient ainsi la série crétacée, soit il s'agit de lambeaux de la nappe ophiolitifère de Balagne, superposés à la nappe du bas-Ostriconi.

Quoi qu'il en soit, ce Crétacé de la région du bas-Ostriconi est replissé avec son substratum « autochtone » éocène, à l'Ouest et au Sud de Petra Moneta. Cet Éocène détritique, à situation parautochtone plus que vraiment autochtone, affleure sur la rive droite du bas-Ostriconi, dans la Cima di U Pallu. De là, il se relie continûment, vers l'Ouest, avec une bande E-W qui se suit jusqu'au Monte di a Truita.

Sur le flysch sénonien de Narbinco - et apparemment en contact normal, malgré une apparente moindre déformation plicative - se trouve la Formation de Punta d'Arco, riche en conglomérats à éléments de socle hercynien et que l'on peut considérer comme éocène. Deux kilomètres plus au Sud-Est, les Conglomérats de la Cima Lo Caigo (Paléocène ?) reposent en continuité certaine sur le flysch crétacé : ils englobent des olistolites de dolérites, probablement issues du domaine ophiolitique.

Rapports entre nappe du bas-Ostriconi et Nappe de Balagne (s.s.). Ils sont difficiles à définir, puisque la première, avec son substratum tectonique (Éocène autochtone), chevauche, vers le Sud-Est, la seconde : on observe en outre, au Nord-Est du Monte Negro, que l'Éocène autochtone et le flysch à lydienes de la sous-unité de Toccone (Nappe de Balagne s.s.) sont replissés (ou écaillés ?) ensemble.

La cartographie montre que, du côté occidental, autour du Monte di a Truita, le flysch sénonien de Narbinco se prolonge en direction du Sud, sur 1,5 km de distance. Ici, ce flysch (nappe du bas-Ostriconi, donc) surmonte l'Éocène autochtone (avec lequel il est replissé localement) et il s'enfonce sous la Formation de l'Annunciata, d'âge éocène (nappe ophiolitifère de Balagne).

De la sorte, le flysch de Narbinco (nappe du bas-Ostriconi) apparaît-il à la fois au-dessus (au Nord) et au-dessous (au Sud-Ouest) de la Nappe de Balagne.

Nappe ophiolitifère de Balagne. Les diverses formations de cette grande unité se trouvent, deux à deux, dans certains cas, en rapport entre elles par des contacts stratigraphiques, ce qui garantit qu'il s'agit d'une même grande colonne lithologique initiale. Celle-ci est, cependant, découpée en un certain nombre de sous-unités où domine tel ou tel niveau de la succession.

Globalement, le substratum ophiolitique (puissante série de pillow-lavas, faisant suite à des gabbros et à quelques serpentinites qui forment des lames tectoniques, surtout localisées au bord sud de la nappe) se place dans la moitié sud de l'unité. Quant à la couverture post-ophiolitique (Dogger supérieur à Éocène), elle se développe au Nord et à l'Ouest. Cette disposition dissymétrique peut laisser supposer que le déplacement principal de la nappe s'est effectué du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

La «zone d'écailles» à la base de la Nappe de Balagne. Au-dessus de l'Éocène autochtone, plus précisément au-dessus du flysch argilo-gréseux qui le couronne, on a distingué depuis longtemps une «zone d'écailles» : elle avait, pour L. Kober (1928) et pour R. Staub (1928), valeur d'unité «pennique» ; tandis que P. Routhier (1956) et W. Bosma (1956 : «écaille intermédiaire»), la considéraient comme un écaillage local au sein d'une série pratiquement autochtone, car, pour eux, la Nappe de Balagne n'existait pas.

Il s'agit d'un chapelet d'esquilles atteignant des dimensions décamétriques, exceptionnellement hectométriques, jalonnant le contact entre, au-dessous l'Éocène autochtone et, au-dessus, la Formation de l'Annunciata, également éocène (sous-unité inférieure de la Nappe de Balagne). Les dolomies triasiques et les calcaires liasiques dominent au Nord (*cf.* Monte di a Truita), puis sont associés, au Sud de Palasca, à du Permian-Trias détritique et volcanogène (près de la fontaine Ghiaccata, à

l'Ouest de Toccone). Au Sud de la Bocca di u Pruno, cette « lame » est constituée de Permien et de Paléozoïque schisteux. Plus loin au Sud, à partir du haut cours du ruisseau de San Colombano, il s'agit de lames de roches granitiques claires, souvent de couleur rosée ; mais il s'agit surtout d'arkoses et parfois même de conglomérats (fortement étirés) à matériel granitique dominant. On les suit de place en place vers Piana, puis au Nord et à l'Est de Moltifao : on se trouve là au bord sud de la nappe ; ces paquets de « granitoïdes » se prolongent jusqu'au Lagani.

En fait, cette « zone d'écailles » correspond à un chapelet d'olistolites : le fait est clair pour les paquets carbonatés situés sur la crête entre les ravins de Calanconi et de Campo di Vita, à l'Ouest du Monte Negro. Leur situation est donc analogue à celle des olistolites indiscutables (granites et Malm carbonaté) insérés dans l'Éocène grésopéli-tique autochtone à l'Ouest de Pietralba.

On peut attribuer cette avalanche de blocs à l'avancée d'éléments d'appartenance prépiémontaise dans la mer de l'Éocène moyen-supérieur. Les affleurements de cette unité, si développée plus au Sud, sur la feuille Corte, ne dépassent pas la zone de Ponte-Leccia. On peut envisager que, plus au Nord, la nappe ophiolitifère de Balagne en a traîné des débris à sa base : d'abord le sommet de la colonne (Trias - Lias) au Nord ; ensuite, plus au Sud, la base de celle-ci (granites), ce qui s'accorderait encore avec un mouvement de progression de l'unité, du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Que cette avancée ultime de la nappe ophiolitifère de Balagne se soit produite dans la mer de l'Éocène moyen-supérieur donnerait également l'explication du fait qu'au S SE de Palasca, un élément plurimétrique de dolérites se place au milieu d'olistolites de calcaires dolomitiques du Trias supérieur (fig. 23 *in* Bosma, 1956). Notons toutefois que toutes les dolérites ne correspondent pas obligatoirement à des roches ophiolitiques jurassiques. Ainsi, sur la feuille Corte, dans la vallée de la Casaluna, immédiatement au Sud de la maison de Prumezzane, les conglomérats du Dogger renferment des éléments métriques de roches basiques doléritiques. Ces éléments, longtemps tenus pour jurassiques (Ohnenstetter et *ai*, 1987), sont en fait d'âge hercynien, ils ont été datés (U-Pb sur zircon) entre 291 ± 3 Ma et 284 ± 3 Ma ; Rossi et *ai*, 2002).

Les sous-unités de la Nappe de Balagne. Cette nappe se décompose en une série de sous-unités, dont le matériel devient de plus en plus ancien quand on monte dans l'édifice, ce qui évoque une « diverticulation » au cours de la mise en place : les termes les plus jeunes (Éocène de l'Annunciata) se décollent les premiers pour être chevauchés par la partie plus ancienne de la colonne lithologique. Les accidents séparant les diverses sous-unités sont globalement allongés SSW-NNE. On trouve ainsi, de bas en haut (fig. 6 et fig. 7, hors-texte) :

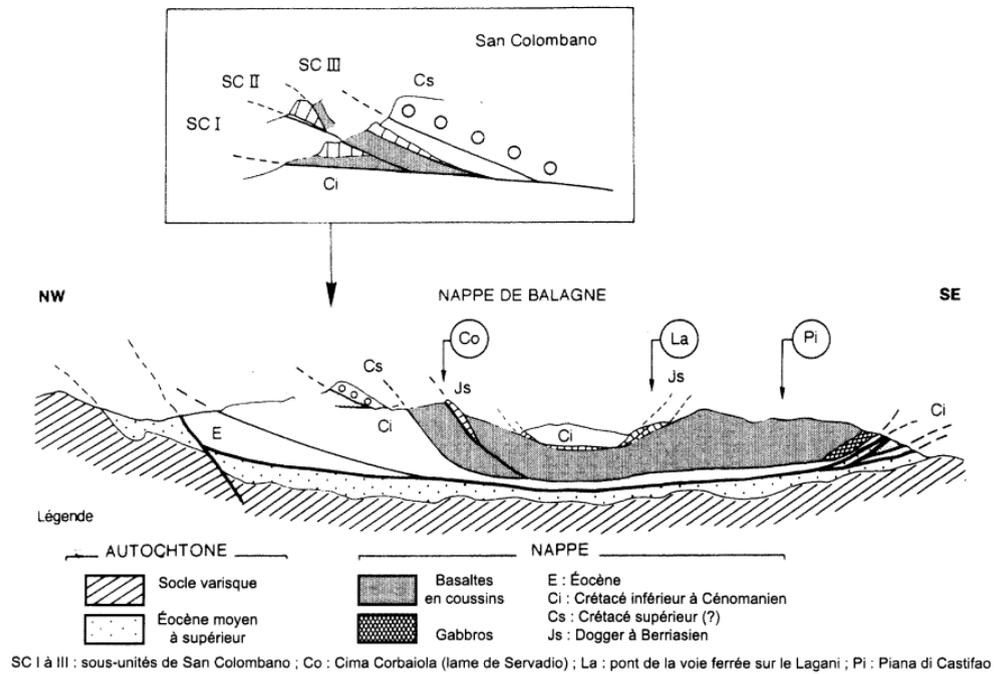


Fig. 6 - Coupe NW-SE de la Nappe de Balagne

- 1. *Sous-unité de l'Annunciata* (= « Flysch unit » de Bodenhausen et Spijer, 1962, dont il faut exclure l'affleurement de grès éocènes, autochtones, au Nord-Est de Lozari). Elle est constituée par un puissant flysch à bancs gréseux d'ordre métrique, daté de l'Éocène. Contrairement à ce qui a été affirmé d'abord (Bonnal et al, 1973), cette « Formation de l'Annunciata », peu déformée et non étirée, est à l'endroit. Elle admet (route de Palasca à la mer, au Sud-Ouest de Capo Niello) des blocs arrondis de calcaires du Malm et de basaltes jurassiques, provenant du remaniement du complexe ophiolitique.

De plus, au Nord-Ouest de la chapelle de l'Annunciata, se voient, à la base de la formation, sur quelque 250 m, des grès grossiers (Crétacé supérieur ? de la Formation de l'Alturaia) superposés à des spilites écrasées, affleurant le long de la voie ferrée. Il peut s'agir, soit d'un très grand olistolite, soit du substratum local initial direct du Flysch éocène de l'Annunciata. Notons que, selon divers auteurs, en particulier R. Nardi (1968 a), cette unité, qu'il nomme « unità de Palasca », n'appartient pas à la Nappe de Balagne, mais a valeur d'écaille parautochtone ;

- 2. *Sous-unité de Toccone*. Reposant à plat sur la sous-unité précédente et avec un contact cisailant net, elle a une constitution interne difficilement déchiffrable. Elle est formée par un puissant « flysch à lydiennes » (Crétacé moyen) au sein duquel s'intercalent des décharges anarchiques de « brèches de Toccone » : celles-ci sont riches en éléments du socle hercynien, mais aussi de calcaires du Malm, avec parfois (Cima di Rizzoso) de vrais olistolites, parmi lesquels des paquets de granites.

- 3. *Sous-unité de San Colombano*. Riche en pillow-lavas, elle s'allonge du Nord au Sud sur 2 km, à l'Est du col de San Colombano. Elle se place, avec un contact souvent faillé et redressé, sur ou contre le flysch à lydiennes de la sous-unité de Toccone. Célèbre par ses calcaires massifs (Malm supérieur à faciès de plate-forme) superposés, par l'intermédiaire de radiolarites, à des basaltes en coussins, cet ensemble n'est pas une nappe d'origine « ultra-pennique » imaginée autrefois par R. Staub (1928) et autres auteurs, mais, plus simplement, une lame d'ophiolites ligures. Les basaltes et leur couverture sédimentaire sont organisés en une série de grands plis couchés vers l'WNW, dont les charnières sont généralement rompues (fig. 7, hors-texte).

On peut rattacher à cette sous-unité quelques lames de dolérites au Nord-Est de Maltiola et au Nord-Ouest de Novella, au contact de la sous-unité suivante ;

- 4. *Sous-unité de l'Alturaia* (ex Alturaja). Cette sous-unité de grès et conglomérats (Crétacé supérieur ? de la Formation de l'Alturaia), dont les éléments dominants sont des galets de granites verdis et de rhyolites rouges, est séparée de la sous-unité de San Colombano, ou directement de la sous-unité de Toccone, par un contact franc.

— 5. *Sous-unité de Novella*. Elle forme à elle seule les deux tiers sud-est de la Nappe de Balagne. Les coulées basaltiques correspondent aux « spilites de la Navaccia » des anciens auteurs. Leur couverture sédimentaire est conservée dans une large synforme N-S, située au Sud de Novella. Les assises crétacées sont décollées du substratum basaltique : ceci peut amener le flysch à lydiennes à surmonter directement les laves jurassiques.

La couverture mésozoïque y apparaît également dans une étroite bande orientée SSW-NNE, au Nord-Est (Punta di Pietralbi) et au Sud-Ouest (Cima Corbara) de Servadio. Les calcaires du Malm en forment l'ossature. Les auteurs ont admis qu'il s'agissait d'un synclinal pincé, déversé vers le Nord-Ouest, permettant la conservation de la couverture des basaltes. En fait, la succession sédimentaire, à fort plongement vers l'ESE, est renversée : sur le bord oriental, les radiolarites (Dogger supérieur - Malm) se relient aux basaltes de la Cima di Mute-reno ; en revanche, sur le bord occidental, le Crétacé inférieur à moyen (flysch à lydiennes) chevauche, par un contact anormal, un second ensemble basaltique qui, en toute rigueur, forme une sous-unité supplémentaire. Celle-ci chevauche vers l'WNW soit le flysch crétacé supérieur (?) de l'Alturaia (Cima d'Aghio), soit le flysch à lydiennes de Toccone (NNE de Bocca di a Fuata).

La couverture sédimentaire crétacée, remplissant le synforme S-N de Novella, est affectée, au Nord-Ouest de ce village, par un certain nombre de plis couchés, axés WSW-ENE, c'est-à-dire perpendiculaires à l'axe de la synforme.

Le coussinet sédimentaire à la base de la Nappe de Balagne. Dans sa moitié nord-ouest, au-delà d'une ligne SW-NE allant de Bocca di a Fuata à Urtaca, la Nappe de Balagne montre la succession des sous-unités qui viennent d'être indiquées. Cependant, chacune d'elles, s'effilant vers le Sud, s'y termine en biseau cartographique : comme on le voit bien du côté occidental de la nappe, chacune de ces sous-unités, successivement, surmonte l'Éocène autochtone.

Ainsi, dans la moitié sud-est de la nappe, la sous-unité (supérieure) de Novella apparaît-elle, à première vue, comme directement superposée à l'Autochtone. En fait, une cartographie précise montre qu'un « coussinet » de sédiments crétacés s'intercale entre les basaltes jurassiques (au-dessus) et l'Éocène autochtone.

En général, on a l'impression qu'il s'agit d'un ancien flanc inverse étiré avec, de haut en bas, sous les basaltes : a) lames de Jurassique moyen à Crétacé inférieur (radiolarites, marno-calcaires, Palombini) ; b) lame de Crétacé moyen (flysch à lydiennes) ; c) lame de Crétacé supérieur (?) (Formation de l'Alturaja). Ce dispositif s'observe bien le long du bord occidental, redressé et faillé, de la nappe ; on le suit entre le parallèle de Castifao et, 6 km plus au Nord, celui de Bocca di a Fuata. En ce dernier point, ce coussinet rejoint le Crétacé des sous-unités de

l'Alturaia et de Toccone. Ainsi, peut-il constituer la suite méridionale, extrêmement étirée, de ces deux sous-unités.

Sur la bordure orientale de la nappe, au Nord de la vallée du Lagani, on retrouve trace de ce coussinet en série d'apparence inverse : sous les basaltes de la nappe, une lame de flysch à lydiennes surmonte la Formation de l'Alturaja, parfois très riche en éléments basaltiques (« Breccie di Ofioliti » de R. Nardi et *al*, 1978). Au Nord de Pietralba, au voisinage de la grande faille NNW-SSE de l'Ostriconi, le coussinet sédimentaire sous les basaltes de la nappe apparaît de place en place, émergeant du Quaternaire qui drape la rive droite du fleuve.

Après une interruption de visibilité de 1,5 km, on trouve dans la même situation, au Nord-Ouest d'Urtaca et jusqu'à Campo Piano, des affleurements, généralement allongés N-S, de flysch à lydiennes, de Formation de l'Alturaja et de basaltes. Formant des plis serrés ou des écaillés verticales (navettes tectoniques de long de la faille de l'Ostriconi ?), ces divers termes peuvent être rattachés à la sous-unité tectonique de Novella, ici directement superposée au flysch gréseux éocène de la sous-unité (inférieure) de l'Annunciata. Celle-ci arrive au contact direct du socle du Tenda, au Sud de Campo Piano.

Le Nebbio

Des formations variées, essentiellement sédimentaires, *n'ayant pas subi de métamorphisme alpin*, affleurent dans un grand quadrilatère au Sud de Saint-Florent. Leur surface totale n'atteint pas 20 km². Elles sont séparées par contact tectonique des Schistes lustrés qui les entourent. Actuellement, les formations du Nebbio (« écaillés de Saint-Florent » ou « écaillés d'Oletta » des anciens auteurs) sont unanimement considérées *comme situées anormalement au-dessus des Schistes lustrés*, comme l'avait considéré E. Maury en 1908 (feuille Bastia à 1/80000, 1^{ère} édition).

Cet « Allochtone du Nebbio » s'est mis en place avant le dépôt des terrains miocènes, discordants, de Saint-Florent, qui le surmontent au Nord. En outre, à la pointe sud-ouest du bassin, subsistent des résidus miocènes qui cachètent son contact avec les Schistes lustrés voisins. L'Allochtone du Nebbio s'est déplacé en masse au-dessus d'une surface de glissement qui recoupe obliquement les assises, préalablement tectonisées et métamorphisées, de diverses unités des Schistes lustrés.

Le sens de déplacement de l'Allochtone du Nebbio (ainsi que celui de la Nappe de Balagne et des lambeaux de Macinaggio, à la pointe nord-est du Cap Corse) a été fort discuté. Les uns ont supposé que ces unités proviennent de loin à l'Est, d'au-delà du domaine des Schistes lustrés. Les autres en situent l'origine à l'Ouest, en y voyant un rétro-glissement relativement tardif, anté-burdigalien en tout cas.

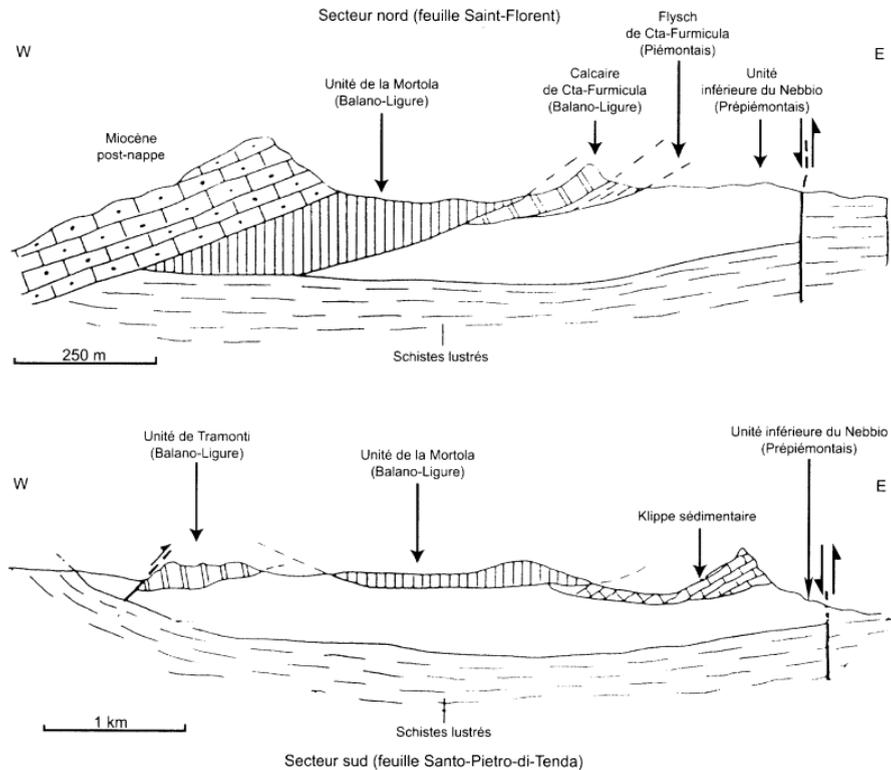


Fig. 8 - Coupes schématiques de l'Allochthone de Saint-Florent (D. Lluçh, *in* Rossi *et al.*, 1994)

L'Allochtone du Nebbio est tectoniquement composite. On peut y distinguer (fig. 8) :

- un ensemble inférieur, à socle continental et matériaux mésozoïques et éocènes, dérivant du domaine externe prépiémontais (fig. 2) ;
- des unités supérieures, qui possèdent des basaltes jurassiques, que l'on compare à ceux de la succession ophiolitique de la Nappe de Balagne, située 10 km plus au Sud-Ouest, au-delà du Tenda.

• **Unités inférieures.** D'appartenance prépiémontaise, elles montrent, quand on se déplace de la bordure vers le centre de l'Alloch-tone, et spécialement du Sud-Est (Oletta) vers le Nord-Ouest, une superposition de terrains variés. Les divers auteurs ont distingué des unités, écaillés ou nappes, sous des dénominations fort diverses. Ce fait souligne la complexité de la pile tectonique et le caractère aléatoire des regroupements qu'on peut opérer entre les diverses formations.

A. Pilger (1937) et H. Gindrat (1942) constatent déjà la variété des superpositions dans cette zone d'écaillés. R. Delcey (1962) donne des dénominations à ces «unités». Leur origine, d'abord supposée être d'ordre tectonique, est ensuite envisagée (Delcey, Durand-Delga *in* Durand-Delga *et al.*, 1978), comme découlant de la mise en place d'olistolites au sein d'un matériel détritique éocène. L'unité la plus basse, celle d'Aiastrella, était faite de Paléozoïque schisteux. L'« Unité de Pughiali-Monte di Tuda », dite aussi « de Pinzute-Tuda » ou simplement « du Tuda », était caractérisée par son Trias-Lias carbonaté. L'« Unité des Belle Ceppe », synonyme d'« Unité de Croce », à marno-calcaires du Crétacé supérieur, était chevauchée par la précédente.

Une remise en ordre stratigraphique et une nouvelle cartographie (Lluch, 1989) aboutissent à regrouper ces diverses « unités » dans une grande « Unité du Monte Magna », dont le matériel irait du Paléozoïque à l'Éocène. D. Lluch conserve cependant l'idée de l'existence d'olistolites ; mais il les trouve à deux niveaux d'une série détritique composite : les uns dans le Crétacé supérieur, d'autres dans l'Éocène. L. Dallon et Pucinelli (1987) défendent un point de vue analogue mais, sur leur carte à 1/25 000, ils séparent cependant une «Unità d'Aiastrella», à matériel paléozoïque dominant, d'une «Unità del Nebbio» (Trias à Éocène moyen) superposée à la précédente.

Cette séparation ne nous paraît pas s'imposer. Nous regrouperons, à la manière de D. Lluch, l'ensemble de ces formations dans une grande « **Unité inférieure du Nebbio** », dont le matériel réunira la série d'Aiastrella (schistes panafricains et/ou paléozoïques) et sa couverture, allant du Permien à l'Éocène supérieur. Des olistolites, essentiellement formés de roches carbonatées du Trias-Lias, sont inclus dans les conglomérats du Crétacé supérieur et surtout dans l'Éocène détritique : dans cette seconde situation se trouvent les énormes paquets

qui déterminent les reliefs allant du Monte di Tuda au Monte Magna, à l'Ouest d'Oletta.

Les faciès des divers termes du Nebbio rappellent, voire s'identifient à ceux des assises de même âge des unités « prépiémontaises ». On qualifiait ces faciès autrefois de « briançonnais », voire de « sub-briançonnais » (Gindrat, 1942). On sait que les unités prépiémontaises apparaissent en situation externe, dans la « zone de Corte », à l'avant et *sous* la « nappe des Schistes lustrés ». Cette homologie de faciès, que tous les auteurs ont notée, explique que les formations du Nebbio ont été considérées par H. Gindrat (1942) comme apparaissant en fenêtre sous les Schistes lustrés, ce que les leviers ultérieurs ont totalement permis d'exclure.

L'Unité de la Croix di Menta (Lluch, 1989) : copeau emprunté au Parautochtone ou écaille prépiémontaise, cette imbrication locale est située sous l'unité inférieure du Nebbio. Elle apparaît dans une fenêtre d'un quart de km², entre les lieux-dits Lumio et Belle Ceppe, à la limite nord-est de la feuille. Sur des cornéennes de matériel panafricain et/ou paléozoïque, reposent des brèches grossières à éléments primaires, suivies de marnocalcaires à *Truncorotalia* ypréso-lutétiens. Ceux-ci sont surmontés par le Crétacé supérieur de l'unité inférieure du Nebbio, cisailé tectoniquement à sa base.

- « **Unité de Forci** » (Lluch, 1989). On doit la rappeler pour mémoire : cette minuscule écaille n'affleure en effet que sur la feuille Saint-Florent, à 2,5 km au Nord de la limite de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda. Elle s'intercale entre l'écaille de Canta-Furmicula (voir p. 39, §b), au-dessus, et, au-dessous, diverses assises de l'unité inférieure du Nebbio. L'écaille de Forci est constituée d'un flysch calcaro-gréseux à microbrèches riches en débris de socle. Son faciès, ainsi que la présence de lits de spongolites noires (« lydiennes »), incitent à la comparer à diverses autres unités de Corse alpine possédant un flysch analogue d'âge crétacé moyen-supérieur (Nappe de Santa-Lucia ; nappe du Bas-Ostriconi, en Balagne ; Macinaggio). On peut regrouper tous ces éléments dans un domaine « piémontais », à substratum continental, séparant le domaine prépiémontais, externe, du domaine océanique ligure, interne.

- **Unités supérieures ophiolitifères du Nebbio.** Leur matériel est comparable à celui de la Nappe de Balagne. Il provient de la partie, dite « balano-ligure », du grand domaine ligure, ayant échappé au métamorphisme alpin des Schistes lustrés. Il apparaît dans trois situations :

- a) **L'Unité de la Mortola** (Staub, 1928 ; Gindrat, 1942 ; ...) tire son nom d'un lieu-dit proche de Castelluccio d'Oletta. Les basaltes, dont la structure en pillow-lavas est parfois presque reconnaissable, forment la colline de Funtana Vecchia et reposent au Sud-Ouest sur l'Eocène de l'unité inférieure du Nebbio. Cet affleurement, que l'on suit sur plus

de 3 km au voisinage de la route D 82 de Saint-Florent à Oletta, semble être limité au Nord-Est par une fracture NW-SE.

On retrouve les mêmes basaltes plus au Nord (feuille de Saint-Florent) directement sous le Miocène, dans les vignobles au Sud-Est du Monte Silvia Mala, du Monte San Angelo et au Nord-Ouest de Patri-monio : là, des radiolarites et de minces calcaires micritiques leur sont localement associés. Ces roches sont identiques à des horizons datés dans la Nappe de Balagne, les radiolarites du Dogger-Malm, les calcaires du Berriasien. Des termes détritiques (flysch à lydiennes, conglomérats «rouges et verts» identiques à la Formation de l'Altu-raïa), connus aussi dans cette même Nappe de Balagne, forment la partie haute de l'Unité de la Mortola.

- *b) L'Unité des Tramonti* (Staub, 1928 ; Pilger, 1937 ; ...) est constituée essentiellement de calcaires épicontinentaux du Malm, que des fractures et l'érosion ont divisée en trois affleurements allongés. La présence de basaltes, avec des pillow-lavas reconnaissables (= « schistes chloriteux » de Gindrat, 1942), sous la moitié orientale des calcaires - qui les remanient localement - atteste l'appartenance ligure de cette unité.

Sa situation structurale a été très discutée. On a supposé (Gindrat, 1942) que les calcaires des Tramonti devaient se placer structurellement plus bas que le Lias du Tuda : cette opinion n'est pas suffisamment argumentée, les deux affleurements étant distants de plus de 3 km. L'ambiguïté de certains contacts a aussi pu faire croire (Del-cey, *in* Durand-Delga et *al*, 1978) que les paquets des Tramonti représentaient autant d'olistolites dans la sédimentation déritique éocène.

En fait, l'ensemble des calcaires et des basaltes formant leur base repose à plat sur l'unité inférieure du Nebbio : tant au Sud-Est, sur le Crétacé supérieur, qu'au Nord-Ouest, sur l'Eocène. L'Unité des Tramonti peut être comparée à l'imbrication de San Colombano - qui possède les mêmes calcaires épicontinentaux du Malm -, élément de la Nappe de Balagne.

Cette Unité des Tramonti est en position tectonique supérieure, comme l'est aussi, plus à l'Est, l'Unité de la Mortola. Les rapports entre ces deux unités ligures ne peuvent être argumentés que sur la feuille Saint-Florent (fig. 8) : là, sur une distance de 1 km, l'unité locale de Canta-Furmicula (Lluch, 1989) - qui comporte des calcaires du Jurassique supérieur comparables à ceux des Tramonti, mais, ici, sans basaltes associés - s'intercale entre l'unité inférieure du Nebbio et, au-dessus, les basaltes de l'Unité de la Mortola : celle-ci serait donc la plus élevée de l'édifice structural.

- *c) La lame de la cote 74*, au Nord de Suarelle, enfin, s'observe entre le Tuda et l'actuelle retenue de Padule. Cette étroite bande ophiolitique (gabbros, radiolarites rouges) s'allonge sur 1 km en direction E-W.

Plongeant vers le Nord, elle s'intercale tectoniquement dans la série d'Aiastrella (schistes panafricains et/ou paléozoïques). À l'Est (Nord-Ouest de la cote 121), elle se prolonge par des «schistes violets». La terminaison ouest, apparemment bifide, est difficilement visible. Les gabbros, très altérés, de cette lame tectonique ne présentent aucune trace de métamorphisme HP, ni de déformation ductile (E. Padoa, comm. écrite).

Le domaine des Schistes lustrés

Au sein de la nappe des Schistes lustrés, on a individualisé un ensemble *d'unités tectoniques* qui décrivent l'état fini de la géométrie de l'édifice des Schistes lustrés. Ces unités tectoniques peuvent éventuellement rassembler des éléments juxtaposés, chacun pouvant avoir une provenance paléogéographique distincte (fig. 9, hors-texte).

Les unités à matériel continental : le Massif cristallin de Bastia (MCB)

Les «granites» de Suerta et d'Olivaccio ont été identifiés dès les années 1900. Un temps considérés comme des «granites alpins» (Pilger, 1937 ; Brouwer et Egeler, 1948 ; Denizot, 1958), ils furent ensuite attribués au socle anté-mésozoïque (J.-C. Lahondère, 1967). Cet âge étant admis, le débat a porté ensuite sur leur origine. Fallait-il les rattacher au massif cristallin corse ou bien leur attribuer une origine plus lointaine, austro-alpine ? Ils apparaissent, en effet, au milieu des méta-sédiments et des ophiolites issus du bassin liguro-piémontais. Aujourd'hui, la majorité des auteurs relie les massifs cristallins de Bastia au socle corse et notamment au massif du Tenda.

L'ensemble de ces affleurements cristallins, ainsi que les différentes lames d'orthogneiss rencontrées en de nombreux points de la Corse alpine (Centuri, Morteda, Farinole, Campitello, etc.), ont été regroupés au sein du «massif cristallin de Bastia» (MCB). Selon D. Lahondère (1991), ce massif se serait séparé de la Corse occidentale lors de l'ouverture du bassin balano-ligure et aurait alors pu constituer une ride continentale au sein de l'océan.

On distinguera donc ici les unités MCB du Pigno-Olivaccio (Lahondère, 1991 ; Lahondère et Lahondère, 1988 ; fig. 4) qui possèdent un substratum continental très développé, ainsi que celles des monts de la Torre et de Santo-Pietro-di-Tenda (Delcey, 1974) qui viennent les surmonter en discordance tectonique.

Les unités qui, présentant un substratum continental et/ou océanique, possèdent une couverture sédimentaire à composante détritique mixte d'origine continentale et océanique (unités composites de la Punta Cimone, de Campitello et de Morteda) - Volpajola-Farinole (ou unité éclogitique) seront décrites plus loin.

Les unités du Pigno-Olivaccio et de Barbaggio affleurent principalement sur les feuilles voisines de Vescovato et de Bastia. Elles résultent d'un écaillage vers l'Est d'un ensemble initial principalement orthogneissique, mais qui s'enrichit dans la région d'Olivaccio et du Pigno d'un important volume de roches gabbroïques et dioritiques (Lahondère, 1983 ; Lahondère, 1991 ; Rossi et *al.*, 1992). Des lambeaux dilacérés d'une ancienne couverture sédimentaire sont connus çà et là dans l'Unité du Pigno-Olivaccio comprenant des dolomies (Trias ?) et un conglomérat grésio-arkosique à éléments principalement dolomitiques.

L'Unité des Monts de la Torre, à substratum d'affinité prépiémontaise, est également largement développée sur les feuilles voisines de Bastia et de Vescovato. Elle est discordante tectoniquement sur l'ensemble précédent et montre dans une succession d'écailles, des cipo-lins, des quartzites associés à des calcschistes ainsi que, localement, dans le ruisseau de Corbaia, à l'Ouest de Montesoro sur la feuille Bastia, un conglomérat à matrice et éléments calcaires (Warburton, 1983) et à cachet liasique (cf. faciès de l'«écaille de Corte»). C'est à partir de formations lithologiquement identiques, considérées par lui comme la couverture des gneiss du Tenda, que R. Delcey (1974) avait défini, à l'Ouest du Nebbio, la série de Santo-Pietro-di-Tenda.

Cette unité comprend des basaltes qui viennent en *couverture tectonique* et qui prennent un grand développement sur la feuille Bastia, dans le massif de Guaitella.

Les unités composites continentales et océaniques

Des unités à formations riches en quartz détritique affleurent au Sud-Est de la feuille, au sein de formations d'origine océanique. Du haut vers le bas de l'édifice structural, ont été distinguées : les unités de la Punta Cimone, de Campitello et de Volpajola-Farinole (unité éclogitique).

• **L'Unité de la Punta Cimone.** Au-dessous des unités du Pigno-Olivaccio et des Monts de la Torre et au-dessus de celle de Campitello (voir p. 42), affleurent des formations principalement schisto-gréseuses, d'abord regroupées avec celles de la série de Lento. Les formations de la Punta Cimone sont remarquables, d'une part, par leur richesse en matériel détritique gréseux et, d'autre part, par leur pauvreté en carbonates ; ces caractéristiques les distinguent ainsi clairement des sédiments de type « Erabajolo ». L'association des formations sédimentaires et ophiolitiques caractérisées à la Punta Cimone a été prise comme référence de l'Unité de la Punta Cimone.

Cette unité affleure depuis le col de Bigorno, Punta Cimone, au Sud, et se poursuit vers le Nord en direction de Murato, Olmeta di Tuda où elle se prolonge sur la feuille Bastia pour atteindre, à l'Ouest de Furiani, le lieu-dit « Campolongo » (Vescovato).

La partie inférieure de l'unité, visible le long de la route du col de Bigorno à Murato, est toujours riche en lits de quartzites. La recherche de minéraux lourds dans les niveaux quartzitiques n'a pas permis d'identifier de zircons.

Vers le sommet, elle s'enrichit en niveaux calcaro-gréseux, de couleur gris cendre, alternant avec des niveaux plus pélitiques, rappelant ceux de l'Unité de Campitello et de l'unité éclogitique. Entre les termes inférieurs et supérieurs, s'intercalent des lambeaux ophiolitiques. Il peut s'agir de «boules» ou de lames de serpentinites écrasées, visibles notamment à la Punta Cimone. En outre, sous celle-ci, un niveau lenticulaire de gabbros magnésiens prend, sur la face occidentale, un aspect détritique avec un empilement désordonné de boules décimétriques de gabbros cimentés par une matrice d'arkose gab-broïque.

Tous les reliefs situés au Nord de Campitello (Rocher de Capia, Pie-tra Polo) sont constitués de serpentinites associées à des ferro-gabbros.

L'Unité de la Punta Cimone - termes sédimentaires et termes océaniques qui l'accompagnent (métabasaltes, serpentinites et boules de ferro-gabbros) - sont déformés par des plis couchés vers l'ESE, conduisant à des écaillages vers l'Est. L'intensité maximum de cette déformation est atteinte sous les chevauchements des unités du Pigno -Olivaccio.

Le degré de métamorphisme est comparable à celui de l'Unité de Campitello. En particulier, à la Punta Cimone, on peut observer des gabbros extraordinairement riches en lawsonite associée à une amphibole bleue.

• **L'Unité de Campitello** (D. Lahondère et Caby, 1989). Elle correspond à un ensemble lithologiquement composite dans lequel sont observées côte à côte des formations continentales (orthogneiss, dolo-mies, micaschistes dérivant de conglomérats à éléments cristallins) et océaniques (glaucophanites, métabasaltes, radiolarites, calcschistes micacés, schistes noirs à passées calcaires). Ces différents termes affleurent bien dans la région de Battagliole, au Sud de Murato, où les orthogneiss, constituant une barre massive de plusieurs mètres d'épaisseur, apparaissent dans le cœur d'un pli couché vers l'ESE. Cette unité se prolonge vers le Nord d'une manière discontinue jusqu'à la Cima di Zucarello (feuille Vescovato) et se raccorde vers le Sud (feuille Corte) aux « Schistes lustrés de Morosaglia » dans lesquels (Sedan, 1983) sont également connus des gneiss (Funtana di Valgo, etc.) et des arkoses conglomératiques (Terchini, Castineta).

• **L'Unité (éclogitique) de Morteda - Volpajola - Farinole**. Initialement définie dans le Cap Corse à Morteda et Farinole (D. Lahondère, 1988 ; Lahondère et Lahondère, 1988 ; J.-C. Lahondère 1992), est également présente à l'affleurement aux confins des coupures Vescovato

et Santo-Pietro-di-Tenda. Elle est bien exposée sur le versant nord du Golo, entre Casa Calabrese et la Punta di Petra Rubbia, au-dessus de Scolca. Il s'agit d'une unité composite comprenant des serpentinites, des metabasites ophiolitiques, des métasédiments et des paragneiss, caractérisée par une évolution métamorphique conduisant à la cristallisation d'assemblages minéralogiques éclogitiques (D. Lahondère et Caby, 1989 ; D. Lahondère, 1991). Les métasédiments reposent normalement sur des radiolarites, souvent épaisses, faisant suite à des metabasites à glaucophane d'épaisseur variable. Localement, les metabasites sont absentes et les métasédiments reposent directement sur le substratum de la nappe : il s'agit de serpentinites renfermant des corps de métagabbros très allongés (de 10 à 100 m). Celui de Petra Rubbia correspond à des gabbros ferrotitanés, recoupés par des filons de ferroba-saltes et des veines de trondhjémites.

Sur le bord du Golo, à Casa Calabrese, sur des glaucophanites fines et massives (anciennes coulées basaltiques) reposent des radiolarites, parfois épaisses de plusieurs mètres, parfois absentes. Plus haut, viennent des calcaires, parfois limités à un seul banc décimétrique, surmontés par des calcschistes à horizons calcaires qui renferment des galets de roches ophiolitiques (metabasites et serpentinites). *Ce détritisme ophiolitique*, partout présent dans ces séries, prend une place de plus en plus importante vers le Sud, dans les régions de Sant-Andrea-di-Cotone - Matra. Au sein de cet ensemble calcaro-pélimitique, on peut distinguer deux barres de gneiss : la barre inférieure correspond à une ancienne arkose conglomératique, et la barre supérieure à une ancienne arkose issue de l'érosion d'un granite calco-alcalin (Lahondère et Guerrot, 1997).

Les sédiments de nature calcaro-pélimitique, qui reposent sur le substratum océanique, montrent donc des intercalations détritiques plus ou moins grossières, non seulement d'origine continentale, mais également alimentées en matériaux ophiolitiques par des irrégularités du relief océanique. Cette sédimentation caractérise toutes les unités composites ; la nature des sédiments y étant assez comparable, on peut estimer qu'elles sont issues de secteurs paléogéographiques voisins. En outre, l'abondance des matériaux composites indique que l'aire de sédimentation devait se trouver au voisinage de la limite entre les croûtes continentale et océanique.

• **Conclusions sur les sédiments des unités composites.** L'observation des diverses successions des unités composites indique qu'elles sont comparables aux deux termes sédimentaires (terme inférieur, terme supérieur) encadrant des metabasites (terme supérieur) :

- le terme inférieur montre, au sein d'une série calcaro-détritique, des termes métasédimentaires, parfois conglomératiques, à faciès « gneissiques ». Le détritisme océanique y est omniprésent ;
- le terme moyen est constitué de metabasites variées depuis des serpentinites jusqu'à des basaltes. Il est présent dans pratiquement toutes

les coupes. La répartition des affleurements et l'aspect de ces formations font, que dans beaucoup de cas, on peut penser que ce terme est composé de formations océaniques reconstituées, l'ensemble ayant ensuite subi une intense déformation ;

- le terme supérieur montre une succession de calcaires en bancs décimétriques à métriques avec des intercalations de schistes et d'horizons riches en quartz. L'aspect fait penser à un flysch.

Ces trois termes, qui ne sont pas toujours faciles à différencier sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, se poursuivent vers le Sud où leur développement devient important dans les régions de Campi, Moïta et Chiatra.

Les unités à matériel océanique

Les unités à matériel océanique sont constituées, pour l'essentiel, par des serpentinites et différents types de metabasites (métagabbros et metabasaltes) ainsi que par des métasédiments (quartzites, pélites et carbonates) représentant des fragments de leur ancienne couverture jurassico-crétacée. Les différents termes magmatiques ne constituent jamais une succession continue ; l'ophiolite corse n'avait été reconstituée de façon théorique qu'à la façon d'un puzzle (trilogie péridotites-gabbros-laves de D. Ohnenstetter et M. Ohnenstetter-Crochemore, 1975). Il apparaît que cette fragmentation n'est pas due à la seule tectonique alpine, mais que le substratum ophiolitique devait être au départ très hétérogène. On trouve là une explication à l'existence, séparée aujourd'hui, de séries riches en metabasaltes et de séries montrant un grand développement de serpentinites à corps gabbroïques, ces ensembles étant recouverts par des sédiments à matériel ophiolitique et par des radiolarites. Les positions occupées par ces différentes unités dans l'édifice structural permettent de les rattacher à trois ensembles principaux :

- 1) elles peuvent se rencontrer au-dessus des formations autochtones à parautochtones de la marge corse (ou imbriquées avec elles) du fait des mouvements est-ouest. Elles constituent l'« **Ensemble océanique supérieur** » (**EOS**) (J.-C. Lahondère, 1992) ;

- 2) elles peuvent faire partie du substratum des séries les plus internes des unités composites du **Massif cristallin de Bastia (MCB)** ;

- 3) elles peuvent, enfin, se situer au-dessous des deux ensembles précédents et être uniquement constituées de formations océaniques. Elles constituent alors l'« **Ensemble océanique inférieur** » (**EOI**).

• **Les unités de l'EOS** se rencontrent au sommet de l'édifice structural où elles chevauchent clairement les formations du Tenda. Elles sont les plus faciles à observer le long du revers oriental et au Sud de ce massif. Plusieurs unités y ont été distinguées. Du bas vers le haut, ce sont : l'Unité de Lento, l'unité ligure inférieure (ULI), l'unité trondh-jémétique (UT).

L'unité ligure inférieure et l'unité trondhjémitique sont séparées, dans la région de Sorio, par une lame de métagranites (appartenant au MCB) relayés par des métaconglomérats en direction du Nebbio, vers le Nord.

L'Unité de Lento (J.-C. Lahondère, 1992) apparaît dans la partie sud-est du Tenda, entre les villages de Lento et de Ponte Novu. Les formations métasédimentaires y atteignent une puissance de plusieurs centaines de mètres.

Le terme de base est constitué de gabbros magnésiens, de ferrogabbros et de basaltes. Il est surmonté par des niveaux de quartzites souvent très minces (quelques millimètres) dérivant de véritables radiolarites, parfois reconnaissables, puis par une épaisse série de métapélites à bancs de calcaire décimétriques à métriques qui présentent des mouchetures noires liées à des points de silicification. Cette formation, où alternent métapélites et calcaires, est équivalente à la Formation d'Erbajolo (Amaudric du Chaffaut et al, 1972), définie à l'Est de Corte.

Cette unité disparaît rapidement vers le Nord sous les unités ligures sus-jacentes tandis que, vers le Sud, elle se poursuit jusqu'à l'extrémité méridionale de la Corse alpine. Sur sa bordure nord-occidentale, elle est découpée par des accidents à très fort plongement ouest et donne l'impression de plonger sous le massif du Tenda.

L'empreinte du métamorphisme HP-BT y est sensible et cela d'autant plus que l'on se trouve dans des compartiments situés plus à l'Est.

L'Unité ligure inférieure se poursuit le long des revers oriental et méridional du Tenda. Au Sud du Tenda, elle débute par un terme inférieur basaltique, parfois trondhjémitique, peu épais, discontinu, qui disparaît dans la région de Canavaghia. Il réapparaît plus au Nord avec les metabasaltes du Monte di Pero, surmontés par de minces niveaux de radiolarites puis par une formation de métapélites et carbonates comparable à celle d'Erbajolo, visible dans l'anticlinal de Rapale.

Le terme supérieur de l'empilement de cette unité est représenté par des serpentinites, des gabbros magnésiens et des ferrogabbros.

L'Unité trondhjémitique est formée de microgabbros et de basaltes, envahis dans leur partie supérieure par des filons de trondhémites, surmontés par des radiolarites parfois de couleur rouge, mais souvent décolorées, puis par une épaisse alternance de bancs calcaires métriques à taches noires (points de silicification) et de métapélites de type «Erbajolo».

Des niveaux de ferrogabbros affleurent au Monte Reghia di Pozzo, ainsi que plus à l'Est, formant une série de petites klippes, dispersées au toit des formations de Lento. Au-delà, les niveaux à trondhémites deviennent plus rares et sont relayés par les metabasaltes de Pieve.

Des serpentinites constituent le terme supérieur de l'Unité trondhjémitique. On les reconnaît, par exemple, au col de Bigorno ou dans la région de Murato, où elles sont associées à des gabbros magnésiens et des ferrogabbros. Ce sont ces mêmes serpentinites qui affleurent sous l'Allochtone du Nebbio.

• **L'Ensemble océanique inférieur** (J.-C. Lahondère, 1992) n'apparaît que dans le Sud-Est de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda. Il regroupe trois unités principales qui sont, de bas en haut :

- **l'Unité de la Castagniccia**, la plus profonde, très développée plus au Sud-Est, atteint l'extrême coin sud-est de la feuille. Il s'agit d'une succession de schistes non calcareux et de calcschistes qui se développe d'une façon monotone sur les feuilles Vescovato et Cervione ;

- **l'Unité de Sisco** (définie dans le Cap Corse ; Lahondère et Lahondère, 1988) montre une succession de metabasaltes et/ou de gabbros, surmontés de minces niveaux de radiolarites et d'horizons calcaires. Des schistes, peu épais ici, viennent en couverture ;

- **l'Unité de Mandriale - Lavasina**, également définie dans le Cap Corse (Lahondère et Lahondère, 1988), n'est représentée que par une dalle monoclinale de metabasaltes foliés, pouvant dépasser 500 m de puissance, qui coiffe les unités précédentes.

FORMATIONS MIOCÈNES

Sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, n'affleure que la partie méridionale des formations miocènes de Saint-Florent (Hollande, 1877 et 1917 ; Orszag-Sperber, *in* Durand-Delga et al, 1978 ; Ferrandini et al, 1998). Ces formations, essentiellement constituées de molasses calcaires marines, déposées du Burdigalien au Serravallien, sont ployées en synclinal d'axe méridien, plongeant vers le Nord. Elles sont discordantes sur les terrains secondaires et paléogènes du Nebbio et déterminent un relief de cuesta autour de Saint-Florent.

DESCRIPTION DES TERRAINS

AUTOCHTONE, PARAUTOCHTONE, MASSIF CRISTALLIN DE BASTIA (MCB) ET PRÉPIÉMONTAIS

L'ensemble des terrains du socle occidental et du massif du Tenda, qui jouent le rôle d'Autochtone pour les formations alpines, sera considéré ci-après sous la rubrique « Autochtone et unités parautochtones ». Il en est de même pour le MCB, dont l'ensemble des auteurs s'accorde à rattacher au moins l'histoire hercynienne à celle du batholite. Ainsi, les formations du massif du Tenda, découpées par des zones de cisaillement ductiles alpines et les lames de matériel hercynien de

Sorio, Campitello et Olivaccio, seront-elles traitées comme faisant partie d'un même ensemble anté-alpin et décrites en même temps.

Ces lambeaux de socle ont été reconnus dans le coin nord-est de la feuille, près d'Oletta, ainsi que le long de deux bandes orientées l'une et l'autre N10-20° : la première, dite « de Sorio », en position structurale supérieure par rapport au Tenda, la seconde dite « de Campitello ». Ces unités sont constituées de socle (métagranites, gabbros, etc.) et d'une couverture comprenant des résidus dispersés de calcaire dolomitique triasique et, souvent, de puissants conglomérats remaniant des éléments empruntés soit au socle, soit à sa couverture carbonatée.

Les formations métamorphiques et sédimentaires anté-batholite

L'encaissant du batholite permo-carbonifère de Corse apparaît, au niveau d'érosion actuel, en panneaux dispersés au sein de volumineuses intrusions de granitoïdes (fig. 3). Sur la coupure Santo-Pietro-di-Tenda, deux types de socles - l'un, gneissique, de structuration hercynienne E2 (« gneiss de Belgodere»), à l'Ouest de la coupure, et l'autre, micaschisteux, de structuration anté-hercynienne E1 (« micaschistes de l'Argentella ») - constituent ces terrains qui s'opposent ainsi à la fois par leur âge de structuration et par leur degré de métamorphisme (Durand-Delga et Rossi, 1992).

Complexe métamorphique panafricain (E1) et sa couverture Paléozoïque inférieur

§¹. **Micaschistes à séricite et amphibolites (1)**. Ils dessinent une enveloppe discontinue autour des granites du Tenda. Sur le rebord occidental du massif, ils peuvent être suivis de façon plus ou moins continue depuis San Lorenzo, en contrebas de Lama, par Urtaca, jusqu'à la Bocca a Vezzu, en passant par la Punta Castiglione. Sur le rebord méridional, ils affleurent au Sud du Monte Tevisi et Pisatello. Au toit des granites, subsistent des panneaux situés au Monte Pedi Pilato et au Sud de Cima a Muzzelli : ce dernier affleurement, signalé par R. Delcey et R. Meunier (1966), correspond aux « gneiss fins permien » qu'ils avaient localisé près du Mont Calamicorno (cette localisation erronée était due à une confusion toponymique dans l'ancienne carte à 1/80 000). Enfin sur le rebord nord-oriental du Tenda, à proximité des formations alpines, les micaschistes sont souvent fortement déformés comme, par exemple, aux bergeries de Corbaghjola, 3 km au Nord-Est de Santo-Pietro-di-Tenda. Ils ont été regroupés sous la même rubrique que ceux de la bande Lama - Vezzu. Ils affleurent aussi largement au SSE de Pietralba, à l'Ouest de la « faille de l'Ostriconi » qui limite le rebord occidental du Tenda : ils y sont recoupés par les granites du complexe de Popolasca. Affectés par un métamorphisme thermique au contact des granitoïdes calco-alcalins, ils sont transformés en cornéennes à minéraux (Delcey et Meunier, 1966), altérées superficiellement en « Roches brunes ».

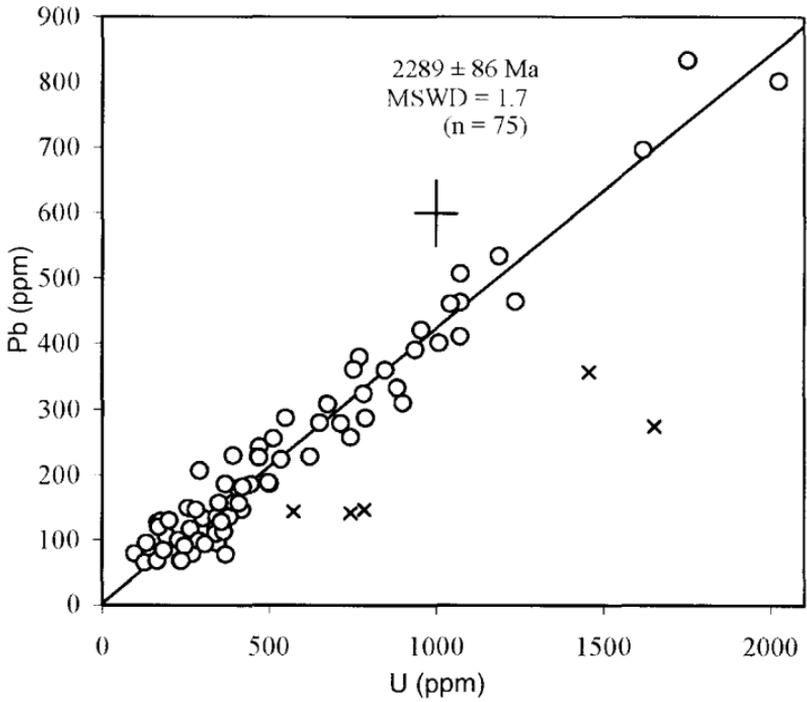


Fig. 10 - Distribution dans un diagramme U-Pb d'analyses de zircons des micaschistes de Bocca a Vezzo

Analyses à la microsonde électronique (données A. Cocherie)

X : Valeurs non prises en compte dans le calcul

Il s'agit en général de micaschistes à séricite - chlorite, où les lits quartzeux, alternant avec des lits phylliteux, marquent souvent un rubanement net. On rencontre également des niveaux d'**amphibolites** (1). L'ensemble de cette formation est stabilisé dans un métamorphisme de type « Schistes verts » ; aucune relique d'un éventuel stade de plus haut grade n'y a été observée.

- **Les roches métasédimentaires** ont une composition intermédiaire entre celle de métaquartzites et de métagrauwackes plus ou moins riches en oxydes ferrotitanés ; on peut y observer des textures sédimentaires résiduelles ; 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.

Ces formations métasédimentaires et amphiboliques sont, dans certaines zones (Monte Tevisi, Monte Calamicorno, Punta Castiglione,...) très repleissées (les plans axiaux des plis sont orientés NNW-SSE) et caractérisées par la présence d'exsudats de quartz en amandes centimétriques qui peuvent aller jusqu'à constituer près du quart du volume de la roche. La plupart de ces exsudats sont parallèles à la foliation, et c'est leur présence même qui rend bien visibles les plis isoclinaux d'échelle centi- à décimétrique à charnières rondes épaissies et à flancs étirés. Ces secteurs à très forte concentration d'exsudats de quartz sont caractéristiques de zones de cisaillement qui, recoupées par les granites calco-alcalins, ont donc un âge antérieur à 305 Ma. L'existence de contacts magmatiques entre les granites du Tenda et toutes ces formations indique leur autochtonie (depuis le Stéphanien). Ces micaschistes sont les équivalents de ceux qui forment le substratum de la série paléozoïque, d'âge ordovicien à dévonien, de l'Argentella, sur la côte occidentale, près de Galeria.

- **Les amphibolites**, parfois rubanées, se rencontrent en niveaux continus, dont la puissance peut atteindre plusieurs dizaines de mètres, et qui alternent avec des niveaux de métasédiments. Elles montrent une trame de plagioclases transformés en albite et cryptozoïsite. Les sulfures, ainsi que l'ilménite et les produits ferrotitanés, sont abondants. La déformation y est soulignée par la disposition des amphiboles synfoliales à composition de trémolite - actinote qui proviennent de la déstabilisation de ferromagnésiens préexistants. Des textures relictuelles de ferrogabbros peuvent y être identifiées. Ces amphibolites sont considérées, sur la base de leur composition chimique (*cf.* feuille Saint Florent), comme dérivant de basaltes, de type MORB, enrichis.

Âge de ces formations. L'analyse géochronologique de populations de zircons hérités (à la microsonde électronique, Cocherie et Albarède, 2001), provenant de micaschistes prélevés sur la route entre le Chierchiu et la Bocca a Vezzu, donne un âge moyen de $2,28 \pm 0,09$ Ga (fig. 10).

Les formations grésopélitiques, à l'origine des micaschistes, résultent donc du démantèlement d'un socle protérozoïque. Comme cela est le cas dans les formations gondwaniennes, aucun âge greenvillien (proche de 1 Ga) n'a été identifié.

L'âge modèle Nd des amphibolites s'établit autour de 600 Ma. Une isochrone roche totale/minéraux (ilménite et amphibole) a permis de calculer, sur ces amphibolites des Agriates (Unité de Cima a Forca), un âge de 747 ± 120 Ma (Rossi et *ai*, 1994). Cette mesure, quoique mal définie, date toutefois ces metabasaltes entre le Protérozoïque supérieur et le Cambrien.

Le dépôt de la série sédimentaire, protolite des micaschistes, s'est donc déroulé au Protérozoïque supérieur, à partir du démantèlement d'un socle d'âge paléoprotérozoïque. La formation des micaschistes doit donc être rapportée au cycle panafricain.

Ces résultats étayent les conclusions auxquelles les données de terrain avaient conduit (Durand-Delga et Rossi, 1991).

K. Micaschistes et formations paléozoïques s.l. parfois transformés en cornéennes. Dans la région d'Urtaca (Stam, 1952 ; Del-cey et Meunier, 1966 ; Bonnal, 1972), comme dans le massif de Cima a Forca, les reliques d'encaissant au toit des leucomonzogranites sont très fortement affectées par un métamorphisme de contact et transformées en cornéennes dans lesquelles on ne reconnaît plus trace de la structure originelle.

Les formations conglomératiques carbonifères, de type Solche (Rossi et *al*, 1992), qui demeurent toutefois identifiables malgré l'empreinte métamorphique (voir plus loin), n'ont pas été reconnues dans cet ensemble à l'Ouest du Tenda qui renferme des micaschistes «El » et/ou des formations paléozoïques non conglomératiques.

Ce sont pour la plupart des grès et arkoses dans lesquels se sont développés de la biotite, de la cordiérite (qui se montre, au microscope, systématiquement pinnitisée) et accessoirement de la tourmaline.

o-s. Formation de la Fontaine d'Olmiccia (Ordovicien supérieur - Silurien ?). Elle affleure sur la route de Ponte-Leccia à Canavaggia, sur une centaine de mètres de puissance. Cette succession peut être comparée à celle de l'Argentella. Dans ce secteur du Sud du massif du Tenda, les roches ont toutefois subi, durant les phénomènes alpins, une déformation ductile dans les conditions du faciès des Schistes verts.

• **(1) Conglomérats à éléments de quartz (Ordovicien supérieur ?).** Faisant suite, en discordance probable, aux micaschistes K, et sur une dizaine de mètres de puissance, affleure une formation très quartzreuse au sein de laquelle, dans les zones où la déformation est

moins intense, on peut observer des conglomérats à galets centi- à décimétriques de quartz.

Ce terme peut être comparé aux Conglomérats du Monte Martinu de l'Argentella et, comme ceux-ci, être attribué à l'Ordovicien supérieur (Barca et *al.*, 1996).

• **(2) Pélites gréseuses (Ordovicien supérieur - Silurien ?)**. La formation conglomératique précédente se poursuit vers l'Ouest par des quartzites grossiers blanc verdâtre, alternant avec des pélites gréseuses à débit schisteux en dalles dont la granulométrie décroît vers le haut. Ces roches, par comparaison avec la séquence de Galeria, peuvent être attribuées à l'Ordovicien supérieur ? - Silurien ?

Complexe métamorphique de Belgodere à structuration varisque (E2) et « plutonites précoces » de la bordure occidentale

Les données qui suivent sur le socle de Belgodere et les plutonites précoces sont tirées des notes de P. Palagi et *al.* (1985) et de J.-M. Lardeaux et *al.* (1994), de la thèse de D. Laporte (1987), du livret-guide de la réunion en Corse et en Sardaigne des Sociétés géologiques de France et d'Italie (1989) et de données nouvelles (P. Rossi).

L'organisation régionale du panneau métamorphique de Belgodere est caractérisée par des foliations méridiennes à fort pendage, concordantes avec les fabriques planaires magmatiques de l'Unité d'Île-Rousse (définie p. 55 ; Laporte, 1987).

λ-δ. **Groupe leptyno-amphibolique.** Le complexe leptyno-amphibolique de Belgodere est constitué par l'association, à toutes échelles, de leptynites parfois œillées, de gneiss fins, de quartzites, de gneiss amphiboliques et d'amphibolites. Les relations géométriques entre ces différents termes sont complexes : alternances millimétriques à décimétriques des différents faciès ; lentilles ou boudins sans continuité latérale. Cette géométrie résulte pour une part de l'hétérogénéité initiale de cette formation, mais, également, d'une déformation synméta-morphique intense (et polyphasée) au cours de laquelle il y a eu transposition de tous les marqueurs initiaux.

Dans les roches basiques les moins déformées, des reliques texturales magmatiques demeurent encore observables. Elles témoignent de l'origine gabbroïque, vraisemblablement cumulative, de certaines amphibolites. Les recrystallisations ultérieures sont polyphasées comme l'attestent de nombreuses structures réactionnelles et la zonation des minéraux. Les paragenèses successives peuvent être distinguées :

- 1) Grt + Zo + Rt + Hb (brune)
- 2) Hb (verte) + Pl (Olig-And) + Czo + Tit + Ep + Qtz
- 3) Act + Plag + Chl + Cal + Tit + Sér + Qtz.

On rencontre de plus, accessoirement, de la magnétite, de l'ilmé-nite, de l'apatite, du zircon et des sulfures. La paragenèse métamorphique la plus ancienne, dépourvue de plagioclase en équilibre avec le grenat, représenterait un stade éclogitique précoce. Le grenat phénoclastique est, en effet, auréolé d'une symplectite secondaire à pl-amp-épid, contemporaine de la matrice némato-granoblastique et amphibolo-feldspathique. D'autre part, le rutile est également instable et frangé de titanite. Enfin, l'existence d'anciens pyroxènes est suggérée par l'habitus péciloblastique d'amphiboles à inclusions amiboïdes de quartz.

Les leptynites, œillées ou non, montrent une minéralogie où quartz, plagioclase, orthose, biotite et/ou muscovite, représentent les minéraux typomorphes prépondérants. Du grenat et de la sillimanite sont souvent présents à l'état de reliques minéralogiques. Ces minéraux reliques suggèrent l'existence d'un stade de très haute pression et haute température de faciès éclogite ou granulite, semblable à celui décrit dans les panneaux métamorphiques de Favone et de Porto-Vecchio (éclogites, pyrigarnites, pyroxénites plagifères à grenat ; Libourel, 1985). Les quartzites sont à grain très fin (quartz recristallisé) et contiennent souvent de la muscovite et de la chlorite.

ζζ. **Gneiss micaschisteux.** Ce sont des roches sombres, riches en quartz et phyllites (biotite ± muscovite) et à teneur variable en plagioclase.

ζM. **Gneiss sombres plus ou moins migmatitiques.** Les gneiss sombres montrent un degré de migmatisation variable qui se traduit par une séparation plus ou moins complète des minéraux clairs et sombres. Ce sont des roches riches en biotite, muscovite et cordiérite, qui peuvent contenir du grenat et de la sillimanite. Les minéraux clairs sont le quartz et le plagioclase qui dominent largement sur le feldspath potassique.

ζ. **Gneiss fins à chlorite-épidote.** Ces gneiss, parfois micaschisteux, présentent des aspects variés, ils sont souvent riches en quartz, plagioclase et phyllites : biotite ± muscovite ± chlorite.

δ. **Amphibolites.** Ce sont des roches toujours très sombres, identiques et de même nature que celles décrites dans le complexe leptyno-amphibolique.

L_γ^{2AL}. **Leucogranites à muscovite.** De puissance métrique à décimétrique, les filons de leucogranite à muscovite sont particulièrement abondants au contact entre l'Unité des granitoïdes Mg-K U1 d'Île-Rousse et le socle métamorphique de Belgodere, où ils recoupent à la fois ces deux formations. D'orientation NE-SW, leur pendage est très redressé. De petits massifs de granite à muscovite et biotite recoupent les gneiss sombres de Belgodere. Ces derniers granites pourraient marquer une phase d'anatexie syn- à « tardi-mise en place » de

l'intrusion d'Ile-Rousse. Celle-ci pourrait rendre compte de l'état ductile du socle de Belgodere au moment de la mise en place des intrusions U1.

• **Marge occidentale du complexe de Belgodere.**

Un ensemble d'unités de granitoïdes (plutonites précoces de D.Laporte, 1987), qui montrent le plus souvent une forte déformation piano-linéaire acquise à haute température, affleure sur la bordure ouest du complexe métamorphique de Belgodere, près du contact avec les unités U1 magnésio-potassiques. Ce sont l'Unité des orthogneiss clairs à biotite de Cafaie, l'Unité granodioritique de Maistrello et l'Unité des quartzmonzodiorites et orthogneiss œillés de l'Unité de Punta a u Zufolle. Ces «orthogneiss» ont été datés à 338 ± 1 Ma (Ménoteta/., 1996).

L'intensité de la déformation y est cependant variable spatialement : dans les orthogneiss de Cafaie, les domaines à dominante gneissique et granitique ont été distingués cartographiquement, tandis que, dans la granodiorite de Maistrello, les granitoïdes sont prédominants, les orthogneiss se localisant en couloirs subméridiens de puissance décimétrique à métrique. Ces déformations se sont déroulées dans des conditions PT permettant la recristallisation des biotites et des feldspaths.

La ressemblance des orthogneiss et monzogranites de Cafaie avec les monzogranites de Percepina et celle des quartzmonzodiorites de Pinzu a u Zufolle avec les granodiorites γ^3 de Monticello (Laporte, 1987), aux confins des feuilles Calvi et Santo-Pietro-di-Tenda, incite à penser que, parmi les hypothèses envisagées quant à l'âge et la nature de ces plutonites, la plus vraisemblable est celle qui en fait des précurseurs du magmatisme Mg-K.

α^3 C. **Orthogneiss œillés clairs de l'Unité de Cafaie.** L'Unité de Cafaie est formée d'orthogneiss œillés leucocrates, à biotite seule, de composition monzogranitique. Localement, ces orthogneiss passent à des granites porphyroïdes contenant 25 à 35 % de macrocristaux de feldspath potassique. Des roches basiques, de composition généralement monzodioritique, leur sont associées sous forme d'enclaves déci-à décamétriques.

α^4 . **Gneiss rubanés.** Ces roches, qui affleurent de façon restreinte, sont associées spatialement aux orthogneiss œillés sombres de la Punta a u Zufolle. Elles sont aisément identifiables par l'alternance de lits centimétriques à décimétriques qui leur confère leur dénomination.

α^5 Z. **Orthogneiss œillés sombres (Punta a u Zufolle).** L'Unité de Punta a u Zufolle est formée de granodiorites porphyroïdes et d'orthogneiss œillés sombres à biotite - amphibole \pm clinopyroxène, dont la

composition est intermédiaire entre des monzodiorites quartziques et des granodiorites. Elle renferme des enclaves basiques décimétriques et des stocks plurimétriques de roches basiques.

$\gamma^4 M$. **Granodiorites de l'Unité de Maistrolo.** Cette unité affleure largement sur la marge occidentale de la feuille et ne débordé que peu sur la coupure Calvi où elle apparaît à l'Est de Ville-di-Paraso et où elle a été indiquée de façon erronée sous le symbole « M ». Elle est essentiellement constituée par une granodiorite à texture souvent porphyrique, montrant par places un aspect nébuleux ; elle est le plus souvent riche en biotite (18 %) et parfois à amphibole verte. Les enclaves de roches métamorphiques, surtout de gneiss (gneiss fins migmatitiques, gneiss leucocrates à grenat), ainsi que les enclaves basiques microgrenues, y sont très abondantes.

$\gamma^3 P$. **Monzogranodiorites à biotite de Pioggiola.** Cette unité, de composition hétérogène, est localisée sur la marge sud-est de l'intrusion d'Ile-Rousse. L'hétérogénéité se révèle sur le terrain par des variations rapides de la composition et de la texture qui font apparaître localement des rubanements centimétriques à décimétriques, et par l'abondance des enclaves et panneaux de roches métamorphiques.

Les roches sont de teinte claire, grise ou blanche, et ne renferment pas d'enclaves de roches basiques. La texture est à grain moyen, hétérogranulaire (1 à 4 mm), porphyrique. Les macrocristaux de feldspath potassique, peu abondants, ont moins de 2 cm de taille en moyenne et une couleur bleuâtre ou grise.

Le plagioclase est en prismes automorphes trapus très séricitisés. Le feldspath potassique montre un large éventail morphologique depuis des macrocristaux centimétriques jusqu'à de petites plages millimétriques. Le quartz constitue des globules polycristallins ou remplit les espaces interstitiels entre les minéraux plus précoces. La biotite est souvent en amas flexueux et « cloisonnants » entre les feldspaths ; le zircon et l'apatite sont accessoires ; l'allanite et la monazite sont occasionnelles.

BATHOLITE

Association magmatique volcano-plutonique à caractère magnésio-potassique U1 (Carbonifère moyen)

Les données suivantes sur le magmatisme U1 sont tirées de la thèse de D. Laporte (1987) et de données acquises dans le cadre du lever de cette feuille (P. Rossi).

Cette association magmatique est la première qui a été mise en place au sein du batholite corse (Marre et Rossi, 1980) vers 340 Ma (Rossi et *al.*, 1988 ; Ménot et *al.*, 1996).

Au sein des granitoïdes U1 Mg-K du Nord-Ouest de la Corse, deux grandes unités intrusives ont été distinguées (Orsini, 1980) : l'Unité de Calvi, à l'Ouest, et l'Unité d'Île-Rousse, à l'Est, au contact du socle de Belgodere. L'Unité d'Île-Rousse (Laporte, 1987) montre l'association, au sein d'une même intrusion, de granitoïdes d'affinités différentes mais contemporains. Leur disposition générale est celle de lames subméridiennes à fort pendage, de puissance hecto- à kilométrique. Macroscopiquement, ces granitoïdes sont caractérisés, en règle générale, par la présence de macrocristaux de feldspath potassique présentant une très bonne organisation planaire et la présence de titanite (sphène) visible à l'œil nu.

v. Stocks de roches ultra-potassiques. Ce sont des roches noires et très denses, le plus souvent sub-isogranulaires à grain moyen (2 à 3 mm), très micacées et sensibles aux phénomènes d'altération météorique. Elles apparaissent sous la forme de masses isolées d'envergure déca- à hectométrique et d'enclaves centi- à décimétriques dispersées au sein des granitoïdes U1.

Les contacts plastiques entre ces roches et les granitoïdes encaissants indiquent que la mise en place des deux termes s'est effectuée conjointement.

On peut aussi rencontrer dans le socle de Belgodere des stocks basiques intrusifs dans les gneiss, comme à Pinzu a u Zufolle, ainsi que des filons de lamprophyres recoupant les gneiss, comme, par exemple, sur le talus de la voie ferrée, au Sud-Est de Belgodere.

Du point de vue de leur nature, ces roches, qui peuvent être qualifiées de très potassiques à ultrapotassiques (Folley et *ai*, 1987) avec $1,5 < K_2O/Na_2O < 3$, ont des compositions de lamprophyres en termes de K_2O , MgO , Al_2O_3 (Bergman, 1987). Les teneurs en éléments en traces sont en accord avec ces données.

Malgré d'importantes variations de texture et de composition, l'association minéralogique des roches basiques, en enclaves ou en stocks, est très constante : $Bt + (Hb \text{ verte-Act}) + Cpx + Pl \pm Kfs + Qtz$ pour les minéraux cardinaux, le clinopyroxène pouvant être absent dans les types pétrographiques les plus riches en quartz. L'association $Tit + Ap + Zrn + opaques$ (ilménite et sulfures) est symptomatique du cortège des minéraux accessoires.

La projection de leur composition modale dans un diagramme QAP illustre la variabilité de composition des roches basiques Mg-K U1 qui s'étale d'un pôle dioritique à un pôle syénitique.

$p\gamma^M Q$ **Monzonites quartzifères porphyroïdes de Santa Reparata.** Les roches qui constituent cette unité affleurent dans la partie nord-ouest de cette feuille et constituent le prolongement nord de l'Unité de Santa Reparata (di Balagna) définie sur la feuille Calvi.

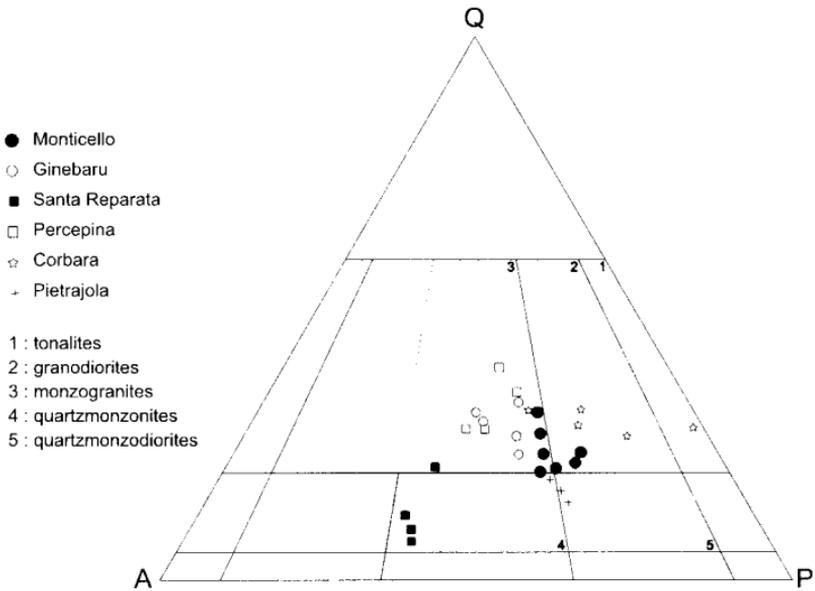


Fig. 11 - Composition des intrusions du groupe d'Île-Rousse dans la représentation Q-A-P (quartz, feldspath alcalin, plagioclase) ; Laporte, 1987 (Les roches de composition ultrapotassique, non figurées, se situeraient le long du joint AP)

Ce sont des roches porphyroïdes, à matrice hétérogranulaire, riches en minéraux ferromagnésiens souvent en agrégats, qui se caractérisent par l'extrême abondance (35 à 45 %), la forme allongée ($L/l = 4$ à 5) et la bonne organisation planaire des macrocristaux de feldspath potassique (MFK) de couleur blanchâtre. L'orientation de la texture de la roche est très bien soulignée par les MFK mais aussi par le plagioclase et les minéraux ferromagnésiens.

Le quartz en plages globuleuses est, en règle générale, en proportions assez faibles. À l'association de minéraux cardinaux $Qtz + Pl(And) + Kfs + Bt + (Hb\ verte-Act)$, il faut ajouter la présence systématique, mais en abondance variable, de clinopyroxène. Au sein du cortège d'accessoires, on note l'association systématique $Tit + Ain$ et la richesse en $Ap + Zrn + opaques$ (ilménite et sulfures). Postérieurement au développement de ces minéraux de haute température, se développe une paragenèse à $Sér + Chl + Ep + Prh + Cal$.

La composition modale de ces roches se place majoritairement dans le champ des monzonites quartzifères, à cheval sur celui des monzo-granites (fig. 11).

$p\gamma^{3-4MK}$. **Monzogranites et granodiorites porphyroïdes de Monticello.** Sous cette appellation, a été rassemblé un ensemble de grani-toïdes souvent porphyroïdes, à fabrique piano-linéaire bien marquée, qui regroupe des variétés granodioritiques sombres et d'autres monzo-granitiques claires constituant les termes extrêmes d'une suite continue de compositions (fig. 11).

Leur distribution spatiale n'est pas aléatoire : les granodiorites, riches en stocks de roches basiques, prédominent sur les bordures occidentale et orientale de l'intrusion (sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, on peut les observer près de la Bocca di a Battaglia, sur la route d'Olmi-Cappella à Speloncato), tandis que les monzogranites occupent la partie centrale du dispositif.

Les termes de composition granodioritique ont une texture porphyroïde où la taille des MFK, de couleur rosée, en moyenne de 4-5 cm, peut exceptionnellement atteindre 10 cm. Ils sont dispersés au sein d'une matrice à grain moyen à $Qtz + Pl(And) + Kfs + Bt + Amp$ ($Hb\ verte-Act$), le clinopyroxène étant peu abondant mais toujours présent.

Les types monzogranitiques, caractérisés par des proportions différentes des phases minérales, se distinguent, en outre, macroscopiquement des granodiorites par la couleur grise des MFK, le grain plus fin et, enfin, par une plus grande richesse en quartz qui tend à former une trame continue et non plus des plages globuleuses isolées. La composition minéralogique d'ensemble est qualitativement comparable à celle des granodiorites, quoique le clinopyroxène n'apparaisse plus qu'en reliques dans l'amphibole.

Formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires (Carbonifère supérieur - Permien inférieur)

h4-3. Formation de Solche (Carbonifère moyen-supérieur) : grès et conglomérats. Cette formation conglomératique a été définie à Solche (Rossi et *ai*, 1991) au Nord-Ouest du Tenda, sur la feuille Saint-Florent. Elle y est constituée par l'alternance de bancs de conglomérats grossiers à matrice arkosique, grise à jaunâtre, et de grès grossiers arkosiques. Des formations conglomératiques comparables affleurent au Nord et au Nord-Est de la confluence Tartagine - Lagani et reposent sur les micaschistes¹. Elles sont recoupées par les granites alcalins hypersolvus à biotite du complexe de Popolasca.

Ces formations conglomératiques avaient été déjà remarquées par J.W.A. Bodenhausen et S.B. Spijer (1962) « ... conglomerates of questionable age, Permian or Jurassic... ? » et par J.-P. Baud (1975), pour lesquels leur âge restait toutefois sujet à discussion. R. Nardi et *al.* (1978), à l'occasion de leur étude sur la Nappe de Balagne, leur avaient attribué un âge silurien.

Dans le talus occidental de la route Pietralba - Ponte-Leccia (Balagnina), au Nord-Est du pont qui enjambe la voie ferrée, la Formation de Solche affleure largement ; elle est toutefois affectée par une forte cataclase et une chloritisation intense à proximité de la zone de fractures entre massif du Tenda et Nappe de Balagne. Les conglomérats renferment des galets de quartz, de roches métamorphiques diverses et de granites Mg-K. Au carrefour entre la N 197 et la D 247, sur les deux rives du Lagani, et à l'embranchement en direction de Castifao, les conglomérats ont livré davantage de galets de granites magnésio-potassiques que sur la plage de Solche, où la formation a été primitivement définie.

Renfermant des galets de granites Mg-K U1, dont l'âge est de l'ordre de 340 Ma, et recoupés par des granites alcalins du complexe de Popolasca, datés autour de 290 Ma, les conglomérats de la Formation de Solche ont été qualifiés de « westphaliens » (315-305 Ma). Ils sont affectés par un métamorphisme thermique au contact des granitoïdes, soit U2, soit U3, qui y induisent localement le développement de biotite et/ou de cordiérite (schistes tachetés).

vsh-r. Formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires (Chierchiu, Castifao, Acouleze, Mausoleo).

Relations entre phénomènes plutoniques et volcaniques.

Dans le massif du Tenda, ces relations peuvent être établies autour de la Bocca a u Vezzo, sur la coupure Saint-Florent, immédiatement au Nord de celle de Santo-Pietro-di-Tenda. Les observations de terrain sont parfois rendues délicates, et leur interprétation parfois malaisée, en raison de la banalisation des roches plutoniques et volcaniques en orthogneiss.

On peut toutefois observer, au col de Vezzo même, l'intersection de la Formation volcano-sédimentaire (FVS) du Chierchiu par des filons ou des sills de leucomonzogranites et, sur le rivage de Malfalcu, l'intrusion de granodiorites subvolcaniques dans la FVS du Chierchiu.

De même, immédiatement à l'Ouest du pont de Mulindinu, au Sud de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, sur la coupure Corte, on peut observer une série de tufs de composition rhyodacitique à rhyolitique qui sont recoupés par une coupole hypovolcanique monzogranodioritique. Au contact, les roches intrusives montrent des caractères de refroidissement lent (sphérolites vermiculées et micropegmatites).

Les formations du Chierchiu, de Moltifao et de Mausoleo, qui sont comparables du point de vue de la composition de leurs différents termes, doivent être rapportées au même ensemble (fig. 12). Les conditions de dépôt, ainsi que les caractères pétrographiques et géochimiques de ces FVS calco-alcalines, permettent de les identifier aux nappes ignimbritiques du Cinto (Vellutini, 1977).

Comme dans les unités prépiémontaises, entre Corte et Ponte-Leccia, la composition de ces diverses FVS est celle de dacites à rhyodacites Ceci conduit à ranger l'ensemble de ces FVS au sein d'un même ensemble calco-alcalin dont l'âge, par comparaison avec celui de Mausoleo, peut être attribué au Stéphanien - Permien inférieur, ce qui est en accord avec les datations (U-Pb sur zircon) réalisées sur les volcanites dacitiques de la FVS du Chierchiu : 291 ± 2 Ma (Bocca a Vezzo) et 284 ± 3 Ma (Monti Rossi) sur la feuille Saint-Florent (Rossi et *al*, 1993).

• **Formation volcano-sédimentaire acide calco-alcaline du Chierchiu.** Elle affleure entre la Bocca d'Alzia et le Sud de la Bocca a Vezzu. La série volcano-sédimentaire du Chierchiu est formée par la succession, sur environ un millier de mètres de puissance apparente, de pyroclastites, dacites, tuffites et arkoses rhyolitiques, avec des intercalations conglomératiques et des passées pélitiques interstratifiées comme à Bocca d'Alzia et dans les environs immédiats.

Elle débute par des **conglomérats de base (notés 1)** quasi monogéniques à éléments de micaschistes sous-jacents (Stam, 1952). Reconnus et cartographiés sur la partie nord de la marge orientale de la bande volcano-sédimentaire, ces conglomérats n'ont pu être reconnus dans la partie sud, peut-être à cause de contacts tectoniques.

Leur composition chimique (majeurs et traces) place les roches volcano-sédimentaires du Chierchiu dans un champ évoluant des dacites aux rhyodacites. Les textures préservées sont celles de tufs de retombées (pyroclastites banales), de tufs soudés et d'ignimbrites. Les affleurements situés sur la piste, à une centaine de mètres à l'Est de Collettole di Lustinchella, permettent d'observer des roches non affectées par les déformations alpines, de couleur très foncée.

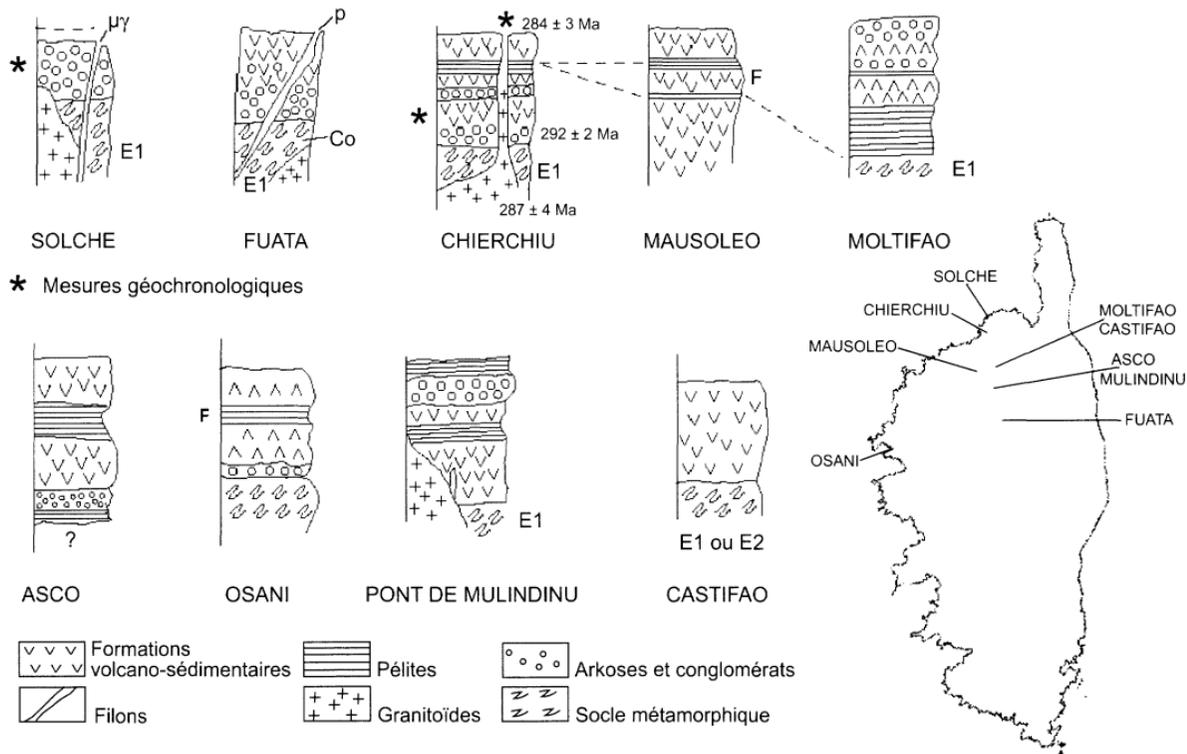


Fig. 12 - Logs synthétiques et corrélations entre les formations volcano-sédimentaires d'âge carbonifère à permien en Corse septentrionale. E1, socle de micaschistes panafricains ; E2, socle des gneiss éohercyniens de Belgodere

La matrice des décharges de **conglomérats intraformationnels (notés 3)** est composée de nombreux fragments lithiques de siltites ou de quartzites, de phénocristaux de feldspath, de quartz éclatés, à formes anguleuses, dans une mésostase contenant d'anciens vitroclastes. La composition chimique d'ensemble de ces roches est majoritairement celle de dacites. Les volcanites alternent avec des arkoses rhyolitiques et des décharges conglomératiques. Ces conglomérats, à ciment de composition rhyodacitique, peuvent être composés de galets de matériel volcanique et de quartz, comme ceux affleurant immédiatement au Sud du Monte Iffana ou bien, comme à l'Est de Pinzu Modeni, de 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 (U-Pb sur zircon) a été conduite sur des échantillons de dacites de la Formation du Chierchiu (sur la feuille Saint-Florent) et d'un sill de leucomonzogranite (Rossi et *ai*, 1993). L'âge des dacites est compris entre 291 ± 2 Ma (Vezzo) et 284 ± 3 Ma (Monti Rossi). Un âge moyen de 280 ± 8 Ma a été obtenu pour les leucomonzogranites. La granodiorite de Casta, ayant été datée à 303 ± 6 Ma, et la microgranodiorite de Malfalcu à 302 ± 3 Ma, il y a donc compatibilité entre les âges obtenus et les observations de terrain.

- **Brèches vertes (Acouleze) (notées 2).** Ces roches, de couleur verte, sont affectées par une déformation cataclastique. Sur le terrain, elles sont assez aisément identifiables car on peut y observer des quartz auto-morphes qui se détachent sur un fond de matrice aphanitique.

- **Série du « bassin » de Mausoleo.** Le revers nord-est du massif du Cinto montre essentiellement un puissant ensemble volcano-sédimentaire composé de pyroclastites, tuffites sombres et arkoses claires avec, de loin en loin, des intercalations de schistes gréseux et de schistes noirs peu micacés. Aucun horizon conglomératique n'y a été décrit.

Cet ensemble est séparé des granitoïdes Mg-K, situés plus à l'Est, par un grand accident subvertical, localement méridien, qui se prolonge jusqu'au Sud de l'Asco et qui est cicatrisé sur une grande distance par des filons de microgranite alcalin du système annulaire du Monte Cinto. Les témoins de volcanisme calco-alcalin et de formations volcano-sédimentaires calco-alcalines ont été conservés dans ce secteur en bordure de la caldeira effondrée du Monte Cinto et à l'intérieur (Ouest) des filons annulaires.

Le long de la route d'Oلمي, au sein d'une formation de **shales, pélites et d'arkoses (notés 4)**, ont été cités des débris d'une forme ressemblant à *Odontopteris reichiana* (Teichmuller et Selzer, 1931) et des empreintes de *Pecopteris feminaeformis* et *P. plumosa dentata* (Vellutini, 1977) rapportés au Stéphanien. Cet ensemble, recoupé par un chevelu de filons et de sills rhyolitiques, est considéré classiquement comme d'âge permien. Il est affecté par la tectonique alpine (éocène)

qui amène un étroit coin de granites, sur la rive nord du Tartagine à l'Est du pont génois, à chevaucher ces schistes vers l'Ouest. Sauf si l'on suppose d'importants chevauchements (qui n'ont pas été reconnus) et en fonction des datations admises, les faciès volcano-sédimentaires débutent, à Mausoleo, durant le Stéphanien. Des affleurements de pélites schisteuses, au sein des formations volcano-sédimentaires, se poursuivent vers le Sud sous forme d'une étroite bande très discontinue que l'on reconnaît près du col de Laggiarello et qui atteint la rive sud de l'Asco sur la feuille Corte.

Les tuffites sombres de la maison forestière de Mausoleo sont en tous points comparables à certaines tuffites, à intercalations locales de pélites schisteuses en passées métriques, situées immédiatement à l'Est de Bocca d'Alzia, ou sur la piste menant de la Bocca a Vezzo à Mal-falco (feuille Saint-Florent) au sein de la Formation du Chierchiu, dans le compartiment du Tenda.

Entre l'entrée aval des gorges de l'Asco, au Sud, et Castifao, au Nord, une bande méridienne de terrains, principalement formée de faciès péli-tiques, volcano-sédimentaires et localement conglomératiques - pour lesquels un âge carbonifère avait déjà été proposé par E. Nentien (1897)- se situe aux confins des feuilles Santo-Pietro-di-Tenda et Corte.

La partie sud de cet ensemble, entaillée par les gorges de l'Asco, est composée essentiellement d'une puissante formation de pyroclastites dacitiques recoupées par des monzogranodiorites U2. Des passées péli-tiques sombres, semblables à celles de Mausoleo, se rencontrent plus au Nord, au sein de la FVS, tandis qu'au Sud de Moltifao, ce sont des horizons conglomératiques qui peuvent être observés. Ils renferment un grand nombre de galets de volcanites rhyolitiques leucocrates hétérométriques (quelques mm à 50 cm), cimentés par une matrice gréseuse, remaniant des éléments volcaniques.

ipvC. Série verte d'Asco - Calenzana (complexe du Monte Cinto) : ignimbrites et pyroclastites calco-alcalines. Cette série affleure tout autour de la caldeira du Cinto entre les filons annulaires granitiques ou microgranitiques qui cicatrisent les effondrements crus-taux liés à la formation de la caldeira. La série ignimbritique a d'ailleurs été conservée grâce à ces effondrements. L'ensemble des données qui suivent sont tirées de la description de P. Vellutini (1977).

Elle apparaît dans le coin sud-ouest de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, dans le secteur compris entre la bordure orientale du Monte Padru (feuille Galeria) jusqu'au Capu Perdatu (feuille Galeria). Elle repose, là, sur les terrains métamorphiques et sédimentaires du substratum, tandis qu'à l'Ouest, dans la région de Calenzana (feuille Calvi) et du Marsulinu (feuille Galeria), elle repose sur les granites calco-alcalins Mg-K U1 du socle anté-volcanique. On retrouve cette série dans la même position plus au Nord, formant le massif de San Parteu en Haute Balagne (feuille Calvi).

Cette série est constituée par un très grand nombre de termes volcaniques, correspondant à des dynamismes éruptifs variés, subdivisés en deux grands groupes :

- 1) les projections pyroclastiques ;
- 2) les coulées ignimbritiques.

Les relations stratigraphiques entre les différentes unités sont, cependant, le plus souvent oblitérées par la tectonique cassante liée à l'effondrement de la caldeira du Cinto, d'une part, et, d'autre part, par la tectonique alpine qui a fortement affecté la bordure orientale du massif.

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

• **Les coulées ignimbritiques.** Reposant sur une brèche volcanique, la série rhyolitique ignimbritique verte se présente sous deux types de faciès. À la base, un faciès non flammé, massif, riche en phénocris-taux, domine largement ; il est surmonté par un faciès flammé à plus faible teneur en phénocristaux. La brèche volcanique de base a une épaisseur voisine d'une cinquantaine de mètres au Capu Castellaciu et au Capu Cardellu (feuille Galeria). Les éléments y sont classés, mais aucune stratification n'y est perceptible. Mis à part quelques fragments anguleux provenant du démantèlement du socle, les autres éléments sont des projections de magma neuf.

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

La mésostase a une structure vitroclastique discontinue. La dévitrification, relativement avancée, tapisse la roche d'un feutrage extrêmement

fin de séricite et de chlorite. Les échardes vitreuses sont souvent recristallisées en phyllites et quartz ; certaines, de plus grande taille, sont entièrement épigénisées par de la calcite que l'on retrouve d'ailleurs en amas diffus dans la pâte.

Avec des teneurs très faibles en CaO (1 % en moyenne), élevées en Na₂O (3,5 à 4 %) et K₂O (4 à 4,5 %), ces laves, de la lignée calco-alcaline, peuvent être qualifiées de rhyolites sub-alcalines (Vellutini, 1977).

Association magmatique volcano-plutonique calco-alcaline composite U2 (Carbonifère supérieur - Permien inférieur)

γ^{CA} . **Granodiorites - tonalites et mégagranodiorites.** La composition de ces roches évolue depuis des tonalites (secteur du col de San Pancrazio, par exemple) jusqu'à des granodiorites, sans qu'aucune variation des types pétrographiques n'ait été distinguée cartographiquement.

Ce sont des roches à grain moyen, assez homogènes sur le plan minéralogique, qui présentent une organisation planaire, localement soulignée par la disposition des ferromagnésiens et des enclaves basiques «microgrenues». Le type pétrographique le plus répandu est la granodiorite de type «Casta», dont les caractères, décrits en détail dans la notice de la feuille Saint-Florent, sont ici résumés. Souvent déformée et rétrotransformée dans le faciès des Schistes verts par les phénomènes alpins, cette granodiorite conserve néanmoins ses caractères primaires dans certaines zones abritées, comme celle située à l'Ouest de la Funtana di a Pidocchiosa, au Sud de la Bocca Tiobuli, où elle forme des chaos de boules. Elle se compose de plagioclases très abondants (andésine avec un cœur altéré, plus basique), en grandes lattes. La présence de hornblende est systématique et permet de caractériser ces roches ; la biotite est toujours abondante. Le quartz, parfois interstitiel, est en larges plages à éclat gras avec de petites biotites ou de petites hornblendes incluses. Le feldspath potassique, en quantité réduite dans les compositions tonalitiques, a un habitus xénomorphe à subautomorphe. Les minéraux accessoires sont : l'al-lanite, la titanite, l'apatite et le zircon, fréquemment en inclusions dans la biotite, ainsi que les minéraux opaques, constitués de magnétite et d'hématite. La composition chimique moyenne de ces roches est celle d'une granodiorite, comparable aux granodiorites du batholite occidental.

Données géochronologiques. La granodiorite de type « Casta » a été datée par évaporation du plomb sur monozircons à 303 ± 6 Ma (Rossi et al., 1993) à partir d'un échantillon prélevé à l'Est de Casta, sur la feuille Saint-Florent, au point de coordonnées $x = 264\ 100$; $y = 564\ 400$. L'âge à 330 Ma, obtenu par la méthode ³⁹Ar/⁴⁰Ar (Maluski, 1977), sur une amphibole provenant d'un échantillon de

granodiorite d'Urtaca, apparaît ainsi trop ancien et pourrait être dû à un excès d'argon. Un tel phénomène a, en effet, été mis en évidence dans les roches peu ou pas déformées, avoisinant toutefois des zones ayant subi une forte déformation ductile.

γ^{3CA} . **Monzogranites à biotite et métamonzogranites.** À l'affleurement, leur aspect général apparaît peu différent de celui des grano-diorites. La densité moindre, voire la rareté d'enclaves microgrenues basiques, l'absence d'amphibole, ainsi qu'un indice de coloration plus clair, permettent néanmoins de les identifier lorsque la surimposition de la déformation et du métamorphisme alpins n'est pas trop intense. Lorsque les monzogranites ont subi une empreinte métamorphique, leur teinte d'ensemble est toutefois moins verdie que celle des grano-diorites. Le contact avec ces dernières n'a pas été observé en détail.

$L\gamma^{2CA}$. **Leucomonzogranites, métaleucomonzogranites.** Les leucomonzogranites à grain moyen, dans le compartiment de Lama -Genova, sont caractérisés par leur teinte blanchâtre à l'affleurement. Ils sont formés d'une association minérale à Qtz + Ksp + Plag (Ab-Ol) \pm Bt + Mgt + Hém + Ap + Zr \pm Tit. Le quartz est abondant ; le feldspath potassique, souvent subautomorphe, est peu perthitique. Les pla-gioclases, subautomorphes (Ab-Ol), sont toujours légèrement séricitisés. La biotite, assez rare, est toujours très chloritisée. Apatite, zircon et petits cristaux d'allanite constituent le cortège des accessoires.

Localement, se développent des pegmatites graphiques et des aplites, mais ces zones n'ont pas été individualisées cartographiquement.

Datation géochronologique. Un âge moyen de 280 ± 8 Ma, par évaporation du plomb sur monozircons, a été obtenu sur un leucomonzogranite du Genova prélevé au Monti Rossi (Rossi et al., 1993).

Les leucomonzogranites du compartiment de Cima a Forca sont caractérisés, dans le paysage, par des reliefs dénudés. Ce sont des roches à patine rousse s'«arénisant» peu, comparables à celles qui forment l'Île-Rousse, à l'Ouest sur la feuille Calvi.

La roche, équante, est toujours très claire avec un grain moyen" à gros. Elle ne montre pas de schistosité mais elle est intensément microfracturée.

Au microscope, on observe que le quartz, à extinction toujours onduleuse, possède constamment un habitus subautomorphe à automorphe. 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, sur la feuille Saint-Florent, 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.

Les enclaves sombres y sont absentes ou très rares, à l'exception de l'essaim qui affleure sur la grève, aux ruines de I Magazini, au Nord de l'anse de Peraiola, sur la feuille Saint-Florent. Les contacts lobés de ces roches basiques avec les granités témoignent d'une mise en place concomitante. Leur composition chimique, très comparable à celle de filons dacitiques recoupant les mêmes granités (notice Saint-Florent), indique qu'enclaves et filons pourraient représenter les expressions d'un même magma dont la mise en place s'est poursuivie pendant la mise en place du massif, dans un cas (enclaves) avant le refroidissement du granite, et dans l'autre cas (filons) postérieurement.

Au voisinage des cornéennes **K** et des formations rhyolitiques, le grain des leucomonzogranites 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 (1966) ont proposé de voir dans le compartiment de Cima a Forca une structure volcano-tectonique.

Le leucomonzogranite de Cima a Forca a été daté, par la méthode U-Pb (SHRIMP), sur des zircons provenant d'un échantillon prélevé à Pinzu Modeni, au Nord de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, à l'Est de Petra Moneta. L'âge obtenu est de $286,5 \pm 3,9$ Ma, comparable, aux marges d'erreurs près, à celui du leucomonzogranite de Monti Rossi.

$\mu\gamma$. ρ . **Filons acides et microgranites indifférenciés.** Sous cette rubrique, ont été regroupés des microgranites aussi bien que des rhyo-lites. Ce sont soit des filons *s.s.*, soit des corps filoniens à l'apex ou en périphérie d'intrusions proximales.

Magmatisme volcano-plutonique U3 (Permien inférieur)

Complexe plutonique métalumineux de Popolasca

γ_{ab}^{2A} . **Granites mésocrates à amphibole, biotite et enclaves.** Ce sont des roches souvent mésocrates où les ferromagnésiens - amphibole (hornblende ferromagnésienne), rares reliques de clinopyroxène et biotite $0,73 < X_{Fe} < 0,85$ - sont souvent groupés en amas. Elles renferment des enclaves en loupes de petite taille, inférieures à 10 cm en moyenne, constituées par des concentrations très riches en amphibole (80 %), plagioclase albitique et quartz. Le quartz présente un habitus le plus souvent automorphe, en grappes ; cependant de larges cristaux xénomorphes peuvent être observés çà et là. La majorité de la phase feldspathique est constituée par des feldspaths potassiques très perthitiques : l'albite cristallise par places de façon automorphe en s'insinuant

entre le quartz et les perthites. L'oligoclase An₁₈, assez largement représenté, est le plus souvent corrodé. Les zircons, très limpides, trapus (150 à 200 µm), sont nombreux ; l'allanite est le plus souvent associée aux amas d'amphibole et de biotite ; la magnétite constitue la majorité de la fraction opaque ; l'ilménite étant subordonnée.

Ces roches - bien que jusqu'à présent la fayalite n'y ait pas été signalée - sont semblables par leur composition minéralogique et chimique, à celles, à fayalite, amphibole et biotite, du massif voisin des Cinq Frati, près de Calasima (Vellutini, 1977) (monzosyérites de Platevoët et Bonin, 1988) et qui sont situées à proximité immédiate de la terminaison sud-est du complexe de Popolasca. On peut les rattacher à ce dernier du point de vue structural, pétrographique et géochimique.

γb^{1A}. Granite perthitique (hypersolvus) rose à biotite. Ce granite ne montre pas, sur la feuille Santo-Pietro-di Tenda, à la différence du massif des Aiguilles de Popolasca, de découpé morphologique caractéristique. Il occupe la dépression qui s'étend au Sud-Est de la Nappe de Balagne, entre Ponte Rosso et Moltifao, où il ne détermine que des reliefs aux formes molles. Il est intrusif dans les conglomérats « west-phaliens », au Sud de la Nappe de Balagne, ainsi que dans les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires, d'âge carbonifère supérieur à permien inférieur, au Sud de Moltifao.

La roche est quasi-uniquement constituée de feldspath potassique perthitique, d'albite et de quartz automorphe en billes. La biotite, très ferrifère et de cristallisation toujours tardive, est presque toujours chloritisée. Les accessoires identifiés sont l'allanite et plus rarement la cassitérite. La thorite est aussi fréquente que le zircon : elle est sous forme soit de thorite rouge résineuse, soit de thorite jaune jonquille translucide. On rencontre aussi des zircons thorifères et des mélanges thorite - zircon (grains mixtes). Quel que soit leur habitus, thorite et zircon sont toujours métamictes. La fluorite tardive est fréquente. La population de zircons est extrêmement homogène (fig. 13) et caractéristique des granites hypersolvus. Il est à noter que les thorites revêtent la même morphologie que les zircons.

Synthèse sur l'âge du massif. Les intrusions qui composent le complexe de Popolasca ont été datées (Cocherie et *al.*, soumis) par un ensemble de méthodes utilisant les isotopes du plomb contenus dans les zircons (méthode d'évaporation directe, de dissolution : U-Pb TIMS et mesure *in situ* par microsonde ionique : SHRIMP).

Les granosyérites du complexe de Popolasca ont été datées à Castiglione (feuille Corte, éch. Po 11). Les syénites quartziques des Cinq Frati, à Calasima (feuille Galeria), montrent des âges comparables. Il y a donc compatibilité entre ces âges et les données de terrain.

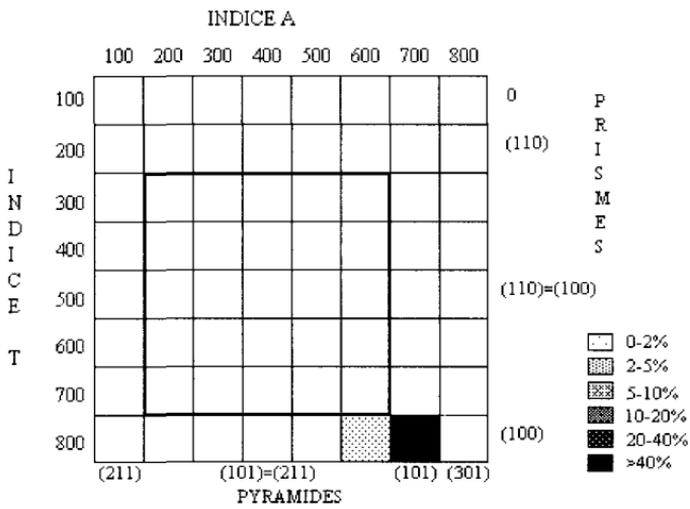
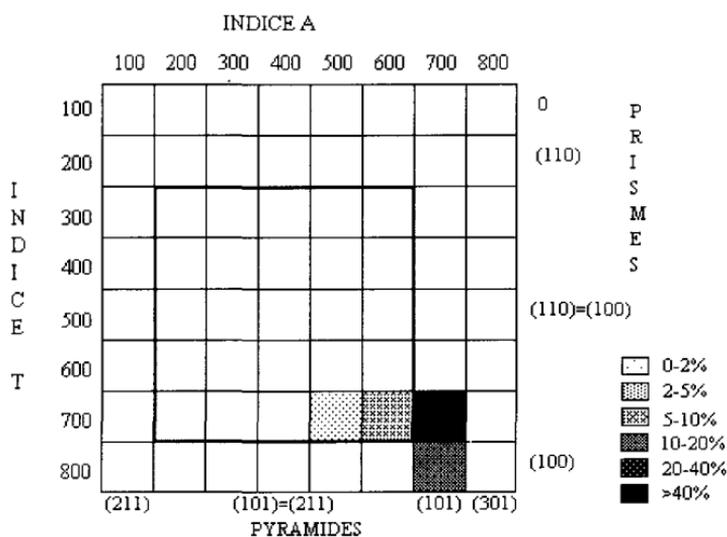
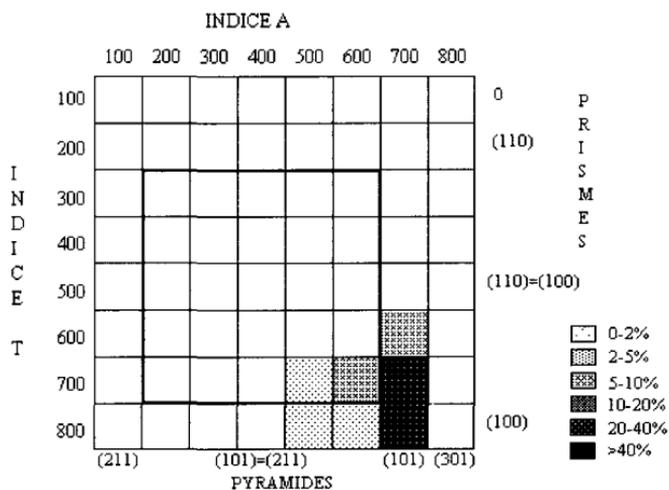


Fig. 13 - Typologie des zircons des granites du complexe de Popolasca



Granosyenites de Castiglione (feuille Corte)
et des Cinque Frati (feuille Galeria)



Granite hypersolvus de Cima a i Mori

Granosyérites du complexe de Popolasca	
	granosyérites
Évaporation (Pb/Zr)	291,1 ± 5,9 Ma (n=5)
SHRIMP (U-Pb/Zr)	290,0 ± 2,0 Ma (n=15)
Dissolution (U-Pb/Zr)	291,1 +11/-5.6 Ma (n=5)
Âge moyen	290,2 ± 1,8 Ma

Un échantillon d'un puissant filon doléritique, recoupant le granite hypersolvus rose et provenant de la carrière exploitée en rive droite de la Tartagine, à l'Est de Cima a Trepite, a été daté à 280 ± 2 Ma par la méthode U-Pb sur zircon (SHRIMP). L'âge du granite perthitique rose est ainsi compris entre 290 et 280 Ma.

Complexe volcano-plutonique alcalin du Monte Cinto

μf. Filons rhyolitiques et microgranites alcalins. Ring-dyke de Calenzana - Asco. À la maison forestière de Tartagine, on peut observer le plus interne des filons annulaires du Monte Cinto qui affleurent de l'Ouest du col de Laggiarello. Ce filon est doublé, deux kilomètres plus à l'Est, par un autre filon, plus externe, qui recoupe les formations métamorphiques de Belgodere. À ces filons annulaires est associé un système de filons radiaires d'orientation NE-SW.

Le microgranite, à grain moyen, de ces filons contient des phéno-cristaux roses ou verdis de feldspath alcalin pouvant atteindre jusqu'à 5 mm. À ces minéraux prépondérants s'ajoutent des cristaux de quartz, de 2 mm en moyenne, et de nombreux amas centimétriques de chlorite à contours diffus. De nombreuses diaclases remplies de phyllites vertes secondaires recoupent la roche. La mésostase est formée de quartz, feldspath potassique, albite, minéraux opaques et phyllites. Le zircon est toujours présent.

itf. Projections pyroclastiques inférieures. Elles occupent l'intérieur de la caldeira du Monte Cinto. La feuille Santo-Pietro-di-Tenda n'en laisse apparaître que la bordure méridionale. Leur épaisseur totale, bien qu'importante, n'est pas mesurable avec précision, d'une part, parce que leur base n'apparaît pas, et, d'autre part, en raison des nombreuses fractures qui affectent la série.

Ces retombées aériennes stratifiées sont constituées de bancs de brèches, microbrèches, tufs, lapillis, cendres et fragments de ponces. Quelques niveaux métriques de rhyolites flammées y sont intercalés. Près des failles bordières, ces bancs sont redressés à la verticale.

Complexes mafiques-ultramafiques tholéitiques (Permien inférieur) de Bocca-di-Tenda (a) et d'Olivaccio (b)

Deux complexes basiques-ultrabasiques stratifiés affleurent sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda : le complexe du Tenda, au centre de la

coupure, et celui d'Olivaccio, au Nord-Est et dont la majeure partie se trouve sur les feuilles Bastia et Vescovato.

La mise en place de ces complexes est concomitante de celle de leucomonzogranites, comme en témoignent les zones de mélanges acides-basiques observables, notamment dans le Tenda, immédiatement à l'Est du Monte Buggientone et à la Bocca San Bernardino, à l'Ouest de Santo-Pietro-di-Tenda. De telles figures de mélanges sont également observables dans les massifs d'Olivaccio et du Pigno, sur la feuille Bastia.

Ce synchronisme global de mise en place, tel qu'il peut être déduit des observations de terrain, peut également être interprété comme le résultat de l'intrusion d'un magma basaltique dans un magma leuco-monzogranitique en cours de cristallisation, comme cela a été proposé ailleurs (Michael, 1991 ; Wiebe, 1993).

Les données pétrographiques, géochimiques, chronologiques et de terrain ont amené à proposer (Rossi et *al*, 1992) que les complexes basiques stratifiés représentent des chambres magmatiques en relation avec le volcanisme andésitique (Osani) ou basaltique (Scandola). Les systèmes filoniens équivaldraient, dans cette hypothèse, aux dykes reliant réservoirs et appareils volcaniques.

a) Le complexe de Bocca-di-Tenda

Il affleure sur environ 15 km², au sein des granodiorites à amphibole et biotite de Casta qu'il recoupe. Son âge de mise en place, à 288 ± 2 Ma, a été déterminé à l'aide du chronomètre U-Pb sur zircon, par mesures ponctuelles à la microsonde ionique (SHRIMP II, Canberra). Sa mise en place accompagne celle des monzogranites leucocrates, datés à 280 ± 8 Ma (Monti Rossi) et $286,5 \pm 3,9$ Ma (Pinzu Modeni) (Cocherie et *ai*, soumis).

Les effets de la déformation alpine restent très localisés : le complexe mafique-ultramafique est encadré par deux zones de déformation ductile majeure subméridiennes, apparaissant mouler, en cisaillement ductile senestre, le corps basique compétent. Les associations minéra-logiques originelles sont conservées : l'olivine, les spinelles, les pyroxènes, les amphiboles, le plagioclase et la biotite sont stables.

La cartographie a permis de définir les principaux types pétrographiques qui constituent ce complexe, ainsi que leur répartition et leur relations mutuelles, et d'y identifier une paléochambre magmatique (Ohnenstetter et Rossi, 1985).

On a ainsi mis en évidence, au sein d'une seule chambre magmatique, la succession : péridotite (wehrlite), troctolite, gabbro à olivine, gabbro-norite, ferrogabbro, diorite. Cette séquence est semblable à celle reconstituée (Cocherie et *al*, 1984 ; Rossi, 1986) à partir de l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de fragments de

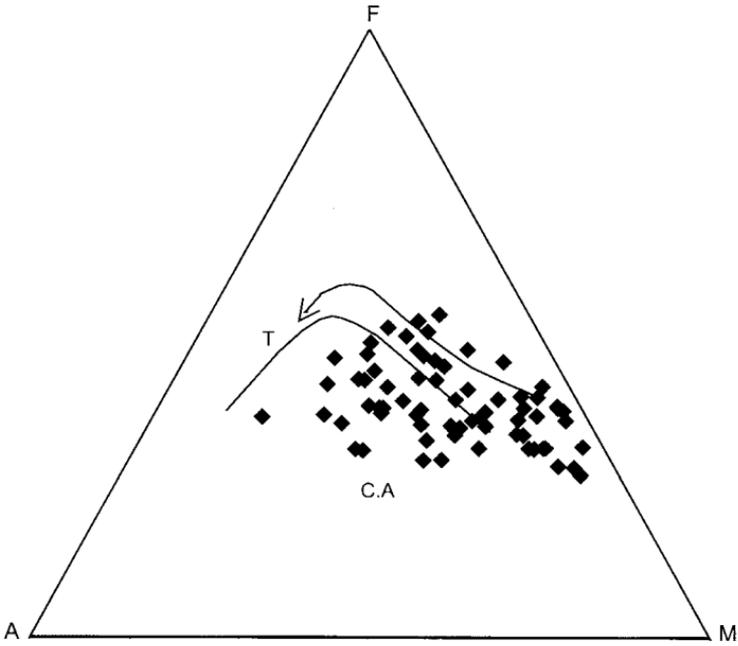


Fig. 14 - Position des roches du complexe du Tenda dans un diagramme A-F-M.

La courbe sépare les domaines tholéitique (T) et calco-alcalin (C.A), (Irvine et Barragar, 1971). Les roches situées dans le domaine calco-alcalin sont principalement des gabbros et diorites à amphibole.

La flèche indique la tendance d'évolution des roches du sill tholéitique de Palissades, États-Unis (Walker, 1940)

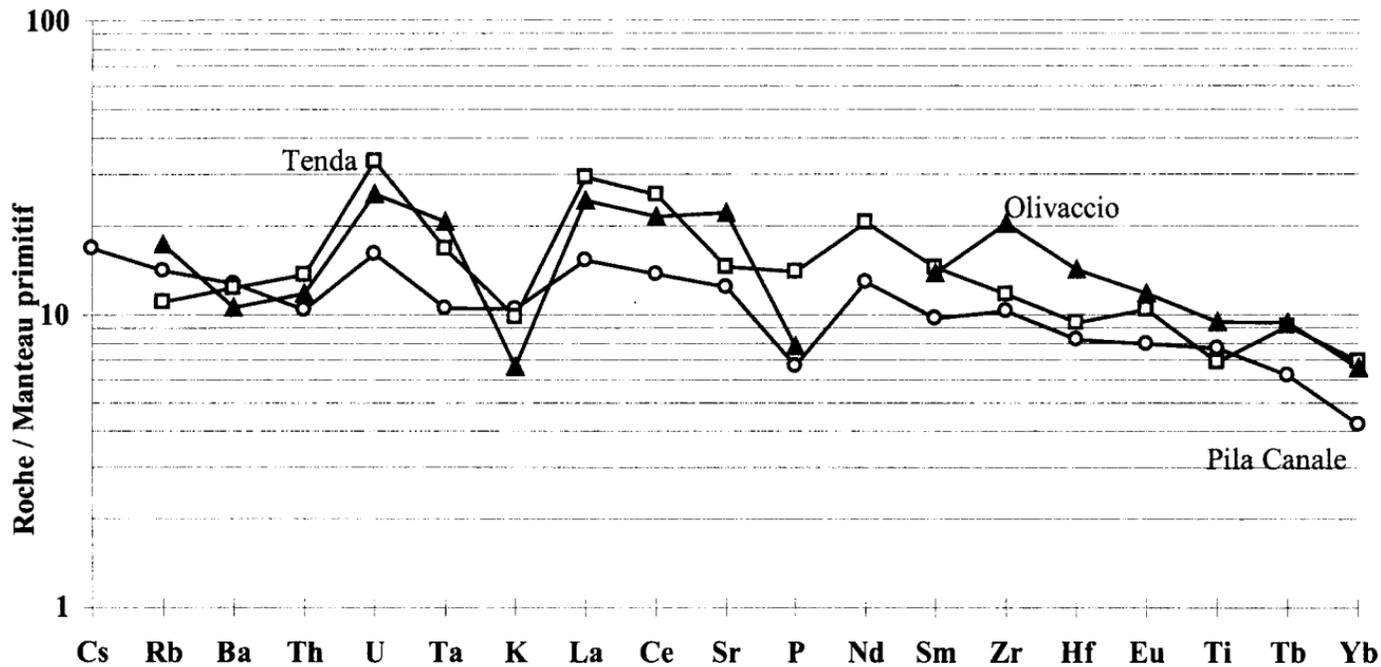


Fig. 15a - Comparaison de la distribution des éléments en traces des gabbros à composition de liquides de différents massifs stratifiés, dans un diagramme de normalisation par rapport au manteau. La séquence des éléments est rangée par ordre d'incompatibilité décroissante dans les basaltes océaniques (Sun et Mc Donough, 1989)

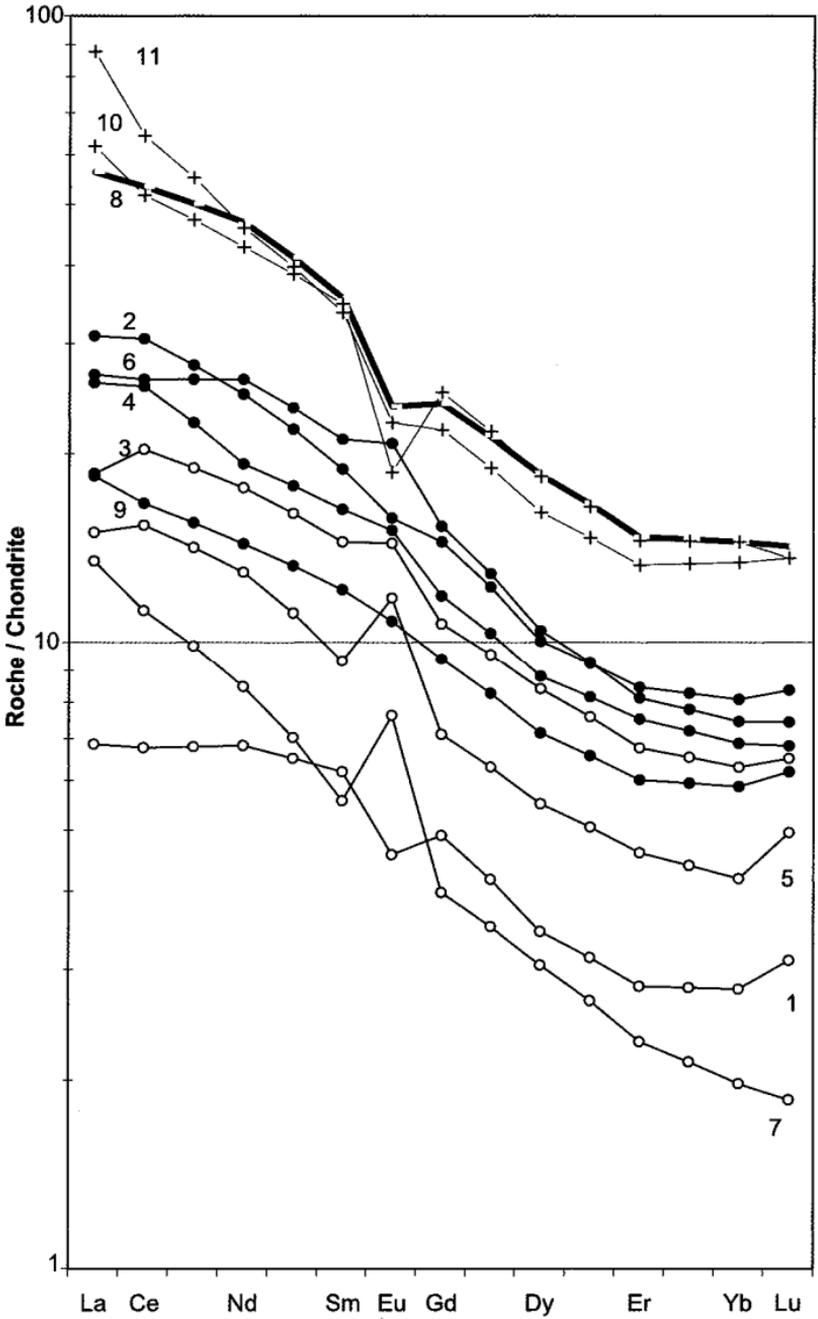


Fig. 15b : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites de roches du complexe stratifié du Tenda.

Fig. 15b : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites de roches du complexe stratifié du Tenda.

- 1 : pyroxénite à olivine (NW Casenove)
- 2 : cortlandtite (300 m SW Bocca di Tenda)
- 3 : péridotite plagifère (NW Casenove)
- 4 : ferrogabbro (400 m W Cima di Cornadoio - 1231 m)
- 5 : gabbro troctolitique à olivine (NW Casenove)
- 6 : gabbronorite à magnétite
- 7 : gabbro à olivine (400 m NE Funtana di a Lattuga)
- 8 : basalte (bordure figée de bord de chambre)
- 9 : gabbronorite à grain fin
- 10 : méladorite (200 m ESE cote 804, E Casenove)
- 11 : diorite aciculaire à amphibole (NE Cima di Cornatoio - 1311 m)

Les spectres des différents types représentatifs de roches du complexe stratifié sont représentés en quatre groupes en fonction de leur composition chimique, de leur nature et de leur position dans le complexe :

Trait fort : roche à composition de liquide initial

Une bordure figée sur la partie bordière du complexe (8), (cf fig. 15a) de composition basaltique montre des caractères comparables aux liquides intiaux définis dans les autres complexes basiques de Corse. Les fractionnements La/Yb sont du même ordre : 5,9 pour la roche 8 et $5,1 < La/Yb < 7,0$ pour les complexes du Sud de la Corse (Cocherie et al., 1984). Les niveaux de teneurs normalisées décroissent depuis 45x (pour La) à 15x (pour Yb) la valeur des chondrites (pour 30 à 10 dans les complexes de Corse du Sud). Cette composition peut rendre compte de la genèse par cristallisation fractionnée des roches plus différenciées, enrichies en TR légères (10 et 11) et de cumulats de la zone supérieure du complexe.

Plusieurs injections de liquides étant vraisemblablement intervenues à différents stades de la formation du complexe, la gabbronorite (9) à grain fin pourrait présenter une composition de liquide ayant généré les cumulats de la zone inférieure.

Croix : roches différenciées de la zone supérieure

Ces roches sont enrichies par différenciation, essentiellement en TR légères, avec creusement de l'anomalie négative en Eu (fractionnement du plagioclase).

Cercles vides : cumulats de la zone inférieure

La teneur en TR des cumulats dépend du degré d'évolution des liquides en équilibre avec les cumulats et de la nature des minéraux cumulus. Les cumulats de la zone inférieure sont majoritairement caractérisés par une anomalie positive en Eu marquée (fractionnement du plagioclase) et un rapport chondritique voisin de 10.

Cercles pleins : cumulats de la zone supérieure

Dans les cumulats de la zone supérieure, l'anomalie positive en Eu est toujours présente (confirmant la nature pro-parte cumulative du plagioclase) mais moins marquée que dans la zone inférieure. Dans la cortlandtite, la résorption de l'anomalie positive en Eu résulte, en sus du plagioclase, de la présence de pyroxène et d'amphibole et comme minéraux cumulus.

complexes basiques stratifiés en Corse du Sud : massifs de Pila-Canale (279 ± 1 Ma** ; Paquette et *al*, 1996), Monte Peloso (273 ± 8 Ma* ; Rossi et *al*, 1993). (263 ± 22 Ma***, Poitrasson et *al*, 1994), Levie (285 ± 1 Ma**, Paquette et *al*, 1996) et Roccapina (Les méthodes de datation sont référencées comme suit : * = évaporation du Pb sur monozircon ; ** = U/Pb sur zircons ; *** = isochrone Nd/Sm sur minéraux de roche totale).

La cartographie de détail des différents types pétrographiques, ainsi que la mesure systématique des litages magmatiques, ont permis de reconstituer la structure de la paléochambre du Tenda. Dans le périmètre du complexe basique du Tenda, les signes de pendage indiquent, non pas une schistosité alpine (comme dans les autres secteurs de la feuille), mais l'attitude de la foliation magmatique.

Sur la base des observations texturales et minéralogiques, ***une zone inférieure et une zone supérieure ont été discriminées*** (Ohnenstetter et Rossi, 1985).

En considérant que l'attitude du rubanement des cumulats est voisine de celle des parois de la chambre magmatique et que la lamination et la linéation magmatique matérialisent les voies de migration des magmas, on peut esquisser la géométrie de la paléochambre magmatique de Bocca di Tenda. Les parois y sont très redressées, orientées NW-SE et le toit est subhorizontal. Les axes d'intrusion des magmas sont orientés principalement NW-SE dans les cumulats de la zone inférieure et N-S à N60 dans les cumulats supérieurs.

L'ordre de cristallisation général dans les roches du complexe est le suivant : Spinelle - Olivine - Plagioclase - Clinopyroxène - Orthopyroxène - Ilménite - Ti-Magnétite - Amphibole verte - Biotite. Il est en tous points comparable à celui des complexes du Sud de la Corse comme celui de Pila-Canale (Rossi, 1986).

La chronologie d'apparition et la composition des minéraux au liqui-dus indique, pour ces complexes, un caractère tholéïitique alumineux. La projection, dans une représentation AFM, des compositions des roches des complexes basiques hercyniens de Corse dessine une tendance à un fort enrichissement en fer, caractéristique de compositions tholéïitiques (fig. 14).

La distribution des éléments en traces indique que le liquide initial avait une composition de type basalte de MORB enrichi (fig. 15a).

Les roches des complexes du Tenda et d'Olivaccio appartiennent en majorité à la subsérie «peu hydratée» (Rossi, 1986), caractérisée par la précocité d'un plagioclase moyennement calcique au liquidus, l'abondance du clinopyroxène, l'omniprésence de l'orthopyroxène et la rareté de l'amphibole. Dans ce type de subsérie, l'olivine est stable jusque dans des termes de composition dioritique (jusqu'à Fo₄₅).

L'évolution des spectres de terres rares montre que le mécanisme de cristallisation fractionnée rend compte de la formation de la majeure partie du complexe (fig. 15b, tabl. 1).

Le complexe de bordure et la zone inférieure, représentatif de la cristallisation d'un magma différencié *in situ* dans le réservoir magmatique, montrent tous deux des signatures isotopiques des amphiboles influencées par des fluides météoriques (Lazareth, 1994). La zone supérieure, résultant d'une réinjection de magma primitif, correspondrait à un système plus isolé.

L'étude minéralogique détaillée (Lazareth, 1994) a révélé l'existence de micro-inclusions solides d'ilménite, spinelle, pargasite et phlogopite dans les minéraux silicatés anhydres, cumulus ou intercumulus, qui indiquent l'existence de phénomènes d'hybridation précoce. Cette hybridation est illustrée par la zonation inverse des spinelles inclus dans F intercumulus hydraté des péridotites (cœur de spinelle chromifère et bordure de spinelle alumineux) et traduit la percolation d'un liquide alumineux au sein de la pile d'accumulation. Dans l'intrusion du Tenda, la différenciation est contrôlée, dès la base de la chambre, par une activité de silice et une hydratation importante (Lazareth et al, 1994).

Ainsi, comme dans le massif du Peloso (Platevoët, 1993), au sein de la tendance d'évolution générale, se dessinent des tendances d'évolutions particulières qui s'expliquent à la fois par des réinjections en volumes variables dans la chambre contenant un magma déjà différencié et par des processus d'hybridation affectant le magma tholéïtique primaire lors de son ascension à travers la croûte.

Zone inférieure

π^3 . **Péridotites, wehrlites.** Ce sont des roches sombres lourdes, à grain fin à moyen, peu rubanées. Elles affleurent principalement dans la zone inférieure et peuvent être observées sur la coupe de la piste menant à Bocca di Tenda, près de la chapelle de Casenove où elles affleurent au sein des troctolites. Elles sont constituées d'ortho- à hété-radcumulats à olivine (Fo₇₂) et clinopyroxène : leur composition est celle de wehrlites plus ou moins plagifères.

Quant aux cortlandites, qui ont été trouvées en blocs épars décamétriques sur quelques km², en amont de la Bocca di Tenda, elles affleurent dans des conditions qui n'ont pas permis d'élucider leurs relations avec l'encaissant.

Ces cortlandites (olivine Fo₈₀, plagioclase An₃₀) se distinguent de celles de la zone inférieure par la présence de Mg-biotite et de hornblende magnésienne pécilitique, conférant à la roche une texture d'hété-radcumulat. Elles peuvent être interprétées comme des enclaves qui témoigneraient de la formation de péridotites précoces au mur de la chambre lors de la différenciation du complexe et qui auraient été conservées dans une zone proche du toit. De tels blocs ont été décrits,

dans une situation équivalente, dans le complexe de Skaergaard (Irvine et *al.*, 1998). La présence de biotite pœcilitique post-cumulus indiquerait qu'une circulation de fluides est intervenue dans cette zone bordière au toit de la paléochambre.

θ^1 . **Gabbros à olivine et troctolites.** On les trouve à l'Est et à l'Ouest du complexe, toujours associés aux pévidotites. Ce sont des roches grenues et sombres en cassure fraîche. Leur altération permet de les caractériser facilement : les plagioclases revêtent une patine blanchâtre et les olivines, une altération rouille ; la roche, dans son ensemble, apparaît alors sous un faciès « truité » caractéristique. Les troctolites présentent une texture voisine de celle des wehrlites, le clinopyroxène ayant tout de même tendance à y devenir plus trapu et plus automorphe. Ces roches présentent une lamination magmatique, soulignée par le plagioclase qui revêt très fréquemment un habitus en baguettes.

θ^1 . **Gabbro-norites.** Ce sont les roches les plus abondantes de la zone inférieure du complexe. Elles ont un grain plus fin que les gabbros à olivine et montrent une plus grande hétérogénéité. Elles sont soit massives soit rubanées. À la base de l'Unité des gabbro-norites, les cumulo-lats sont encore leucocrates et bien lités, l'orthopyroxène, en cristaux aciculaires, est abondant et marque une linéation subverticale à proximité des zones de contact avec l'encaissant granodioritique.

Vers le sommet de la zone inférieure, des niveaux discontinus de pyroxénites plagifères et/ou de mélagabbro-norites, riches en biotite et en magnétite, soulignent un rubanement fruste.

Zone supérieure : elle est formée de roches de différentes natures où l'habitus et la taille des minéraux varient rapidement.

θ^2 . **Gabbro-norites, gabbros ophitiques.** Cet ensemble de roches occupe la partie sommitale du complexe. La répartition des différents types pétrographiques, peu contrastés macroscopiquement, n'y a pas été cartographiée.

Dans les gabbro-norites, où l'olivine peut encore persister, et dans les gabbros ophitiques, le rubanement est fruste.

Les gabbros à amphibole, où l'on observe encore du clinopyroxène relictuel, montrent un aspect plus massif que celui des gabbro-norites.

θFe . **Ferrogabbros.** Ils constituent des affleurements de surface réduite, à proximité du toit du complexe. Les ferrogabbro-norites à texture subdoléritique montrent une lamination magmatique nette. Des échantillons contenant des zircons ont été prélevés dans le talweg à l'Ouest de la Cima di Curnatoghju. La datation de zircon* par la méthode U-Pb (SHRIMP) livre un âge de 288 ± 2 Ma.

* Sur un échantillon prélevé à 330 m au nord-est de la Funtana di Remule.

θc. *Cumulats de congélation*. Ces roches couvrent une grande surface d'affleurement à l'Ouest et au Sud-Ouest de Bocca di Tenda. Dans la partie est, elles apparaissent au contact d'un grand panneau de leuco-monzogranite au contact duquel elles se sont probablement figées.

Ce sont des microgabbros massifs à grain quelquefois très fin. Leur texture est hétérogène et la lamination magmatique y est accusée. Ils sont localement intrusifs dans la granodiorite à amphibole - biotite de type « Lama - Casta ».

η. *Diorites*. Ce sont des roches grenues, souvent riches en quartz, équantes, à amphiboles vertes, aciculaires, qui affleurent au contact de l'encaissant de granodiorite à biotite - amphibole, à proximité du toit du complexe, au NNW de Bocca di Tenda.

θ-η. *Gabbro-diorites indifférenciés*. Ont été cartographiées sous cette dénomination tout un ensemble de roches basiques qui n'ont pas fait l'objet d'étude minéralogique détaillée.

On trouve de petits stocks d'envergure hectométrique en dehors des limites du complexe de Bocca di Tenda même, immédiatement au Nord-Ouest de la Cima a Muzzelli (diorites à grosses amphiboles centimétriques) et au Sud-Ouest de la Cima di Pedi Pilato.

θη-γ. *Mélanges magmatiques, gabbro - diorites - granites*. Dans les zones affectées par une déformation alpine sensible, la nature des types pétrographiques primaires est oblitérée, même si les rapports originaux entre matériel acide clair et matériel basique sombre restent identifiables. De telles associations acide - basique peuvent être observées dans les écaillés de l'Unité de Sorio et autour du Monte Buggientone.

b) Le complexe d'Olivaccio

Le complexe basique d'Olivaccio, qui couvre une superficie d'environ 6 km², est surtout développé sur les feuilles Vescovato et Bastia (D. Lahondère, 1991). Il a été daté à 286 ± 25 Ma la * (Rossi et al., 1993), recalculé à 279 ± 6 Ma à 2c : c'est ce dernier âge qui est pris ici en compte. Ce complexe regroupe des roches de lithologies variées mais cependant principalement gabbroïques. Sa bordure sud chevauche vers l'Est des formations appartenant à l'ensemble des Schistes lustrés (calcschistes, metabasites). Ses limites nord et orientale sont soulignées par les formations sédimentaires des Monts de la Torre qui le surmontent. À l'Ouest, il est en contact avec des serpentinites et avec les premiers affleurements de la nappe supérieure du Nebbio.

Près d'Olivaccio, sont regroupés, sur une superficie relativement peu importante, un ensemble de roches basiques qui, par leur diversité et leur agencement, justifient le terme de « complexe ».

Du point de vue de sa composition pétrographique et géochimique, ce complexe mafique est tout à fait comparable à celui du Tenda.

Cependant l'intensité de la déformation alpine dans ce secteur est telle qu'elle masque la plupart du temps les relations magmatiques primitives entre toutes les roches du complexe. Celui-ci ne se présente plus, aujourd'hui, que comme une superposition de lentilles, fortement tectonisées au niveau de leurs contacts et peu ou pas déformées dans leur partie centrale, ces contacts étant parallèles à la foliation mylonitique régionale alpine. Il est donc illusoire d'espérer reconstituer l'aspect primitif du complexe. Toutefois, quelques observations réalisées dans les zones les moins déformées ont permis, d'une part, d'observer d'anciennes textures magmatiques et, d'autre part, de préciser certaines relations magmatiques originelles entre les gabbros magnésiens et les autres faciès. Ces gabbros magnésiens sont recoupés à la fois par des veines granito-aplitiques et doléritiques, dans lesquelles ils sont parfois enclavés, et ils sont intimement associés aux cumulats pyroxénitiques et amphibolitiques.

L'intensité des recristallisations métamorphiques fait qu'il est très difficile de retrouver les associations minérales initiales. Le plagioclase est totalement remplacé par un assemblage à albite et lawsonite (ou épi-dote). Le clinopyroxène n'est plus présent que dans un état relictuel.

Sur la feuille de Santo-Pietro-di-Tenda affleurent, seuls, des gabbros magnésiens et des granodiorites du complexe d'Olivaccio.

θ. *Gabbros magnésiens*. Les gabbros magnésiens abondent dans le complexe d'Olivaccio où l'on peut schématiquement les rattacher à deux lames principales.

La première lame constitue la partie la plus profonde du complexe et affleure au cœur de l'anticlinal évidé par le ruisseau de Frescajo. Dans ces faciès souvent pegmatitiques, la taille des clinopyroxènes peut atteindre 10 cm. Localement, les pegmatoïdes alternent avec de fines bandes de plagioclasite.

La seconde lame est constituée par des faciès à grain plus fin (clinopyroxènes millimétriques à centimétriques). Elle affleure sous une barre de termes dioritiques. La déformation alpine est faible à nulle dans les gabbros pegmatitiques et omniprésente dans les gabbros supérieurs qui acquièrent de ce fait une foliation mylonitique à blastomylonitique.

Macroscopiquement, les pyroxènes, vert argenté, constituent des taches millimétriques à centimétriques dans les faciès non pegmatitiques. Les termes à gros grain sont recoupés de veines gabbroïques centimétriques de même nature minéralogique que leur encaissant ainsi que par des filons d'épaisseur décimétrique à métrique de granite à muscovite, fréquemment pegmatitique. Localement, des alternances entre de fines bandes de plagioclasite et de pyroxénite sont interprétables en termes de litage magmatique.

Au microscope, les reliques de pyroxènes magmatiques (diopsides) sont préservées dans les parties centrales d'amphiboles vert-brun à vert

(magnésio-hornblendes pauvres en silice). Dans les faciès déformés, les amphiboles brunes, qui pseudomorphosent le clinopyroxène, sont tronçonnées, et une amphibole alpine incolore (actinote) se développe entre les inter-tronçons. Le plagioclase est totalement détruit et seule sa forme demeure conservée dans les échantillons peu déformés. De la chlorite magnésienne allongée dans la foliation alpine est un autre constituant important de ces faciès. D'anciennes biotites post-cumulus ont été observées dans quelques échantillons. Les opaques constituent de gros amas étirés qui soulignent la foliation alpine. On y reconnaît notamment du rutile, entouré de titanite et d'ilménite.

$\theta\text{Fe}-\gamma^A$. **Ferrogabbros et granodiorites.** Les granodiorites orthogneissifiées affleurent surtout dans la partie sud-ouest du secteur d'Olivaccio, le long de la D.38. On y reconnaît, outre de grands feldspaths potassiques, de nombreuses enclaves dioritiques pluridécimétriques, à l'instar de ce que l'on connaît dans les formations comparables du batholite occidental.

$\theta\eta-\gamma$. **Mélanges magmatiques, gabbros - diorites - granites.** Les termes inférieurs des formations du Pigno - Olivaccio montrent, dans leur partie méridionale, des roches basiques mélangées à des orthogneiss. La foliation métamorphique les débite en feuillets millimétriques ; toutefois, dans des zones relativement préservées, la structure grenue des gabbros et des granites est conservée. L'interpénétration de ces roches et leur intense déformation font qu'il n'est pas possible de les distinguer cartographiquement à l'échelle de la carte.

Les métagabbros présentent une texture planaire où alternent grossièrement des lits de teinte verte (amphiboles et micas) et des lits blanc verdâtre, essentiellement feldspathiques. Les amphiboles sont le plus souvent de la hornblende, partiellement transformée en glaucophane et/ou en amphibole verte actinolitique. À côté de l'albite maclée, généralement fraîche, on reconnaît parfois de grandes plages d'un plagioclase plus calcique. L'épidote, la phengite, la titanite, l'apatite et les produits ferrotitanés sont les autres constituants de la roche.

Ces métagabbros magnésiens jouxtent des ferrogabbros de composition plus sensible à l'effet du métamorphisme alpin : la roche, massive, est alors riche en amphiboles bleues et en épidote. Ces glaucophanites se distinguent difficilement des glaucophanites ophiolitiques : la présence de filons de roches claires granitiques et potassiques permet cependant de lever l'indétermination.

Systèmes filoniens basiques

Des filons basiques recoupent l'ensemble des formations U1, U2 et U3. Ils forment des essaïms orientés NE-SW dont le plus dense est situé au Nord-Ouest du Monte Astu, entre Lama et Urtaca.

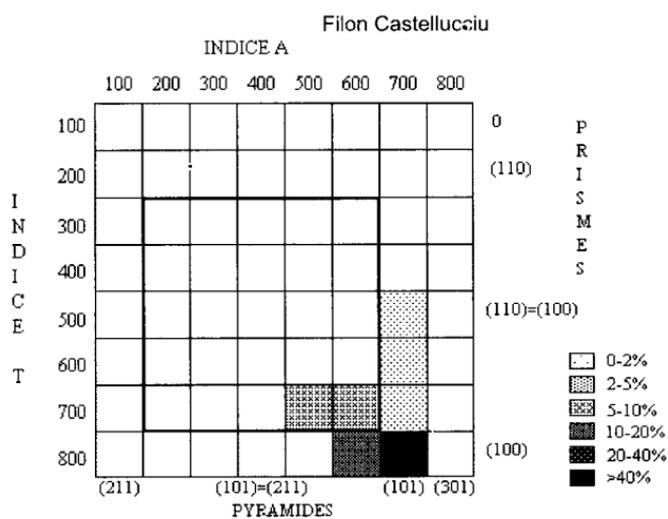


Fig. 16 - Typologie des zircons de filons doléritiques

Plusieurs générations de filons, correspondant à des compositions bien définies, coexistent au sein des champs filoniens. Leur caractérisation est cependant rendue délicate par la difficulté d'observer les relations d'antériorité-postériorité entre les différents types de filons, la quasi-impossibilité de reconnaître leur nature sur le terrain et, enfin, leur état d'altération, qui ne permet souvent pas de récolter des échantillons frais.

Il n'a pas été possible d'établir une relation univoque simple entre le chimisme andésitique, tholéiitique ou transitionnel des filons et une chronologie de mise en place. En effet, si des filons andésitiques paraissent précoces, comme ceux mis en évidence sur la feuille Calvi (Fumey-Humbert et *al*, 1986) et datés à 305 ± 2 Ma (Paquette et *al*, 1996), d'autres sont très tardifs à l'instar de ceux recoupant les massifs de granites métallumineux ou alcalins U3, respectivement à Popolasca (filon de Trepite) ou à Evisa (intrusion datée à $287,2 \pm 1,7$ Ma ; Cocherie et *al*, soumis).

$\delta\theta$. Dolérites et microgabbros indifférenciés. Les filons basiques n'ont pas fait l'objet d'une étude systématique visant à définir, pour chacun, composition et série magmatique d'appartenance. Seuls, quelques filons remarquables ont été étudiés et sont qualifiés de façon plus détaillée ; les autres sont regroupés sous la rubrique générale des filons basiques indifférenciés $\delta\theta$.

Le filon de Castellucciu, immédiatement à l'Ouest de Lama, dont la puissance atteint localement une cinquantaine de mètres, recoupe les granodiorites à amphibole - biotite U2. Les zircons de morphologie caractéristique de ceux de roches basiques (fig. 16) ont été datés à 287 ± 4 Ma (U-Pb/zircon, SHRIMP II, Canberra). Son âge de mise en place est proche de celui du complexe basique - ultrabasique du Tenda, daté par la même méthode à 288 ± 2 Ma (Cocherie et *ai*, soumis).

Le filon de Cima a Trepite, au Nord-Ouest de Ponte-Leccia, de puissance comparable à celui de Castellucciu, recoupe les granites perthitiques U3 du complexe de Popolasca. Il contient des zircons d'aspect arrondi, ovoïdes, à morphologie de type «goutte d'eau», caractéristique des basaltes à tendance alcaline, et qui ont été datés à 280 ± 2 Ma (U-Pb/zircon, SHRIMP II, Canberra ; Cocherie et *al*, soumis).

Du point de vue géochimique (annexe 1 : tabl. 2), on remarque, dans ces deux filons, des teneurs anormalement basses (relativement à Si, Mg ou Sc) en Cr, Co et Ni, ainsi que de forts contrastes des teneurs en Sr (190 ppm vs. 19 ppm), Ba (1744 ppm vs. 164 ppm). Il peut s'agir toutefois d'un effet d'altération lors de la mise en place des corps filoniens. Si l'on ne prend en compte que les éléments les moins mobiles, les roches se placeraient dans le domaine qui s'étend entre les domaines calco-alcalin et alcalin. Les teneurs en TiO_2 , P_2O_5 , Zr, Hf élevées, révèlent une signature plutôt alcaline, tandis que les rapports Th/Ta et La/Ta élevés présentent des caractères plutôt calco-alcalins.

Certains traits, comme les fortes teneurs en Th et La, évoquent également les roches « sub-alkalines » (shoshonitiques) : néanmoins les teneurs en K (Castellucciu) sont faibles (altération ?).

Si l'on ne s'en tient qu'aux éléments majeurs, l'échantillon de dolérite de Castellucciu se définirait comme un basalte tholéitique anormalement pauvre en Fe et celui de Trepite comme une « icelandite ». En admettant que K y ait été fortement lessivé, la dolérite de Castellucciu pourrait avoir été un trachybasalte (hawaïte ou absarokite) et celle de Trepite un trachyandésite basaltique (mugéarite ou shoshonite).

La composition en éléments en traces des deux roches n'est pas sans évoquer celles des volcanites du Permien supérieur de la Rhune dans les Pyrénées occidentales (Cabanis et Le Fur-Balouet, 1989).

Couverture de l'Autochtone, du Tenda et du Parautochtone

Balagne

• Ouest du Tenda

ti. Trias « inférieur » détritique (Pietra Moneta). Au « rocher Pil-ger » (dénomination de P. Routhier, 1956, pour désigner l'affleurement de son découvreur, à 1 km au Sud-Ouest de la Cima di u Pallu), un grès-quartzite blanc verdâtre, épais d'environ 2 m, de grain grossier, à quartz corrodés et feldspaths automorphes remaniés, marque la base du Trias moyen. Il repose directement, en le ravinant, sur les formations volcano-sédimentaires permienes.

Les faciès détritiques colorés du Trias « inférieur » n'apparaissent donc pas dans ce dernier site. On les trouve cependant un peu plus à l'Est, entre Campo Piano et l'étang de Cannuta, coïncés le long de la zone de failles limitant, au Nord-Est, la Balagne (Bonnal, 1972) : croupe au Sud-Ouest de Canali ; Valliani d'Alza ; Petra Moneta. Ce Trias doit constituer la couverture des « roches brunes » du compartiment tectonique de Cima a Forca (Nord-Ouest du massif du Tenda). Des conglomérats violets, à galets mal roulés de quartz, quartzites, granites, cornéennes, bien visibles derrière l'auberge de Petra Moneta, sont suivis par l'alternance d'arkoses verdâtres et de pélites feuilletées, micacées, violacées. On peut estimer que ces assises mesurent une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Les faciès ne diffèrent pas de ceux du Trias détritique de l'Autochtone et des unités prépiémontaises sur la feuille Corte.

tm. Trias carbonaté (Rocher Pilger). Des résidus de Trias calcaro-dolomitique sont connus en deux points, sous l'Eocène autochtone de Balagne.

L'un est situé à la partie sud-ouest de la Balagne : immédiatement au Nord de Piana de Castifao, dans la croupe à l'Ouest de la cote 555. Sur

une dizaine de mètres d'épaisseur, des dolomies plus ou moins carbonisées surmontent les pyroclastites permiennees.

Le second affleurement, dans le Nord-Est de la Balagne, est celui du «Rocher Pilger». Au-dessus des quartzites du Trias «inférieur», se placent une trentaine de mètres de roches carbonatées : calcaires dolo-mitiques gris clair (environ 2 m), dont le premier banc, pelmicritique, a fourni une association de foraminifères attribuables au Ladinien

- Carnien ? (Peybernès et al., 1989) : *Triadodiscus eomesozoicus*, *Aulotortus planidiscoïdes*, *A. praegaschei*, *Ophtalmidium exiguum*. Au-dessus, viennent des dolomies calcareuses gris clair, massives, à cassure sombre, parcourues de filets de quartz liés aux fentes de tension, et qui doivent dériver d'anciens lits ou rognons siliceux.

De place en place, s'intercalent des brèches monogéniques de clastes carbonatés à enduits chloriteux et à ciment quartzo-phyllitique rou-geâtre : une origine volcanogène ayant été écartée, on peut invoquer des phénomènes d'auto-remaniement, éventuellement karstiques, sous une faible tranche d'eau. Aux deux-tiers de ces dolomies calcareuses, un second niveau fossilifère a fourni : *Fronidularia woodwardi*, *Endothyranella* sp., *Aulotortus* sp., association marquant le caractère subtidal dans une rampe homoclinale.

Comme P. Routhier (1956), nous voyons dans le Trias du «Rocher Pilger» la couverture du Permien parautochtone et non pas une lame tectonique à la base de l'Allochtone de Balagne (Bodenhausen et Spi-er, 1962;Nardi et al., 1968).

• Est du Tenda

t. Trias dolomitique indifférencié : couverture du Tenda et d'Olivaccio, et des unités de la marge. On connaît des affleurements dispersés, d'ordre décamétrique, de roches à faciès triasique en couverture du socle du Tenda. Dans la zone écaillée au Sud-Ouest de Sorio, sur le flanc oriental du massif, des dolomies grises à patine rousse apparaissent de place en place :

- à la Funtana a l'Argente, des dolomies gris clair (10 m) sont séparées des orthogneiss sous-jacents par de très minces micaschistes quart-zeux, argentés et des quartzites blanchâtres ;
- plus au Sud-Est, à la Funtana Tiglieto, des carbonates bleutés, à patine rousse, présentent des accidents siliceux ;
- dans le haut ruisseau de Fornelli, des dolomies grises (10 m), à patine rousse, sont séparées (l'ensemble est renversé) des orthogneiss par des quartzites verdâtres ou rosés (jusqu'à 30 m).

Si l'attribution au Trias moyen-supérieur des carbonates est probable, l'âge Trias « inférieur » des quartzites sous-jacents reste conjectural.

Au périclinal sud du Tenda, dans la pente du Monte Tevisi, au Nord-Est de Ponte-Leccia, les cornéennes du socle sont surmontées par un « Verrucano » (plus de 5 m) : conglomérats à galets pluricentimétriques, blancs ou violacés, de quartz et de rhyolites ; quartzites blanc verdâtre ; pélites quartzieuses verdâtres et micacées. De minces dolo-mies grises, à patine rousse, à filets de quartz (anciens silex ?), les surmontent le long du ravin au Nord de la cote 539.

L'aspect discontinu des affleurements triasiques du Tenda est surtout attribuable à l'importante érosion qui a précédé le dépôt des conglomérats et grès « éocènes » (eCg).

Unité de Campitello

Possédant à la fois des matériaux océaniques et continentaux, ce domaine est interprété comme s'étant placé, au Jurassique, à la limite continent - océan.

A 500 m à l'Ouest de Campitello, en contrebas du mausolée de la cote 612, une barre verticale de dolomies brun-jaune (6 m), à filets quartzueux, possède un faciès typiquement triasique ; quelques mètres de schistes fissiles et de grès (Trias « inférieur » ?) la séparent d'une lame verticale d'orthogneiss, plus occidentale.

• Prépiémontais

t-j. **Calcaires et quartzites des Monts de la Torre (Trias - Jurassique).** Ils sont connus sur la feuille voisine Vescovato, dans les Monts de la Torre, où ils se trouvent en contact tectonique au-dessus du complexe d'Olivaccio - Barbaggio. Ils donnent un minuscule affleurement sur le rebord oriental de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, au Nord d'Oletta, sur le bord de la route d'Olivaccio. À l'Ouest du Nebbio, ils affleurent dans une série d'écailles situées entre le socle du Tenda et les gneiss de Sorio. Deux de ces écailles sont plus importantes par la surface qu'elles recouvrent.

La plus basse tectoniquement apparaît à Santo-Pietro-di-Tenda. On peut la suivre vers le Nord-Est à la Cima di a Cuculo, puis elle traverse l'Aliso au Sud de Listincheta pour constituer les crêtes du Monte a Mazzola.

Au-dessus, une deuxième bande passe à la Bocca a Ghiunca. Cette bande est bien développée sous les metabasaltes de San Gavino et atteint Carbuñaia, à l'Ouest des Tramonti. Elle est séparée de la première par des formations ligures (basaltes et schistes).

Une bonne coupe à travers cette série est réalisable dans le prolongement de la série du Monte a Mazzola sur la feuille Saint-Florent. Du bas vers le haut, elle montre :

- calcschistes (50 m) ;

- calcaires remplis d'accidents siliceux pluricentimétriques évoquant de grosses «chailles», sur plus de 25 m. Ils prennent une patine rousse ;
- alternance de calcaires blancs marmoréens, à lits millimétriques réguliers, riches en granules de quartz, et de niveaux détritiques riches en quartz, sur 20 m ;
- calcaires massifs sur 10 m ;
- alternance de cipolins et de quartzites en horizons millimétriques à centimétriques sur 15 à 20 m. Ces niveaux sont très déformés ;
- calcaires en gros bancs à accidents siliceux (chailles).

En d'autres points, des horizons plurimétriques de quartzite blanc sont connus, notamment à la Cima di a Cuculo. Cependant, le plus souvent, ces niveaux apparaissent désorganisés et ne se reconnaissent alors qu'à l'abondance, sur le sol, de petits parallélépipèdes de teinte rouille de quartzite. En affleurements non désorganisés, ils donnent de petits lits centimétriques séparés par de minces horizons micacés. Sur les cassures fraîches, ces quartzites sont blancs.

L'origine paléogéographique de cette formation demeure hypothétique. Dans la région de Bastia, elle est surtout développée à l'Est de l'anticlinal du Cap et ne se retrouve plus, à l'Ouest, qu'à l'état de copeaux tectoniques dans les serpentinites de Patrimonio sus-jacentes.

js. Calcaires massifs (Acouleze et bordure du Tenda : Ponte Rossu, Est du Monte Asto) (Jurassique supérieur). Leurs minuscules résidus se trouvent dans trois situations différentes.

1) *Bordure ouest de la Balagne* : au-dessus des Brèches vertes du Per-mien autochtone d'Acouleze (cf. p. 61), se place, sans que le contact précis soit visible, une masse, épaisse de quelques dizaines de mètres, de calcaires blancs marmorisés, que surmontent des conglomérats ver-dâtres transgressifs (Éocène ?). Cet affleurement est le plus septentrional parmi les lambeaux de Jurassique supérieur calcaire, transgressif sur le socle de Corse occidentale, et que l'on suit depuis le Sud du Fium'Orbo en passant par Popolasca (feuille Corte).

2) *Bordure ouest du Tenda* : deux minuscules affleurements de calcaire blanc, massif, sont conservés, l'un au-dessus de granites 700 m au NNW de Ponte Rossu (Nord de Ponte-Leccia), l'autre, bordé par des fractures, au Nord de la gare de Pietralba.

3) *Flanc est du Tenda* : 3 km à l'WSW de Sorio, sur la rive sud du ruisseau de Campocasso, au-dessus de granites orthogneissifiés, des calcaires blanc bleuté, à faciès jurassique supérieur, marmorisés, sont conservés dans deux replis synclinaux. Dans le principal repli, qui se suit sur une cinquantaine de mètres, le calcaire englobe des débris de roches du socle. Le second affleurement, en contrebas, possède des lits

siliceux qui peuvent dériver de chailles. Ces calcaires évoquent ceux de l'Autochtone ainsi que ceux de l'unité prépiémontaise de Capora-lino, d'âge jurassique supérieur (feuille Corte).

js-e. Métaconglomérats à éléments carbonatés dominants (Monte Asto) et à ciment calcaire (Jurassique supérieur à Éocène). Ils forment un alignement discontinu sur 2,5 km, de l'WNW (Sud du Monte di Pero) à l'ESE (ruisseau de Nocio), intercalé dans une zone d'étirement, entre le granite du Monte Asto, au-dessous, et une seconde unité de socle, au-dessus. Le conglomérat du Monte Asto (Varenkamp, 1957) surmonte des «gneiss fins», résultat de la mylonitisation de la «protogine» du ravin de Tocolare. Il englobe, dans un ciment carbonaté verdâtre, des éléments étirés de dolomies triasiques, rousses ou grises, de calcaires gris du Rhétien ou du Lias inférieur. Quelques blocs de calcaires blancs marmorisés pourraient être issus du Jurassique supérieur. On trouve également des blocs de granites et de rhyolites permienues.

eCg. Métaconglomérats et métagrès à matrice schisto-quartzitique du Tenda (Monte Reghja di Pozzo) (Eocène ?). Ces conglomérats renferment de rares galets, souvent dispersés dans une matrice grésoschisteuse. Ils ont été d'abord décrits par H. Varenkamp (1957) à la Funtana di Prugnolo, à 500 m à l'Est du Monte Asto. La partie inférieure de la formation est un paragneiss à alternances de lits phengitiques vert pâle et quartzo-albitiques blancs ; des rhomboèdres de carbonate n'y sont pas rares. Vers le haut, ces gneiss s'enrichissent en lits de calcaire alternant avec des lits à quartz, albite et micas. Ils renferment alors de nombreux galets dont la taille, variable, peut dépasser 50 cm. Le plus souvent, il s'agit de galets de dolomie rousse, parfois de calcaire blanc à patine grise. Des galets d'un granite, identique à celui sur lequel repose le conglomérat, sont également présents.

Ces conglomérats se retrouvent, répétés tectoniquement (fig. 4), sur le rebord oriental du Tenda. L'épaisseur de chaque niveau est très variable, mais atteint en général une centaine de mètres, sauf pour l'unité géométriquement la plus haute où elle n'est que de l'ordre d'une dizaine de mètres. À la Funtana di Furnelli Supranu, la matrice est arkosique et les galets sont le plus généralement de nature granitique et plus rarement calcaire. Plus au sud, ces mêmes conglomérats constituent un mince liseré entre les granites, d'une part, et les metabasaltes et serpentinites ligures allochtones, d'autre part. Au Monte Tasso, ils déterminent d'imposantes falaises.

Au Monte Reghja di Pozzo, le conglomérat présente, à sa base, de gros blocs de granite ainsi que des galets de calcaire gris bleuté et de quartzite. Plusieurs décharges de matériaux grossiers sont observables dans l'épaisseur de l'affleurement. Dans d'autres secteurs, le matériel est moins hétérométrique, la matrice gréseuse, également grossière, s'enrichit vers le haut en horizons plus argileux. La schistosité alpine recoupe les galets, disposés à l'origine de façon anarchique. Vers le

sommet, la matrice gréseuse s'enrichit en schistes noirs qui ont bien enregistré les linéations alpines. Un âge éocène a été proposé pour ce conglomérat (Durand-Delga, 1984).

Eocène autochtone de Balagne. Les termes de faciès très variés (conglomérats, grès et calcaires à nummulites, flysch gréseux), qui forment la partie inférieure de cet Éocène moyen, passent latéralement les uns aux autres. Cette sédimentation se poursuit à l'Éocène supérieur (seule son extrême base est datée paléontologiquement) par des pélites et grès ou par un flysch périto-gréseux, englobant des galets et des olistolites de roches du domaine prépiémontais (voir à la fin de la rubrique eF).

ebr. Eocène (?) bréchiq. Des brèches à éléments anguleux de socle métamorphique, parfois rubéfiées, apparaissent dans des conditions incertaines dans les pentes, 600-700 m à l'ESE de la Cima di Luda. On les suit sur 500 m du Sud-Ouest au Nord-Est. Ces brèches semblent apparaître en regard sous les grès éocènes et marquer, localement, leur extrême base.

eCP. Poudingues polygéniques, à blocs de gneiss et granites (Palasca). Ils marquent la transgression éocène sur le socle hercynien dans le Nord de la Corse. Leur puissance est maximale sur la bordure occidentale de la Balagne, spécialement dans la croupe de Spelonche (2,5 km au Sud de la côte) et au Sud-Ouest de Palasca : d'où leur appellation de «poudingues de Palasca» (Maury, 1931), repris par la plupart des auteurs plus récents. La qualification de « conglomerati di transgressione » (Nardi et al, 1978) ou de «poudingues de base» (Routhier, 1956) se heurte au fait - souligné d'ailleurs par ce dernier auteur - que de minces arkoses, parfois à grain fin, marquent la base des conglomérats. Leur épaisseur, très variable, est au maximum de 300 m à l'Ouest de Palasca. Cette accumulation doit résulter du remplissage de dépressions en bordure du rivage de la mer éocène. Que ce soit plus au Nord (ancienne route côtière à l'Est de Lozari) ou plus au Sud (Cima di Luda), on ne trouve plus que 20-30 m de poudingues à petits galets bien roulés, suivis de grès arkosiques. Au Sud de San Rocco (Piana) et au bord sud de la Balagne, les conglomérats sont très réduits et souvent même absents.

L'aspect des conglomérats est parfois massif. Les galets sont, en général, arrondis, leur taille n'excédant pas 20 cm, le plus souvent, dans une matrice gréseuse grossière gris jaunâtre. Les éléments proviennent du proche substratum (cristallophyllien ou granitique) ou de la couverture de porphyres rouges et gris permians, plus rarement de quartzites et de quartz. Les galets calcaires sont tout à fait exceptionnels. On a cependant signalé (Parsy et Priou-Lacazedieu, 1970) de petits galets de micrites à *Turborotalia*, qui peuvent équivaloir à des niveaux du Paléocène - Éocène inférieur, comme on en connaît plus au Sud (feuille Corte) : ils auraient été démantelés, dans le Nord de la Corse, au Lutétien.

Les conglomérats peuvent alterner avec des bancs de grès grossiers, et former avec eux des séquences élémentaires. On voit aussi, sur la route descendant à Palasca, des passées de grès tendres violacés, à micas et quartz rhyolitiques, repris du Permien.

eN. Calcaires à nummulites. Ces calcaires gris blanchâtre, quelquefois massifs, généralement gréseux, à stratification fruste, riches en grands foraminifères, affleurent de manière discontinue. Ils forment des intercalations irrégulières au sein des formations détritiques eCP, au sommet des conglomérats ou dans les grès qui les suivent. De bons affleurements sont observables le long de la bordure ouest du bassin, de Molfià à la mer.

Sur l'ancien tracé de la route côtière, au Nord-Est de Lozari, au Sud du ravin de Nero, s'intercalent dans les grès deux bancs de calcaire marneux bleuté à nummulites et Discocyclines (*D. discus*, *D. sella*, selon P. Routhier, 1956 b). Au Sud de Palasca, le long de la RN 197, une barre calcaire, au sommet des conglomérats, a fourni de nombreuses nummulites, parfois brisées et souvent étirées (Égal et Caron, 1989). Découvertes par P. Collomb (1853), elles furent datées par E. Maury (1908 b) du Lutétien moyen-supérieur. On y trouve (dét. A. Blondeau, *in* Parsy et Lacazedieu, 1970) : plusieurs types de *Nummulites bron-gniarti*, avec, dans les niveaux les plus récents (« Biarritzien »), *N. per-foratus*, *N. chavannesi*, *N. puschi*, *N. discorbinus*, plus des Assilines (*A. gr. exponens-granulosus*), des Discocyclines (*D. gr. sella*), des Asterodiscus, Operculines, etc.

Les calcaires à nummulites sont également répandus dans le massif de la Cima di Luda : la crête, au sommet Santo Tre (cote 899), est établie sur une barre calcaire à grandes nummulites et Discocyclines. Au Sud-Est de la Balagne, le long de la route N 197, environ à 200 m au Nord du carrefour de la route de Castifao, une excellente coupe montre, au-dessus de cornéennes vert sombre, des conglomérats (environ 10 m) à petits galets bien roulés qui, à leur partie supérieure, sont cimentés par un calcaire sableux bleuté. Plus haut, celui-ci perd ses détritiques et englobe de grandes Discocyclines du Lutétien supérieur. Sur la bordure orientale de la Balagne, les intercalations calcaires sont rares : au Nord-Ouest de Lama (San Lorenzo), un calcaire gréseux à *Nummulites perfo-ratus* paraît en continuité avec un calcaire gris massif (Bonnal, 1972).

eG. Flysch gréseux à gros bancs de grès. Ce faciès apparaît dans deux régions différentes.

1) A la partie nord-ouest de la Balagne, le long de la côte, les conglomérats et grès (eCP) sont suivis de marnes silteuses bleutées, dures, passant vers le haut au « flysch gréseux » : des bancs, d'épaisseur pluridécimétrique à métrique, de grès gris clair, granoclassés et à stratification oblique, alternent avec des pélites argileuses noirâtres. Celles-ci montrent de nombreux slumps, et les figures de ravinement et hydroplastiques sont fréquentes. L'épaisseur du flysch gréseux, de l'ordre de

150 m près de la côte, diminue vite vers le Sud, puis le faciès disparaît au sein du flysch périto-gréseux en petits bancs.

Ces grès, riches en feldspaths (FK et plagioclases), chargés de micas, parmi lesquels des biotites, dérivent principalement de roches granitiques. Leur ciment est calcareux ou phylliteux. Ce «flysch gréseux», individualisé par P. Routhier (1956), a été qualifié par R. Nardi et *al.* (1978) d'« Arenarie di Lozari».

2) À la partie nord-est de la Balagne, dans la Cima di U Pallu, l'Éocène autochtone, décollé de son substratum, débute par une série de grès gris jaunâtre, à grain grossier mais hétérométriques, plus ou moins arkosiques (200-300 m). A. Puccinelli (Pise, comm. orale) y a trouvé une nummulite. Regroupés par R. Nardi et *al.* (1978) dans notre Formation de l'Annunciata (Éocène allochtone), ces grès en diffèrent par leur stratification indécise et l'irrégularité de leurs bancs. En outre, ils passent vers le haut, au Nord-Ouest, au faciès périto-gréseux classique de l'Autochtone.

Des roches éocènes, comparables à celles de l'Autochtone de Balagne, ont été rencontrées lors de plongées en soucoupe (campagne Cylice 96), vers la cote - 450 m, sur la marge occidentale de la Corse, dans le canyon de Calvi (CYL 29) et au large de Scandola (CYL 10).

Le site CYL 10 (description de P. Barrier) est formé de packstone sableux à nummulitidés avec des bioclastes : *Nummulites* sp., *Assilina*, Orbitoïdés (*Discocyclina*), *Heterostegina*, *Asterigerina*, autres petits foraminifères benthiques d'herbier, échinides (plaques et radiales), ostracodes. On note une forte concentration de calcite biogène issue de la fragmentation des grands foraminifères benthiques. Les grands foraminifères sont brisés, bio-érodés et corrodés, avec un taux de fragmentation très élevé. Ils sont imbriqués en mode de coulée sableuse massive. L'environnement sédimentaire évoque un contexte de coulée gravitaire proximale de type « grain flow deposit » avec remobilisation de bioclastes du milieu infralittoral dans un milieu plus profond (circa-littoral ?).

Les nummulites ont été déterminées par A. Blondeau. Grandes nummulites : *N. puschi* d'Archiac, *N. dufresnoyi* d'Archiac et Haime (Bartonien-Biarritzien (biozone de Blow P12 à P14). Petites nummulites : *N. dufresnoyi* d'Archiac et Haime, *N. cf. chavannesi* de la Harpe, qui annonce le sommet du Bartonien. Le site CYL 29 est formé de grès à nummulites (*N. biarritzensis*).

eF. *Flysch périto-gréseux, Éocène détritique indifférencié.* Dans la partie nord-ouest de la Balagne, la route côtière montre, au-dessus du «flysch gréseux» en gros bancs (eG), un flysch « schisto-gréseux » d'une épaisseur de l'ordre de 200-300 m : des pélites grises ou noirâtres alternent avec des lits gréseux granoclassés, d'épaisseur décimétrique ou pluridécimétrique, irréguliers et de grain variable. Certains

horizons plus ou moins calcaireux, parfois grossiers, ont révélé des nummulites (dont *N. puschi*, du Biarritzien) en de nombreux points.

Ce flysch se prolonge vers le Sud, où il est intensément tectonisé : les lits gréseux sont boudinés et les pélites schistosées. Cette organisation anarchique des structures lui confère « un caractère de wild-flysch » (Égal et Caron, 1988).

Ailleurs en Balagne, l'Éocène détritique est surtout formé de grès arkosiques tendres blanc grisâtre, avec des passées pélitiques noires, riches en micas, parfois avec des lentilles conglomératiques. Dans certains secteurs, cet ensemble gréséo-pélitique englobe des blocs de Mésozoïque ou de roches du socle. Ainsi, à la partie sud-ouest de la Balagne, d'Acouleze à la Fontana di Sueriola, de nombreux paquets de calcaires, soit à encrines, soit à bandes siliceuses (Sinémurien), et de calcaires dolomitiques gris jaunâtre (Trias supérieur : noter que des « calcaires vermiculés », attribués au Trias moyen par M. Durand-Delga, 1972, sont probablement des faciès rhétiens), sont étirés dans la sédimentation éocène. D'épaisseur métrique, ces blocs peuvent atteindre 20 m de long. Une observation analogue peut être faite à la partie sud-est de la Balagne, entre le Lagani et Pietralba, puis le long de la bordure orientale de la Balagne : ici, des blocs ou des galets dispersés sont englobés dans l'Éocène : il s'agit surtout de calcaires à microfaune du Jurassique supérieur.

Olistolites dans le flysch péliéo-gréseux au sommet de l'Éocène. Alors que les blocs précédents ont accompagné la sédimentation éocène, celle-ci s'est achevée par une véritable avalanche de paquets de grande taille, dont la taille est d'ordre décamétrique à pluri-hecto-métrique. Comme ils jalonnent le contact inférieur de la Nappe de Balagne, ils ont été longtemps interprétés comme formant une « zone d'écaïlles », alors qu'il s'agit d'olistolites, que parfois des conglomérats polygéniques accompagnent (Bosma, 1956) (fig. 5, hors-texte).

En réunissant les divers niveaux, on peut reconstituer une ancienne succession de type prépiémontais (cf. écaïlles de Corte) :

5) *Jurassique supérieur.* Cinq grands olistolites de calcaire blanc compact, mal stratifié, s'intercalent dans l'Éocène fossilifère, au Sud-Ouest de Pietralba. Le principal mesure 600 m de long sur 75 m de large. Ces grandes masses - si grandes qu'elles furent attribuées à des têtes anticlinales (Routhier, 1956) - sont environnées de blocs de toute taille, parfois de quelques décimètres cubes, de même faciès. L'âge jurassique supérieur de ces calcaires, « à fragments de Cœlentérés » (Jodot, 1931), généralement recristallisés, s'appuie sur la présence de quelques médiocres Cal-pionelles (*Crassicollaria parvula* ?), ainsi que sur l'analogie de faciès avec le calcaire prépiémontais de Caporalino (feuille Corte). Comme sous ce dernier, l'olistolite méridional de Pietralba (Nord-Ouest de la cote 456) montre, à sa base, des couches siliceuses en dalles, faciès lié, près de Francardo, à des calcaires du Dogger - Malm à *Protopenneroplis striata*.

4) *Trias - Lias inférieur carbonaté*. Entre la Bocca di u Prunu (Sud de Palasca) et le Sud-Est de Lozari, une traînée de lames carbonatées, de longueur moyenne décamétrique, jalonne le sommet de l'Éocène autochtone. Il s'agit le plus souvent (Bosma, 1956) de calcaires dolomitiques gris jaunâtre, assimilables à du Trias supérieur, Rhétien en particulier. L'affleurement le plus connu est recoupé par la RN 197, à mi-chemin de Palasca et de Toccone (cote 580) : paquets allongés de calcaire dolomitique gris clair à patine jaunâtre (Trias supérieur) et de calcaire blanc grisâtre (Lias inférieur) et, plus bas, cargneules jaune-orange, surmontant du Permien (voir plus loin). Le cas le plus remarquable est cependant celui du Monte di a Truita (= Vinchiarello des auteurs) : long de plus de 250 m, épais de plus de 50 m, ce grand rocher est formé de Lias inférieur à encrines, parfois massif, parfois lité, parfois à chailles, où l'on observe des bélemnites (Routhier, 1956). Très localement, un faciès de brèche à éléments centimétriques à décimé-triques de calcaires dolomitiques, calcaires à encrines et silex, est cimenté par un calcaire à encrines de deuxième génération : il rappelle les brèches intra-sinémuriennes prépiémontaises de l'Unité de Corte s.s..

3) *Permien volcanogène*. Des lames de couleur verdâtre (« Verrucano » de R. Staub, 1928) se placent au-dessous des paquets de Trias - Lias, au Sud de Palasca, près de la cote 580, et dans la pente vers la Bocca di u Prunu. Selon les points, il peut s'agir de véritables rhyolites, ou de tufs et arkoses rhyolitiques allant jusqu'à des conglomérats à débris volcaniques et granitiques (Bosma, 1956).

2) *Paléozoïque indifférencié*. Sur la crête de Bocca di u Prunu et vers le Sud-Est, quelques lames décamétriques de « roches brunes » s'associent aux paquets les plus méridionaux de Trias - Lias carbonaté. On en retrouve des affleurements discontinus sur près de 1 km de part et d'autre de la crête à l'Est immédiat de Bocca Capanna. Ces roches sont des séricitoschistes (« phyllades ») à mica blanc, plurischistosés.

1) *Granitoïdes* (eCg). Des lames « granitiques » jalonnent de loin en loin le contact entre l'Éocène autochtone et la sous-unité de l'Annunciata de la Nappe de Balagne, entre le haut ruisseau de San Colombano et les environs de Bocca Capanna : il s'agit en fait de conglomérats à éléments de granites, pratiquement monogéniques, étirés et tectoniquement « lités ».

Beaucoup plus au Sud, des « lames granitiques » se voient de place en place entre Acouleze et le Sud-Est de Castifao, au sommet de l'Éocène autochtone : dans bien des cas, on peut établir leur origine conglomératique. Enfin, à la bordure sud de la nappe, des lames de longueur décamétrique à hectométrique jalonnent, spécialement entre la Cima di u Carru et le cours du Lagani, le contact replissé séparant le sommet de l'Éocène autochtone et la base des ophiolites de Balagne : il y a encore des cas de conglomérats granitiques écrasés (Est du pont de Volparone, Sud du Lagani, près de la cote 417), mais on trouve aussi de véritables éclats de granites (généralement des leucogranites), très cataclasés, silicifiés et à plagioclases albitisés.

Ces lames et brèches granitiques sont analogues à celles qui ont été décrites par M. Lugeon (1947) dans l'Eocène du flanc renversé de la nappe helvétique de Morcles (Suisse), et attribuées à des glissements sous-marins.

UNITÉS ALPINES SUPERPOSÉES AU DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS

Unités inférieures

Unité de la Mortola

jsR. **Radiolarites.** On connaît, sur la feuille Saint-Florent, des radiolarites en minces dalles, de couleur rouge, verdâtre ou noirâtre, dont l'épaisseur maximale est de 15 m. On les trouve spécialement à l'Ouest de Cantafurmigola, au pied de l'abrupt miocène du Monte Sant'Angelo.

Sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, le seul indice (Lluch, 1989) se situe à la pointe nord-ouest de l'affleurement des basaltes de la Mortola, 300 m à l'ENE de Funtana di e Piane, à l'Est des Tramonti. Elles se trouvent, là, au contact direct du substratum éocène de l'unité ophiolitique.

Ces radiolarites n'ont pu être datées dans le Nebbio, mais leur analogie avec celles de la Nappe de Balagne (du Dogger supérieur au Kiméridgien) incite à leur attribuer le même âge.

pM. **Basaltes en coussins.** Ils sont généralement transformés en « terres » de couleur brunâtre. Leur affleurement, large de moins de 1 km, s'allonge NW-SE le long de la Concia. Des structures en coussins s'observent cependant en de rares points : ainsi le long de la route D 82, au Nord de Croce (Muzzello), dans un virage en épingle à cheveux.

L'étude géochimique de ces basaltes (Saccani et al, 2000) indique un enrichissement en Terres Rares (TR) légères par rapport aux TR lourdes de ces roches : elle révèle ainsi leur similitude de composition avec ceux de Balagne. Ces basaltes représenteraient donc des éléments de croûte océanique contemporains des premières étapes de la formation de l'océan liguro-piémontais.

Unité des Tramonti

βT. **Basaltes en coussins.** Sous les calcaires des Tramonti, H. Gindrat (1942) a observé des «schistes chloriteux». R. Delcey (1962) a noté la difficulté de les séparer de basaltes. Il y voyait « d'anciens tufs basaltiques », sans exclure qu'il s'agisse de «produits de remaniement ou d'altération de basaltes». Effectivement, au pied de la barre orientale des Tramonti, la structure en coussins subsiste parfois. La notion

de « tufs basaltiques » n'est plus conservée par D. Lluich (1989) que pour de petits restes sous les éléments occidentaux des Tramonti. On peut d'ailleurs penser qu'il s'agit de basaltes écrasés et altérés, marquant la base de cette unité allochtone.

jsC. Calcaires massifs (Jurassique supérieur). Les calcaires des Tramonti et leur soubassement tectonique éocène apparaissent en écailles imbriquées, la plus orientale étant chevauchée par des calcaires en plaquettes du Crétacé supérieur. Avec leur base de basaltes, localement conservés, ces lambeaux, qui furent parfois tenus pour des olistolites (Delcey, *in* Durand-Delga et *ai*, 1978), doivent résulter de la dislocation d'une unité tectonique ophiolitifère.

Ces calcaires massifs, à patine claire, blanchâtre ou grise, à grain fin ou parfois graveleux, à cassure esquilleuse, sont souvent bréchifiés, recristallisés et localement dolomitisés. Leur épaisseur peut être de l'ordre de la centaine de mètres. Au Sud-Est de la cote 146, leur base stratigraphique remanie des fragments de basaltes. Des chailles apparaissent parfois, spécialement dans des calcaires en petites dalles. On remarque exceptionnellement, près de la cote 146 en particulier, des débris de granites, « roches brunes » et rhyolites, dont la taille n'excède pas 2-3 cm.

Tenus comme d'âge jurassique supérieur, d'après leur faciès, par R. Staub, A. Pilger et H. Gindrat, ils ont été datés par R. Delcey (1962) grâce à des *Clypeina jurassica* (Malm supérieur), cet auteur signalant en outre des Textulariidés. D. Lluich (1989) note de son côté des débris de coraux, des Nubécularidés et des *Glomospira*.

Sur la feuille Saint-Florent, des faciès analogues, dans l'écaille de Canta-Furmicula (homologue probable de l'Unité des Tramonti), sont datés par divers foraminifères kimméridgiens. Tous ces calcaires du Nebbio ressemblent beaucoup à ceux, de même âge, de la sous-unité inférieure de San Colombano, en Balagne.

Unité inférieure du Nebbio s.s.

KA Formation d'Aiastrella (Paléozoïque). Un complexe schisteux sombre apparaît largement à la partie méridionale du Nebbio. On le suit également de place en place, à l'Est du bassin, d'Oletta jusqu'au Sud de Patrimonio. Ce sont les « roches brunes » de E. Maury et P. Terrier. Généralement de grain assez fin, massives, mais se brisant en débris polyédriques, ayant l'aspect de roches basiques altérées, elles dérivent de roches silico-détritiques anté-mésozoïques, plus ou moins métamorphisées par des granites hercyniens. Le faciès de « schistes tachetés » est observable sur une centaine de mètres autour d'un minuscule pointement de **monzogranite à biotite** (noté « 1 » en légende), dans la zone de Suarella.

Cette Formation d'Aiastrella est certainement composite. On observe, outre le faciès précédent, des **micaschistes**, noirâtres, sériciteux et

chloriteux (« phyllades ») dérivant de roches dont l'âge briovérien a été argumenté dans la partie nord-ouest (Solche) du Tenda (Rossi et *al.*, 1995). On trouve également des schistes plus clairs, parfois micacés, évoquant un flysch, d'un Paléozoïque indéterminé, avec des barres quartziteuses claires, à l'origine de bandes de « quartz » autour du lieu-dit Suarella.

r. Formations volcano-sédimentaires (Permien) : arkoses et conglomérats. Les conglomérats colorés à faciès « Verrucano » que les auteurs attribuaient au Permien, spécialement le long du bord oriental du Nebbio, sont en fait le résultat de re-sédimentation dans le Crétacé supérieur détritique : on y trouve, en effet, de place en place, des fragments de roches carbonatées triasico-liasiques.

Ainsi, on ne peut plus attribuer au Permien que des faciès volcano-sédimentaires grisâtres ou verdâtres, à quartz rhyolitiques. Leur granulométrie va de grès arkosiques quartzo-feldspathiques, relativement clairs, à des conglomérats à éléments centimétriques de rhyolites, granites, cornéennes et schistes paléozoïques.

Ce Permien affleure surtout au voisinage de la route à l'Ouest du Nebbio, au Sud-Ouest des Tramonti. Il débute, au Sud-Est de Carbu-naia, au contact des Schistes lustrés, par quelques mètres de grès feuilletés noirs, très fins, riches en micas détritiques (faciès du « Carbonifère supérieur ») et se poursuit par un volcano-sédimentaire gris ou verdâtre, couronné par un reste de Trias carbonaté. Un affleurement est noté sur le bord oriental du Nebbio, au Mazello d'Oletta : là, au contact des Schistes lustrés, H. Gindrat (1942) a décrit une succession, épaisse d'environ 50 m, subverticale et dirigée N-S : il l'a divisée en Trias inférieur, moyen et supérieur. Elle est surtout détritique à la base et a été cartographiée sur cette feuille (*cf.* Lluch, 1989) en « Permien », alors qu'il doit s'agir déjà de Trias « inférieur », du fait de l'intercalation de lits carbonatés.

Le Permien volcano-sédimentaire repose en discordance sur les « phyllades » paléozoïques, dans deux secteurs au Sud du Nebbio : il est surmonté par le Trias carbonaté de la colline d'Aïastrella ainsi qu'à l'Ouest (Funtana di Ficaghiola) et au Sud-Ouest (cote 172) du Tuda.

t. Trias détritique et Trias carbonaté. À la partie supérieure des formations volcano-sédimentaires permienues, s'intercalent des horizons pélitiques ou gréseux violacés et d'anciens lits évaporitiques, transformés en cargneules jaunâtres. Ce Trias « inférieur », épais de 20-30 m dans la coupe de la colline à l'Ouest d'Oletta (« Mazello » des auteurs), a été décrit en détail par H. Gindrat (1942) puis par R. Delcey (1962) : des intercalations dolomitiques y apparaissent. Sur la rive nord du ruisseau de Vitte (Nord-Ouest du Monte Tuda), une piste recoupe ces faciès, re-sédimentés dans la base d'un véritable olistos-trome attribué au Crétacé supérieur.

Au Trias « supérieur » sera rapporté un complexe de dolomies et calcaires dolomitiques gris, très durs, souvent massifs, dont l'épaisseur peut atteindre 20-30 m au Mazello d'Oletta, ainsi que dans la partie haute de la dépression de Vitte. Il forme l'entablement sommital de la colline d'Aiastrella (cote 156), avec de bas en haut, au Sud du relief, sur environ 25 m : des cargneules jaunâtres, des calcaires gris à filets quartzeux, des dolomies brun-jaune, des calcaires dolomitiques gris à filets de quartz, enfin des calcaires marbrés blancs, flammés de rose. Ces derniers niveaux correspondent aux faciès « sidérolifés » de H.Gindrat (1942) : on les retrouve au Mazello d'Oletta, où ils furent exploités sous le nom de « marbre d'Oletta » (Delcey, 1962). Ces roches carbonatées, à passées ou « poches » colorées, présentent une certaine analogie avec celles du « Norien » prépiémontais de la feuille Corte.

À la bordure ouest du Nebbio (Sud-Est de Carbuinaia, Ouest de la Cima di Panciarella), au-dessus d'horizons cargneulés, des dolomies grises ou gris-jaune sont conservées, sur des épaisseurs métriques.

Un niveau de calcaires gris, sableux, à coraux, a été signalé par A.Tornquist (1905) à l'Ouest d'Oletta, probablement sur le flanc du Mazello : une forme, *Montlivaltia* cf. *fritschi* FRECH daterait du Trias moyen. De son côté, parmi les blocs inclus dans les conglomérats au sommet du Crétacé supérieur, au Nord-Ouest du ruisseau de Modole, D. Lluch (1989) a observé des calcaires gris sombre à fragments de roches du socle, avec des coraux dans le ciment : Mme E. Morycova (Cracovie) a déterminé des représentants des genres *Omphalophyllia* et *Retiophyllia*, du Trias supérieur.

cM. Crétacé supérieur : marno-calcaires en plaquettes et calcaires bréchiques. Des marno-calcaires clairs, en minces plaquettes, ont fourni à R. Barbier (1938) des « Rosalines » au Sud du Monte Tuda. H. Gindrat (1942) puis R. Delcey (1962) retrouvèrent ce faciès dans le reste du Nebbio, en attribuant ses microfaunes à l'intervalle Albien (ou Cénomaniens) à Paléocène. L'interstratification de ces assises dans des formations détritiques, tenues pour éocènes, a fait penser (Delcey, *in* Durand-Delga et *ai*, 1978) qu'il pouvait s'agir de grands olistolites d'une « unité » dite, soit des Belle Ceppe, soit de Croce. En fait, ce sont des alternances dans un même ensemble d'âge crétacé supérieur : conglomérats d'une part, marno-calcaires de l'autre. Ces derniers sont des micrites argileuses, généralement en plaquettes centimétriques, parfois en bancs plus épais. Elles sont très recristallisées et microtectonisées (microplis couchés à schistosité avec aplatissement et stylolitisation). La déformation des micro-organismes peut expliquer certaines erreurs de détermination des anciens auteurs : « *Globorotalia* », « *Rotalipora* »,...). En outre, on trouve localement (Croce, au Nord de la cote 151) des lits calcaires à silex, parfois des passées de microbrèches à éléments anciens ou de grès à fragments carbonatés, exceptionnellement à blocs (jusqu'à 1 m) de calcaires à bélemnites du Lias inférieur.

La microfaune déterminable se borne à des *Globotruncana*, soit bicarénées, soit monocarénées : *Gl. cf. stuartiformis* ou *elevata* (cote 151, au Nord-Ouest du Tuda), *GL cf. linneiana*, *Gl. elevata*, *Rugoglo-bigerina*, sur la route au Sud immédiat du couvent de Farinole (cf. Saint-Florent, dét. Mme M. Caron), microfaune du Campanien. Le nannoplancton (dét. Mme H. Manivit) peut s'accorder avec un âge crétacé supérieur : *Watznaueria barnesae*, *Zygodiscus elegans*, *Praedis-cosphaera cretacea*.

L'extension de ces faciès au Paléocène est douteuse, les formes citées par H. Gindrat et par R. Delcey pouvant provenir d'intercalations dans l'Éocène détritique. La base du Crétacé supérieur peut être observée sur la crête au Sud-Ouest et en contrebas du sommet du Tuda : au-dessus de micaschistes (F. d'Aiastrella) reposent en discordance des marno-calcaires en plaquettes, englobant des blocs de Lias et de micaschistes.

cCg. **Crétacé supérieur : conglomérats et arkoses (avec olistolites)**. De faciès très variable, ces conglomérats étaient parfois (Gindrat, Delcey) attribués au Permien de faciès « Verrucano » : en effet, ils peuvent posséder une extrême richesse en éléments rhyolitiques, souvent rouges : ainsi à l'Ouest de la chapelle de Casatico (feuille Saint-Florent) où ce pseudo « Verrucano » a révélé de très rares galets carbonatés du Trias - Lias. Plus généralement cependant on y voyait des couches « éocènes ».

La coupe (Lluch, 1989, p. 52-55), allant des Belle Ceppe au Nord-Ouest du Monte Magna, montre clairement l'association stratigraphique entre conglomérats et marno-calcaires en plaquettes, avec des alternances qui, dessinant des bandes cartographiques, s'opposent à l'idée de plis couchés (Delcey, 1962) où seraient répétés tectoniquement conglomérats « éocènes » et marno-calcaires crétacés.

Les conglomérats sont généralement massifs, avec des galets arrondis de rhyolites rouges et blanches (Permien), de granites moins abondants, avec des blocs anguleux de schistes et cornéennes paléozoïques. Inversement, la granulométrie peut être plus fine : sur la rive droite du Vitte, on trouve un faciès flyschöide, avec alternance de grès brunâtres, microbrèches et arkoses. Parfois, l'abondance (route de Croce) des blocs de micaschistes fait croire à des affleurements « en place ». Ailleurs (Est du Monte Magna ; Ouest de la cote 151, au Nord-Ouest du Tenda), abondent des blocs, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, empruntés aux divers niveaux carbonatés du Trias supérieur et du Lias inférieur. Mais dans d'autres zones (entre la Croix de Menta et le Monte Magna), les gros blocs sont rares, sinon absents.

e5-6. **Calcaires bréchiques (Lutétien supérieur - Bartonien inférieur)**. On les trouve dans quelques sites isolés du Sud du Nebbio : au Sud (selon H. Gindrat, 1942) et surtout au Nord-Ouest (cote 151 ; rive droite du ruisseau de Vitte ; Sud de la cote 132) du Monte di Tuda ; ainsi que dans la partie ouest du Nebbio (Cima di Pizziconi).

Ce sont des calcaires massifs, gréseux ou à débris (« bréchiques »), de patine gris foncé ou bleue, très durs. Leur matrice calcaire est souvent sableuse. Elle est très riche en petits quartz, feldspaths et litho-clastes paléozoïques (micaschistes, quartzites, cornéennes, granites, volcanites permienues), avec de rares débris de marno-calcaires à faciès sénonien.

Ces calcaires sont chargés de fragments organiques. Les formes dominantes (grands foraminifères, Mélobésiées, coraux) sont accompagnées de débris d'échinodermes, de lamellibranches, de gastéropodes, de bryozoaires,... indice d'une plate-forme sous-marine, moyenne ou interne. Parfois, des bancs de grès calcaires fins, de teinte verdâtre, azoïques, sont intercalés dans des calcaires bréchiques ou marquent leur base.

H. Gindrat (1942) a fourni une longue liste de fossiles où dominent les nummulites (21 espèces, selon lui), qu'il attribuait à l'Yprésien -Lutétien. La révision (par C. Bourdillon, *in* Lluch, 1989) aboutit à leur assigner un âge lutétien supérieur à bartonien inférieur, sensiblement équivalent aux biozones planctoniques P 12-base de P 13. On citera spécialement : *Alveolina elongata*, *Assilina spira*, *Discocyclina sella*, *Asterodiscus Stella*, *A. cuvillieri*, *Nummulites millecaput*, *N. cf. biarritzensis*, *Orbitolites complanata*, *Chapmanina gassinensis*, *Fabiania cassis*, ...

H. Gindrat (1942) a cru voir l'interstratification de ces niveaux à petites nummulites dans des marno-calcaires à *Globotruncana*. En fait D. Lluch (1989) a mis en évidence (par exemple, à la cote 151, au Nord-Ouest du Tuda) une importante discordance entre les deux types de faciès, ce qui paraît exclure toute continuité entre eux. D'autre part, l'absence générale des calcaires à nummulites, à la base de l'ensemble détritique e6-7 (qui remanie ces calcaires), prouve l'existence d'une rupture sédimentaire entre les deux termes éocènes.

A noter que, près de la Croix de Menta, à 100 m au Sud-Ouest de la cote 91, des blocs de calcaires à nummulites, reposant sur les conglomérats crétacés, appartiennent à un paléo-éboulis quaternaire venu de l'Est, qui contient en outre des blocs de Schistes lustrés.

eF. Complexe périto-gréseux micacé et chaotique à olistolites (Éocène supérieur). Remaniant des calcaires à nummulites (e5-6) et ravinant fortement le Crétacé supérieur, cette formation, dont l'épaisseur peut atteindre 200 m, affleure largement dans la partie sud du Nebbio.

Ce complexe débute par une formation chaotique dont la matrice est constituée de grès et de conglomérats à éléments principalement paléozoïques. Elle englobe des blocs anguleux divers, surtout des roches carbonatées du Lias et du Trias supérieur. C'est à ce niveau que sont insérés les grands olistolites, pouvant dépasser parfois 500 m de long, qui dessinent un alignement discontinu plongeant vers l'Ouest et que

l'on suit à l'Est du Nebbio (Pinzute et Pughiali, feuille Saint-Florent ; Monte Magna, Mazello, à l'Ouest d'Oletta, Monte di Tuda) et à sa partie sud (Croce, Padula,...). Dans certains cas, les olistolites ne sont séparés du substratum crétacé que par quelques mètres de matrice grossière éocène.

La matrice détritique, adhérente aux blocs carbonatés, est constituée de fragments pouvant atteindre 2-3 cm, de quartz, feldspaths, schistes anciens, rhyolites permienues et granites hercyniens. En s'en éloignant, on passe à des grès calcaireux en minces strates et à des microbrèches grossières de même constitution. Parfois s'intercalent des bancs (4-10 cm) de brèches à ciment calcaire, mimant celles de e5-6, mais, ici, sans restes organiques.

La formation chaotique passe progressivement vers le haut à **un flysch micacé** où dominent des bancs de grès bruns ou noirâtres, en strates régulières centimétriques à décimétriques, souvent avec figures de « slumping ». Dans leur composition, dominent quartz et micas blancs, mais on trouve aussi feldspaths et biotite, parfois avec un peu de ciment calcaire. À ces grès, sont associées des microbrèches de même composition, avec clastes de roches et abondants feldspaths blancs remaniés. Des passées de brèches massives, grossières et inorganisées, s'intercalent aussi dans ce flysch : elles sont très riches en éléments paléozoïques et permienues (rhyolites), avec parfois remaniement des grès de la série sous-jacente. Des blocs carbonatés, dispersés de Trias - Lias ont une dimension qui, à la différence de la formation chaotique basale, n'atteint pas 20 m.

Ce complexe eF n'a montré que de très rares Globigérines, indéterminables. Il n'y a aucune trace de nanoflores ni de palynoflores. Du fait que ce flysch, spécialement près des Tramonti, peut remanier des fragments de calcaires à nummulites e5-6 du Lutétien supérieur - Bartonien inférieur, on peut suggérer pour cette formation un âge éocène supérieur.

Le problème des olistolites. Dans la colonne sédimentaire mésozoïque de l'Unité inférieure du Nebbio, on passe directement du Trias au Crétacé supérieur discordant. Les termes d'âge intermédiaire (Trias supérieur et Lias) devaient exister à proximité du secteur, puisqu'on les trouve en grands olistolites dans les terrains détritiques du Crétacé supérieur et surtout dans l'Éocène eF. Tous ces terrains ont des faciès voisins de (ou identiques à) ceux du domaine prépiémontais, connus dans les unités tectoniques sur la feuille Corte : Cima Pedani et approches nord de Corte, près de Bistuglio.

1. Rhétien - Norien. Le Norien n'est connu, mais sans être daté, que dans le grand olistolite du Pughiali, au Sud-Ouest de Patrimonio (feuille Saint-Florent). A la base orientale de l'affleurement, on trouve quelques dizaines de mètres de dolomies claires, veinées de rouge, à interlits pélitiques rouges, jaunes ou noirs.

Le Rhétien est très développé au Pughiali (plus de 100 m) et montre (Hollande, 1875 et 1917 ; Gindrat, 1942) des lumachelles à *Rhaetavricula contorta*, *Terebratula gregaria*, *Plicatula intusstriata*, avec une riche faune de foraminifères (Peybernès et *al.*, 1989) et une microflore à *Corollina* (Lluch et *al.*, 1987). Le Rhétien affleure également bien sur le chemin allant du col de la route D 82 à l'ancienne grande carrière, au Sud du Tuda (fig. 15 *in* Lluch, 1989), sur une vingtaine de mètres d'épaisseur : outre quelques horizons marno-calcaires à débris de lamellibranches et fins quartz détritiques, on trouve surtout des calcaires dolomitiques gris et le faciès très spécifique de calcaires « bicolors » compacts, gris bleuté à rubanements jaunâtres, correspondant à des micrites à bioclastes, oolites et pellets.

2. **Hettangien.** On lui rattache conventionnellement un ensemble de calcaires dolomitiques en bancs pluri-décimétriques à métriques, à patine gris clair ou gris sombre, d'aspect souvent bréchiq ue : il s'agit de dolosparites argileuses dont les structures originelles (pelmicrites et micrites à petites oolites) ont généralement disparu. Aucun fossile ne justifie cette attribution, basée sur la situation entre Rhétien et Sinému-rien.

3. **Sinémurien.** Une série calcaire claire poursuit insensiblement l'Hettangien. En général en bancs, deux faciès dominant : calcaires à encrines, à cassure miroitante ; calcaires à silex noirs (chailles) en bandes ou en rognons. On trouve aussi des calcaires micritiques ruba-nés, parfois avec de fins débris organiques et à très petits quartz. Ces faciès hémipélagiques correspondent à un net approfondissement du milieu. On ne trouve pas, dans le Nebbio, les phénomènes d'avalanches sous-marines, accompagnées d'apports détritiques grossiers (socle, Permien, Trias) si remarquables à la Cima Pedani et autour de Corte, mais seulement des microbrèches à fragments de micrites et de dolomies.

L'instabilité du milieu se traduit cependant par des glissements (bien visibles dans les lits à chailles) et par des failles synsédimentaires : de bons exemples se voient au Pughiali (feuille de Saint-Florent).

La datation du Sinémurien s'appuie sur :

- la citation (Gindrat, 1942) d'une ammonite, provenant d'une ancienne carrière au Nord-Est du sommet du Monte Tuda ; cet exemplaire unique (figuré *in* Durand-Delga et Mouterde, 1975) est vraisemblablement un *Paltechioceras* cf. *nodile*, forme du Lotharingen ;
- des *Gryphaea* cf. *arcuata*, forme du Lias inférieur, proviennent (Ricour, 1949) de lits verticaux immédiatement à l'Est du sommet du Tuda ;
- à la base sud du même relief, apparemment indentées dans des calcaires à silex et probablement assez haut dans le Sinémurien, des

dolomicrites à encrines, de patine gris-brun, à nombreux coraux, ont montré (Peybernès, *in* D. Lluch, 1989, p. 46) divers foraminifères, dont des Lituolidés, Miliolidés, Nubéularidés, *Planiiinvoluta carinata* et *Everticyclammina* sp., ces dernières espèces indiquant probablement le sommet du Lias inférieur. La même association a été rencontrée dans des blocs pluridécimétriques de calcaires à coraux, emballés dans les conglomérats sénoniens au Nord-Ouest du Tuda, au Sud de la cote 151. E. Maury (1908) et R. Delcey (1962) ont aussi signalé des bélem-nites au Tuda.

Unité de la Croix di Menta

Le toponyme de cette unité se trouve à 1 km à l'Est de Lumio.

ξ. **Micaschistes (Paléozoïque).** La base des brèches *ebr* paraît constituée par un matériau homogène (« roches brunes ») de cor-néennes, qui affleurent dans une tranchée, sur une longueur de 20-30 m. Avec les brèches *ebr*, dont ces cornéennes forment l'essentiel, cet affleurement était noté comme « basalti » sur la carte de L. Dallan et A. Puccinelli (1986).

ebr. **Brèche à éléments anciens (Éocène ?).** Sous les marno-cal-caires noirs e5, on trouve une cinquantaine de mètres de brèches grossières sombres (« roches brunes»). Elles sont formées de blocs anguleux, de dimension décimétrique à métrique, jointifs, sans ciment, empruntés au Paléozoïque. On y retrouve les faciès de la Formation d'Aiastrella qui forme la base de l'Unité inférieure du Nebbio : cornéennes, quartzites, schistes verdâtres, roches éruptives basiques hercyniennes.

e5. **Marno-calcaires sombres (Éocène moyen).** Ils apparaissent dans cette unité très locale, en fenêtre anticlinale sous l'Unité inférieure du Nebbio, dans les vignes à l'Ouest de la Croix de Menta. Ces marno-calcaires, dont l'épaisseur maximale (50 m) s'observe à la partie orientale de la structure, ont une teinte noire ou gris sombre. Leurs lits (2 à 10 cm) paraissent luisants, du fait du délit à micas détritiques. La roche est friable et très fine. Il s'agit, selon D. Lluch (1989), d'une micrite très riche en matière organique et finement détritique (quartz et micas blancs), fortement stylolisée.

Ces marno-calcaires ont fourni une microfaune (détermination de J. Magné), mal conservée, avec des Globigérines à test épais, épineuses, et de rares *Truncorotalia* d'âge yprésé-lutétien. L. Dallan et A. Puccinelli (1986) avaient groupé, à tort, ces assises avec les marno-calcaires et conglomérats sénoniens qui les surmontent tectonique-ment. On trouve des faciès analogues, datés du Lutétien moyen à supérieur, dans l'unité prépiémontaise de Caporalino, sur la feuille Corte (Rieuf, 1980).

UNITÉS ALPINES À L'OUEST DU DOMAINE
DES SCHISTES LUSTRÉS

Nappe de Santa-Lucia (s./.)

Écaille prépiémontaise (?) cortenaise

jms. **Conglomérat polygénique (Pontare) (Dogger - Malm inférieur ?).** Il affleure sur quelques dizaines de mètres sous les alluvions de la rive sud d'un bras de l'Asco, environ à 150 m en amont de sa confluence avec la Tartagine ; on le voit sous la pile sud du pont génois à trois arches (Pontare) qui franchit la rivière. Subverticaux et dirigés N-S, ces conglomérats à galets décimétriques de roches du socle hercynien, avec de rares blocs de roches carbonatées de Trias supérieur - Lias, sont très différents des conglomérats éocènes et créacés de Balagne. Ils se rapprochent plutôt de certaines «brèches de Padule» (Dogger - Malm prépiémontais de la feuille Corte), dont on trouve une illustration 500 m plus au Sud, sur la berge sud du cours actif de l'Asco (*cf.* feuille Corte).

Écaille de Falconaia

ζ. **Metagranites.** Situés sur la retombée sud du massif du Tenda, ils constituent une lame dépassant un kilomètre de long pour une épaisseur maximum de 200 m. Ils chevauchent clairement les dolomies triasiques et des grès éocènes (?) de la couverture du Tenda. De teinte claire et à grain fin, ces orthogneiss montrent une alternance assez régulière de lits clairs, quartzo-feldspathiques (de 0,1 à 1cm) et des lits riches en chlorite. Leur caractère orthodérivé est reconnaissable dans des lentilles préservées de la déformation.

csT. **Formation du Tomboni (Crétacé « moyen » ?) : conglomérats.**

Lié à la lame de metagranites (cote 682) précédente, dont on la distingue mal, un ensemble de « schistes gréseux » verdâtres ou grisâtres dérive de l'étirement et de l'aplatissement de conglomérats. Ils sont affectés par une déformation comparable à celle de leur substratum. Elle se traduit par une schistosité S1 déformée par une schistosité S2 de « strain slip ». Ils drapent le versant sur une épaisseur de 200-300 m, qui n'est qu'apparente, étant donné le re-plier de la formation. On y note des éléments, d'ordre décimétrique à métrique, de grani-toïdes, de roches cristallophylliennes, de calcaire roux dolomitique et de rares calcaires gris. J.-F. Brondijk (1954) signalait également des éléments de « roches basiques ». Cet auteur notait aussi des intercalations d'arkoses schisteuses à quartz, albite, séricite et chlorite.

Ces conglomérats grossiers ont été comparés, du fait de leur teinte verdâtre, au Conglomérat du Tomboni de la Nappe de Santa-Lucia (feuille de Corte). Un âge Crétacé « moyen » a été envisagé pour ces faciès, qui peuvent représenter un faciès d'écroulement, lié au jeu des failles bordières du bassin marin de cette époque.

csF. Formation de Tralonca (Crétacé supérieur) : « flysch », grès calcareux. Au Nord-Est de Ponte-Leccia, cette formation poursuit en continuité les conglomérats précédents. La route D 105 vers Canavaggia la recoupe. Une tectonique pluriphasée amène ici le replissement, à l'échelle décamétrique, de divers termes des Schistes lustrés (anciens basaltes transformés en prasinites vertes ; calcschistes de la Formation d'Erbajolo) avec les conglomérats de type Tomboni et avec ce flysch calcaire légèrement métamorphique. Celui-ci correspond à une partie des « schistes calcifères » de J.-F. Brondijk (1954).

Il s'agit d'une alternance de calcaires gréseux, de grès calcareux passant à des microconglomérats polygéniques gris clair, et de pélites grises plus ou moins calcareuses. Dans la Nappe de Santa-Lucia, située 15 km plus au Sud, le flysch type de Tralonca, au faciès analogue, n'est pas métamorphique et il a livré des *Globo truncana* sénoniens (voir notice de la feuille Corte). Ces faciès, également apparentés à ceux du flysch de Narbinco, dans le Nord de la Balagne, peuvent être retrouvés dans un ensemble d'unités dérivées d'une zone paléogéographique piémontaise, proche de l'océan ligure, mais à substratum continental.

Nappe du Bas-Ostriconi

ci. Formation de San Martino (Crétacé inférieur). Un seul petit affleurement peut lui être rapporté, au sommet de l'abrupt qui, de Bella Mare, descend vers l'Ostriconi. En série renversée, on voit, au-dessus du flysch à lydiennes, 10-20 m de calcaires en dalles à interlits marneux, parfois à base siliceuse, rappelant les Palombini.

cm. Formation à lydiennes (Crétacé « moyen »). Au Sud-Est d'Ogliastro, le long de la rive gauche de l'Ostriconi, une bande de flysch à lydiennes sépare l'Eocène autochtone (à l'Est) du flysch de Narbinco (à l'Ouest). Sans exclure que ce flysch à lydiennes soit un lambeau isolé de la Nappe ophiolitifère de Balagne, son attribution à la Nappe du Bas-Ostriconi est vraisemblable.

Les brèches polygéniques à ciment calcaire, de type « Toccone » (voir p. 123), sont ici largement répandues. Au Sud-Ouest de Bella Mare (rive droite de l'Ostriconi), une brèche d'écroulement synsédimentaire s'observe dans le flysch à lydiennes.

Une datation par nannoplancton (entre Albien et Turonien inférieur) a été obtenue (Marino et al, 1995) dans des niveaux calcaro-marneux au Sud de Pieve, avec *Tranolithus phacelosus*, *Eiffellithus* sp. et en l'absence de *Quadrum gartneri* (forme qui apparaît, abondante, au-dessus de la base du Turonien).

csN. Formation de Narbinco (Crétacé supérieur) : flysch marno-calcaro-gréseux. Le « flysch calcaire » des anciens auteurs, dénommé

flysch de Narbinco (Magné et Durand-Delga, 1983) caractérise la Nappe du Bas-Ostriconi, que recoupe le rivage à l'Ouest de ce cours d'eau. Il s'agit d'une alternance de lits de calcaires en plaquettes, soit marneux, soit compacts, chargés de quartz, de marnes pélitiques micacées et de bancs décimétriques de grès et microbrèches polygéniques, toujours calcaireux mais souvent « cariés » par décalcification. Des microconglomérats ne sont pas rares à la base des lits gréseux, grano-classés. Les éléments remaniés, centimétriques à pluricentimétriques, sont essentiellement empruntés au socle ancien (micaschistes, granites) et à des calcaires gris. Des argilites vertes, hémipélagiques, non calcaireuses, intensément bioturbées, forment le toit de certains bancs, ce qui, pour M. Sagri et *al.* (1982), caractériserait des turbidites de plaine abyssale, au-dessous de la CCD dans une zone éloignée des conoïdes. Mais la présence de nannoplancton s'accorde mal avec une telle profondeur. Les figures sédimentaires sont nombreuses : « flute casts » de base, slumps,... Cet ensemble de teinte claire est intensément plissé, ce qui empêche d'en évaluer la véritable épaisseur (200-300 m ?).

Cette formation a longtemps été considérée comme formant le sommet du « flysch schisto-gréseux » éocène autochtone (Routhier, 1956 ; Nardi et *al.*, 1968 ; Bonnal et *al.*, 1973) et en continuité avec celui-ci. Deux citations (Bonnal, 1972) de Globigérines « tertiaires » se rapportent en fait : l'une (pl. 2, fig. 1 *in* Bonnal, 1972) au flysch pélito-gré-seux éocène à l'Est du ruisseau de Margine ; l'autre (pl. 2, fig. 2 *in* Bonnal, 1972) à une probable Hedbergelle crétacée, celle-là dans la Formation de Narbinco, au Nord-Est du ruisseau de Figarelle.

R. Nardi et *al.* (1978) découvrirent les premiers une microfaune « riferabile al Cretaceo superiore, in particolare per la presenza di *Pithonella ovalis* ». Ils comparaient justement ces faciès à ceux du flysch crétacé supérieur de Macinaggio (Nord-Est du Cap Corse). Le long du même ravin d'Ostriconi, on trouve (Magné et Durand-Delga, 1983), dans des micrites finement détritiques, de rares *Globotruncana helvetica* ? (du Turonien), de petites Hedbergelles et des spicules. De plus, à l'Ouest de la Cima Lo Caigo, le Sénonien supérieur semble représenté dans des lits calcaires à « fantômes » de *Globotruncana bicarénées* et de Rugoglobigérines (détermination de Mme M. Caron).

Quant au nannoplancton (Marino et *al.*, 1995), si 20 échantillons (sur 160) ont donné des résultats « crétacés », seuls trois permettent de proposer la présence de Cénomaniens (par *Lithastrinus moratus*, en l'absence de *Quadrum gartneri*) et de Coniacien terminal (âge minimal, avec *Micula decussata*) à Campanien (?), argumenté par la présence de *Quadrum cf. gothicum*. On peut donc envisager que le flysch calcaire de Narbinco aille du Cénomaniens au Sénonien supérieur.

Un flysch marno-calcaire comparable avait été signalé (Lacazedieu, 1974) entre le Monte di a Truitta et la dépression de Valle Lunghe. Il

forme une bande longue de 1,5 km, au-dessus de l'Éocène autochtone et sous le flysch de l'Annunciata (sous-unité inférieure de la Nappe de Balagne), au Nord de Palasca. Un grand nombre de «fantômes» de *Globotruncana* (détermination de J.-F. Raoult) y évoquaient le Sénonien inférieur (*Gl. gr. concavata*) et supérieur (*Gl. contusa*, *Gl. gr. stuarti*), mais toutes ces attributions paraissaient problématiques à une époque où l'âge du flysch calcaire de Narbinco n'était pas envisagé.

eP. Formation de Punta d'Arco (Paléocène ? - Éocène ?) : conglomérats et grès à débris de socle. Cette Formation, identifiée comme un ensemble unique sur la carte, peut-être décomposée en deux sous-ensembles sensiblement distincts : celui de Punta d'Arco *sensu stricto* et celui de Cima lo Caigo.

1) Punta d'Arco. Une série, épaisse d'une centaine de mètres, occupe une zone synclinale NW-SE (1 km²). Elle est formée par l'alternance de bancs, d'ordre décimétrique à métrique, de grès grossiers et brèches avec des pélites grises ou noirâtres, parfois marneuses, en passées d'épaisseur d'ordre décimétrique. Les grès, gris blanchâtre, polygè-niques, riches en feldspaths, passent à des microbrèches, peuvent montrer des figures de charge. Ayant un ciment calcaireux, ces roches deviennent poreuses par décalcification.

Les éléments détritiques, de taille centimétrique à décimétrique, proviennent de roches connues dans le socle occidental : anatexites à muscovite (cf. Complexe de Belgodere), granites divers parmi lesquels des faciès leucocrates et des faciès hypersolvus permien, beaucoup de rhyolites et de tufs rhyolitiques permien, du quartz,... Les fragments calcaires sont rares (micrite grise du Trias supérieur ?, calcaire à radiolaires et à spicules du Malm ?). Figurent aussi des fragments de calcaires du flysch de Narbinco et des éléments plats de lydienes noires à spicules de spongiaires. Si les brèches dominent au sommet de la formation, on en trouve aussi dès la base, qui est parfois nette : ainsi au Nord-Est de la cote 223 et au Sud-Ouest de la cote 245 où, en apparente concordance, les brèches surmontent des calcaires en petits bancs du Crétacé supérieur de Narbinco.

L'âge de cette formation n'est pas défini avec certitude. Cl. Jourdan (1988) signale «des débris de Nummulites (...) sur les versants nord-est de la Punta d'Arco», ce qui supposerait un âge éocène. Mais un échantillon de marnes prélevé (Marino et al., 1995) sur la route du littoral, au Nord de la Punta d'Arco, entre des bancs de grès grossiers cartographiés par R. Nardi et al. (1978) comme formant la base de la Formation de Punta d'Arco, ont montré une nannoflore du Coniacien terminal à Campanien (?).

L'attribution de l'affleurement de la Punta d'Arco à la Formation de l'Annunciata (Nardi et al., 1978) se heurte à l'absence de régularité des lits gréseux - caractère fondamental de cette dernière - et à la

présence de brèches polygéniques, sans parler du ciment calcaireux. Quant à la Formation de l'Alturaja, qui lui a été comparée (Jourdan, 1988), elle ne possède pas non plus de ciment calcaireux et son faciès est bien différent, les galets y étant généralement bien roulés.

2) Cima Lo Caigo (0,1 km²). Elle est couronnée de brèches grossières. Au Sud-Est de la cote 247, la Formation de Narbinco sous-jacente, faite de calcaires gréseux à foraminifères, en petits lits, admet deux bancs métriques de grès calcaireux grossiers, roux, près de son sommet. Ravinant ce Crétacé, et en apparente concordance, vient une brèche polygénique (20-30 m) à éléments anguleux, centimétriques à décimétriques, dans un ciment quartzeux grossier : granites, micaschistes, volcanites vertes permienes, dolomies triasiques, calcaires du Malm. On trouve aussi des fragments de lydiennes et de calcaires du Crétacé sous-jacent. Des blocs pluridécimétriques de basaltes (pouvant provenir d'une masse ophiolitique en cours de déplacement) donnent à ces brèches un aspect original, rappelant un peu les brèches de Toccone. D'ailleurs M. Bonnal (1972) et R. Nardi *et al* (1978) en avaient fait un lambeau allochtone de la formation du flysch à lydiennes (Crétacé moyen), mais la continuité entre la base de ces brèches et le Crétacé supérieur sous-jacent s'oppose à cette attribution.

En conclusion, bien que, dans les sections claires, les brèches de Punta d'Arco et de la Cima Lo Caigo reposent en continuité apparente sur la Formation de Narbinco, une rupture sédimentaire est certaine, et on ne saurait exclure leur discordance sur le Crétacé supérieur.

Nappe ophiolitique de Balagne

Complexe ophiolitique

La cartographie et l'étude des ophiolites de Balagne ont été réalisées par J.-R Baud (1975). L'ensemble des données, qui sont présentées ci-après, sont tirées de son travail de thèse. L'analyse géochimique des éléments en traces des laves a été réalisée postérieurement (Durand-Delga *et al.*, 1997).

Certains secteurs ont été revisités, et les observations originales ont fait l'objet de nouvelles interprétations. La tectonisation primaire d'une partie du substratum gabbroïque et la présence de détritisme ophiolitique au pont de Carnispola ont été mises en évidence. Au sein même de l'ensemble effusif des pillow-lavas, un épisode détritique, résultant d'apports détritiques continentaux, a été reconnu à Piana di Castifao.

En extrapolant à partir des observations réalisables au niveau d'érosion actuel du complexe, les volumes des différents constituants du massif de roches vertes de Balagne ont été estimés aux proportions suivantes : 40 à 50 % de laves, 10 % de dolérites, plus de 50 % de gabbros.

ΛB. Serpentinites. Les serpentinites se présentent le plus généralement sous la forme de roches tendres, de couleur vert sombre à bleutée, affectées par des microplis et un fort débit schisteux.

Leur extension est très faible et elles apparaissent toujours subordonnées aux gabbros, en particulier le long des accidents qui les affectent. Elles sont jalonnées par des restes de travaux de recherches minières pour le cuivre, grattages ou entrées de travers-bancs. Le corps de serpentinites le plus important s'étend depuis Moltifao jusqu'à la Cima Giunchelli, selon une bande d'une vingtaine de mètres de puissance, entre le massif de gabbros et son enveloppe de laves.

Au sein des serpentinites, se trouvent des fragments inclus tectoniquement de roches grenues et microgrenues souvent altérées : gabbros, diorites ou dolérites souvent porphyriques, aucun de ces fragments n'étant de nature ultrabasique.

Ces roches sont constituées quasi-exclusivement d'antigorite. On peut y trouver des reliques de plagioclase, d'olivine (toujours serpentinisée) et éventuellement de pyroxène.

Ces serpentinites peuvent provenir d'anciennes péridotites, mais elles pourraient aussi, selon J.-P. Baud (1975), dériver de gabbros à olivine - ou de péridotites plagifères - au vu de la présence constante de plagioclase. Parmi les analyses chimiques de trois échantillons (ann. 1 : tabl. 3), deux d'entre elles (277 et 565) sont néanmoins comparables à celles de roches ultrabasiques, en particulier en ce qui concerne les teneurs élevées en Mg et Cr et faibles en Al, Ca, K et Ti, tandis que la troisième (566) présente des caractères intermédiaires entre gabbros et serpentinites.

θB. Gabbros. Ils affleurent le plus largement dans la partie méridionale du complexe ophiolitique où deux groupes de roches peuvent être distingués :

- le premier, composé d'euphotides, est bien caractérisé au pont de Carnispola ; il s'étend au Sud-Est d'une ligne joignant Piana de Casti-fao à Pedano ;
- le second, qui comprend des gabbros à grain moyen, est celui de la Navaccia ; il affleure dans de bonnes conditions dans la vallée du Lagani le long des coupes de la route et de la voie ferrée.

• **Les euphotides.** Le type le plus fréquent est caractérisé par sa couleur verte et sa patine brun-ocre. La taille du grain varie de 2 à 10 mm, assez rapidement parfois au sein d'un même affleurement. Les plagioclases blanc laiteux (65 ± 5 %), automorphes, forment la trame de la roche et englobent les ferromagnésiens, clinopyroxène (diallage et clinoenstatite - pigeonite) et/ou amphiboles (22 ± 3 %), leur association dessinant, selon leur développement respectif, des mouchetures ou des dessins d'allure cunéiforme. Le terme de « faciès tigré » illustre assez

bien cet agencement : ce type de roche (annexe 1 : tabl. 3, analyse 101) est représentatif de la majorité des affleurements de la partie sud-est du massif.

D'autres types de gabbros, beaucoup plus subordonnés, ont été rencontrés, parmi lesquels des pegmatoïdes, formés de près de 90 % de plagioclase (ann. 1 : tabl. 3, analyses 105, 133), des gabbros à plagioclases porphyriques ou bien encore des gabbros euphotides à grands clinopyroxènes.

Dans le cours de la rivière Tartagine, en amont du pont de Carnis-pola, des affleurements de gabbros euphotides, continus sur plusieurs dizaines de mètres, peuvent être observés.

• **Les gabbros à grain moyen.** Les gabbros du massif de la Navaccia se caractérisent par leur grande uniformité (ann. 1 : tabl. 3, analyses 555, 515, 562). Ce sont des roches de couleur vert sombre dans la masse et à patine brune à blanchâtre. Les seules variations notables ne portent que sur la taille du grain : sa taille moyenne demeure assez constante et ne dépasse pas 5 mm. La texture subdoléritique est visible à l'œil nu : les fines lattes de plagioclases vert pâle (55 à 65 %) déterminent une trame régulière entre les ferromagnésiens (clinopyroxènes, augite et pigeonite magnésienne) vert à gris (15 à 25 %), souvent de plus grande taille. Localement, entre les cotes 355 et 380, sur la route longeant le Lagani, le pyroxène y est en baguettes trapues (2 cm au plus).

Les gabbros de la Navaccia sont recouverts par les laves selon un contact le plus généralement subhorizontal. Ils forment un ensemble plutonique important, souvent masqué, le niveau d'érosion actuel restant en moyenne au-dessus du contact entre laves et gabbros.

oß. **Dolérites massives.** Elles demeurent, au plan du volume, réduites par rapport aux laves et aux gabbros.

Leur gisement, de loin le plus fréquent, est celui d'une enveloppe régulière de dolérites massives, au pourtour des massifs de gabbros. Ces dolérites massives affleurent en abondance dans la moitié septentrionale du massif de roches vertes où elles frangent systématiquement les gabbros du massif de la Navaccia.

Dans ce massif, l'observation du contact entre gabbro et laves peut s'effectuer dans la partie aval de la coupe située entre la confluence du ruisseau de Lagani et du ravin de Casapola, localisée plus loin. Dans cette coupe, les dolérites forment une couche régulière, de 20 m de puissance environ, au sommet des gabbros.

Le passage des roches grenues aux roches doléritiques s'effectue sans hiatus de composition minéralogique, la texture évoluant très progressivement d'ophitique à doléritique typique, depuis le gabbro vers

la dolérite. La composition minéralogique est assez constante : les plagioclases (61 %) sont, en grande partie, estompés par les minéraux d'altération ou de métamorphisme, zéolites et prehnite (10 %) ; les pyroxènes sont des augites ou des pigeonites (17 %) ; le reste de la roche est formé par une association de chlorite (6 %), titanite (4 %) et opaques (gœthite et pyrite : 2 %). Le toit de cette couche doléritique, qui sert de plancher à l'épanchement des premières coulées de laves, est le siège d'une légère minéralisation en pyrite qui parsème la roche de ponctuations noires. C'est ce faciès type qui a servi de niveau repère pour conduire la cartographie du contact entre dolérites et laves.

Les analyses chimiques de différents échantillons de dolérites illustrent à la fois leur homogénéité de composition ainsi que leur similitude avec les gabbros (ann. 1 : tabl. 3).

hc. Hyaloclastites. Elles ont été identifiées et cartographiées dans la partie sud du complexe, à proximité de la vallée de la Tartagine. Elles apparaissent toujours au sein des laves et sont situées à proximité des filons de dolérite. Ces hyaloclastites résultent de l'extrusion sous-marine du magma basaltique.

βB. Basaltes en coussins (pillow-lavas). Les basaltes constituent la majeure partie, en volume, du complexe ophiolitique de Balagne. On les rencontre sous forme de basaltes en coussins (pillow-lavas) et de coulées à prismation fruste.

Ces basaltes ne montrent pas de trace de métamorphisme alpin et présentent une grande homogénéité de composition : albite, chlorite, quartz, calcite, pumpellyite.

Le long de la route parallèle au ruisseau de Navaccia, les coulées à pillow-lavas peuvent être observées dans d'excellentes conditions ; certains affleurements sont spectaculaires, notamment vers le km 58, quelques centaines de mètres à l'Ouest du pont du chemin de fer.

Les laves sont superposées aux dolérites massives qui encapuchonnent les gabbros. Dans le Sud du complexe, les basaltes en coussins reposent directement sur un substratum de gabbros souvent chaotique, localement recouvert, au pont de Carnispola, par une formation détritique de grès à matériel ophiolitique.

Dans le massif de la Navaccia, l'observation du contact entre laves et dolérites massives peut s'effectuer dans la partie amont d'une coupe méridienne située entre la confluence du ruisseau de Lagani et du ravin de Casapola (200 m à l'Ouest de la cote 315, au Nord-Est de la Fun-tana di Navaccia) et la cote 415.

La première coulée se trouve immédiatement superposée à la dolérite : elle est formée par une roche massive, affectée par une prismation incomplète, moins foncée, aphanitique et subdoléritique, riche en

grosses vacuoles de calcite, dissoute en surface par l'altération. Elle est surmontée par un ensemble d'autres coulées superposées sur une puissance de 70 m environ.

Certaines d'entre elles montrent une épaisse croûte variolitique. Vers le sommet de l'empilement, les laves en coussins remplacent les coulées.

Entre la Bocca di a Parata et l'Ostriconi affleurent, entre laves et gabbros, sur une vingtaine de mètres de puissance, des brèches comprenant des éléments de lave massive, des fragments de coussins éclatés, des blocs de variolites ou, encore, des blocs de dolérite ou de micro-gabbros cimentés par un verre hyaloclastique.

Formations détritiques

1. Microbrèches à matériel ophiolitique. Au pont de Carnispola, le contact entre les gabbros euphotides et les laves s'effectue par l'intermédiaire d'un niveau déritique discontinu, d'abord décrit comme une «mylonite solide» (Baud, 1975).

L'examen détaillé de l'affleurement révèle que la surface même des gabbros euphotides est recouverte par un ensemble chaotique dont la puissance atteint localement quelques mètres. La composition des blocs qui forment ce niveau est en majorité celle d'euphotides, mais on y trouve aussi des ferrogabbros à veines décimétriques de trondhjé-mites.

Surmontant le niveau chaotique, on rencontre des poches discontinues de microbrèches remaniant des éléments de matériel gabbroïque. Ces poches sont de taille variable ; en coupe verticale, sur l'affleurement du Pont de Carnispola, leur taille va de 30 cm sur 1 m à 1 m sur 3 m. Ces niveaux peuvent présenter localement un granoclassement.

En lame mince, on observe que la microbrèche remanie exclusivement des éléments ophiolitiques. La composition minéralogique, plagioclase, pyroxène, amphibole est celle de gabbros ; on observe aussi des clastes de basaltes de taille millimétrique à centimétrique. La population de zircons (fig. 19) est bimodale. Les zircons, de morphologie S12-S6-S13, sont de couleur rouge. Les autres zircons sont en grains très fortement dissymétriques, totalement incolores.

2. Grès à matériel continental. Ce niveau, formé de grès légèrement calcareux, découverts par J.-P. Baud (1975), affleure au Sud-Est de Piana de Castifao, sur le bord amont de la route, à une centaine de mètres au Sud-Ouest du pont qui franchit la Tartagine en direction de Castifao. Il est clairement interstratifié au sein des laves en coussins (Durand-Delga et al, 1997), où il affleure sur une vingtaine de mètres de long pour une puissance maximum de 3 m (fig. 18).

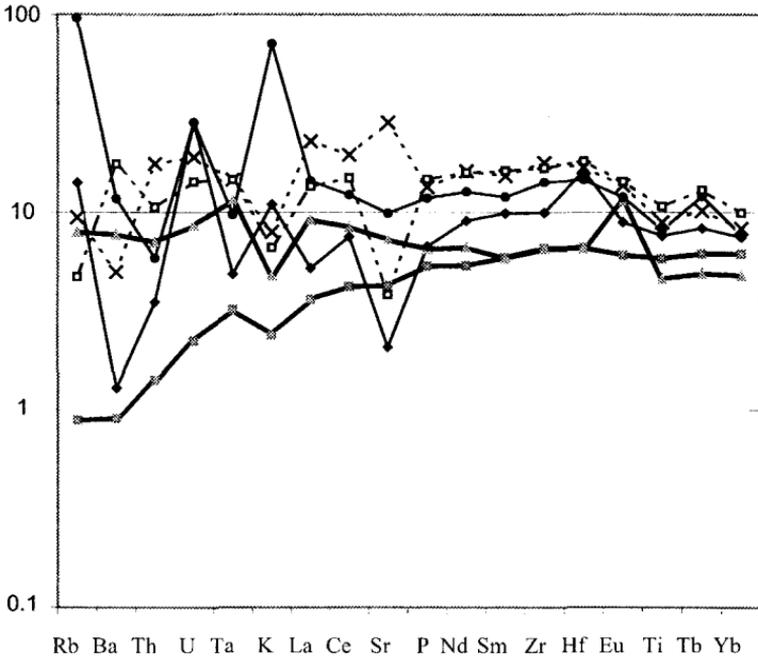


Fig. 17 - Distribution des éléments en traces d'ophiolites corses
(croix noires : San Colombano ; losanges noirs : Navaccia ;
carrés vides : Piana di Castifao ; cercles noirs : Inzecca) et à la valeur
moyenne des basaltes des zones médio-océaniques
"normaux" (carrés grisés) et "enrichis" (triangles grisés) dans un diagramme
de normalisation par rapport au manteau primitif.
La séquence des éléments est rangée par ordre d'incompatibilité
décroissante dans les basaltes océaniques (Sun et Mac Donough, 1989)

Un inventaire détaillé (Rossi et Durand-Delga, 2001), réalisé après broyage des grès et séparations magnétique et densimétrique, a permis d'identifier les minéraux suivants : zircon, pyroxène, amphibole verte, biotite, chlorite, grenats (almandin - andradite), spinelle chromifère, pyrite hématitisée, hématite, tourmaline, apatite.

L'excellent état de conservation des zircons, ainsi que leur abondance, a permis de réaliser une étude typologique (fig. 19) qui a permis de discriminer une population, correspondant aux trois quarts des zircons indexables. Son enveloppe se superpose, dans la représentation de J.-R Pupin (1980), à celle des zircons des granites calco-alcalins du batholite. Les autres minéraux peuvent provenir de roches de sources continentale ou océanique

L'analyse des minéraux lourds révèle donc que le milieu de dépôt de ces grès a été largement alimenté par du matériel provenant d'un milieu continental : aucun critère ne s'oppose à ce qu'il s'agisse du batholite et de son encaissant.

On notera toutefois l'absence, dans cet échantillonnage, de populations caractérisant les complexes alcalins. Cette population de zircons (fig. 19) se distingue de façon suffisamment nette de celle des trondh-jémities du pont de Carnispola, qui ne peuvent donc pas être à l'origine de ceux rencontrés dans le matériel gréseux.

Au sommet (g2, fig. 18), l'intercalation, particulièrement grossière, remanie des éléments pouvant atteindre le centimètre (Peybernès et *al.*, 2001) : micaschistes et quartz rhyolitiques, débris de basaltes et de roches sédimentaires variées, parmi lesquelles des calcaires oolitiques. Des oolites à plusieurs couches (« oolites α »), isolées, montrent parfois dans leur nucléus des restes de foraminifères (détermination de B. Peybernès) : *Trocholina palastiniensis-alpina* et *Tr. gr. palastinensis-elongata* (formes qui apparaissent à l'époque de transition Dogger- Malm mais peuvent être d'un niveau plus récent du Malm), *Protopenneroplis striata*, etc. Il faut noter que le faciès des «oolites a» est inconnu en Corse avant le Kimméridgien, ce qui permet d'envisager que le niveau gréseux de Piana, qui sépare deux coulées successives de pillow-lavas, puisse dater du Malm supérieur. Ces grès montrent enfin des bioclastes de crinoïdes, échinides, spongiaires et bryozoaires, remaniés à partir d'un environnement peu profond et amenés en milieu océanique en même temps que la «coulée» sableuse qui les englobe.

• **Caractères pétro-géochimiques et âge radiométrique du Complexe ophiolitique.** Du point de vue minéralogique, les pyroxènes des laves du Complexe ophiolitique de Balagne présentent des teneurs en Ti et Na caractéristiques de basaltes transitionnels (Ohnenstetter, 1993).

Le spectre de composition des basaltes de Balagne (fig. 17) montre une distribution des éléments en traces qui se distingue de celle des N-MORB

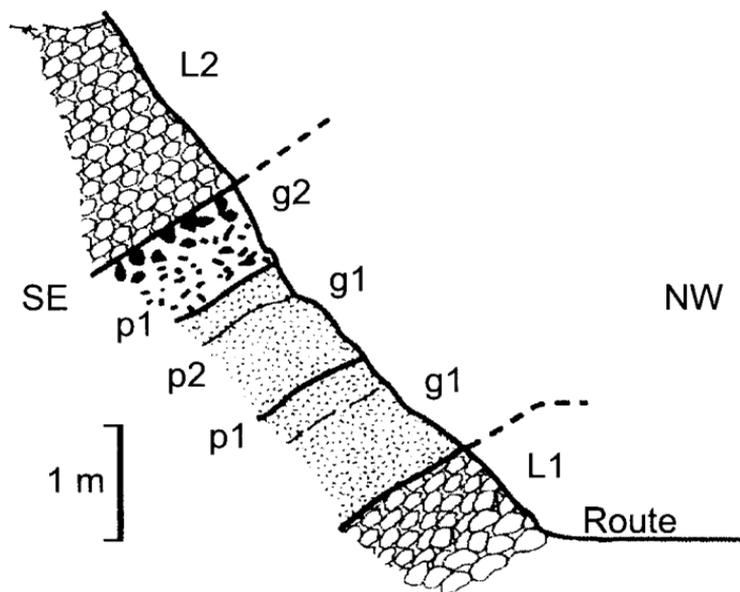
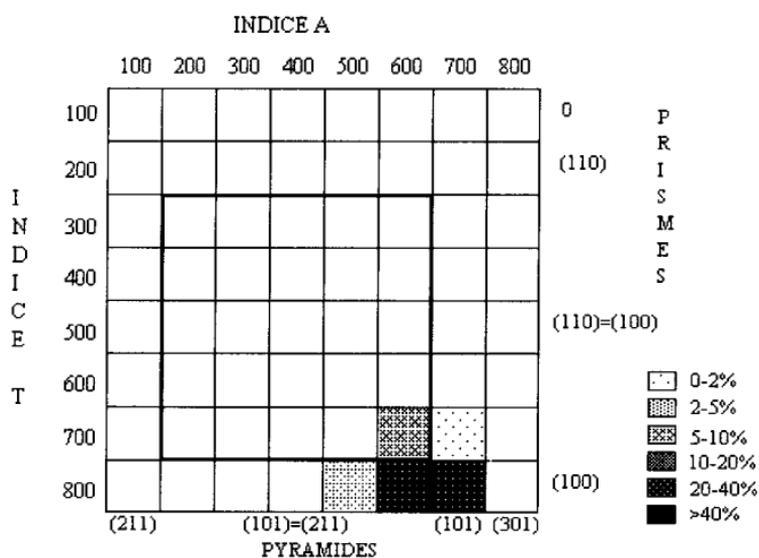
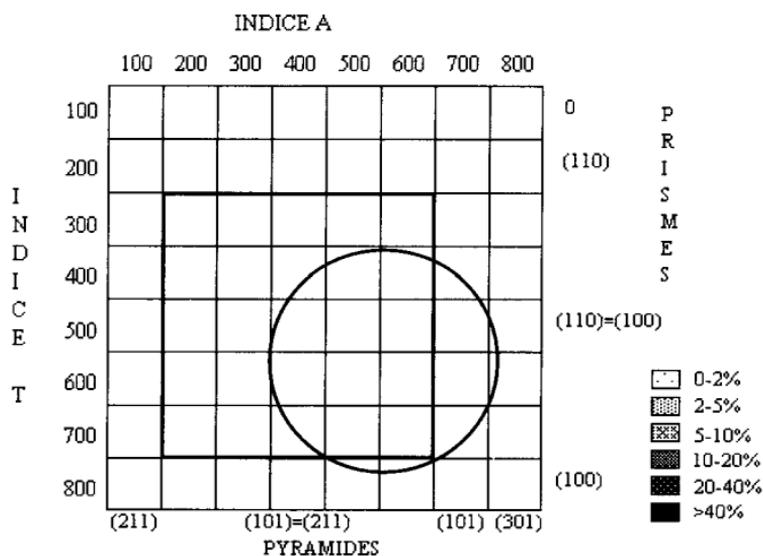


Fig. 18 - Coupe du niveau gréseux de Piana di Castifao

L1, L2 : brèches de pillows ; p1 : pélites (lits cm) ;
p2 : fin niveau pélitique ; g1 : grès fins ; g2 : grès à éléments grossiers (cm) et oolite

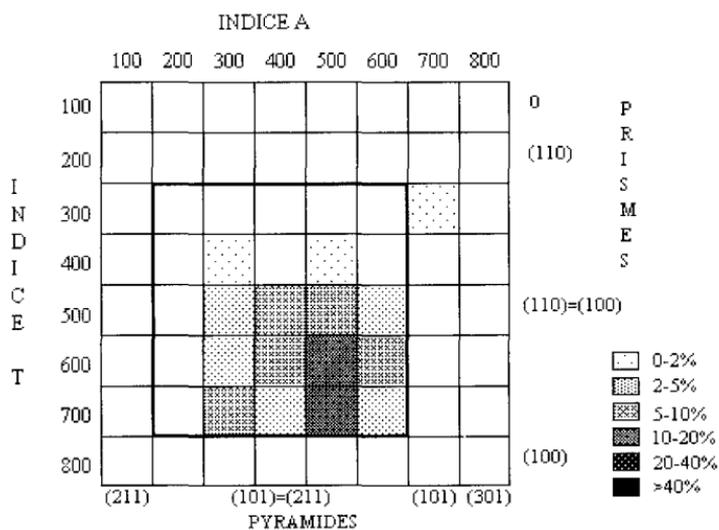


Plagiogranites de l'Inzecca (Ohnenstetter et al., 1988)

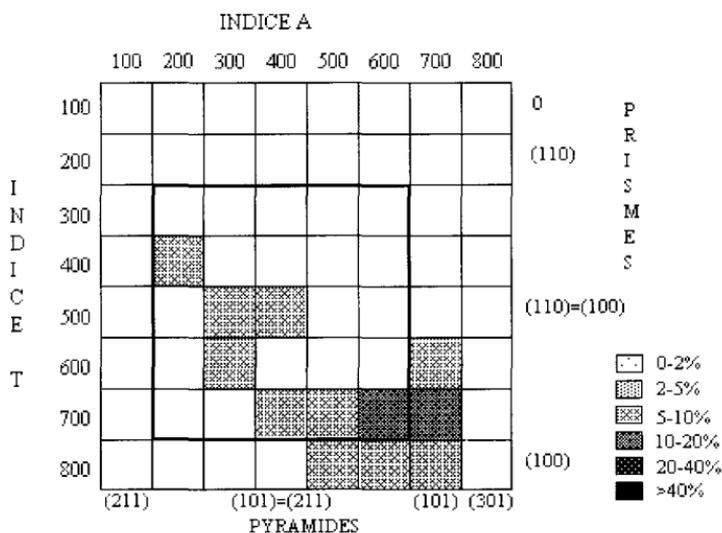


Granites de Corse occidentale

Fig. 19 - Typologie des zircons des grès de Piana di Castifao et des microbrèches de Carnispola, comparée à celle des granites calco-alcalins du batholite et à celle des plagiogranites ophiolitiques de l'Inzecca, dans la représentation de J.-P. Pupin (1980)



Grès de Piana di Castifao



Microbrèches de Carnispola

à cause de sa plus grande richesse en éléments de grand rayon ionique (LIL) et en TR (Beccaluva et *al.*, 1977). Aux variations près de quelques éléments mobiles (LIL), résultant d'événements métamorphiques, la composition des ophiolites de Balagne se rapproche ainsi plus de celles de basaltes océaniques enrichis (E-MORB).

Les basaltes en pillow-lavas de la Nappe de Balagne ont fait l'objet d'une étude des isotopes de l'oxygène et du strontium (Miller et Cart-wright, 2000).

La valeur de $\delta^{18}\text{O}$ permet d'apprécier la contamination du basalte au contact de l'eau de mer lors de sa mise en place, la valeur moyenne du basalte non contaminé étant de l'ordre de $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰} = 5,7 \pm 0,2$. L'analyse des $\delta^{18}\text{O}$ sur 11 échantillons de Balagne a montré que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$:

- varient dans le détail au sein même d'un même pillow-lava ($-1,6 < \delta^{18}\text{O}_{\text{c-b}} \text{ ‰} < +1$) et croissent en général depuis le cœur (c) vers la bordure (b), indiquant ainsi que la contamination est plus forte sur la périphérie qu'au centre, probablement parce que la durée de l'interaction eau/roche y a été plus longue ;

- augmentent depuis la base ($7,6 < \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} < 8,3$) vers le haut ($10,3 < \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} < 11,9$) de l'empilement des pillow-lavas, à l'instar de ce qui est connu dans les coupes au travers d'autres ophiolites.

Les valeurs des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, recalculés à 160 Ma, sont comprises entre 0,70433 et 0,70489. Elles révèlent aussi une contamination par l'eau de mer (valeur au Crétacé de 0,7073), la valeur des basaltes jurassiques MORB non contaminés étant estimée à $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7026$.

- **Âge radiométrique du Complexe ophiolitique.** Dans la nappe des Schistes lustrés, au sein des ophiolites ligures, un âge de 161 ± 3 Ma a été obtenu, par datation U-Pb, sur des zircons de plagiogranites du défilé de l'Inzecca (Ohnenstetter et *al.*, 1981).

Dans un secteur «symétrique» (?), sur l'autre marge de l'océan ligure, un âge comparable à 161 ± 1 Ma (Desmurs et *al.*, 1999) a été obtenu, par la même méthode, sur des zircons de gabbros de la Nappe de Platta (Alpes orientales) le long du contact entre le socle austro-alpin et la zone sud-pennique.

En Balagne, la datation K-Ar d'une amphibole brun-vert, issue d'un gabbro près de Castifao (Beccaluva et *al.*, 1981) a donné un âge de $181,4 \pm 6$ Ma.

Les zircons des trondhjémites, associées aux ferrogabbros du pont de Carnispola et qui affleurent sous le niveau de brèches ophiolitiques, ont été séparés et datés par la méthode U-Pb (SHRIMP) ; l'âge obtenu est de 169 ± 3 Ma (Rossi et *al.*, 2002). Le début de l'émission des laves basaltiques se déroule donc au cours du Bajocien (selon l'échelle

de J. Pálffy et *al.*, 2000). Deux points d'analyses, à environ 430 Ma et 2 700 Ma, révèlent la présence de zircons hérités d'une croûte continentale. Ces données sont à mettre en relation avec le caractère de MORB enrichi des ophiolites de Balagne et suggèrent que le bassin de Balagne s'est mis en place, au Jurassique, à l'aplomb d'une croûte continentale amincie.

Couverture sédimentaire de la nappe ophiolitique de Balagne

jR. Radiolarites (Jurassique moyen - supérieur). Elles ont été distinguées sur la carte lorsque leur puissance et leur surface d'affleurement le permettaient. De couleur rouge violacé, verte, gris noirâtre, blanc verdâtre, ces radiolarites, à radiolaires et spicules d'éponges, forment des bancs pluricentimétriques à décimétriques, coalescents ou séparés par de minces intervalles d'argiles indurées, feuilletées, de même couleur.

La détermination des Radiolaires (Conti et *al.*, 1985 ; De Wever et *a/.*, 1987 : avec situation des prélèvements et listes fauniques) a été affinée pour connaître les intervalles de confiance des associations (De Wever et Danelian, 1995). Il en résulte que :

- dans la sous-unité inférieure de San Colombano (fig. 7, hors-texte), 80 cm sous la base des calcaires kimméridgiens, les radiolarites sont datées du Bathonien supérieur - Callovien inférieur ;
- dans la sous-unité supérieure de San Colombano, les radiolarites (environ 20 m) sont datées, à leur partie supérieure, par plusieurs associations de l'intervalle Callovien moyen - Oxfordien supérieur à Kim-méridgien supérieur - Tithonique inférieur, ce qui s'accorde avec la présence de Foraminifères kimméridgiens juste au-dessus ;
- au km 59 de la RN 197, au Nord-Est de la Cima di Termine, le long du Lagani, à 7 m de leur base, la partie inférieure des radiolarites (De Wever et *al.*, 1987) est datée du créneau Callovien à Kimméridgien inférieur (le Kimméridgien étant daté, juste au-dessus, par foraminifères dans des brèches calcaires, ceci impliquerait que l'extrême base des radiolarites se place à l'Oxfordien). Bien que ces estimations soient approximatives, il semble que la base de la sédimentation radio-laritique, c'est-à-dire le sommet des basaltes de Balagne, ait un âge qui varie de 165-160 Ma au Nord-Ouest (San Colombano) à 155-150 Ma au Sud-Est (km 59).

La région de San Colombano serait ainsi le secteur le plus éloigné de la ride océanique et, en même temps, le plus proche d'un continent, logiquement occidental, d'où pouvaient provenir les détritiques grossiers de socle, qu'enveloppent les calcaires de San Colombano.

js. Jurassique moyen - supérieur indifférencié. Un revêtement irrégulier de radiolarites (parfois distinguées jR, voir ci-dessus) et de calcaires surmonte les laves en coussins. Il est cependant absent, en

général, par suite de décollements (au-dessous et au-dessus) ou du fait que le Crétacé «moyen» (flysch à lydiennes) ou le «Crétacé supérieur» (formation de l'Alturaja) sont, l'un ou l'autre, directement transgressifs sur les basaltes, ce qui explique l'abondance des galets de radiolarites et de calcaires du Malm dans leurs conglomérats. Toutefois, un filet discontinu de minces affleurements, au-dessus des basaltes, jalonne, au Sud (Cima di Termine) et à l'Est, la bordure du long «synclinal de Novella», jusqu'au Nord-Est de la Cima Alta. Les affleurements principaux se trouvent cependant dans les écailles de San Colombano et dans la lame SW-NE qui, de part et d'autre de Ser-vadio, va de la Cima Corbaiola jusqu'au Nord de la Punta di Pietralbi. Enfin, des copeaux étirés, en apparente série inverse, sont contenus dans le coussinet situé sous le corps de la nappe (Nord d'Acouleze et Nord de Piana).

L'épaisseur de ce Jurassique moyen - supérieur (sous ce terme est regroupé le Berriasien), dans les successions bien conservées, est de l'ordre de 20-30 m ; exceptionnellement, il atteint 75 m (barre de Ser-vadio). Sur les principales coupes du Jurassique (fig. 5, *in* Peybernès et *ai*, 2001), sauf exception, la colonne débute par des radiolarites et s'achève partout par des calcaires marneux ou micrites, parfois à bancs de silex, radiolaires, spicules et, exceptionnellement, calpionelles. Ainsi, au km 59 de la RN 197, la célèbre coupe de la voie ferrée (Maury, 1931 ; fig. 12 *in* Bosma, 1956) a montré à sa partie supérieure, au-dessus des radiolarites, des calcaires à *Calpionella elliptica* (Laca-zedieu, 1974), forme du Berriasien moyen avec, au voisinage, *Lamel-lapychus* gr. *beyrichi*, forme de l'intervalle Kimméridgien à Berriasien inférieur.

La partie principale, médiane, de ces colonnes jurassiques (fig. 5, *in* Peybernès et *al.*, 2001) montre, par contre, une variabilité considérable des faciès. Exceptionnellement, les carbonates peuvent en occuper la totalité (Grand Rocher de San Colombano), mais, en général, ils alternent avec les passées de radiolarites (barre de Servadio - Corbaiola et zone au Nord-Est de la Cima di Termine). Les calcaires se présentent sous des faciès extrêmement variables :

- soit sous des faciès principalement oolitiques et à lits siliceux, avec des foraminifères benthiques ;
- soit sous des faciès à grain fin et des micrites plus ou moins silici-fiées à radiolaires. En principe, les faciès calcaires deviennent de moins en moins grossiers quand on monte dans la série et que l'on se déplace du Nord-Ouest vers le Sud-Est.

À la partie nord-ouest du domaine de la nappe, la sous-unité inférieure de San Colombano montre, dans le Grand Rocher (Durand-Delga et *al.*, 1998), quelques mètres de radiolarites, qui sont, 250 m au Nord-Est, datées du Dogger supérieur, sous 20 m de calcaires massifs, gris bleuâtre, en bancs métriques : ceux-ci ont livré une association (détermination de B. Peybernès) du Kimméridgien (*Protopenneroplis trochangulata*,

Nautiloculina oolithica, *Trocholina alpina*, *Conicospirillina basilien-sis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Everticyclammina virguliana*,... et diverses algues dont *Clypeina jurassica*). Ces faciès d'oosparites, pelsparites, oomicrites et pelmicrites indiquent un milieu de plate-forme, sans remaniement sensible.

L'intervalle de temps sans dépôt apparent dans cette coupe serait de l'ordre de 8-10 Ma ; il peut expliquer le contact direct entre une sédimentation de grand fond (radiolarites) et une sédimentation (carbonates) où la présence d'Algues indique une profondeur de moins de 100 m.

Au-dessus des calcaires massifs du Grand Rocher, des calcaires bréchiques (10 m) englobent des détritits grossiers. Ils montrent la même association paléontologique (remaniée) que les calcaires massifs sous-jacents, avec de très rares galets à *Crassicollaria parvula* et *Calpio-nella* cf. *alpina*, de la limite Tithonique - Berriasien. Les blocs remaniés, déjà notés par D. Hollande (1919), puis par E. Maury (1931), furent inventoriés par P. Jodot (1933). Leur taille, en général d'ordre centimétrique à décimétrique, peut atteindre le demi-mètre. On y trouve (Durand-Delga et al., 1998) divers granites (surtout de l'association calco-alcaline U2, mais avec de rares éléments de granites hypersolvus permien U3 et de probables granites s.l. du complexe de Calvi U1), beaucoup de débris de Permien volcanogène, des cor-néennes, etc., c'est-à-dire un échantillonnage de roches connues dans la Corse occidentale ; il y a également des débris de basaltes ophiolitiques. La colonne du Grand Rocher de San Colombano s'achève, en continuité, par quelques mètres de calcaires clairs, en plaquettes, avec lits siliceux, à radiolaires et spicules.

Dans les affleurements situés plus au Sud-Est, des bancs de calcaires grossiers, parfois à cherts, s'intercalent dans les radiolarites. Ils livrent souvent la même association de foraminifères kimméridgiens qu'au Grand Rocher. Ce peuvent être des brèches sédimentaires, à débris de socle continental et parfois de basaltes. Ces faciès carbonatés résultent d'une re-sédimentation en milieu profond. Ainsi, au Kimméridgien, trouve t'on, latéralement, des calcaires de plate-forme (Grand Rocher de San Colombano) et des radiolarites abyssales. On suppose (Peyber-nès et al, 2001) que la zone de raccord entre la plate-forme et le fond abyssal sur croûte océanique était brisée en un certain nombre de blocs basculés, limités par des fractures listriques. Chaque compartiment devait comporter sa propre succession lithologique, le milieu devenant de plus en plus profond vers le Sud-Est, vers l'axe de l'«océan ligure» jurassique.

ci. Formation de San Martino (Crétacé inférieur) : marno-calcaires et argiles (« Palombini »). Ce terme (Durand-Delga et al, 1978) s'applique à une série marno-calcaire dont l'épaisseur (50-100 m) est difficile à estimer du fait de ses replis complexes, dans lesquels le flysch à lydiennes est impliqué. Elle tire son nom d'un sommet situé à la partie sud du synclinal de Novella, où elle est essentiellement localisée. On

peut analyser ses faciès au Sud du Lagani, dans la croupe de San Martino (cote 554), plus spécialement le long du sentier allant du col 479 (Est de la Cima di Mutereno) vers une bergerie située au Sud de la cote 536.

Des argiles et marnes feuilletées claires, grises ou jaunâtres, admettent des bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire micritique bleuté, généralement compact, parfois marneux. Une certaine silicification de la base et du sommet des bancs peut expliquer leur section en enclume, caractéristique des calcaires Palombini de l'Apennin. Comme dans ce dernier cas, les calcaires de San Martino sont disloqués dans une masse marno-argileuse, plissée et fluée.

Ces assises, dont l'originalité avait été remarquée par E. Maury (1931) et par P. Jodot (1933), ont été longtemps regroupées soit avec la formation à lydiennes (Routhier, 1956b), soit avec les calcaires du Malm par W. Bosma (1956) qui y cite *Calpionella alpina* et *C. elliptica*.

La datation de la Formation de San Martino reste encore approximative. La recherche de nannoplancton dans la zone à l'Ouest et au Sud du sommet de San Martino n'a fourni que de très rares formes peu significatives (S. Gardin, inédit), mis à part quelques *Nannoconus* (Lacazedieu, 1974 : pl. 35).

On notera l'existence d'un microplancton à dinoflagellés (D. Fauconnier, inédit) ; des calpionelles (*Calpionella alpina*, *C. cf. elliptica*, *Remaniella* sp.) de la partie moyenne du Berriasien, ont été observées dans un lit calcaro-gréseux micacé à radiolaires et spicules (130m à l'Ouest de la cote 534).

Le long de la voie ferrée, au Nord du Lagani, à l'extrémité nord de la Formation de San Martino, M. Marroni et al (2000) signalent des formes, très rares et mal conservées, du nannoplancton suivant : *Braa-rudosphaera bigeloni*, *Conusphaera mexicana*, *Lithraphidites cornio-lensis*, *Micracantholithus obtusus*, *Watznaueria barnesae*, *W. aff. maniviti*, *Zeughrablithus embergeri*, avec des *Nannoconus* (*N. globulus*, *N. steinmanni*). *N. steinmanni* est connu du Berriasien à l'Aptien inférieur, mais, selon M. Marroni et al. (2000), l'absence de *Nannoconus* du groupe *truiti* pourrait signifier que ces niveaux ne dépassent pas, vers le haut, le Barrémien inférieur.

Le complet décollement de l'ensemble plastique flysch à lydiennes - Formation de San Martino par rapport à son substratum (basaltes et leur revêtement de radiolarites - calcaires) empêche de connaître les termes de passage entre les calcaires marneux berriasiens (tels ceux du km 59, voir plus haut) et la Formation de San Martino, qui doit en constituer la suite stratigraphique. Quant au contact supérieur entre cette formation et le flysch à lydiennes, on peut l'analyser sur la D 12 de Novella, au Nord-Est de sa jonction (cote 416) avec la N 197 du Lagani : des pélites noirâtres, à patine verdâtre, parfois légèrement

marneuses, passent en continuité au flysch à lydiennes (la succession est renversée).

C'est dans ces horizons que M. Marroni et *al.* (2000) signalent un nannoplancton identique à celui de la Formation de San Martino (voir plus haut), avec en outre *Micracantholithus hoschulzi*, *Nannoconus colomi* et quelques petites Hedbergelles.

Comme pour les masses sous-jacentes, l'absence de *N. gr. Truitti* est évoquée par M. Marroni et *al.* (2000) pour un âge qui ne serait pas plus jeune que le Barrémien inférieur. Cette argumentation négative ne paraît pas cependant suffisante pour remettre en cause l'âge albo-céno-manien, établi par divers auteurs, sur plusieurs groupes micropaléontologiques pour le flysch à lydiennes (voir ci-après).

A noter enfin qu'un élément (7 x 5 m) de pillow-lava (olistolite ?) noté par W. Bosma (1956) et apparemment unique, est inséré dans les Palombini, 175 m au NE de la cote 534 (sur la crête de San Martino).

cm. **Flysch à lydiennes, avec olistolites (Crétacé « moyen »).**

E. Maury (1931) décrit cette série de « jaspes noirs et ardoises fissiles », implicitement tenue pour crétacée, liée à la « série ophiolitique, qui remplit l'aire synclinale de Novella » et que traverse la route de part et d'autre du col de San Colombano. De manière indépendante, W. Bosma (1956) et P. Routhier (1956) - l'emploi du terme « lydiennes » est de ce dernier auteur - datèrent cette série du Crétacé « moyen ».

Il s'agit d'une formation turbiditique où alternent des bancs décimétriques de jaspes siliceux noirs (« lydiennes ») et de grès grisâtres avec des pélites argileuses. On trouve aussi des lits de brèches et quelques bancs calcaires. Beaucoup de bancs de lydiennes comportent une base détritique grossière, puis une partie calcaire plus ou moins silicifiée, enfin un sommet siliceux noir. Ces faciès sont riches en spicules d'éponges et peuvent montrer des radiolaires.

La formation est souvent dissociée, à la manière d'un wildflysch, ce qui a poussé certains auteurs (*in* Amaudric du Chaffaut et Campredon, 1977) à y voir un olistostrome relativement récent (Paléocène ?). Cependant de minces bancs calcaires ont fourni, en divers points, des Hedbergelles, en particulier, dans des calcarénites intraformationnelles « du col de San Colombano » (fig. 21, 24 à 26 *in* Nardi, 1968), *Hedbergella trochoidea* (qui peut être, selon J. Sigal, *H. washitensis*). Au Monte Negro, un calcaire bréchiq ue partiellement silicifié montre (Lacazedieu, 1974) des « Rosalines » monocarénées - dont une possible *Praeglobotruncana* et des Hedbergelles (Parsy et Lacazedieu, 1970 : fig. 8 de la pl. d), ce qui permet d'évoquer le Cénomani en.

Quelques faciès particuliers s'indentent dans le flysch à lydiennes, dont l'épaisseur, plurihectométrique, est difficile à fixer :

- « **Brèches de Toccone** ». Ce terme a été proposé par E. Maury (1931) qui y voyait, à tort, des brèches tectoniques, marquant la base d'autant d'écaillés découpant la partie basale de l'Allochtone à ophio-lites. Elles sont spécialement développées autour du hameau de Toccone et de San Colombano. Extrêmement polygéniques et variables latéralement, elles montrent, dans un ciment quartzo-feldspathique et carbonaté, des fragments, peu ou mal arrondis, où dominent granites et calcaires, provenant de deux domaines :

- de l'Autochtone, des granites variés, des roches métamorphiques, des roches acides et tufs permien, avec des fragments de dolomies triasiques et de calcaires d'aspect liasique ;

- du domaine ophiolitique, des fragments de basaltes, de radiolarites rouges et des calcaires du Malrh de faciès variés (qui peuvent aussi provenir du domaine continental). L'origine de débris de lydiennes a été discutée par P. Routhier (1956) : elle doit résulter de remaniements, dus à des mouvements synsédimentaires, car de part et d'autre des corps de brèches de Toccone, la sédimentation des lydiennes se poursuit. Exceptionnellement, des blocs isolés dans les brèches sont de taille métrique ou plurimétrique, alors que la dimension ordinaire des débris est de l'ordre du centimètre ou du décimètre.

L'attribution aux «Brèches de Toccone» d'affleurements, ayant fourni au Nord de Novella (Parsy et Lacazedieu, 1970) de médiocres «Rosalines», est douteuse.

- « **Grès de la gare de Novella** ». Depuis longtemps remarqués, et ainsi dénommés par R. Nardi et *al* (1978), ces grès forment un ensemble massif à grain moyen à grossier. Avec des bancs, parfois lenticulaires, métriques ou plurimétriques, souvent amalgamés, à base érosive. Ils admettent des lits de conglomérats polygéniques à éléments anguleux, centimétriques, les interlits pélitiques étant rares.

Ces grès, souvent glauconieux, à ciment calcaireux, sont formés de quartz, plagioclases, micas et nombreux débris lithiques. Du fait qu'ils sont souvent organisés en séquences positives de 4-6 m, M. Sagri et *al*. (1982) ont admis qu'ils se situaient à la partie canalisée d'un conoïde.

Une microfaune silicifiée d'un Cénomaniens plus ou moins élevé a été découverte par W. Bosma (1956), dans la tranchée du pont d'Ava-gno. Ces formes ont été réexaminées par J.J. Hermes (*in* Bodenhausen et Spijker, 1962, qui les figurent) puis par J.-F. Raoult (*in* Lacazedieu, 1974), qui cite : *Praeglobotruncana* gr. *stephani*, *Rotalipora* gr. *cush-mani*, des Hedbergelles de type *washitensis* (selon J. Sigal). Une nan-noflore, pauvre, a été attribuée à l'Albien supérieur (Marino et *al*, 1995), du fait de la présence de *Helicolithus trabeculatus*, *Rhagodiscus asper*, *Praediscosphaera* sp. (en l'absence de *Quadrum gartneri*), dans un site proche de la station de Novella. Enfin des Orbitolines (*O. ? conoidea*), citées par P. Routhier au Sud de cette gare, ont, selon R. Schroeder (communication écrite), un cachet albo-cénomaniens.

- **Olistolites.** Ils sont de plusieurs types. Trois grands paquets de laves en coussins, déjà notés par W. Bosma (1956), sont englobés dans le flysch à lydiennes non loin de sa base, à la bordure orientale de la zone synclinale de Novella. Ils sont échelonnés sur 800 m au Nord du Lagani, entre les cotes 480 et 627. Le plus méridional (Est de la cote 480), long de presque 100 m et épais de 10 m, est, à sa base et à son sommet, enveloppé d'une brèche sédimentaire polygénique à ciment calcaire, sans trace d'écrasement, ce qui exclut une origine tectonique.

Parmi les olistolites isolés, on peut citer des éléments de calcaires blancs du Malm : à la bordure sud de la Balagne, un élément (40 sur 10 m) dans le coussinet situé sous la masse des ophiolites, 350 m à l'Ouest de la Cima Giunchelli ; un élément (15 sur 6 m) de calcaire gréseux, 500 m au Sud-Ouest de Toccone ; une « lame » NW-SE de granite rose, longue de plus de 100 m, est incluse dans un conglomérat au sein de la formation à lydiennes, sur la rive gauche du ruisseau de Ruffola (Sud-Est de la cote 271) au Nord-Ouest de Novella ; de même, l'esquille de calcaire dolomitique gris liasique que divers auteurs, après E. Maury, ont citée à la Bocca d'Alzia, nous a paru être un olistolite dans une lame tectonique de « Brèche de Toccone », au voisinage de la grande faille à l'Est de la Balagne.

Une accumulation d'olistolites se suit sur la crête du Monte Negro à la Cima di Rizzoso : des paquets allongés, hectométriques, de granites clairs, de radiolarites à bancs calcaires du Malm (C. di Rizzoso), de calcaires dolomitiques liasiques gris blanchâtre (Capo Bianco), plus rarement de basaltes et de calcaires à faciès Palombini (Monte Negro), dans une matrice de brèches grossières verdâtres. Celles-ci étant posées en lambeaux de recouvrement subhorizontaux sur le flysch éocène de l'Annunciata, en bancs eux-mêmes peu inclinés, il est évident que ces paquets, longtemps pris pour des écailles (Bosma, 1956), sont de très gros olistolites, de provenance à la fois « océanique » et « continentale ».

csA. Formation de l'Alturaia (Crétacé supérieur ?). Ces conglomérats et grès arkosiques, parfois qualifiés de « rouges et verts » (Bonnal et al, 1973), avaient été jadis distingués par E. Maury (1931) sous le nom de « Grès de l'Alturaia », que d'ailleurs cet auteur pensait équivaloir aux grès de l'Annunciata (voir p. 128). Le terme a été repris par J.W. Bodenhausen et S.B. Spijer (1962) puis par R. Nardi et al. (1978) : « Arcosi e conglomerati di Cima di l'Alturaia », d'âge « Cretaceo sup. ? - Paleogene ? ».

Cette formation d'épaisseur plurihectométrique (300-400 m pour R. Nardi et al, 1978) affleure dans le centre de la Balagne : constituant presque exclusif de la « sous-unité de l'Alturaia » et terme élevé de la « sous-unité de Novella » qui couronne la pile structurale de la Nappe de Balagne, elle repose sur la formation à lydiennes autour de Novella, mais les contacts sont en général tectoniques. La Formation de l'Alturaia peut être directement transgressive, jusque sur les basaltes ophiolitiques : c'est

le cas au Nord de Bocca a Fuata à l'Est de la cote 767 (bord ouest de la nappe) où une brèche de base ravine les pillow-lavas. D'autre part, entre Maltiola et Servadio (Sud-Est de San Colombano), des passées à faciès «Alturaia», riches en blocs de basaltes, s'insèrent au sein des « Brèches de Toccone » : on peut donc envisager une équivalence latérale partielle entre les deux faciès.

1. Grès et conglomérats « rouges et verts », à éléments de granites, de volcanites. Typiquement, la formation de l'Alturaia débute par des « conglomérats rouges et verts », dont les couleurs sont liées à l'association de galets assez bien roulés, de taille normalement décimétrique, mais pouvant atteindre le m³, de : granites, soit roses, soit verdis ; rhyolites rouges et volcano-sédimentaire verdâtre du Permien ; plus rarement basaltes «jurassiques» vert sombre ou d'altération violacée, calcaires blancs du Malm, gneiss et micaschistes du socle. La diversité des origines explique la variabilité latérale de ces conglomérats : les basaltes et les calcaires, en particulier, peuvent être quasi-absents ou au contraire abonder. Le ciment de ces blocs, peu abondant, dérive de leur trituration.

La taille des éléments décroît quand on monte dans la série, constituée de conglomérats à petits éléments et de grès arkosiques en gros bancs. Ceux-ci, de couleur gris verdâtre dominante, parfois à points rouges, ne sont pas très différents (grain et couleur), parfois, des grès de la Formation de Mitulelli (voir p. 125) avec lesquels une liaison verticale est vraisemblable. Ainsi, au Nord-Est de la Cima Alta (Nord de Novella), la succession montre des alternances de grès de type « Alturaia » et de grès de type « Mitulelli ».

De minces passées pélitiques s'intercalent parfois dans les grès : parfois noirâtres, comme sur la piste des crêtes, au Nord-Est de la Cima d'Alturaia, où les analyses palynologiques et la recherche de nanno-plancton sont restées infructueuses, ce qui peut correspondre à une certaine recristallisation de chlorite et micas blancs ; parfois violacées, comme sur la route au Nord de Novella, ce faciès rappelant ce que montre la formation sénonienne du Monte Gottero (Apennin ligure).

La datation de la formation de l'Alturaia reste problématique. En bien des points, on trouve des débris de lydiennes, de calcaires à spicules et de calcaires à Hedbergelles, tous faciès du Crétacé «moyen». Sur la voie ferrée, au Sud du tunnel de Funtanella, une algue (« *Lithophyllum*», in Magné et Durand-Delga, 1983, mais en fait *Paraphyllum amphiroeforme*, détermination de A. Poignant), forme de l'Albo-Céno-manien, est remaniée dans les grès (Lacazedieu, 1974). De plus, la citation par le même auteur, dans une microbrèche intercalée dans les conglomérats « rouges et verts » au Sud-Ouest de Servadio (Nord de la cote 787) de *Globotruncana* monocarénées et bicarénées (?), avec des Hedbergelles, s'accorderait avec un âge turono-sénonien. Ce résultat est en harmonie avec l'âge sénonien de la microfaune de la Capanelle, située à l'extrême base de la Formation de Mitulelli qui semble se placer

à la suite (stratigraphique) de la précédente. En dépit de cela, certains auteurs envisagent, sans argument paléontologique, que la Formation de l'Alturaia soit éocène (Jourdan, 1988 ; Égal, 1989) ou qu'elle monte dans le «Paléogène ?» (Nardi et *al.*, 1978).

Outre les grands affleurements en position tectonique supérieure de la région de Novella, cette formation se retrouve dans le coussinet sédimentaire situé tectoniquement sous les ophiolites au Sud-Ouest (de Bocca Bugnole au col de San Francesco) et au Sud de la Nappe de Balagne.

2. Brèches à éléments ophiolitiques. Ce terme s'applique à un faciès observable au Sud-Est de la Balagne, entre la Tartagine et Pedano. Ici, la Formation de l'Alturaia forme, sous le corps de la Nappe de Balagne, une structure allongée qu'on peut interpréter comme une synforme couchée vers le Sud-Est, affectant en même temps l'Éocène autochtone voisin. Si, dans le flanc inverse (Nord-Ouest), les conglomérats de l'Alturaia, riches en spilites d'ailleurs, sont situés sous le flysch à lydiennes et ont leur aspect habituel, en revanche, dans le flanc normal, ces conglomérats prennent le faciès des «Brecce di ofioliti» (Nardi et *al.*, 1978) où la proportion de blocs basaltiques s'accroît considérablement. Ce fait résulte du caractère directement transgressif des brèches sur les basaltes jurassiques : ceci est bien visible au carrefour de Volparone et au Nord-Ouest de là, le long de la voie ferrée. Les éléments de ces conglomérats, de taille allant jusqu'au mètre, sont généralement anguleux ou légèrement arrondis : entre les blocs de basaltes, dominants, figurent des granités et rhyolites du socle et des calcaires blancs du Malm.

Ces brèches à ophiolites ont reçu diverses interprétations. Elles ont été qualifiées de « Formation du Lagani » par Cl. Jourdan (1988) qui y voyait l'équivalent de la Formation de l'Annunciata et donc, pour elle, la couverture du « flysch noir » éocène autochtone. Pour cet auteur, la Formation de Lagani engloberait en olistolites les masses basaltiques que l'on suit sur 5 km au bord sud de la Nappe de Balagne, entre l'Est de Moltifao et le Nord du Lagani (éléments que nous interprétons comme occupant des replis synformes, couchés vers le Sud-Est, de la Nappe de Balagne). Pour leur part, R. Nardi et *al.* hésitent entre plusieurs hypothèses pour leurs «Brecce di ofioliti» : soit variation laté-lale de la «Brèche de Toccone » (= formation à lydiennes), soit «mélange» d'âge tertiaire anté-nappe, soit association aux arkoses de l'Alturaia. Cette dernière interprétation nous paraît la seule acceptable : en remontant la vieille route du pont de Volparone à Pietralba, on passe progressivement des « brèches à ophiolites » à des conglomérats polygéniques à faciès typiquement Alturaia (cote 378), puis, plus loin, également en parfaite continuité, à des grès grossiers de la même formation : la cartographie nous fait exclure d'y voir, comme l'a proposé Cl. Jourdan (1988), un gigantesque olistolite.

csM. Formation de Mitulelli (Crétacé supérieur) : flysch gréseux.
Cette appellation (Durand-Delga, 1984), tirée d'un sommet au

Nord de Novella, qualifie un flysch gréseux de faciès analogue à celui de l'Annunciata (voir p. 128, avec lequel il est en général regroupé). Rappelons que ce dernier, qui est daté de l'Éocène près de Palasca, se place structurellement sous (ou forme la base de) la Nappe de Balagne. En revanche, la Formation de Mitulelli est un flysch gréseux appartenant à la sous-unité de Novella, la plus élevée de la Nappe de Balagne. Les deux formations de l'Annunciata et de Mitulelli, quand elles sont voisines (ce qui est le cas sur une petite distance), sont séparées par un contact tectonique.

Le flysch de Mitulelli occupe, au Nord-Ouest de Novella, le fond d'un synclinal couché vers le Nord-Ouest. Dans le flanc normal, le long de la voie ferrée, à la sortie sud du tunnel de Concoli, ce flysch gréseux débute par une brèche sédimentaire (10-15 m) ravinant la Formation de l'Alturaia. Dans le flanc inverse du synclinal, la base de la formation gréseuse a fourni, à la Capanelle, sur la route, 650 m au NNW de Novella, des microorganismes du Sénonien moyen - supérieur (Lacazedieu, 1974 ; Durand Delga et *ai*, 1978). Ces couches, situées - en série inverse donc - sous la Formation de l'Alturaia, plus ancienne, et à la base stratigraphique des grès de Mitulelli, plus jeunes, ne peuvent pas, de ce fait, être assimilées (comme l'ont fait R. Nardi et *al*, 1978) au flysch à lydiennes (Crétacé moyen), dont le faciès est d'ailleurs bien différent. Ont été déterminés : des foraminifères pélagiques (*Globotruncana stuarti-stuartiformis*, *Gl. gr. linneiana*, *lappa-renti*, *arca*) ; des foraminifères benthiques (*Goupillaudina*, *Siderolites* ?) ; des algues Corallinacées (*Archaeolithothamnium* sp. cf. *brevium* ?, *Paraphyllum amphiroforme*, *Hemiphyllum atacicum*). Ces formes ont été observées dans de minces bancs de calcaire très gréseux, gris blanchâtre, intercalés dans un flysch riche en pélites sombres à laminites et à bancs gréseux, en continuité certaine avec le flysch gréseux de Mitulelli, situé plus au Nord. L'examen des contacts fait exclure qu'il puisse s'agir d'olistolites. Ajoutons qu'à 1,2 km plus au Nord, 50 m à l'Est de la cote 225, une brèche polygénique (au sein de la formation de type « Annunciata » = Mitulelli) a montré une forme évoquant *Globotruncana* gr. *stuarti* (Lacazedieu, 1974).

Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ces observations :

- la première consiste à envisager que tous ces micro-organismes sont remaniés dans un flysch éocène à rattacher à la Formation de l'Annunciata. Semble s'y opposer l'homogénéité d'âge des organismes très variés observés, dans une matrice calcaire inhabituelle ;
- la deuxième hypothèse (Durand-Delga et *al.*, 1978) serait que le flysch gréseux, débutant au Sénonien, se poursuive sans hiatus, sous le même faciès, jusqu'à l'Éocène moyen (inclus). Cette éventualité peut surprendre sur une durée de plus de 30 Ma, à une époque aussi troublée de l'évolution géologique alpine.
- une troisième hypothèse est celle d'une convergence de faciès : deux flyschs gréseux analogues se seraient déposés indépendamment, l'un à

la fin du Crétacé (Formation de Mitulelli), l'autre à l'Éocène moyen (Formation de l'Annunciata). Cette solution ne préjuge pas d'un éventuel regroupement ultérieur, au vu de nouvelles données paléontologiques. Nous adopterons ici cette troisième hypothèse.

eA Formation de l'Annunciata (Éocène moyen - supérieur ?) : flysch gréseux. Le terme (Lacazedieu, 1974 ; Bonnal, 1973) s'applique à un flysch gréseux, situé dans la partie nord de la Balagne, au-dessus du chapelet d'olistolites couronnant l'Éocène autochtone (au Nord et au Sud de Palasca) et au-dessous des éléments allochtones, essentiellement crétacés, de la Nappe de Balagne. Son épaisseur visible est de l'ordre de 200-300 m. Son caractère distinctif réside dans la continuité de ses bancs sur de grandes distances, ce qui peut évoquer un dépôt dans une plaine abyssale. Cependant, du fait que les couches sont souvent organisées en séquences négatives, M. Sagri et al. (1982) proposent de placer ce faciès à la partie externe d'un conoïde sous-marin.

Le flysch de l'Annunciata montre la succession de bancs de grès arkosiques à cassure gris clair et patine gris jaunâtre, d'épaisseur en moyenne métrique mais pouvant atteindre 2 m, séparés par des diastèmes ou par de minces interlits pélitiques ou argileux, noirâtres ou brunâtres. Les grès ont un grain moyen à grossier. Les éléments détritiques, mal roulés, parmi lesquels des grains lithiques, sont englobés dans un ciment peu abondant, phylliteux ou quartzeux microcristallin. Ces grès sont généralement granoclassés, mais parfois les classements sont inverses, et beaucoup de bancs sont symétriques. Leur base peut comporter de petits chenaux, les figures de charge, ou de traînage, étant très rares. Certains bancs montrent des stratifications entrecroisées. La base des bancs est souvent marquée par l'abondance de « galets mous », anguleux, de taille centimétrique à décimétrique, formés de pélites noires, d'aspect « paléozoïque », qui doivent résulter d'auto-remaniement de vases en début d'induration. Localement, les grès, moins bien réglés, se chargent de galets dispersés, spécialement près de la base apparente de la série, le long de la route de Palasca à la mer, vers Struattello et Canosa : galets pluridécimétriques de calcaires blancs du Jurassique supérieur, granites, « spilites » jurassiques. Autre cas : sur la route au nord de Novella, 600 m au Sud du pont de Trepide, un bloc arrondi métrique de basaltes est isolé dans les grès.

Cette formation a fourni en un point, non loin de sa base apparente, dans le tournant de la route vers la gare de Palasca, environ à 50 m à l'Est de la chapelle de l'Annunciata : quelques *Nummulites brongniarti*, forme A (sommet de l'Éocène moyen), des débris de *Discocyclina*, *Asterodiscus*, *Amphistegina* (Lacazedieu, 1974). Sur la route, au Nord de Novella (près de la cote 114), un grès a livré un fragment d'« Orthophragmine » (Bonnal, 1972). À l'Est de Bocca Capanna, dans la partie basale de la formation, ici très pélitique, s'intercalent de minces passées de pélites calcaires micacées. C'est probablement dans des horizons analogues qu'un nannoplancton attribué à l'Éocène

moyen (NP 14-15 de Martini) a été cité, le long de la route Toccone-Bocca di U Pruno : *Sphenolithus moriformis*, *S. spiniger*, *Zyghrabli-thus bijugatus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites scrippsae*, *Discoaster* sp. (Marino et al., 1995).

La dénomination de la formation est tirée de la chapelle de l'Annunciata, bâtie à 1 km au Nord de Palasca. Son individualité, aussi bien lithologique que tectonique, fut admise par L. Kober (1928), R. Staub (1928) et E. Maury (1931). Ce dernier nota que ce «flysch gréseux (était) en tout point semblable au grès d'Annot des Alpes françaises». Plus tard cependant, W. Bosma (1956) et P. Routhier (1956) regroupèrent ce flysch avec d'autres formations détritiques, toutes autochtones à leurs yeux, qui se sont avérées être en fait crétacées ou éocènes. W. Bosma nomma cet ensemble «grès de Palasca». Une telle appellation, réutilisée « arenarie di Palasca » dans un sens restreint par R. Nardi et al. (1978), n'a pas été reprise ici, du fait de son imprécision initiale et de la confusion possible avec le « conglomérat de Palasca » autochtone.

La signification de la Formation de l'Annunciata (alias « Palasca ») a été et reste débattue. Dans sa première interprétation, où les lames de Trias - Lias, situées au sommet de l'Éocène autochtone, étaient considérées par lui comme des olistolites, R. Nardi (1968) admettait que les grès (« arenarie di Palasca») en constituaient la suite stratigraphique. Par la suite, admettant (à tort) que ces « olistolites » étaient en réalité des copeaux tectoniques, R. Nardi et al. (1978) furent conduits à voir dans leur «arenarie de Palasca » une unité « alloctone o, più probabilmente, paraautochtone (unità di Palasca) ». Ils retrouvaient ainsi l'argumentation de L. Kober (1928), R. Staub (1928) et E. Maury (1931), puis de J. Bodenhausen et S. Spijer (1962). À l'heure actuelle, où la nature olistolitique des lames triasico-liasiques est établie, le débat peut être renouvelé. Certains auteurs (Jourdan, 1988 ; Égal, 1989) retrouvent l'idée que la Formation de l'Annunciata est la suite, simplement décollée, de l'Éocène autochtone. Cependant, plusieurs arguments poussent à y voir l'imbrication inférieure de la Nappe ophiolitifère de Balagne (Bonnal et al, 1973) :

- 1) la présence, à la base de la formation, à l'Ouest immédiat de la chapelle de l'Annunciata, d'un copeau (250 sur 75 m) d'un conglomérat de type Alturaia (ou de type « Toccone », selon R. Nardi et al., 1978) d'âge crétacé donc (voir plus haut), sur des basaltes très laminés, visibles dans la tranchée de la voie ferrée ;
- 2) l'intense broyage affectant le flysch éocène autochtone, transformé en « flysch noir » par écrasement, sous la Formation de l'Annunciata, restée intacte : ceci se voit bien sur la N 197 au Sud de Palasca ;
- 3) au Sud-Ouest d'une ligne Bocca di a Fuata - Urtaca, c'est-à-dire dans la moitié sud-est de la Balagne, aucune trace des grès de l'Annunciata n'est visible au sommet de l'Éocène autochtone.

DOMAINE DES SCHISTES LUSTRÉS

Formations océaniques au voisinage de la marge continentale

Termes ophiolitiques

Λ. *Serpentinites*. Les serpentinites du substratum des unités composites ne se distinguent pas de celles des autres unités océaniques. Dans l'unité éclogitique (Volpajola - Farinole), elles sont surmontées par de minces niveaux de métabasites, l'ensemble étant recouvert par des termes sédimentaires.

En revanche, les serpentinites tectoniquement intercalées dans les sédiments, comme à la Punta Cimone, sont en voie de chloritisation, revêtent une couleur vert vif et se débitent en fines lamelles ou bien en nodules centimétriques. Elles sont généralement associées à des gab-bros magnésiens et ont été cartographiées avec eux dans l'Unité de Campitello, sur le versant occidental du ruisseau de Capia, ainsi que dans la vallée du Golo à Accendi Pipa.

θ. *Métabasites (détritisme ophiolitique)*. Dans les trois unités appartenant à la marge interne du Massif Cristallin de Bastia (unités de la Punta Cimone, de Campitello et de Volpajola - Farinole), on rencontre des métabasites en blocs d'importance variable dans les sédiments. Ces blocs sont le plus généralement localisés à la base du terme plus calcaireux qui couronne la formation.

Unités à détritisme mixte (matériel océanique et continental)

Des éléments de taille variée, de provenance océanique et/ou continentale, se rencontrent au sein de ces trois unités. De ce fait, elles peuvent être interprétées comme provenant de la zone de passage entre océan et continent. Tout porte à penser que ces sédiments détritiques, dont la taille des éléments va du grain de sable à celle d'olistolites, proviennent de l'érosion de reliefs sous-marins. La présence de sables granitiques, de galets de granites, de rhyolites et de dolomie indique que certains de ces reliefs pouvaient être également formés de roches d'origine continentale.

À la *Punta Cimone*, on note la présence d'une lentille de gabbros magnésiens épousant le dispositif synclinal de la série. Sur la face ouest, ces gabbros passent à une accumulation de blocs de taille centi-métrique à décimétrique et dont la dimension des cristaux de pyroxène varie d'un bloc à l'autre, démontrant l'origine détritique. La matrice verte est de nature serpentiniteuse. Ce «conglomérat» est interstratifié dans des calcaires gréseux (calcite 40 %, quartz, albite pœcilitique et lawsonite). Sur le versant oriental, outre les gabbros, parfois en lentilles de quelques mètres de longueur, on a rencontré, toujours dans la même formation, de très beaux affleurements où, à côté de serpentinites noduleuses, affleurent des gabbros à gros cristaux de lawsonite, avec amphibole incolore, de l'albite et des opaques.

Dans l'Unité de *Campitello*, on retrouve de nombreuses fois des « enclaves » de gabbros magnésiens et/ou de serpentinites. C'est le cas près d'Accendi Pipa, où des serpentinites présentant des niveaux carbonatés (ophicalcites) sont intercalées entre des calcaires gréseux à grands micas et des calcaires alternant avec des schistes. Ces serpentinites passent latéralement à des niveaux lenticulaires de gabbros magnésiens qui peuvent constituer une barre de plusieurs mètres de puissance. A l'WSW de Campitello, une barre d'une dizaine de mètres de puissance de basaltes, relayée par des ferrogabbros à trondhjémites, se poursuit sur plusieurs centaines de mètres. Cette barre est intercalée dans des schistes gréseux ; on la retrouve plusieurs kilomètres au Nord, dans le secteur de Battagliole. Enfin, tout le long des affleurements de la série de Campitello, on rencontre des roches ultrabasiques dont les dimensions réduites, de l'ordre du centimètre au mètre, ne permettent pas de les représenter à l'échelle du 1/50 000.

Dans l'Unité éclogitique de *Morteda - Farinole*, les enclaves de matériel basique sont très fréquentes, par exemple dans la partie inférieure de la série de Casa Calabrese, sur le bord du Golo. La taille de ces enclaves de nature variée (serpentinites, basaltes, etc.), va de quelques millimètres à plusieurs mètres. Il peut s'agir également de lits à clinopyroxène, grenat, rutile, titanite, alternant avec des lits de calcite et de quartz témoignant d'une sédimentation reprenant des roches basiques.

οζ. **Orthogneiss.** Les gneiss de la région de Campitello (R. Delcey, *in* Durand-Delga et *al.*, 1978) se poursuivent depuis la rive nord du Golo jusqu'au Sud de Bastia. Ils prolongent en effet les gneiss de la Cima di Zuccarello (feuille Vescovato). Leur épaisseur dépasse rarement quelques dizaines de mètres. Ils ont fait l'objet d'une analyse structurale et pétrographique (Lahondère et Caby, 1989 ; D. Lahondère 1991).

Ils se présentent comme des gneiss clairs et massifs à ocelles feldspathiques et lentilles de quartz, riches en micas phengitiques. Leur association avec des roches basiques évoque ce que l'on observe à Olivaccio. Cela est particulièrement remarquable dans la région de Battagliole, où ces gneiss renferment des passées de glaucophanites à phengite et des corps métriques de metabasites à jadéite - aegyryne. On y observe des bandes décimétriques quartzo-feldspathiques (probablement d'anciennes veines aplitiques) ainsi que des corps boudinés de metabasites très schistosées. Les affleurements les plus caractéristiques sont situés dans le secteur de Battagliole, où ces gneiss forment une barre de plusieurs dizaines de mètres de puissance. Leur origine ortho-dérivée paraît, ici, ne faire aucun doute. Le métamorphisme alpin se traduit par la cristallisation de phengite, d'amphiboles sodiques, d'albite et de jadéite.

ζC. **Unité de Campitello : schistes phengitiques et métaconglomérats.** Ils affleurent dans le secteur de Battagliole (Lahondère et Caby, 1989), géométriquement au-dessous des orthogneiss.

La composante matricielle des micaschistes conglomératiques est un schiste phengitique, riche en amphibole bleue, en albite et chlorite ; Il s'y ajoute, selon les échantillons, de la lawsonite, de l'épidote, de la titanite, de la calcite, de l'apatite et de la tourmaline. Les galets sont de nature calcaréodolomitique (taille pluricentimétrique à décimé-trique, patine ocre à grise), granitique (taille pluridécimétrique), rhyo-litique ou encore quartzitique.

Ces formations surmontent des calcschistes à intercalations d'arkoses gabbroïques, des schistes calcaréo-phylliteux, des schistes phengitiques non carbonatés alternant avec des bancs calcaires et, enfin, des quartzites à lames de glaucophanites.

ζM. Unité de Morteda - Farinole : métaconglomérats et métaarkoses. Dans cette unité, les gneiss couvrent d'importantes surfaces au-dessus de Scolca (feuille Vescovato) et à Volpajola, où ils ont été étudiés en détail (D. Lahondère, 1991). Leur épaisseur atteint rarement une cinquantaine de mètres. Ils se poursuivent sur une dizaine de kilomètres dans le coin sud-est de la feuille. Sur le bord du Golo, à Casa Calabrese, ils constituent deux barres distinctes, séparées par 5 m de calcschistes de teinte sombre, renfermant des lentilles de serpentinites ou de metabasites très riches en glaucophane.

La barre inférieure est une métaarkose conglomératique, parfois carbonatée. Elle renferme des galets arrondis, centimétriques à décimé-triques, de granites ou de rhyolites ; ceux de calcaires dolomitiques, plus rares, sont très étirés et, enfin, les galets de metabasites sont lenticulaires. La matrice du conglomérat présente l'aspect d'un gneiss mica-schisteux, noduleux, à quartz, albite, phengite, amphibole bleue et épidote. De plus, on peut y rencontrer de la jadéite, du grenat, de la calcite, de l'apatite, de l'hématite et du zircon. Les galets acides contiennent de la jadéite, dont la composition est très proche du pôle pur, associée à du quartz, de l'albite, de la phengite et de l'amphibole bleue. Les galets basiques les plus fréquents correspondent à des omphacitites micacées finement cristallisées : outre le clinopyroxène et le mica, on y observe aussi de l'amphibole bleue, de la titanite et de l'apatite. D'autres galets ont été transformés en omphacite à grenat ou en glaucophanite à grenat - lawsonite. Les grenats sont des almandins riches en grossulaire.

La barre supérieure, constituée de gneiss massifs non conglomératiques, dérive d'une ancienne arkose. Elle passe graduellement aux calcschistes lorsque le contact peut être observé. A Volpajola, toutefois, il est brutal et se fait par l'intermédiaire de schistes non carbonatés, enrichis en micas chromifères (fuschite). Le sommet de cette barre est souligné par un horizon basique métrique et de fines bandes décimétriques de métaquartzites et métaarkoses, riches en grains de zircon très émoussés. La composition de ces gneiss est généralement assez banale : quartz, albite, phengite et amphibole bleue (\pm zircon). Cependant, deux assemblages plus significatifs du métamorphisme de BT-HP ont été observés, l'un à quartz + jadéite + ferroglaucophane + grenat +

paragonite + chloritoïde ± hématite ± titanite ± zircon et l'autre à jadéite + quartz + augite aegyrinique + albite + phengite ± glaucophane ± chlorite.

Un âge de 84 ± 5 Ma a été obtenu sur le premier assemblage, par isochrone Nd-Sm sur roche totale-minéraux (Lahondère et Guerrot, 1997), datant ainsi du Crétacé supérieur ce métamorphisme prograde de HP-BT. Les zircons, de typologie monogénique, caractéristiques de granites calco-alcalins (Pupin, 1977) ont été datés, par la méthode U-Pb (SHRIMP) à $297,7 \pm 3,8$ Ma (Rossi et al., 2002).

La présence d'horizons basiques est habituelle dans les formations assurant le passage au terme supérieur de la série, que ce soit celle de Volpajola - Farinole ou celle de Campitello. À Battagliole (Campi-tello), on observe des niveaux métriques de metabasaltes glaucophanés, associés à des métaquartzites (radiolarites probables). La possible origine détritique de ces niveaux a été évoquée plus haut.

Ccs. Calcaires et calcschistes. Les horizons de calcaires sableux peuvent devenir plus épais au détriment des schistes pour constituer de puissantes barres calcaires donnant des ressauts dans le relief. C'est le cas dans l'Unité de Campitello, entre Battagliole et la route de Rutali. On retrouve cette barre plus au Sud, entre Campitello et le Golo, et au Sud du Golo où les termes gneissique et calcaire, repris dans une succession de plis couchés, se répètent plusieurs fois (observation qui peut être réalisée le long de la D 115). Les calcaires, en bancs de l'ordre de 50 cm, reposent, là encore, sur des metabasaltes albitisés. Ces metabasaltes sont peut-être «reconstitués» et pourraient résulter de détritisme ophiolitique.

SG. Schistes et grès (Crétacé - Eocène ?). Les niveaux schisteux et carbonatés présentent des lits centimétriques à décimétriques de calcaires riches en quartz détritique, séparés par des horizons, à patine rouille, de schistes gréseux à grands micas argentés.

csC. Schistes et calcschistes. Cette série, essentiellement calcschisteuse, épaisse de plusieurs centaines de mètres, renferme des passées de glaucophanites. Dans sa partie inférieure, D. Lahondère (1991) signale la présence de leucogabbros chromifères au sein d'arkoses gabbroïques. Le contact entre ces arkoses et les calcschistes est souligné par un horizon pluridécimétrique à amphibole bleue, lawsonite, phengite, albite, chlorite, titanite et hématite. Il est surmonté par des horizons plurimétriques de glaucophanites et de quartzites à glaucophane, grenat et lawsonite ; on rencontre localement des horizons de « lawsonite » à chlorite.

Des formations comparables se retrouvent entre les barres de gneiss de l'Unité éclogitique de Volpajola - Farinole, près de Casa Calabrese, et se développent plus à l'Ouest. Ce sont des schistes phylliteux et carbonatés à petits bancs centimétriques à décimétriques de calcaires grisâtres.

Toutes ces formations ont été retrouvées dans l'Unité de la Punta Cimone, sous la forme de schistes de teinte bleutée, prenant une patine rousse, riches en calcite (40 %), quartz, lawsonite, amphibole incolore, micas, albite pœcilitique.

Ces formations, qui remanient des ophiolites alpines, sont, selon toute vraisemblance, d'âge crétacé.

Formations océaniques

Les différentes composantes de l'ophiolite corse ne constituent jamais une succession continue «standard». La succession ophiolite-tique théorique n'a pu être reconstituée qu'à la façon d'un puzzle (Ohnenstetter et Ohnenstetter, 1975).

Au sein des ophiolites à croûte océanique mince, discontinue, et à manteau lherzolitique du bassin liguro-piémontais, trois stades successifs ont été mis en évidence (Lagabrielle, 1987) :

- 1) constitution d'un fond océanique ultrabasique et gabbroïque ;
- 2) tectonisation de ce substratum et production de sédiments détritiques remaniant du matériel ophiolitique ;
- 3) émission de coulées basaltiques suivant ou accompagnant le stade 2.

De tels phénomènes ont été décrits en Corse dans les séries de Rospigliani (Ohnenstetter, 1979), du Monte Piano Maggiore (Péquignot et *al.*, 1984) et du massif de l'Inzecca (Padoa, 1999).

Les discontinuités observées au sein même des formations ophiolite-tiques peuvent donc être originelles et ne pas seulement résulter d'un démembrement résultant des effets de la tectonique alpine. Cette hypothèse, selon laquelle la répartition entre les différents termes de l'ophiolite peut revêtir, au moins pour partie, un caractère originel, se manifeste par :

- 1) la présence de metabasaltes, très souvent isolés au milieu des «Schistes lustrés», qui ne se situent pas au sommet d'une pile de gab-bros et péridotites. Dans l'actuel édifice tectonique, du haut vers le bas, et pour ne citer que les plus importants, on rencontre les metabasaltes de Santo-Pietro-di-Tenda et ceux de Rapale qui appartiennent à l'Ensemble Océanique Supérieur, puis ceux de Vallecalle, situé dans le Massif Cristallin de Bastia et, enfin, ceux de l'Unité de Mandriale -Lavasina de l'Ensemble Océanique Inférieur ;
- 2) de nombreuses associations ophiolitiques, qui montrent un grand développement des serpentinites et des gabbros, sont pauvres en metabasaltes, ou en sont même dépourvues, alors qu'elles présentent en revanche des termes acides (trondhjémites), des brèches et des

radiolarites. La série de Lento et les unités océaniques supérieures du Sud de la feuille, et en particulier l'unité trondhjémitique, en constituent des exemples,

- 3) le fait que, parfois, les sédiments reposent directement sur des serpentinites ou des gabbros qui se retrouvent eux-mêmes remaniés à l'intérieur des sédiments (route du col de Bigorno). On les observe soit à l'état microscopique, sous forme, soit de clastes de serpentinites dans les calcaires, soit à l'état d'arkoses gabbroïques, soit à l'état de galets centimétriques à décimétriques, soit encore à l'état d'olistolites de grande dimension. On peut ainsi envisager que, dans les unités composites du MCB, la sédimentation ait pu se faire directement sur le manteau dénudé

Λ. Serpentinites. On les rencontre dans toutes les unités structurales où elles couvrent d'importantes surfaces, caractérisées par la pauvreté de la végétation. Ce sont des roches massives d'aspect luisant, découpées par de multiples diaclases et dont les teintes varient de vert, en surface, au noir, à la cassure. De nombreux filonnets blancs de chryso-tile sillonnent la roche. Sa teinte devient rougeâtre dans les zones altérées, les pyroxènes devenant alors reconnaissables à la présence de taches sombres. Dans les échantillons plus frais, ils se reconnaissent à leurs facettes brillantes.

Il faut rappeler que l'on retrouve dans les sédiments des serpentinites reconstituées ou remaniées.

Sur le plan minéralogique, ces roches renferment de l'antigorite, de la bastite et du chrysotile (60 à 90 %). Des cristaux de clinopyroxène subsistent çà et là ; la bastite souligne l'existence d'anciens cristaux d'orthopyroxène ; la magnétite est généralement omniprésente. Le talc, associé à de l'antigorite, se rencontre dans certains faciès, surtout dans les zones de contacts.

Des filons de rodingite (métagabbros à grenats calciques : roches d'une extrême dureté, de teinte vert clair) recoupent parfois ces serpentinites. De tels filons ont été identifiés dans les serpentinites du défilé du Lancône, sur la feuille Bastia (Lahondère, 1967) et dans l'ensemble océanique supérieur, au Sud-Est de Ponte-Leccia (Franconi, 1967), sur la feuille Corte.

ΘS. Métabasaltes et gabbros indifférenciés. Ils comprennent les types pétrographiques définis ci-après : ΘS, ΘFS, ΘS.

ΘS. Gabbros magnésiens. Ce sont des roches massives, souvent blanchâtres ou verdâtres, qui montrent des phénocristaux de pyroxène nacré. La foliation y est mal soulignée, bien que l'intense déformation des cristaux de clinopyroxène témoigne de conditions dynamiques rigoureuses. Le pyroxène, souvent de grande dimension (jusqu'à une dizaine de centimètres), est du diallage. Le plagioclase est transformé en

un mélange d'albite, d'épidote et de pumpellyite lorsque les conditions du métamorphisme sont peu rigoureuses (revers sud du Tenda). L'augmentation de la pression fait apparaître la lawsonite (Punta Cimone) ; en revanche, la formation d'amphibole bleue reste exceptionnelle, les gabbros magnésiens représentant un milieu peu favorable à leur développement à cause de leur faible teneur en fer.

Les métagabbros ont été rencontrés dans les trois grands ensembles internes de la Corse alpine.

Dans l'ensemble océanique inférieur, ils affleurent autour de Cam-pile et notamment au-dessus de l'église, où ils passent à des ferrogabbros soulignés par la présence d'amphibole bleue. Ils se poursuivent sur plus d'un kilomètre en une lame d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, isolée au milieu de schistes et de cipolins.

Dans l'ensemble composite du MCB, ils se rencontrent associés tectoniquement aux serpentinites et ferrogabbros, notamment dans l'important massif situé au Nord de Campitello (Cima di Tanoria), où ils renferment des enclaves éclogitiques. On les retrouve en blocs ou galets arrondis dans les sédiments sus-jacents.

Dans l'ensemble océanique supérieur, dans un contexte métamorphique moins sévère, ils sont connus dans la région de Murato d'où on peut les suivre vers le Sud, où ils donnent des affleurements discontinus à la base de l'Unité de Lento et sur le revers sud du Tenda.

θFS. Ferrogabbros. Il s'agit de roches massives où l'organisation minéralogique initiale est rarement conservée par suite du métamorphisme HP-BT.

Dans les unités océaniques supérieures, pourtant les moins affectées, les fantômes de pyroxènes (augite) revêtent une teinte bleutée due au développement d'une amphibole bleue. Cependant, d'un point de vue macroscopique, l'organisation pyroxène - plagioclase paraît intacte, les traces d'une foliation restant discrètes ou absentes. Ces ferrogabbros affleurent de la région sud du Tenda jusqu'au Nebbio. Ils ont conservé leur aspect grenu initial, bien que les minéraux initiaux aient été remplacés par d'autres.

En revanche, dans les unités composites ou dans l'ensemble océanique inférieur, l'organisation initiale a disparu, l'ensemble des roches étant affecté par une foliation omniprésente. Dans les unités mixtes, la structure originelle des ferrogabbros a également disparue : elle est oblitérée par une foliation à lawsonite, phengite et jadéite.

Dans l'Unité de Campitello, bien que des restes de jadéite aient été parfois observés, l'association de ce pyroxène en équilibre avec le quartz n'a jamais été démontrée.

Au-dessous, dans l'Unité éclogitique de Morteda - Farinole, les gabbros ferrotitanés, qui peuvent se présenter sous forme de lames de longueur kilométrique, apparaissent comme des roches massives, très denses, de teinte bleue, se débitant en dalles. On peut généralement y distinguer à l'œil nu des cristaux rouges de grenat qui, au microscope, présentent une zonation complexe entre le cœur et la bordure du cristal. Les autres minéraux sont des omphacites - qui constituent de grands blastes recristallisant en prismes aciculaires - de la lawsonite, de la crossite et glaucophane ainsi que de la clinozoïsite (Lahondère, 1991).

ØS. Métabasaltes. Les basaltes sont présents sous différentes formes dans la plupart des unités structurales.

Ils constituent d'abord des masses importantes, qui sont très rarement associées à d'autres termes de l'ophiolite. Ils dessinent, sur la carte, quatre bandes dont la plus impressionnante, par sa puissance et sa longueur, est celle de Mandriale - Lavasina qui appartient à l'ensemble océanique inférieur ; elle apparaît dans le coin sud-est de la feuille. Au-dessus, viennent les basaltes de Vallecalle, situés dans les unités composites du MCB. Enfin, les deux bandes supérieures appartiennent à l'ensemble océanique supérieur. La question, toujours en suspens, se pose de savoir si ces lames n'auraient pas appartenu à un même ensemble qui aurait été tectoniquement découpé par la suite.

La nature N-MORB des métabasaltes de la Klippe de Sant'Angelo (communication écrite de E. Saccani) indique que ces basaltes ne sont pas équivalents à ceux, d'affinité E-MORB, de la Nappe de Balagne, comme cela avait été proposé (Lahondère et *al.*, 1999).

On retrouve fréquemment ces basaltes, mais sous des épaisseurs réduites, dans le prolongement des autres termes de l'ophiolite. C'est le cas dans le massif de Pietrapolo, en amont de Campitello, ainsi que le long des affleurements trondhjémiques. Enfin, dans les méta-ophiolites éclogitiques du secteur de la Punta di Petra Rubbia, des dykes basaltiques recourent très clairement les ferrogabbros sombres riches en apatite.

Les métabasaltes constituent localement des lames de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur dans les sédiments. Ils peuvent alors être considérés soit comme des coulées, soit comme des débris ré-sédimentés.

A l'affleurement, les métabasaltes se présentent sous la forme de roches soit massives, soit très foliées, de couleur vert-jaune, gris-bleu ou bleu foncé. Leur aspect dépend directement du degré du métamorphisme alpin qui les affecte. Les métabasaltes de Mandriale - Lavasina, par exemple, sont constitués par une succession de bandes, ou d'amandes, d'épidotite vert-jaune, à pistachite + actinote et de schistes prasinitiques gris-bleu, ponctués d'ocelles albitiques. Le litage qui en

résulte permet l'apparition d'un clivage facile. Ils sont alors recherchés comme matériau de construction, les dalles fournissant les lauzes pour l'édification des murs des maisons tandis que les plus fines sont utilisées pour la confection des toitures.

η1S. Trondhémites et basaltes indifférenciés. Dans cette rubrique, sont regroupés des basaltes et des ferrogabbros mélanocrates à grain fin, auxquels sont associés des filons acides de trondhémite, parfois surmontés par des brèches et des ophicalcites.

Les basaltes à trondhémites présentent un aspect massif sans trace d'une foliation continue. La roche est, le plus souvent, constituée d'éléments anguleux, centimétriques à décimétriques, de teinte bleue, soudés par une matrice leucocrate riche en albite mais qui renferme aussi : amphibole sodique, quartz, chlorite, épidote et titanite. Les éléments anguleux, basaltiques, sont constitués d'amphibole bleue, de pyroxène (augite), de feldspath et de zircon.

En un point, à l'Est du Monte Sant' Angelo, au-dessus des conglomérats éocènes (?) du Tenda, les metabasaltes, bien lités, renferment des lentilles plurimétriques de trondhémites parallèles entre elles.

Les formations océaniques à trondhémites apparaissent également dans les unités composites, mais, là, le métamorphisme HP-BT rend méconnaissables les roches originelles. Ainsi, sur la carte, seules ont été figurées les formations à trondhémites de l'ensemble océanique supérieur. Ces dernières constituent une série originale qui se poursuit sur plusieurs dizaines de kilomètres sur les feuilles Santo-Pietro-di-Tenda, puis, au Sud, Corte.

Formations métasédimentaires

χj. Quartzites (métaradiolarites p.p.). Il s'agit de roches massives, très résistantes, où les lits à quartz, d'épaisseur variable (millimétriques à centimétriques), sont séparés par des lits phylliteux millimétriques, de couleur brune, renfermant des oxydes de manganèse.

Des quartzites se rencontrent dans toutes les unités structurales comportant des ophiolites, soit au sommet des basaltes, soit interstratifiées dans les calcaires marmoréens ou, plus souvent, dans les schistes, mais toujours à faible distance des basaltes. Seuls les affleurements les plus caractéristiques et les plus épais ont pu être représentés sur la carte.

Dans les unités où le métamorphisme est le moins sensible (E.O.S.), ces quartzites présentent des teintes rouges et vertes caractéristiques de radiolarites. De beaux affleurements peuvent être observés, en couverture de basaltes, au-dessus de la fontaine d'Olmiccia et en couverture de l'Unité à trondhémites de San Quilico, au Sud de la feuille. En ce dernier point, les radiolarites sont très déformées et montrent un début de décoloration. Au-dessus des grandes barres de basaltes de Pieve et

de Santo-Pietro-di-Tenda, on observe un niveau de quartzites décolorés de quelques centimètres à décimètres de puissance. Ces formations n'ont pas été représentées, sauf, très localement, lorsqu'elles prennent une importance plus grande, comme dans les régions de Rapale et Murato.

Dans l'ensemble composite, on retrouve des quartzites surmontant des affleurements de basaltes à Vallecalle et Casa di Corona, sur le Golo. Dans l'unité éclogitique en particulier, de très beaux affleurements, puissants de plusieurs mètres, sont facilement accessibles à Casa Calabrese, en couverture de ferrogabbros éclogitisés et de basaltes. Ces quartzites, très déformés, avec des plis en fourreau, renferment des passées violacées riches en piémontite (ex-radiolarites) et intercalations de phengites à quartz + clinopyroxène + épidote + grenat.

Enfin, dans l'ensemble océanique inférieur (E.O.I.), l'Unité de Sisco montre, sur la feuille voisine Vescovato, de puissantes barres de métaradiolarites que l'on retrouve à la limite de la feuille, à Suaello, au-dessus de microgabbros et de basaltes.

1. Ophicalcites. Ce sont des roches de couleur rouge, tachetée de granules verts. Elles sont formées d'une matrice carbonatée (calcite, dolomite), souvent colorée en rouge violacé par des oxydes avec des débris de roches vertes serpentineuses. La composition minéralogique principale est à calcite \pm chlorite \pm pyroxène \pm amphibole et clastes de serpentine.

Elles affleurent, dans de bonnes conditions d'observation, au-dessus du village de Lento, sur des brèches de laves. Ces laves, qui affleurent dans le virage de la route à la cote 800, sont surmontées par 10 cm à 1 m d'ophicalcites, elles-mêmes surmontées des brèches grossières (4 m) stratifiées à blocs de basalte et de gabbro. Des fragments de quartzites (métaradiolarites), non en place, ont été observés au voisinage.

Les ophicalcites témoignent à la fois d'une fracturation de la partie supérieure du manteau serpentineux et d'un premier dépôt sédimentaire sur le nouveau fond mantellique, fait de serpentinites ou de gabbros (Lemoine et *al.*, 2000).

cSC. Schistes à horizons riches en gros bancs de calcaires. Lorsque, dans la série de calcschistes, les bancs calcaires prennent de l'importance, ceux-ci déterminent des ressauts et des abrupts. Ces bancs calcaires, dont l'épaisseur peut dépasser plusieurs mètres, sont intensément fracturés et traversés de filons de calcite blanche. À l'affleurement, ces calcaires présentent une patine crème, mouchetée de taches sombres, liées à des granulations silicifiées. Parfois, les bancs sont finement lités et présentent des horizons millimétriques siliceux qui alternent avec des horizons carbonates.

Ces horizons sont connus dans les formations océaniques inférieures et supérieures. Dans l'E.O.I. (Unité de Sisco), ils apparaissent à Cam-pile. De teinte blanc verdâtre à gris bleuté, ils se présentent en bancs massifs, d'épaisseur décimétrique à métrique, alternant avec de minces niveaux de calcschistes. Les calcaires, bien cristallisés, sont généralement très purs et ne renferment aucun matériel détritique autre que les cristaux de quartz habituels dans les séries supra-ophiolitiques, ainsi que quelques paillettes de mica. Dans l'E.O.S., les formations de type Erbjolo, qui affleurent dans la région de Lento, ont été cartographiées sous cette appellation, même si, parfois, les niveaux calcaires y sont plus rares.

CS. Schistes et calcaires. Les radiolarites sont surmontées par une épaisse série schisteuse et calcschisteuse, pauvre en matériaux détritiques. Les horizons calcaires y sont habituels mais ne dépassent pas quelques centimètres d'épaisseur, donnant ainsi l'impression que les schistes sont dominants. Très tendres, ceux-ci prennent une couleur bleutée à gris bleuté argenté lorsqu'ils ne sont pas trop calcareux. Ils se débitent en fines lamelles, d'où un aspect ardoisier. De nombreuses amygdales de quartz, allongées ou non dans la foliation, sont replissées avec celle-ci. L'altération confère des teintes rouge-brun et une patine rouille à ces schistes.

Ceux-ci affleurent souvent mal et ne peuvent en général être observés dans de bonnes conditions que dans les tranchées de routes ou le long des cours d'eau. Ils sont principalement formés de phengite en fines lamelles, de quartz et de minéraux opaques (oxydes de fer). Ces faciès sont connus dans les ensembles océaniques inférieur et supérieur.

Dans l'E.O.S., on les rencontre surtout au Nord de la feuille, à Rapale et dans la petite synforme de Murato, où les horizons calcaires ne sont pas rares. Tel n'est pas le cas dans le Sud du Nebbio, où les schistes présentent un faciès ardoisier.

Dans l'E.O.I., au sein des unités de Sisco et de Brando, ces schistes sont souvent gréseux et pauvres en calcaires.

TERRAINS NÉOGÈNES ET QUATERNAIRES (POST-NAPPES)

Miocène

Les formations miocènes se développent principalement sur la feuille Saint-Florent (Ferrandini et *al.*, 1998) où elles atteignent une puissance de l'ordre d'environ 400 m. Elles sont discordantes sur les terrains secondaires et paléogènes des unités allochtones du Nebbio.

Constituées essentiellement de « molasses calcaires » marines, d'âge burdigalien supérieur à serravallien, elles montrent des faciès variés, plus détritiques à la base (Formation de Torra), plus carbonatés au

sommet (Formation du Monte Sant' Angelo) ; le milieu de sédimentation est littoral et de plate-forme peu profonde. Ces calcarénites sont couronnées par quelques mètres de marnes et de sables, datés du Langhien supérieur, dont l'extension horizontale est limitée.

Enfin, à la partie orientale du bassin (feuille Saint-Florent), le Miocène de Saint-Florent comporte à sa partie supérieure la « Formation de Farinole ». Celle-ci est surtout composée de marnes avec une rare microfaune de foraminifères du Serravallien (Ferrandini *et al.*, 1998).

m2-3d. Molasses et calcaires bioclastiques (Burdigalien - Langhien). Sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, les affleurements sont réduits à ceux de la colline de Carbunaiia et de ses environs, 2,5 km à l'Ouest de Castelluccio d'Oletta.

Le Miocène de Carbunaiia débute, au-dessus des Schistes lustrés, par un **agglomérat de blocs granitiques et cailloutis de roches siliceuses** (1), surmonté par des calcaires détritiques jaunâtres (« molasses ») qui ont livré des bivalves (détermination de S. Freneix) :

- *Hyotissa hyotis* (Linné) [= *H. squarrosa* (de Serres)], connu depuis l'Aquitainien ; cette espèce vit aujourd'hui en milieu tropical entre 0 et 60 m de profondeur ;
- *Aequipecten opercularis* (Linné), connu depuis le Miocène jusqu'à présent (entre 0 et 200 m de profondeur) ;
- *Aequipecten northamptoni* (Michelotti) (= *Pecten bonifacensis* Locard, 1877), très commun dans les calcaires de Bonifacio (Tongrien à Langhien) ;
- *Gigantopecten* sp. aff. *G. tournali* (de Serres) var. *pseudotournali* Ugolini (« Helvétien » - Langhien de Sardaigne).

On trouve des molasses calcaro-gréseuses plus au Sud, superposées aux serpentinites des Schistes lustrés : grès de Fumicaiaola ; Ouest de Canarese.

En ce dernier secteur, les molasses sont surmontées par des blocs métriques de prasinites qui, à l'Est de la vieille route N-S, marquent la base d'un cailloutis (prasinites, gabbros, serpentinites) à éléments décimétriques peu ou pas arrondis. Ce cailloutis, qui atteint 800 m d'altitude, repose là, en discordance, sur l'Éocène gréseux et micacé (e6-7) de l'Allochthone du Nebbio. Il n'est pas exclu que ce cailloutis, indiqué comme miocène, soit en réalité plus récent.

Quaternaire

La feuille Santo-Pietro-di-Tenda est traversée du S SE au NNW par l'Ostriconi qui coule près de la limite entre Tenda et Balagne. Les principaux cours d'eau, accompagnés de dépôts alluviaux quaternaires, sont, au Sud, l'Asco et le Golo et, au Nord-Est, l'Aliso.

Seules les alluvions du Golo et de l'Asco ont fait l'objet d'une cartographie détaillée, fondée sur le degré d'altération des galets et la couleur des paléosols (Conchon, 1975). Les dépôts quaternaires des autres secteurs n'ont, en général, pas été différenciés.

F. Alluvions fluviales et torrentielles indifférenciées. Elles regroupent les formations décrites ci-après.

Fy1. Alluvions fluviales à paléosol orange. Dans la vallée du Golo, ces alluvions se reconnaissent partout par leur rubéfaction. Les galets de roches grenues sont pulvérulents dans leur majorité. Les galets de dolérites ont un cortex décoloré gris, mais n'ont pas de cortex orange. Ces alluvions peuvent être, en particulier, observées en aval de Ponte Novu, en rive droite du Golo, sur la butte portant les ruines de la Torra d'Asinaia.

Dans la basse vallée de l'Asco, la majeure partie de la terrasse correspondant à ces alluvions est une surface d'érosion.

Fy2. Alluvions fluviales à sol brun. Dans la vallée du Golo, ces alluvions sont celles qui se suivent de la manière la plus continue. Elles forment aussi la basse terrasse de l'Asco.

Les blocs sont abondants, d'une taille pouvant atteindre 50 cm à 1 m. La matrice est sableuse et dessine quelques bancs subhorizontaux sans galets. Aucun granite n'est pulvérulent, 45 % sont un peu altérés, tout en restant compacts, les rhyolites sont intactes, les schistes peu altérés. Les gabbros à grain moyen ont leurs feldspaths altérés, les pyroxènes sont brunis soit dans tout le galet, soit seulement, parfois, dans un cortex d'épaisseur centimétrique.

Le revers occidental du massif du Tenda est drapé par de très grands épandages de blocs qui résultent de l'intense érosion liée à la remontée de la bordure occidentale du Tenda ; celle-ci a débuté au Miocène supérieur et se poursuit encore actuellement (Lenôtre et al., 1996). Ces dépôts masquent, la plupart du temps, le contact entre le massif granitique et la Nappe de Balagne. Les deux plus importants sont ceux situés à l'aval d'Urtaca et de Lama, respectivement entaillés par les torrents de Gargalagna et de Funtana Bona.

Le matériel de ces formations est composé de blocs hétérométriques, toujours émoussés, constitués dans leur quasi-intégralité de granitoïdes dont, seule, une très faible proportion est pulvérulente. Le volume des plus gros blocs peut atteindre jusqu'à une dizaine de mètres cubes. La matrice est, le plus généralement, formée de sables grossiers. Les galets de dolérites ne présentent pas d'altération notable.

Fy3. Alluvions actuelles ou subactuelles à sol gris. Dans la vallée du Golo, cette très basse terrasse est bien caractérisée par son absence de sol évolué, sa matrice grise et la fraîcheur des galets, jamais pulvérulents.

Les feldspaths des granités et gabbros demeurent brillants, les ferromagnésiens sont noirs ou parfois légèrement ternes.

Ces alluvions constituent les lits majeurs de l'Asco et de la Tartagine. Ce dernier cours d'eau, avant son confluent avec l'Asco, est entaillé directement dans les roches en place, ici le granite rose perthitique à biotite de Popolasca.

Fx-y. Alluvions récentes. Cet ensemble regroupe toutes les formations alluviales Fy qui n'ont pas fait l'objet d'une identification détaillée.

Fx. Alluvions anciennes. Cet ensemble regroupe toutes les alluvions anciennes dans lesquelles aucune distinction n'a été effectuée.

T. Tourbières récentes. Une tourbière est installée en bordure de la terrasse Fy2, à l'aval du lotissement de Moltifao (7,573 gr E ; 47,202 gr N), probablement dans un surcreusement du granite arénisé, barré de granite sain qui affleure à cet endroit au fond du lit de l'Asco.

Mz. Sables. Des plages de sable fin, à grain localement très fin (anse de Peraiola), se développent dans les anses. Les plus importantes sont celle de Lozari et de Peraiola, respectivement à l'embouchure du Rìgino et de l'Ostriconi.

D. Dunes côtières. Le long du rivage, au Nord-Est de l'anse de Peraiola, la basse vallée et les hauteurs à l'embouchure de l'Ostriconi sont couvertes de dunes éoliennes jusqu'à une altitude de 130 m.

D'après F. Ottmann (1958), les dunes de sable blanc en recouvrent de plus anciennes de couleur ocre. Ces dernières sont constituées de sables rubéfiés, de couleur rouille, plus grossiers (1 à 2 mm), avec parfois, à la base, des lits de graviers (1 à 1,5 cm) où s'intercalent des petits éclats de granite. Ces affleurements sont situés à l'extrême limite sud de la feuille Saint-Florent, aux confins de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda.

Ces dunes anciennes atteignent une épaisseur de 10 m. Les fragments de granite, en éclats minces, semblent résulter de l'action du gel, l'aspect d'ensemble de la formation évoquant des accumulations de type périglaciaire.

Ainsi, au Sud de l'anse de Peraiola, reposant sur la formation crétacée de Narbinco, on peut observer, de bas en haut, la succession suivante (Ottmann, 1958) : 1) cordon de galets marins ; 2) niveau d'argile parfois indurée ; 3) coulée de biocaille, aux blocs plus ou moins horizontaux ; 4) croûte argilo-calcaire dure, de couleur rose ; 5) blocaille cryoturbée, constituée par un ensemble de blocs de calcaires aplatis et redressés montrant une très belle poche de cryoturbation ; 6) éboulis récents, non cimentés, dans un sol terreux brun clair.

E-C. Éboulis ou colluvions indifférenciés ; 1. Surfaces d'érosion sur coulée de débris. A été rassemblé sous cette appellation un ensemble de formations - vives ou fixées - dont la nature reflète en général celle de leur substrat.

A. Formations superficielles indifférenciées. Cet ensemble regroupe toutes les formations superficielles qui n'ont pas fait l'objet d'une identification précise permettant de les corrélater avec les autres formations de la carte géologique.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

PHÉNOMÈNES PRÉ-HERCINIENS ET HERCINIENS

Les formations du socle pré-hercynien E1 du Tenda résultent de l'accumulation de sédiments pélitiques et quartzeux provenant du démantèlement d'un socle préexistant. L'âge protérozoïque de ce dernier est établi par la présence, systématique dans les formations E1, de populations de zircons, datées exclusivement autour de 2,2 Ga. Intercalés au sein de ces formations sédimentaires, on trouve des métabasites, à composition de MORB (basaltes de rides médio-océaniques) enrichis ($\epsilon_0 \text{Nd} = +4,7 \pm 0,3$) et dont l'âge modèle s'établit autour de 600 Ma (Rossi *et al.*, 1995). Sur ce socle E1, affecté de déformations (schistosité) et d'un métamorphisme modéré (Schistes verts), repose en discordance, près de Galeria (Sud-Ouest de Calvi), une série paléo-zoïque d'âge ordovicien à dévonien qui n'a pas subi de déformation, ni de métamorphisme varisque notables. Les formations paléozoïques, surmontant E1, témoignent de conditions de dépôt en milieu de plateforme avec une forte influence continentale.

Au sein du socle métamorphique E2 de Belgodere (Palagi *et al.*, 1985 ; Orsini *et al.*, 1989), les metabasites possèdent soit des compositions chimiques de cumulats gabbroïques, ce que confirment des reliques texturales, soit de liquides tholéïtiques de type MORB enrichis, parfois très différenciés, à composition de ferrobasaltes. Leurs caractères sont transitionnels entre ceux de basaltes de rides océaniques et ceux de basaltes continentaux.

Plus au Sud, sur la feuille Vico, les amphibolites de Topiti, qui affleurent au sein de formations de type E2, présentent des caractères comparables. Les valeurs isotopiques du Nd (Tommasini, 1993) sont caractéristiques de celles de basaltes océaniques : $\epsilon_0 \text{Nd} = +6,61$ et d'âge modèle $T_{DM} = 496$ Ma. Les formations E2 occupent donc une position paléogéographique beaucoup plus proche de la zone d'océanisation ordovicienne, qui précède l'orogénèse varisque, que les formations E1.

Lors du rapprochement varisque des formations E1 et E2 (*cf.* chapitre suivant), leur collage a été scellé par la mise en place du premier

groupe d'intrusions U1 «magnésio-potassique» du batholite. L'intrusion de Capo a u Cavallo, datée entre 339 ± 2 Ma et 347 ± 2 Ma, renferme des enclaves de gneiss E2 et recoupe les formations E1. Une part importante de la déformation crustale pourrait avoir été accommodée par le transport et la déformation des magmas granitiques (Holister et Crawford, 1986, *in* Laporte et *al.*, 1992) sur une période d'environ 10 Ma. Le domaine d'affleurement du premier groupe d'intrusions U1 est cantonné à la partie occidentale de la feuille Santo-Pietro-di-Tenda. Elles sont constituées de roches de composition monzonitique, souvent sombres, riches en biotite et en mégacristaux de feldspath potassique centimétriques. À ces granitoïdes, sont associées des roches basiques ultra-potassiques.

La mise en place du second groupe d'intrusions U2 «calco-alca-lines » intervient entre 305 et 290 Ma. Les roches de cet ensemble, plus claires, sont constituées de granodiorites à amphibole et biotite, de monzogranites à biotite et de leucomonzogranites.

Le troisième ensemble U3, constitué de granites et de volcanites métalumineux ou alcalins, accompagne la mise en place des dernières intrusions U2, vers 290 Ma. Ces roches, exceptionnelles en Europe, affleurent dans le Sud de la feuille où elles constituent la terminaison nord-orientale du Complexe métalumineux de Popolasca.

L'ensemble des formations plutoniques et métamorphiques est recoupé par un réseau filonien acide et basique, localement assez dense. Les roches basiques des filons revêtent un caractère tholéiitique ; elles constituent une des manifestations d'un magmatisme d'origine mantel-lique, dont les produits ont accompagné la mise en place des magmas U2 et U3, et que l'on connaît aussi sous forme de volcanisme, le plus souvent acide, ou de massifs stratifiés intrusifs à profondeur faible (chambre magmatique) dont la mise en place postdate U2.

Les données isotopiques, ainsi que celles de la géochimie des éléments en traces, indiquent que l'origine des granitoïdes calco-alcalins est à rechercher dans la fusion d'une croûte de composition grauwa-keuse affectée par une anatexie en contexte granulitique (faible pH_2O) pour U1, puis par une anatexie en contexte de faciès amphibolite (pH_2O plus élevée) pour U2 (Cocherie et *ai.*, 1994). Le modèle proposé d'une croûte à composition moyenne de grauwacke n'est pas en contradiction avec celui de S. Tommasini et *al.* (1995), qui voit, dans les produits (essentiellement acides) du volcanisme ordovicien, le pro-tolite du magmatisme U2. Il faut cependant noter qu'aucun zircon relictuel de cet âge ordovicien n'a encore été détecté dans les granites ou les volcanites U2. De plus, au vu de la taille du batholite corso-sarde, la quantité de matériel volcanique qui devrait avoir été mis en jeu pour générer un tel volume de granitoïdes paraît bien supérieure au volume des produits émis, compte tenu de l'importance qui peut être assignée au volcanisme ordovicien (estimé en fonction toutefois des conditions actuelles d'affleurement).

Les roches basiques ultrapotassiques U1 proviendraient de magmas de composition basaltique d'origine mantellique, issus de la fusion d'un matériel de composition de péridotite à phlogopite, hybrides dans des conditions basi-crustales. Les roches mafiques-ultramafiques, associées aux granites U2, qui ont des caractères de basaltes de type «MORB enrichis», dériveraient de la fusion partielle d'un manteau lherzolitique (sans grenat), profond de moins de 60 km (Cocherie, 1984), dans un contexte d'amincissement crustal, succédant au raccourcissement tectonique varisque à l'origine du collage des socles E1 et E2.

À un niveau plus profond, le socle de Santa-Lucia-di-Mercurio, sur la feuille Corte (qui comprend une association de granulites, de roches basiques stratifiées et de lherzolites, comparables à la zone d'Ivrée, dans les Alpes occidentales), représenterait un minuscule fragment de croûte dont la dynamique a pu être reliée à celle d'un rift permien avorté ayant affecté la bordure sud du paléo-continent ouest-européen (Caby et Jacob, 2000).

La mise en place vers 280 Ma, dans un niveau structural supérieur, des complexes U3 et des complexes tholéitiques, et dans un niveau structural inférieur, des complexes basiques métamorphiques, marque la fin de l'activité magmatique permienne.

Au moins 80 Ma séparent l'achèvement de l'édification du batholite de l'ouverture de l'océan ligure, au Jurassique.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ALPINE : LES NAPPES DE BALAGNE ET DU NEBBIO

L'interprétation de la paléogéographie post-varisque du Nord de la Corse dépend fondamentalement de l'option tectonique choisie quant à la situation originelle des terrains de la Nappe de Balagne et de l'Allochtonne du Nebbio (fig. 2) :

- 1) soit il s'agit d'éléments provenant de secteurs plus internes (plus orientaux) que la zone des Schistes lustrés : les uns (Balagne) viendraient de la partie la plus lointaine, à l'Est, du domaine ligure ; les autres (Nebbio *p.p.* max.), d'encore plus loin, c'est-à-dire de la marge insubrienne (austro-alpine). Dans cette hypothèse, on trouverait en Corse la trace des deux bordures continentale, occidentale et orientale, de l'océan ligure. Cette solution suppose que les déplacements tangentiels se sont tous faits de l'est vers l'ouest (vergence « alpine ») et qu'ils sont postérieurs à l'Éocène moyen, comme l'atteste le cas du Nebbio ;
- 2) soit les terrains de Balagne et du Nebbio se plaçaient à la partie la plus occidentale de l'océan ligure et sur sa marge européenne.

On retiendra ici cette seconde option, qui nécessite évidemment un scénario tectonique plus complexe, avec des déplacements à vergence ouest, «alpine» (Nappe de Balagne) et d'autres à vergence est «apennine» (Nebbio). La position paléogéographique occidentale du domaine «balanologique» est fondée sur la présence, à partir du Jurassique supérieur, de détritiques continentaux variés que l'on ne peut différencier du matériel de la partie occidentale («européenne») de la Corse. Quant aux unités à matériel sédimentaire du Nebbio, elles montrent une succession, du Paléozoïque à l'Éocène, dont les faciès sont pratiquement les mêmes que ceux de la «zone de Corte», à valeur «prépiémontaise», c'est-à-dire une partie de la marge continentale européenne de l'océan ligurien.

Situé sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, le massif du Tenda possède les caractères du domaine autochtone occidental. On ne peut, cependant, pas exclure que ce bloc ait coulissé (logiquement en direction S-N, dans le canevas actuel, et d'une manière sénestre). Ainsi les reconstitutions proposées pourraient-elles artificiellement juxtaposer des observations provenant de transversales initialement différentes.

Trias - Lias inférieur

Comme il s'agit de la période qui a précédé l'ouverture océanique ligurienne, on ne rencontrera de dépôts de ces âges que dans les unités à subsidence continentale.

Autochtone

En Balagne, à un Trias «inférieur» détritique, parfois coloré, font suite, au Trias moyen, les carbonates de plate-forme, peu épais, du «Rocher Pilger». On trouve plus à l'Est, dans le Tenda, des résidus de dolomies analogues qui ont été soumises aux conditions tectono-métamorphiques alpines.

Domaine pré-piémontais

À ce domaine, situé en position paléogéographique plus orientale, on peut rattacher divers éléments dans des situations tectoniques différentes :

- 1) au sommet de l'Éocène autochtone de Balagne, une suite d'olistolites sont formés de dolomies et de calcaires triasiques, ainsi que de calcaires du Lias inférieur, à silex ou à encrines, dans le Monte di a Truita («Vinchiarello» auct.). On peut interpréter ces olistolites comme s'étant détachés à l'Éocène, en régime extensif, de la partie la plus occidentale du domaine prépiémontais, en relief relatif par rapport au domaine autochtone, situé plus à l'Ouest ;
- 2) la série de l'«Unité inférieure du Nebbio» est comparable à celle, typiquement prépiémontaise, de l'Unité de Caporalino, dans la «zone

de Corte ». Au-dessus du Paléozoïque, on trouve : de minces niveaux détritiques colorés, précédant un Trias moyen - supérieur dolomitique. La suite de la série se rencontre dans de grands olistolites inclus, soit dans le Crétacé supérieur, soit dans l'Éocène, l'un et l'autre détritiques : Norien dolomitique, à passées pélitiques colorées pouvant dériver du remaniement d'altérites continentales ; calcaires bicolores du Rhétien ; dolomies grises de l'«Hettangien» ; épais calcaires lités hémipélagiques du Sinémurien, soit micritiques et finement détritiques, soit à silex, soit à encrines ;

- 3) au sein de l'Allochtone des Schistes lustrés, la succession de l'Unité des Monts de la Torre (parfois qualifiée de «série de Santo-Pietro-di-Tenda ») est surtout faite de marbres carbonatés lités, parfois à silex, qu'on a coutume d'attribuer au Trias - Lias. Sur les feuilles voisines Saint-Florent et Bastia, le Trias supérieur est certainement représenté : dolomies cargneulisées des Varie Rosse (Gindrat, 1942), calcaires dolomitiques à l'Est de la chapelle de Casatico. Enfin, des conglomérats à éléments carbonatés (Warburton, 1983), liés aux marbres des Monts de la Torre, rappellent les conglomérats liasiques de l'écaille prépiémontaise de Corte (notice de la feuille Corte, p. 42-43). On considère ainsi que, dans la partie nord de la Corse, la plus grande partie du domaine de sédimentation prépiémontais a été impliquée dans la subduction alpine.

Domaine de raccord continent - océan

Au sein des Schistes lustrés, l'Unité de Campitello (Lahondère et Caby, 1989) montre des lames de dolomie rousse, à faciès triasique, ainsi que des « gneiss » (dérivant d'arkoses granitiques), à côté de roches d'origine océanique.

Dogger - Malm

L'ouverture de l'océan ligure a dû débiter au cours de la seconde moitié du Lias, aucune trace de Lias moyen - supérieur n'étant caractérisée en Corse. Au-dessus de l'épanchement basaltique de Balagne, les radiolarites ayant donné les datations les plus anciennes, à San Colombano, sont du Bathonien supérieur - Callovien inférieur (De Wever et Danelian, 1995).

Domaine continental

Dans l'Autochtone, des résidus de calcaires blancs, massifs, plus ou moins marmorisés, sont connus à l'Ouest (Acouleze) et à l'Est (Nord de Ponte-Leccia, flanc est du Tenda) de la Balagne. Ils ne diffèrent pas de calcaires du Malm connus plus au Sud, sur la feuille Corte, et ils sont, comme là, directement transgressifs sur le socle. De grands olistolites des mêmes calcaires blancs, attribués au Malm, sont inclus dans l'Eocène détritique à l'Ouest de Pietralba.

Domaine océanique

Les caractères géochimiques des basaltes océaniques sont, en grande partie, contrôlés par leur paléo-position par rapport aux rides et aux marges continentales. La comparaison entre les différentes analyses de basaltes ophiolitiques de Corse (Ohnenstetter, 1993) montre bien l'opposition entre les séries rapportées aux zones océaniques internes (séries de type Inzecca) et celles de type externe (Balagne). La composition des basaltes des zones océaniques internes, de type Inzecca, est comparable à celle des basaltes de type médio-océaniques normaux ou N-MORB. Le niveau général des teneurs dans les basaltes de Balagne (plus élevé que dans les autres basaltes ophiolitiques, particulièrement dans le domaine des éléments les plus incompatibles [dont les Terres Rares]), leur confère une affinité transitionnelle. De tels caractères révèlent que ces basaltes ont été générés dans un environnement de rift à un stade d'océanisation embryonnaire (Ohnenstetter, 1993).

Dans la Nappe de Balagne, les radiolarites paraissent débiter un peu plus anciennement dans la partie nord-ouest (Dogger supérieur, écaille inférieure de San Colombano) que dans la partie sud-est (Oxfordien, le long du Lagani). Parallèlement, les apports détritiques d'origine continentale diminuent du Nord-Ouest au Sud-Est. Dans l'écaille inférieure de San Colombano, une épaisse barre de calcaires, principalement oolitique, du Kimméridgien est surmontée de brèches calcaires à débris de roches du socle que l'on ne peut différencier de celles de la Corse occidentale : on peut y voir l'extrême prolongation vers l'océan de la plate-forme du Malm supérieur connue dans les domaines autochtone et prépiémontais de Corse.

Du démantèlement de cette plate-forme, proviendront les éléments détritiques remaniés dans des horizons calcaires, intercalés dans les radiolarites situées plus au Sud-Est (écaille supérieure de San Colombano, barre de Servadio - Corbaiola). Ces détritiques diminuent en nombre et en dimensions dans cette même direction, pour finalement disparaître.

On conclura que le domaine océanique balano-ligure était relativement proche de la marge continentale européenne. Sa partie, actuellement située au Nord-Ouest, devait en être la plus voisine.

Parmi les unités du Nebbio, interprétées comme résultant d'un rétro-charriage tardif, les plus élevées proviennent d'un domaine ophiolitique initialement voisin de celui de Balagne. Les laves en coussins y sont surmontées, soit de radiolarites (Unité de la Mortola), soit de calcaires massifs du Malm (Unité de Tramonti) comparables à ceux de San Colombano.

Les basaltes de Balagne et du Nebbio présentent des affinités E-MORB qui s'accordent avec la paléogéographie déduite des données sédimentologiques. Ces roches proviendraient d'une croûte océanique formée

lors des premiers stades de formation de l'océan liguro-piémontais (Durand-Delga et *al.*, 1997 ; Saccani et *al.*, 2000).

Crétacé inférieur

Aucune trace n'en est connue dans les unités à matériel continental de cette feuille. Dans le domaine océanique, un changement de régime survient à la fin du Jurassique. Dans la sous-unité inférieure de San Colombano, des calcaires en plaquettes à lits siliceux succèdent en continuité aux brèches calcaires où des fragments de Titho-nien à Calpionelles sont remaniés. Plus au sud-est, dans les sous-unités plus élevées de la même Nappe de Balagne, le Crétacé débute par de minces calcaires micritiques ou marneux, parfois légèrement teintés, dont des Calpionelles attestent l'âge Berriasien moyen supérieur. Au-dessus, la Formation de San Martino, assimilable aux «Argille a Palombini» des unités ligures de l'Apennin, cette formation correspond à un dépôt rythmique où des lits de calcaires micritiques, à épontes silicifiées, sont dispersés dans des argiles ou marnes. L'équivalent de ces «Palombini» est à rechercher, au sein des Schistes lustrés (Unité de Lento), dans la Formation d'Erbajolo (voir notice de la feuille Corte, p. 75), dont on ignore jusqu'à quel niveau du Crétacé elle peut monter.

Crétacé moyen - supérieur

Domaine autochtone

On ne connaît pas, sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, les brèches grossières remaniant les calcaires du Malm et les roches de leur sous-bassement, qui sont attribuées au Crétacé supérieur (Formation du Vecchio) dans la région de Corte. On peut cependant envisager un âge crétacé pour les conglomérats js-e à éléments carbonatés, extrêmement étirés, du Monte Astu, sur le flanc oriental du Tenda.

Domaine prépiémontais

A l'image de l'Unité de Caporalino (feuille Corte), on placera dans ce domaine une formation d'âge Crétacé supérieur de l'Unité inférieure du Nebbio, où sont associés deux types de faciès : d'une part, des marno-calcaires hémipélagiques, en plaquettes, de profondeur moyenne ; d'autre part, des arkoses grossières et conglomérats à galets siliceux bien arrondis. Ce matériel détritique, qui a été canalisé dans des dépressions entaillant le talus sous-marin et qui provient du socle occidental émergé, est accompagné de blocs décamétriques de Trias-Lias, à faciès prépiémontais.

Domaine piémontais

A ce domaine, tectoniquement plus interne (plus oriental) que le précédent, se rattache la succession sédimentaire de la Nappe de

Santa-Lucia, sur la feuille Corte. On en trouve d'autres indices dans le Nord de la Corse :

- 1) La nappe du Bas-Ostriconi, qui se place au Nord de la Nappe ophiolitifère de Balagne, comporte des restes d'un flysch calcaro-gréseux à lydiennes noires (Crétacé « moyen »), faciès que nous retrouverons en domaine océanique. Plus haut, surtout, vient le flysch marno-calcaro-gréseux de Narbinco. Il équivaut au Flysch de Tralonca de la Nappe de Santa-Lucia et au flysch crétacé de Macinaggio, à la pointe nord-est du Cap Corse. Toutes ces formations peuvent s'être déposées dans une plaine abyssale (Sagri et *al.*, 1982) ou dans des bassins suspendus, limités par des failles listriques à la bordure du domaine océanique, mais au-dessus de la C.C.D.* (Magné et Durand-Delga, 1983). Ces termes peuvent être contemporains des Flyschs à Helminthoïdes de l'Apennin ligure ;
- 2) Dans le Nebbio, un équivalent local de ces derniers flyschs a été signalé (Lluch, 1989) dans l'Unité de Forci, coincée entre l'Unité inférieure du Nebbio et l'Unité ophiolitifère de la Mortola ;
- 3) Au flanc sud du Tenda, l'Unité de Falconaia comporte un flysch grésocalcareux de type Tralonca, replissé et épimétamorphique, au-dessus de l'Autochtone du Tenda. Ce flysch est lié à des conglomérats où, dans une «matrice» de «schistes gréseux», qui dérivent de l'étiement de blocs de socle ou de Permien, on note des « lentilles » de dolomies rousses (Trias) et de calcaires gris (Lias). Ces conglomérats ont été comparés aux Conglomérats du Tomboni de la Nappe de Santa-Lucia (feuille Corte), par lesquels débute la sédimentation crétacée du domaine piémontais.

Domaine océanique

Un faciès particulier caractérise, au Crétacé « moyen », la partie balano-ligure du domaine océanique. Cette formation turbiditique montre l'alternance de pélites, de grès calcaireux plus ou moins silicifiés et de lydiennes noires à spicules d'éponges. Elle englobe des corps de brèches grossières et des olistolites : éléments empruntés soit à la marge continentale (socle, Permien, Malm calcaire), soit au bassin océanique lui-même. C'est à la même époque, débutant à l'Albo-Cénomaniens, que des formations péli-gréseuses, comme le Flysch du Val Lavagna, sont connues dans les nappes ligures internes de l'Apennin.

Dans la Nappe de Balagne, ainsi que dans l'Unité de la Mortola (Nebbio), une formation conglomératique mal datée, dite de l'Alturaia et elle aussi spécifique du domaine balano-ligure, fait suite au flysch à lydiennes. Il s'agit d'une accumulation de blocs, de galets arrondis

* CCD : Carbonate Compensation Depth : isobathe marin en dessous duquel il y a dissolution des carbonates.

(facture pouvant être d'origine continentale ou littorale) et de sables de roches granitiques et de Permien, surtout rhyolitique. Venus de Corse occidentale, ces éléments ont été amenés à grande profondeur. Dans une partie du bassin, des brèches à ophiolites sont l'équivalent de cette Formation de l'Alturaia : directement superposées aux basaltes en coussins, ces brèches contiennent également des blocs de granites et de calcaires du Malm.

La Formation de l'Alturaia (Crétacé supérieur) passe à un flysch (Formation de Mitulelli), s'enrichissant de plus en plus, vers le haut, en bancs métriques de grès quartzeux, dont la relative régularité fait penser à un dépôt de plaine abyssale.

Si on admet l'âge crétacé supérieur de cette «Formation de Mitulelli», fondé sur quelques intercalations de calcaires à microorganismes sénoniens, le contraste est grand avec les flyschs à Helminthoïdes (Sénonien supérieur). En effet, ces derniers flyschs des unités ophiolites ligures de l'Apennin sont généralement riches en horizons calcaires, eux-mêmes déposés à grande profondeur.

Paléocène - Éocène

Les dépôts à faciès silico-clastiques, d'âge paléocène - éocène, partout apparentés, évoluent latéralement très vite.

Autochtone

En Balagne, l'Éocène repose directement, en le ravinant, sur le socle varisque, jusqu'alors émergé et morphologiquement très irrégulier. Dans des dépressions accusées, se sont accumulés des poudingues, tels ceux de Palasca, alors que, sur les points hauts, des grès quartzeux, à lentilles de calcaires détritiques à grands Foraminifères, marquent la base de cet Éocène moyen. La richesse en Mélobésiées atteste de dépôts littoraux. Vers le haut, on passe à des faciès rythmiques, fly-schoïdes, périto-gréseux, s'auto-remaniant fréquemment.

Au flanc oriental du Tenda, une formation détritique, couverture discordante sur le socle, a subi un métamorphisme notable (crossite) : ce sont d'abord les Conglomérats du Monte Reghja di Pozzo, à matériel siliceux ou silicate, pauvre en blocs calcaires, puis des quartzites lités. L'âge éocène attribué à ces assises est dû à leur grande ressemblance avec des faciès analogues, mais non ou peu métamorphiques, connus à la bordure du socle de Corse occidentale.

Domaine prépiémontais

La mer éocène extra-alpine a surmonté également ce domaine : l'Unité inférieure du Nebbio l'illustre bien. On y trouve :

- des marno-calcaires sombres à foraminifères ypréso-lutétiens (imbri-
cation de la Croix di Menta), comparables à certains horizons lutétiens
connus dans l'Unité de Caporalino (Rieuf, 1980) ;
- des calcaires détritiques à nummulites du Lutétien supérieur - Barto-nien
inférieur, localement discordants sur le Crétacé supérieur ;
- enfin et surtout, un complexe grés-conglomératique chaotique, dis-
cordant sur les calcaires précédents qu'il remanie, avec des olistolites
parfois plurihectométriques, empruntés à la série mésozoïque (Trias, Lias)
de type prépiémontais. Ces olistolites peuvent résulter de la chute de
panneaux mis en déséquilibre à la suite du jeu de fractures en milieu sous-
marin.

Domaine piémontais

La Nappe du Bas-Ostriconi présente deux affleurements de brèches polygéniques, que l'on rattache au Paléocène ou à l'Éocène. Elles reposent en continuité apparente, mais avec rupture de faciès, sur le flysch Crétacé supérieur. La présence (Cima Lo Caigo) de blocs de basaltes semble prouver une alimentation partielle à partir de séries ophiolitiques, peut-être liée à une première avancée d'unités balano-ligures.

Domaine océanique balano-ligure

La Formation de l'Annunciata, flysch gréseux de l'Eocène moyen - supérieur (?), est superposée à l'Éocène autochtone dans la partie nord-ouest de la Balagne. Certains auteurs ont supposé que son dépôt se soit effectué non loin de sa position actuelle (Nardi, 1968 ; Nardi et *ai*, 1978 ; Bodenhausen et Spijer, 1962). Nous admettons, en revanche, qu'il s'agit de la sous-unité la plus basse de la Nappe ophiolitifère de Balagne. Cet Éocène est, en effet, apparemment transgressif (Nord-Est de Palasca) sur la série ophiolitique, qu'il remanie localement. Il serait ainsi lié à la partie la plus externe du domaine ligure en Corse. On connaît également, à l'île d'Elbe et en Toscane, des assises paléocènes et éocènes en couverture d'ophiolites, qu'elles remanient.

On rappellera, enfin, l'identité de faciès entre la Formation de l'Annunciata et la Formation de Mitulelli, que nous attribuons, elle, au Crétacé supérieur. La seconde est située au toit de l'édifice tectonique de la Nappe de Balagne. Dans les deux cas, il peut s'agir de turbidites de plaine abyssale.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ALPINE : LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRÉS

Les reconstitutions de la paléomarge continentale corse n'ont pris, jusqu'à présent, en compte que les domaines caractérisés et définis dans la région de Corte et qui, aujourd'hui, correspondent tous à des

unités faiblement métamorphiques situées en position très externe (Magné et Durand-Delga, 1983 ; Durand-Delga, 1984).

L'intégration dans ces reconstitutions de toutes les unités de la Nappe des Schistes lustrés *s.l.* conduit à élaborer des schémas paléogéographiques plus complexes.

L'Unité de (Morteda) - Volpajola - Farinole est caractérisée par un substratum ophiolitique (gabbros, basaltes, radiolarites) et l'existence d'une composante détritique d'origine continentale dans sa couverture de calcschistes. Sa position initiale devait donc être proche de la paléomarge européenne. On le rattachera à un **domaine liguro-pié-montais externe** bordant, à l'origine, les portions les plus orientales de la paléomarge corse (**marge cristalline interne**) représentées, notamment aujourd'hui, par les orthogneiss éclogitiques de Farinole et les gneiss massifs de Campitello. On peut voir dans cette juxtaposition continent/océan le résultat de l'étirement extrême d'une croûte continentale qui se réduit à quelques îles reposant sur un substratum de ser-pentinites. Ce cas de figure est décrit par ailleurs dans les Alpes (Lagabrielle, 1995) et, à l'époque actuelle, sur la marge de Galice (Boillot et Coulon, 1998). Une hypothèse alternative consisterait à considérer ces lames de gneiss comme autant d'anciens panneaux cristallins glissés et re-sédimentés dans la fosse océanique voisine.

La problématique est du même ordre dans **L'Unité de Campitello**, où sont intimement associées, du moins cartographiquement, des roches d'affinité continentale (orthogneiss, dolomies triasiques, conglomérats) ou océaniques (arkoses gabbroïques, glaucophanites). L'existence de sédiments, remaniant des minéraux issus du démantèlement de gabbros, permet ici d'envisager une imbrication qui ne soit pas strictement d'origine tectonique. Dans cette hypothèse, l'Unité de Campitello pourrait correspondre à un paléodomaine à substratum continental, effondré en milieu océanique et accueillant une sédimentation mixte alimentée par le continent voisin (conglomérats à éléments calcaréo-dolomitiques) et les hauts-fonds océaniques environnants (zones transformantes ?). La présence de dolomies confère, cependant, à cet ensemble une affinité plus externe.

Les formations supra-ophiolitiques de l'Unité de Lento sont totalement exemptes d'influences continentales et ont manifestement une origine plus interne (orientale). Leurs caractères sont ceux d'une véritable série ligure de type Inzecca. Elles correspondraient ainsi à un domaine éloigné de toute marge continentale qui pourrait être qualifié de **liguro-piémontais médian**.

La signification paléogéographique des formations de l'ensemble ophiolitique inférieur reste très hypothétique. Pour différentes raisons, nous ne voyons pas dans les séries supra-ophiolitiques de la Castagniccia (*s.l.*) l'équivalent stratigraphique d'une série externe de type Santo-Pietro-di-Tenda (qui est considérée, ici, comme appartenant au

Trias - Jurassique prépiémontais métamorphique, à l'instar de R. Delcey [1974], mais au contraire de l'option de J.-M. Caron et R. Delcey [1979]). Les formations de la Castagniccia peuvent être issues de portions plus orientales de l'océan liguro-piémontais (*liguro-piémontais interne*).

Ces attributions paléogéographiques sont compatibles avec les données géochimiques obtenues à partir des metabasaltes ophiolitiques. L'hétérogénéité géochimique des metabasaltes, notamment en ce qui concerne les éléments lithophiles de large rayon ionique (LIL), est interprétée comme résultant des conditions de genèse en fonction du temps et de l'espace dans l'océan. La composition des laves peut ainsi évoluer depuis des basaltes alcalins ou transitionnels jusqu'à des basaltes tholéitiques. La décroissance du rapport entre Terres Rares légères et Terres Rares lourdes révèle le passage de laves transitionnelles, de type marge continentale, à des basaltes océaniques. En Corse, les laves de composition transitionnelle se trouvent contenues dans les formations externes balano-ligures (nappes de Balagne et du Nebbio ; Ohnenstetter, 1993 ; Durand-Delga et *al.*, 1997) ou bien sous la forme de metabasaltes à faciès prasinitique dans les unités du Pigno (feuille Bastia) et à Sant'Andrea-di-Cotone (feuille Cervione).

Les laves, qui présentent des compositions intermédiaires entre celles des zones interne (proches de la ride océanique) et externe (éloignées de la ride), se rencontrent, notamment, en Balagne et sur la marge orientale du Tenda.

Les laves les plus appauvries en éléments de type LIL se rencontrent dans les séries de type Inzecca ou Rospigliani (constituant majoritairement les unités tectoniques de type Lento), et montrent des compositions du même type que celles des N-MORB médio-atlantiques. C'est également le cas des basaltes des unités ophiolitiques non métamorphiques de l'Apennin interne, auxquelles on rattache (Padoa et *al.*, 2001) la petite unité du Rio Magno, à l'Ouest d'Aleria et celle de Pineto (Saccani et *al.*, 2000), au Sud de Ponte-Leccia.

Dans la reconstitution paléogéographique proposée ci-après, les unités internes possédant du matériel continental (Pigno - Olivaccio, Campitello, Morteda - Volpajola - Farinole) sont «rangées» en fonction, notamment, de l'intensité du métamorphisme alpin qui les affecte : l'unité la plus métamorphique est considérée comme d'origine la plus interne, car entraînée à plus grande profondeur lors de la subduction. Sur le schéma obtenu, les formations composites de l'unité éclogitique de Morteda - Volpajola - Farinole sont placées à côté des ophiolites balano-ligures non métamorphiques, ce qui paraît pour le moins discutable. Sauf à attribuer à la Nappe de Balagne une origine très interne, ultra-Schistes lustrés, qui puisse expliquer qu'elle soit toujours restée en superstructure (Mattauer et Proust, 1975a ; Jourdan, 1988) ou à évoquer une forte obliquité entre les orientations paléogéographique et tectonique, il convient de replacer ailleurs le domaine balano-ligure.

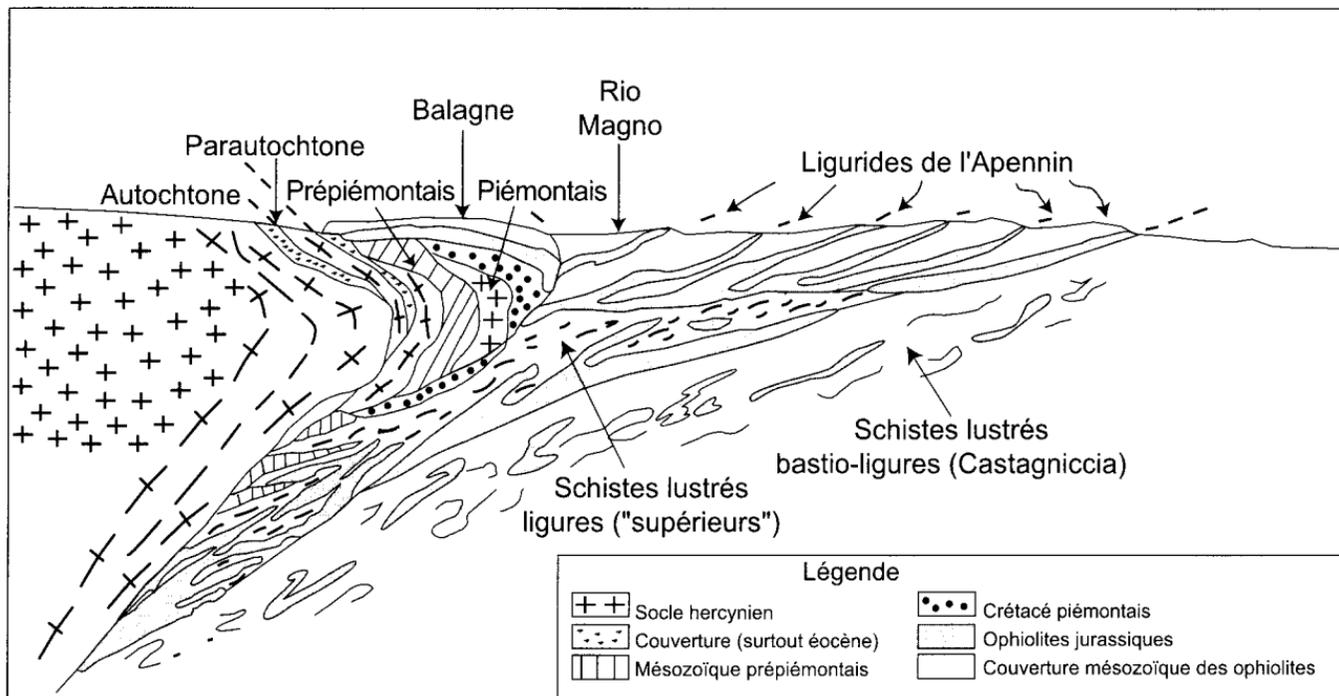


Fig. 20 - Évolution géodynamique de l'édifice structural corso-apenninique à l'Éocène moyen – supérieur : modèle où le plan de subduction s'enfoncerait sous le continent européen (d'après E. Padoa et M. Durand-Delga)

Rappelons que dans l'optique «alpine», qui a longtemps été admise par la quasi-totalité des auteurs (Ohneristetter et Ohnenstetter, 1975 ; Mattauer et Proust, 1975b ; Nardi, 1968 ; Mattauer et *al.*, 1981 ; Jour-dan, 1988,...), le phénomène de subduction, initié en domaine océanique ligure, aurait entraîné l'enfoncement vers l'Est de la plaque européenne (sous-continent de Corse occidentale) sous la plaque insu-brienne ou «Adria». Le domaine balano-ligure, épargné par le métamorphisme alpin, du fait de son non-enfouissement, proviendrait, dans cette hypothèse, d'un secteur (très oriental) «ultra-Schistes lustrés», proche de la marge continentale Adria, qui aurait été obducté vers l'Ouest à un stade tardif de la subduction, sur la marge continentale de Corse.

Divers arguments, au contraire, plaident pour replacer la partie du domaine océanique dite « balano-ligure » à proximité relative du continent nord-européen. C'est notamment l'existence, dans l'intercalation gréseuse de Piana di Castifao, au sein des basaltes (Rossi et Durand-Delga, 2001), de zircons identiques, par leur morphologie, à ceux du batholite corse et, dans les calcaires du Malm supra-ophiolitique de Balagne, de galets issus du même socle (Durand-Delga et *ai.*, 1997). On soulignera également qu'une origine orientale « apenninique » des nappes balano-ligures ne s'accorde pas avec les modèles d'évolution proposés au niveau de la marge italienne (Abbate et Sagri, 1982 ; Prin-cipi et Treves, 1984 ; Carmignani et Kligfield, 1990 ; Padoa, 1999). Pour ces auteurs, le plan de subduction, plongeant vers l'Ouest, aurait amené la zone des Schistes lustrés sous la plaque continentale européenne (Corse occidentale) (fig. 20).

Nous admettons ici cette deuxième interprétation, qui aboutit à replacer le domaine balano-ligure au voisinage relatif de la marge continentale européenne. Ceci étant, dans ce modèle, deux hypothèses peuvent être proposées :

- la première hypothèse (inspirée de M. Durand-Delga, 1984) situe le domaine balano-ligure au niveau de la transition entre le bloc continental corse et la croûte océanique.

<i>Externe</i>	<i>Interne</i>		
Marge continentale externe	Marge continentale interne	Bassin océanique balano-ligure	Bassin océanique liguro-piémontais
Massif du Tenda <i>s.l.</i>	Pigno – Olivaccio Monte alla Torre Campitello Farinole	Balagne Nebbio Unités ophiol. supérieures (<i>p.p.</i>)	Occidental (Volpajola) Oriental (Lento, Erbajolo)

- la seconde hypothèse (Lahondère, 1991) interprète les nappes balano-ligures comme issues d'un petit domaine océanique marginal séparant, à l'Ouest, le socle autochtone et les futures unités externes

d'avec, à l'Est, les formations continentales des futures unités internes. Ce petit bassin se serait développé sur une portion préalablement amincie de la marge continentale corse, comme en témoignent les zircons hérités d'âges protérozoïque et ordovicien recyclés dans les trondhjémites de Balagne (Rossi et al., 2001).

<i>Externe</i>			<i>Interne</i>
<i>Marge continentale externe</i>	<i>Marge continentale interne</i>	<i>Bassin océanique balano-ligure</i>	<i>Bassin océanique liguro-piémontais</i>
Massif du Tenda <i>s.l.</i>	Balagne Nebbio Unités ophiol. supérieures (<i>p-p</i>)	Massif de Bastia (Pigno - Olivaccio) Monte alla Torra Campitello Farinole	Externe (Volpajola) Médian (Lento) Interne (Unités ophiol. inférieures)

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

TECTOGENÈSE ANTÉ-ALPINE

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

Le socle de type El, encaissant du Tenda, est affecté par une déformation et un métamorphisme dans le domaine des Schistes verts, d'âge panafricain. Sur l'ensemble polydéformé El, se déposent des sédiments d'âge ordovicien supérieur - silurien et dévonien, sans déformation ni métamorphisme notables ; c'est donc un élément de la bordure d'un bloc continental, ou du bloc lui-même, incorporé au Carbonifère dans le batholite corso-sarde sans avoir subi de déformations importantes au début de l'orogénèse varisque.

L'évolution tectono-métamorphique du socle anté-batholitique E2 de Belgodere (Palagi et al., 1985) est polyphasée : la foliation (II) majeure, d'orientation méridienne, reprend des structures planaires antérieures (foliation I) qui sont encore localement reconnaissables. La foliation II affecte, en particulier, les leucosomes migmatitiques. Une dernière phase de déformation s'exprime par des plis ouverts d'axe NNE-SSW, à plans axiaux verticaux. Du point de vue métamorphique, une histoire plurifaciale a pu être retracée, en particulier dans la zone sud-est. Les assemblages métamorphiques les plus anciens (éohercyniens ?) témoignent de conditions éclogitiques et/ou granulitiques ; ils sont relayés dans le temps par des paragenèses de haute température, mais à pression décroissante (sillimanite et cordiérite) correspondant au climax métamorphique. Cette évolution s'achève par une reprise post-migmatitique, en climat de schistes verts, plus sensible peut-être vers le Sud-Est.

L'intrusion des granitoïdes Mg-K précoces est contemporaine de l'anatexis du socle métamorphique de la Balagne (Rossi, 1986 ; Laporte, 1987 ; Laporte et *al.*, 1991). La datation autour de 340 Ma (Rossi et Cocherie, 1995 ; Paquette et *al.*, 1996) de ce magmatisme Mg-K fournit un repère chronologique minimum pour caler ce dernier épisode anatectique au Viséen.

L'évolution qui paraît se dessiner, dans le socle varisque de type U2, depuis le Dévonien jusqu'au Carbonifère inférieur, est analogue à celle qui a été reconnue dans les zones internes (Moldanubien) de l'orogène varisque. L'évolution métamorphique est la suivante : stade d'épaississement crustal et/ou subduction d'une portion de croûte continentale avec éclogitisation HP-HT, suivie d'une décompression isotherme rapide (exhumation), puis décompression isotherme et décroissance conjointe de P et T (Lardeaux et *al.*, 1994).

TECTOGENÈSE ALPINE

Chacune des unités, au sein de la Nappe des Schistes lustrés à ophiolites, n'a pas subi la même évolution tectono-métamorphique. Séparées les unes des autres par des contacts généralement très tranchés, ces unités constituent un édifice fortement aminci dans lequel voisinent des roches éclogitiques (Unité de Morteda - Volpajola - Farinole) et des ophiolites moins ou peu métamorphiques de l'ensemble ophiolite supérieur (Lento = Canavaggia). Ce découpage résulte d'une structuration polyphasée complexe impliquant des déformations précoces, contemporaines de l'enfouissement par subduction, des panneaux continentaux et océaniques et du métamorphisme HP-BT, ainsi que des déformations ultérieures, liées à la tectogenèse des domaines externes et l'exhumation des unités profondes.

L'histoire post-varisque peut être divisée en trois stades principaux :

- 1) une période à tectonique distensive intracontinentale (Trias -Lias) aboutissant à l'ouverture (Lias supérieur à Malm inférieur) de l'océan ligure et se prolongeant jusqu'à la fin du Crétacé inférieur ;
- 2) une période de convergence par résorption de l'océan ligure (Crétacé « moyen » à Éocène moyen) sous la croûte continentale européenne. Le bassin précédent et sa bordure, envahis par les apports turbiditiques issus du bord continental «européen», sont entraînés dans la zone de subduction océanique. Les nappes du Nebbio et de Balagne, superposées à celles des Schistes lustrés, appartenaient à un domaine non soumis à la subduction initiale par suite de la position relative du plan de subduction à « l'Est » de ce domaine ;
- 3) la période des grands empilements tectoniques (Eocène moyen - supérieur), liés à la fin de la résorption de l'océan ligure, avec obduction des ophiolites non métamorphiques de Balagne et exhumation d'une partie de la marge subductée.

Autochtone et nappes à matériel non métamorphique

Les mouvements anté-nappe (Trias à Albien) : stade 1

Au Trias - Lias, des jeux de fractures en distension rendent compte de la formation de conglomérats à éléments carbonatés en divers secteurs du domaine prépiémontais (feuille Corte). On en trouve trace plus au Nord, dans le Lias du Monte di a Truita, olistolite liasique au sommet de l'Éocène autochtone de Balagne ; de même, des conglomérats sont associés aux marbres « liasiques » des Monts de la Torre, dans la zone des Schistes lustrés.

- **Au Dogger - Malm inférieur.** Le basculement de panneaux, dans la marge prépiémontaise de l'océan en cours d'ouverture, est bien illustré sur la feuille Corte, par d'imposantes brèches au pied de reliefs sous-marins, en relation avec des failles actives. Rien de semblable n'a pu être noté plus au Nord, sauf l'affleurement (Dogger ?) de Pontare, le long du moyen Asco.

- **Au Malm supérieur - Crétacé inférieur.** Comme plus au Sud, des calcaires massifs clairs, «récifaux», se déposent sur le socle varisque (Acouleze, bordures du Tenda) : ce qui implique le déblaiement préalable, à la suite de basculements tectoniques, de la couverture triasico-liasique sur le bord du massif occidental corse. Dans la Nappe de Balagne, des horizons de calcaires bréchiques sont intercalés dans les radiolarites supra-basaltiques : on peut y voir le résultat de pulsations tectoniques affectant la région d'origine de ce matériel, à la marge occidentale de l'océan. Ces brèches à éléments de socle (*s.l.*) sont particulièrement développées au-dessus des calcaires kimméridgiens du Grand Rocher de San Colombano.

Une période de quiétude va suivre, dans le bassin océanique, pendant le Crétacé inférieur, sans apports détritiques notables du continent, sinon argileux.

La période orogénique anté-nappe (Crétacé « moyen » à Éocène moyen) : stade 2

A partir de l'Albien, le domaine océanique balano-ligure est envahi par d'imposants apports détritiques turbiditiques (Sagri et *al.*, 1982) dont les faciès prouvent, sans discussion, l'origine occidentale, à partir du socle «européen». Le phénomène débute par le dépôt du Flysch à lydiennes, que l'on trouve aussi dans le panneau basculé, à socle continental, qui sera qualifié de «zone piémontaise». En Balagne, ce flysch reçoit la double alimentation, océanique (les ophiolites sont sous-jacentes) et continentale.

Le phénomène se généralise au Crétacé supérieur. La marge « piémontaise », reçoit une sédimentation de turbidites marno-calcaro-gréseuses. Quant au bassin océanique, il est alimenté en détritiques grâce à de larges

cônes sous-marins venant du continent corse (Abbate et Sagri, 1982). Dans la partie balano-ligure, les dépôts du Crétacé supérieur sont particulièrement grossiers : de véritables coulées de galets, à façonnement continental ou littoral à la manière de l'actuel Var, sont à l'origine de la Formation de l'Alturaia : elles auront traversé, en y laissant une partie du matériel (Formation des Belle Ceppa, du Nebbio) certaines dépressions de la marge prépiémontaise. La présence d'olistolites dans toutes ces formations turbiditiques est à relier à des phénomènes de facturation, mettant en relief relatif des lanières rocheuses (allant des granites au Malm carbonaté) qui, mises en faux équilibre, glissent sur les pentes abruptes du bassin marin voisin.

Dans ce domaine balano-ligure, à partir du Crétacé «moyen», on relève la présence de détritiques ophiolitiques (basaltes) : dans le Flysch à lydiennes, certains olistolites peuvent atteindre 100 m de long ; de même, la Formation de l'Alturaia peut se transformer en «brèches à ophiolites». Ces apports peuvent provenir du domaine balano-ligure lui-même, à la faveur de mouvements tectoniques sous-marins.

Dans la zone piémontaise, les premiers apports ophiolitiques apparaissent dans les brèches de Cima Lo Caigo, qui surmontent le flysch Crétacé supérieur de Narbinco. Ces brèches sont attribuables au Paléocène - base de l'Éocène. Ces apports peuvent être liés à l'érosion d'un front d'unités ligures se déplaçant vers l'Ouest.

La tectonique synsédimentaire, qui a débuté au Crétacé «moyen», peut correspondre à des phénomènes distensifs supra-crustaux. Ceci n'exclut pas qu'à un niveau structural profond, des phénomènes compressifs contemporains entraînent un début de subduction des domaines plus internes (Schistes lustrés) ; c'est bien ce qu'indique la datation à 84 Ma (Santonien supérieur - Campanien inférieur) du métamorphisme éclogitique de l'Unité de Morteda-Volpajola-Farinole.

À l'Éocène inférieur - moyen, le domaine marin occupe une gouttière «extra-alpine», au-dessus de la zone prépiémontaise et de la marge autochtone de Corse occidentale. Dans le Sud-Est de l'île (région de Solenzara) et en Corse centrale (environs de Corte), un premier cycle correspond au Paléocène - Éocène inférieur, dont les dépôts, d'abord calcaires puis surtout détritiques, sont directement superposés au substratum varisque, exceptionnellement au Jurassique (Unité de Caporalino). Au Nord de Corte, et spécialement dans l'Autochtone de Balagne, probablement aussi dans le Tenda, des termes du Lutétien supérieur reposent directement sur le socle. Une discordance est donc à envisager entre Éocène inférieur et Lutétien supérieur.

Les premiers apports ophiolitiques dans le bassin éocène peuvent correspondre à quelques blocs de « dolérites » (route au Sud de Palasca) dans le chapelet d'olistolites par lequel se termine la série éocène autochtone.

Dans l'Unité de l'Annunciata (qu'elle soit parautochtone, comme l'admettent certains auteurs, ou qu'elle constitue, comme nous l'admettons ici, l'unité inférieure de la Nappe de Balagne), les grès de la Formation de l'Annunciata, datés de l'Eocène moyen, englobent des blocs de basaltes. Dans une première interprétation tectonique, ils peuvent provenir d'un front tectonique en marche ; dans une autre, il peut s'agir du résultat de mouvements affectant la série balano-ligure, elle-même.

L'hypothèse (Amaudric du Chaffaut, 1980 ; Égal, 1992) d'une arrivée des nappes ligures au-dessus de l'Autochtone occidental, au cours du Crétacé supérieur, est fondée, dans le Sud-Est de la Corse, sur une interprétation de la structure complexe du secteur de Piediquarcio, entre Ghisonaccia et Solenzara. Mais, pour d'autres auteurs (Durand-Delga et *al.*, 1978 ; Couнас, 1980), l'Eocène y est impliqué dans la tectonique tangentielle, et il ne scelle pas le chevauchement du « Ligure » sur l'Autochtone. Quoi qu'il en soit, dans les domaines externes du Nord de la Corse, les nappes observables surmontent des sédiments dont l'âge, principalement Éocène moyen, doit monter plus ou moins haut dans l'Eocène supérieur.

La tectonique majeure de nappe en Balagne : stade 3

La Nappe ophiolitifère de Balagne est superposée à l'Eocène autochtone. À l'inverse des auteurs, qui en font une unité d'origine ultra-Schistes lustrés, nous avons donné une argumentation (alimentation détritique dès le Malm par le socle européen) qui replace ce domaine paléogéographique à proximité relative de ce socle. Ceci oblige à enraciner l'unité sous le front de la Nappe des Schistes lustrés. Si, avec M. Mattauer et F. Proust (1975), on attribuait au Crétacé supérieur le métamorphisme qui affecte à la fois les Schistes lustrés et le substratum du Tenda, il est évident que la Nappe de Balagne ne pourrait pas s'enraciner entre les deux. Mais l'attribution à l'Eocène de la couverture détritique, métamorphisée, du Tenda oblige à rajeunir ce métamorphisme qui doit être ici, comme on l'a prouvé dans la région de Corte (Bézert et Caby, 1988 ; Égal et Caron, 1989), post-Éocène moyen.

La série de la Nappe de Balagne n'a pas subi de métamorphisme alpin. Les rares minéraux de néogénèse dans les basaltes (albite, chlorite, épidote, actinote, pumpellyite, prehnite), qui ont été signalés (Lacazedieu et Parsy, 1984), sont explicables par le métamorphisme océanique. Tout au plus, peut-on attribuer l'absence de tout résultat palynologique positif, dans les divers niveaux étudiés, à un léger métamorphisme thermique.

Ainsi, nous admettons que le matériel balano-ligure non métamorphique a été obducté sur le continent corse un peu avant (à l'Eocène) l'avancement final des Schistes lustrés qui a vu le métamorphisme de « moyenne » pression affecter à la fois l'Allochtone et son substratum éocène immédiat.

Les arguments suivants incitent à penser que la Nappe de Balagne provient du Sud-Est et qu'elle a progressé vers le Nord-Ouest : l'orientation grossièrement S W-NE des « fronts » des diverses sous-unités de la nappe et les déversements, principalement vers le Nord-Ouest (barre de Servadio - Corbaiola) ; la position de la masse des basaltes au Sud-Est alors que la couverture sédimentaire affleure essentiellement au Nord-Ouest. Quant à la situation, à la base de l'édifice, de l'Unité de l'Annunciata (flysch éocène), surmontée par l'Unité de Toccone (flysch du Crétacé « moyen ») - elle-même sous des unités où la série est principalement jurassique (basaltes, etc.) - elle peut s'expliquer par une « diverticulation » au sein de la masse allochtone en cours de déplacement : l'Éocène se serait décollé le premier ; parti vers l'« avant », il aurait été ensuite chevauché par le Crétacé, décollé à son tour de la masse jurassique ; celle-ci, plissée et écaillée, aurait enfin surmonté les unités inférieures, en les bousculant vers le Nord-Ouest.

Selon E. Égal (1992), le matériel des unités allochtones en position externe, en particulier de la Nappe de Balagne, révèle des microplis « subméridiens (?) » de vergence inconnue. Comme il n'en a pas trouvé trace dans l'Éocène autochtone sous-jacent, il en conclut à l'âge « crétacé supérieur » de ces structures (D1). On peut aussi penser qu'elles sont syntectoniques et liées au déplacement de l'Allochtone. G. Guérin (1984) avait noté, de son côté, dans une étude du secteur de San Colombano, l'existence d'une première phase à schistosité pénétrative, parallèle à la stratification, mais sans trouver de plis associés évidents.

Les épisodes tectoniques post-nappe en Balagne : stade 4

• **Microstructures et mésostructures.** Étudiées par E. Égal, elles comporteraient quatre épisodes successifs (D2 à D5 : Égal, 1992) post-nappe, puisque affectant à la fois l'Autochtone éocène et l'Allochtone, avec une géométrie analogue.

« D2 » : dans la Nappe de Balagne, sont regroupés sous cette désignation : des plis centimétriques à métriques de forme et de direction extrêmement variables, sans schistosité liée ; dans la Nappe (piémontaise) de Narbinco, de nombreux plis centimétriques à métriques, à schistosité de dissolution, dont la direction s'organise autour de N-150 ; dans l'Éocène autochtone, une schistosité régionale, irrégulière, pouvant devenir pénétrative, liée à des plis, rarement observables, sub-isoclinaux à ouverts, sensiblement méridiens et à déversement ouest. Pour E. Égal et J.-M. Caron (1989), ces structures pourraient avoir accompagné les charriages.

Cette déformation dans l'Éocène autochtone a été accompagnée, dans la région de Corte, par un métamorphisme estimé à environ 300 °C sous 4 à 6 kbar (Égal, 1989) ou 320 °C sous 4 à 6 kbar (Bézert, 1990). Encore sensible à Popolasca, au Sud de l'Asco, ce métamorphisme diminue rapidement vers le Nord. En Balagne, où il semble très faible, il est marqué par des phénomènes de déformation des nummulites

du Lutétien supérieur, soumises à dissolution/recristallisation (Égal et Caron, 1988).

« **D3** » : ce stade est marqué dans la Nappe de Santa-Lucia (feuille Corte) par des structures E-W. Elles n'ont pas été retrouvées par E.Égal dans la Nappe de Balagne. Cependant, autour du col de San Colombano, les exemples sont nombreux de plis sensiblement E-W : c'est la «2^e phase» de G. Guérin (1984), à plis N80 à N100, à schisto-sité fruste de plan axial et déversement variable, surtout vers le Sud. À la bordure méridionale du Grand Rocher de San Colombano, la piste de Novella en montre d'excellents exemples. Enfin, selon E. Égal, dans l'Eocène autochtone de l'Ouest de la Balagne, ces structures, peu marquées, seraient «à peu près E-W», avec une schistosité grossière et un déversement variable.

« **D4** » : dans le domaine allochtone, E. Égal (1989) lui attribue des plis d'échelle millimétrique à kilométrique, de direction principalement N-S à NW-SE, mais il n'en cite pas d'exemple en Balagne quoique, implicitement, le grand synclinal N-S de Novella puisse être attribué à ce stade. Ces plis sont clairement les mêmes que ceux de la «3^e phase» de G. Guérin (1984) : d'axe grossièrement N-S (allant de N340 à N20), à déversement très variable, généralement vers l'Ouest, ils sont accompagnés d'une schistosité pénétrative dans les «schistes» et fruste dans les calcaires. Le Petit Rocher de San Colombano, au Sud de la piste de Novella, montre ainsi un grand pli N-S, replissant des plis antérieurs de direction imprécise (E-W ?, à l'origine). G. Guérin estime que cette phase est responsable de la dispersion des plis antérieurs, qui peuvent avoir été ré-orientés à N130 à N140 dans les radio-larites (piste de Novella, vers le col de San Colombano) et à N40 à N60 dans les lydiennes (Ouest du Grand Rocher).

Dans l'Eocène autochtone, à l'Ouest de la Balagne, des plis «P4» de E. Égal (1992) sont attribués à ce même stade structural : ici orientés SW-NE, ils sont accompagnés d'une schistosité relativement grossière. Ils correspondent aux synclinaux SSW-NNE que P. Routhier (1956) a cartographiés au Sud de Palasca : de longueur pluri-hectométrique à kilométrique, déjetés vers l'Ouest, ils sont marqués par des bandes d'Éocène détritique pincé dans le substratum varisque. Le synclinal NNW-SSE du ruisseau di Forci, à l'Ouest de la Cima di Luda, où l'Eocène détritique est chevauché à l'Est par le substratum varisque, peut correspondre au même stade structural post-nappe.

Dans la partie centrale (zone de Corte) et sud-est (zone du Fium'Orbo) de la Corse, ces plis, d'axe voisin de N-S, sont souvent liés à des failles inverses (chevauchements) à vergence est.

« **D5** » : ce stade serait, pour E. Égal (1992), marqué par des plis à peu près symétriques, à schistosité de crénulation irrégulière, dont les directions ne diffèrent guère de celles du stade précédent : elles seraient fréquentes dans l'Autochtone ainsi que dans les nappes de

Balagne et de Santa-Lucia. Elles concrétiseraient un raccourcissement vertical tardif.

L'interprétation des microstructures citées ci-dessus pose souvent des problèmes, avec la dispersion, voire l'effacement, des structures les plus anciennes, ce qui ne facilite pas la comparaison entre secteurs autochtones et allochtones ; le problème du caractère, continu ou non, de la réalisation des microstructures, dans un matériel hétérogène et généralement incompetent, à un niveau structural supérieur, reste toujours posé.

Aucun repère chronologique d'ordre stratigraphique n'existe entre l'Éocène (supérieur ?) et le Burdigalien «supérieur», les âges proposés (Égal, 1992) sont donc hypothétiques : «D1, Crétacé supérieur - D2, Éocène supérieur - D3, Oligocène (?) - D4, Oligocène supérieur (?) ».

• **Grandes structures.** On peut citer un certain nombre d'exemples montrant l'intervention d'une tectonique compressive importante, modifiant la géométrie de l'Allochtone de Balagne :

- 1) le découpage en sous-unités de la Nappe ophiolitifère de Balagne et leur empilement peuvent être liés à sa progression. L'une de ces unités correspond à la bande de calcaires jurassiques de Servadio - Cor-baiola, flanc inverse d'un anticlinal N30, déversé vers l'Ouest et cisailé sur son bord occidental. Or, à sa terminaison sud-ouest, sous la Cima Corbaiola, cette bande, normalement inclinée à 45° vers le Sud-Est, subit une torsion anti-horaire spectaculaire ;

- 2) la Nappe du Bas-Ostriconi, «piémontaise», provient d'un domaine plus externe que les unités ophiolitifères. Or, sur son bord sud, cette nappe, avec son substratum autochtone (devenu ainsi «parau-tochtone»), chevauche largement (apparemment vers le SSE) la Nappe de Balagne (formée par l'Unité de Toccone sur l'Unité de l'Annunciata) ;

- 3) dans le Sud-Est de la Balagne, des lames de basaltes sont insérées dans l'Eocène autochtone, près du confluent Lagani - Tartagine. Si, comme nous le faisons, on exclut pour elles l'hypothèse de grands olistolites, ces bandes seraient des éléments de la nappe ophiolitique pincés dans des synformes post-nappe couchées vers le Sud-Est.

On peut envisager que ce serrage «post-nappe» a suivi d'assez près le déplacement de l'Allochtone, et suivant les mêmes directrices. On peut aussi le paralléliser avec le stade « D3 » de microstructures, cité plus haut.

Allochtone du Nebbio

En réunissant les observations effectuées sur les feuilles Saint-Florent et Santo-Pietro-di-Tenda, on définira une pile tectonique avec, de bas en haut, au-dessus des Schistes lustrés :

- 1) Unité inférieure du Nebbio ; faciès de type prépiémontais (Paléozoïque à Éocène supérieur) ;

- 2) Écaille de Forci : faciès de type piémontais (flysch crétacé) ;
- 3) Unités ophiolitifères des Tramonti et de la Mortola (basaltes et leur couverture jurassico-crétacée à faciès «balano-ligure»).

A) Hypothèse « ultra »-Schistes lustrés (Mattauer et Proust, 1975b,...)

Dans cette éventualité, la succession des événements conduisant à ce dispositif aurait pu être :

- 1) loin à l'Est, superposition d'un ensemble ophiolitique à une série sédimentaire montant jusqu'à l'Éocène supérieur ;
- 2) cisaillement à la base des deux unités précédentes, cette pile tectonique se déplaçant vers l'Ouest par dessus la zone des Schistes lustrés (préalablement structurée) ;
- 3) abandon d'une partie de la pile allochtone (unités du Nebbio) au-dessus des Schistes lustrés ;
- 4) progression de la pile allochtone jusque sur l'Eocène autochtone occidental (naissance de la Nappe de Balagne).

L'hypothèse «ultra» obligerait donc à supposer, qu'à l'Eocène supérieur, existait un domaine géologique dont la colonne sédimentaire (Paléozoïque à Éocène) était analogue, sinon identique, à celle du domaine prépiémontais externe (zone de Corte).

Nous considérons, en outre, que l'origine «ultra» de la série ophiolitique de Balagne (et, par conséquent, de celle du Nebbio) se heurte à diverses objections (Durand-Delga et *al.*, 1978), en particulier le fait que ce bassin océanique a reçu, dès le Jurassique moyen - supérieur, des détritiques, parfois grossiers, dont les faciès ne peuvent être différenciés de ceux des roches connues dans le socle occidental (Europe).

B) Hypothèse « Ouest » : ici retenue

Dans cette hypothèse, l'Unité inférieure du Nebbio (résultat d'un écaillage dans le domaine externe-marge européenne) serait issue du domaine prépiémontais : bien des termes de la série sont en effet analogues à ceux, de même âge, de l'Unité de Caporalino - Pedani (feuille Corte).

Par l'intermédiaire d'un copeau de flyschs de type prépiémontais (Unité de Forci), cette Unité inférieure du Nebbio a été surmontée tectoniquement (vergence vers l'Ouest) par des unités ophiolitiques «balano-ligures», dont le matériel océanique provenait du voisinage de la marge européenne.

Dans un second temps, la pile tectonique précédente se serait divisée en deux parties. L'une, essentiellement ophiolitique, pauvre en éléments prépiémontais, aurait progressé vers l'Ouest : il s'agit de l'Allochtone

de Balagne. L'autre partie (Allochtone du Nebbio et, au Nord-Est du Cap Corse, de Macinaggio) aurait subi un rétro-charriage, peut-être gravitaire, en direction de l'Est, par-dessus les Schistes lustrés. Ce phénomène a pu être déclenché par une compression engendrant des failles inverses à vergence est : à la manière de celle qui, dans le Nord-Ouest du Tenda, amène le compartiment de Cima a Força par-dessus celui de Lama - Monte Genova.

Quelle que soit la solution adoptée, il est certain que l'Allochtone du Nebbio s'est mis en place après le dépôt d'un certain Éocène supérieur, terme le plus jeune de la série stratigraphique dans ce bassin. On peut donc envisager un âge éocène terminal - oligocène pour ce phénomène, qui est antérieur aux dépôts burdigaliens de Saint-Florent.

En même temps que ces derniers, l'Allochtone du Nebbio, pris globalement, a été plissé tardivement, probablement à la fin du Miocène, en une large synforme, dont l'axe plonge vers le Nord. Le spectaculaire redressement des calcaires liasiques à la bordure est du Nebbio relève de cette phase tardive.

Déformations et métamorphisme dans le Tenda, avant-pays de la Nappe des Schistes lustrés (= stades 3 et 4)

Au niveau de la bordure orientale du massif du Tenda (Lahondère et *al.*, 1999), les granitoïdes du substratum sont affectés par la tectogène alpine. La phase de déformation principale possède un caractère plus ou moins pénétratif à l'échelle du massif. Elle se localise préférentiellement dans quelques grandes zones de cisaillement (« shear zones ») qui soulignent, d'une part, le contact du socle avec les formations sédimentaires de Santo-Pietro-di-Tenda et les ensembles océaniques, et qui moulent, d'autre part, le complexe basique - ultrabasique varisque de la Bocca di Tenda. Cette déformation est considérée, par la plupart des auteurs, comme contemporaine du charriage de la Nappe des Schistes lustrés sur les formations cristallines autochtones et leur couverture. Quand elle est bien exprimée, cette déformation se traduit par le développement d'une structure linéoplainaire de type L1-S1. La linéation d'allongement L1 est supposée parallèle à la direction de mise en place des unités ophiolitiques allochtones (obduction). Il s'agit d'une linéation d'allongement minéral, soulignée par l'orientation des amphiboles bleues et la forme des amas phengitiques. Elle est parallèle à la direction axiale des plis synfoliaux P1 affectant les métaquartzites de la série de Santo-Pietro-di-Tenda (plis « a » de la Cima di Cuculo). À l'échelle du massif, L1 a une orientation régulière comprise entre N70 et N100. Dans les zones où cette structuration précoce n'est pas replissée, S1 est parallèle à la foliation principale, observée dans les formations océaniques allochtones (métabasaltes du Monte di Pero).

Dans les metabasites très schistosées, associées aux orthogneiss du Monte Buggiutone, les cristallisations synmétamorphes incluent un

clinopyroxène aciculaire verdâtre (aegyrine), de l'amphibole bleue (magnésio-riébeckite) et des phengites. La magnésio-riébeckite et la phengite sont également observées dans les orthogneiss (+ albite + épidote). Les conditions P-T de ce métamorphisme sont estimées à $P = 5 \text{ Kb}$ et $T = 250 \text{ à } 350 \text{ °C}$ (Lahondère, 1991). Elles sont nettement plus faibles que celles estimées dans les unités plus internes (Mor-teda - Volpajola - Farinole, Campitello, Pigno - Olivaccio), ce qui conduit à s'interroger sur les relations existant entre le développement du métamorphisme de HP-BT dans les unités internes et la tectogenèse des unités externes.

Les structures précoces sont reprises par une seconde phase de déformation dont la traduction principale est la formation de plis orientés NNW-SSE et à déversement apparent vers l'ENE. Une schis-tosité S2, plus ou moins pénétrative à l'échelle de l'échantillon, est plan axial des plis P2. Près du contact majeur avec l'Allochtone des Schistes lustrés, S2 devient plus pénétrative et SI n'est plus préservée que dans des microlithons centimétriques séparés par des plans S2. Les rapports entre SI et S2 peuvent être clairement observés dans le secteur de la Bocca di San Bernardino. Les cristallisations métamorphiques, associées à cette seconde phase sont peu importantes (chlorite, stilpno-mélane). Les amphiboles et les phengites ne sont, dans les charnières des plis P2, que peu à pas rétro-morphosées.

Des microstructures, de type « cisaillement extensif », se développent par la suite, notamment au niveau des principaux contacts tectoniques. Elles accompagnent un glissement des unités vers le bassin du Nebbio (stade 4). Pour certains auteurs, elles traduiraient, à l'échelle locale, un étirement et un boudinage asymétrique d'ampleur crustale (Jolivet et *al.*, 1990 ; Fournier et *al.*, 1991).

Ce dernier modèle, proposant l'existence d'une phase de distension majeure d'âge oligocène - miocène inférieur, attribuée au Tenda la valeur d'un « metamorphic core complex ». Il ne s'accorde pas avec la succession des stades structuraux reconnaissables (Lahondère et *al.*, 1999), qui témoignent d'un régime compressif de l'Éocène à la base du Miocène.

Déformation et métamorphisme des unités de la limite continent - océan

L'Unité du Pigno - Olivaccio

La structuration alpine des roches du complexe hercynien (massif cristallin de Bastia) constituant l'Unité du Pigno - Olivaccio est le résultat de deux épisodes tectono-métamorphiques : une déformation contemporaine d'un métamorphisme de HP-BT suivie d'un phase de déformation tardive, réalisée en climat Schistes verts (Mattauer et *al.*, 1977, 1981 ; Lahondère, 1981, 1992 ; Faure et Malavieille, 1981 ; Warburton, 1983).

La déformation majeure est considérée, par la plupart des auteurs, comme étant contemporaine de l'obduction en climat de HP-BT des unités liguro-piémontaises sur la marge cristalline corse. Fortement pénétrative, elle n'a épargné que de faibles volumes rocheux (tels les gabbros leucocrates du complexe basique et ultrabasique d'Olivaccio ; Lahondère, 1991). Elle se traduit par le développement d'une structure linéoplaire LI-SI, omniprésente à l'échelle du massif. La linéation LI correspond à la fabrication de forme des amphiboles métamorphiques et à l'étirement par fragmentation et/ou boudinage des anciens feld-spaths. Son orientation est régulière entre N70 et N90, sauf perturbations locales (périphérie du complexe). Le métamorphisme associé se traduit, dans les roches basiques, par une cristallisation importante d'amphiboles : trémolite et actinote, à partir des hornblendes magmatiques tita-nifères, dans les amphibolites ; actinote, dans les gabbros leucocrates et les pyroxénites plagifères ; ferroglaucophane, à partir des pyroxènes magmatiques, dans les ferrogabbros. Des amphiboles sodiques (ferroglaucophane, crossite) cristallisent également dans les ferrodiorites et les arkoses conglomératiques, en association avec du grenat ou des clinopyroxènes jadéitiques. Le grenat, présent uniquement dans les ferrogabbros et les ferrodiorites, est de petite taille : sa composition, riche en molécules de spessartine et grossulaire, et pauvre en molécules d'almandin et pyrope, est très différente de celle des grenats écolitiques. La lawsonite a été observée dans les anciens plagioclases de quelques gabbros leucocrates. Les conditions P-T de ce métamorphisme ont été estimées à 6-8 kbar et 250 à 350 °C (D. Lahondère, 1991). Elles sont supérieures à celles proposées pour les unités autochtones alpinisées de Corte (P = 5 à 5,5 kbar ; T = 250 à 350 °C ; Bézert, 1990).

Les structures précoces sont reprises par une seconde phase de déformation qui se traduit par le développement de plis centimétriques à métriques, droits ou déversés vers le Sud-Est. Leur direction axiale, subhorizontale, oscille entre N45 et N80. Cette phase de déformation est classiquement rattachée à des rétro-charriages réalisés dans le climat des Schistes verts (Faure et Malavieille, 1981).

En définitive, l'Unité du Pigno - Olivaccio possède à la fois des caractères externes, de type Tenda (composition du massif, orientation des marqueurs microstructuraux), et interne (métamorphisme de HP-BT clairement exprimé).

L'Unité de Campitello

Les minéraux que l'on y rencontre sont, outre le quartz, les feld-spaths et les phengites, de la lawsonite, de la glaucophane, de la jadéite et de la titanite. La jadéite n'a jamais été rencontrée avec le quartz, et aucun grenat n'entre dans les paragenèses observées. Les conditions du métamorphisme n'ont pas excédé celles du faciès Schistes bleus de basse température : elles sont évaluées à P mini. = 8 kbar et T = 350 à 400 °C (D. Lahondère, 1991).

L'Unité de Morteda - Volpajola - Farinole

Trois épisodes tectoniques ont été identifiés dans cette unité. Le premier épisode correspond au stade 2 d'enfouissement sous la marge continentale et reste propre à l'Unité de Morteda - Volpajola - Farinole. Les épisodes 2 et 3 se déroulent après l'intégration tectonique par exhumation de l'Unité de MVF à la Nappe des Schistes lustrés. Le métamorphisme et la déformation, qui leur correspondent, seront donc décrits avec ceux de cette nappe.

Le premier épisode est contemporain de la cristallisation des paragneisses éclogitiques et se traduit par le développement d'une structure de type Ln-Sn. Cette structure est surtout préservée dans les métabasites. Le plan de foliation Sn porte une linéation d'allongement Ln, matérialisée par la fabrique de forme des amphiboles et des clinopyroxènes sodiques et l'étirement par fragmentation des phases minérales antécinématiques (pyroxènes reliques, apatite). Ces métabasites sont affectées par des plis synfoliaux isoclinaux et extrêmement pincés. Les phénomènes d'étirement - boudinage syntectonique en conditions éclogitiques sont fréquents (Petra Rubbia). Le caractère non coaxial de ces déformations précoces est notamment démontré par l'observation de bandes de cisaillement et de grenats syncinématiques à inclusions sigmoïdes. Dans la vallée du Golo, l'orientation de la linéation Ln oscille toujours autour d'une direction subméridienne. Les microstructures associées à ce premier épisode indiquent, sans ambiguïté, un sens de cisaillement sommet vers le Nord dans les conditions P-T du métamorphisme éclogitique (1,3 GPa, 455 ± 35 °C ; D. Lahondère, 1991). Une méta-arkose à quartz + jadéite + ferroglaucophane + ferrochloritoïde + paragonite + grenat, a été datée, par isochrone Nd-Sm minéraux-roche totale (Lahondère et Guerrot, 1997), à $83,8 \pm 4,9$ Ma (tabl.4). Un événement éo-alpin, d'âge crétacé supérieur, est ainsi mis en évidence.

VP427	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma_m$
Roche totale	1,568	5,947	0,1594	$0,512269 \pm 0,000007$
Glaucophane	0,082	0,340	0,1458	$0,512262 \pm 0,000011$
Grenat	0,663	0,616	0,6507	$0,512538 \pm 0,000015$
Jadéite	0,039	0,120	0,1965	$0,512283 \pm 0,000011$

Tabl. 4 - Arkose éclogitisée VP 427 (Accendi Pipa). Données Sm-Nd pour la roche totale et les minéraux séparés. Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sont normalisés au rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ puis ajustés à la valeur certifiée du standard La Jolla = 0,511860. La valeur moyenne obtenue sur 12 déterminations du standard La Jolla est de $0,512828 \pm 13$ (2 σ).

NB : ces analyses sont celles de l'isochrone Nd-Sm (fig. 5) publiées dans Géologie de la France, n° 3 (1997), p. 8, où le tableau d'analyses, correspondant à la figure 5, a été omis.

Dans les Alpes, des néocristallisations de zircons ont été datées, par la méthode U-Pb (Rubatto et *al.*, 1997), sur un métagranite éclogitique du Monte Mucrone, à $64,9 \pm 1,2$ Ma, et sur des zircons de veines à quartz - jadéite, dans des micaschistes éclogitiques de la vallée d'Aoste, à $75,8 \pm 1,6$ Ma. Les phénomènes de métamorphisme de HP-BT, résultant d'une subduction à la limite Crétacé - Tertiaire, ne sont donc pas restreints au seul cadre des Schistes lustrés corses, mais se rencontrent aussi dans les Alpes.

Déformation et métamorphisme des unités de la Nappe des Schistes lustrés

Dans la Nappe des Schistes lustrés, les structures syn-éclogitiques sont reprises par une phase de déformation (stade 3) qui réutilise et plisse la foliation préexistante (stade 2). Cette phase de déformation est contemporaine du début de l'exhumation des formations éclogitiques. Dans la foliation composite S_{n+1} , les grenats sont morcelés et étirés parallèlement à la linéation d'allongement L_{n+1} , définie notamment par la fabrique de forme des amphiboles bleues et des épidotes. Cette linéation L_{n+1} est de même nature et possède la même orientation que celle qui est associée à des cisaillements vers le SSW, dans les orthogneiss du Monte Pinatelle (D. Lahondère, 1991). Les minéraux, tels que l'omphacite et la lawsonite, ne sont plus stables dans S_{n+1} .

La dernière phase de déformation identifiée correspond au stade 3. Elle se traduit essentiellement par l'existence de plis centimétriques à plurimétriques en chevrons, droits ou déversés. Leur direction est comprise entre N-S et NE-SW. Leur géométrie indique un déversement apparent vers l'Est ou le Sud-Est. Les cristallisations, associées à cette déformation (albite, chlorite, épidote), se développent le plus souvent d'une façon statique sur la foliation composite issue de l'histoire HP-BT.

La tectonique miocène

Les derniers mouvements sont communs à toutes les unités (stade 4). Ils correspondent à la formation de grandes antiformes (Castagniccia - Cap Corse et Tenda) encadrés de larges synformes (Nebbio, Balagne), les unes et les autres, de direction N-S. Les reliefs actuels traduisent ces dispositifs. Ces plis sont bordés par d'importantes fractures méridiennes subverticales, ainsi entre Balagne et Tenda (faille de l'Ostriconi) et entre Nebbio et Cap Corse (faille d'Oletta - Patrimonio).

Ces plis et failles affectent le Miocène et doivent précéder la sédimentation pliocène, comme sur le littoral oriental de la Corse.

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'OROGENÈSE HERCYNIENNE

Le stade antérieur au magmatisme U1 du Carbonifère inférieur

Les metabasaltes (amphibolites) des formations métamorphiques hercyniennes E2 peuvent avoir été générées, à l'Ordovicien, dans un contexte de simple rift ou bien d'arc. La géochimie des éléments en traces et les âges modèles Nd des amphibolites de Topiti (feuille Vico -Cargese) à 496 Ma (Tommasini, 1993), s'accordent avec cette hypothèse. De plus, au voisinage (actuel) de la Corse, un tel magmatisme basique ordovicien, interprété comme résultant du fonctionnement d'une subduction, a été reconnu dans les Maures (Laverne et *ai*, 1997 ; Boulotoneta/., 1998).

La juxtaposition des socles E1 panafricain et E2 éohercynien s'est produite entre le dépôt du Tournaisien inférieur (vers 355 Ma) de Capi-tello, dans l'Argentella (Krylatov et Mamet, 1966) et les intrusions Mg-K U1 les plus précoces du groupe de Calvi, qui scelle leur rapprochement.

La mise en place des plutons Mg-K s'est déroulée à l'interface ductile - fragile (E1- E2). Le collage des socles E1 et E2 a été scellé par la mise en place de l'intrusion de Capo a u Cavallo, datée entre 347 ± 2 Ma et 339 ± 2 Ma, qui renferme des enclaves de gneiss E2 et recoupe les formations E1. Une part importante de la déformation crustale (de plusieurs ordres de magnitude) pourrait avoir été accommodée par le transport et la déformation des magmas granitiques (Holister et Crawford, 1986, *in* Laporte et *al.*, 1992) sur une période d'environ dix millions d'années.

L'agencement présent des socles E1 et E2 à l'échelle de l'île ne permet pas d'en déduire immédiatement leurs positions respectives. Les formations E2 de Belgodere, qui apparaissent cartographiquement bordées à l'Est et à l'Ouest par les formations E1, peuvent être interprétées (par rapport à E1) soit en klippe soit en fenêtre. Les relations des formations E1 et E2 avec les granites U1 indiqueraient plutôt une position de E1 en superstructure. En effet, à l'Ouest de Calvi, les leucogranites U1 de l'Argentella (338 ± 2 Ma) présentent une bordure figée au contact des micaschistes E1, surmontés par une série paléozoïque indemne de tout métamorphisme et de schistosité marquée (Barca et *al.*, 1996). En revanche, à l'Est de Calvi, les monzonites d'Aregno (343 ± 4 Ma) présentent des contacts plastiques avec le socle E2 antécédent.

La situation des formations E1 et E2, en Corse, peut être comparée à celle observée dans le massif des Maures, entre la série épimétamorphique occidentale (comprenant le Silurien à graptolites de la chapelle de Fenouillet) qui est superposée à la série éclogitique. On doit toutefois

observer que dans les Maures, le substratum panafricain n'a pas été reconnu. En revanche, on y connaît bien les larges bandes de cisaillement senestres (comme celles qui accompagnent la mise en place des granites Mg-K U1) au-dessus des bandes éclogitiques (paléo-subduction) de La Garde-Freinet et celles des Maures orientales et Tanneron.

En Corse, la superposition apparente de E1 sur E2, à l'échelle de la Corse, pourrait résulter d'un collage en transpression senestre qui aurait alors facilité l'exhumation de la zone subductée E2 à éclogites (stade métamorphique de remontée adiabatique, rapide) précédant la fin du refroidissement, à pression modérée à faible, avec mise en place des magmas U1 Mg-K.

Les trois séries magmatiques carbonifères

- **Le stade du magmatisme U1.** La foliation intra-granitique très forte, de direction nord-sud, pentée à l'Est, associée à une linéation subhorizontale de même direction, indique que la mise en place des granites U1 (entre 347 ± 2 Ma et 335 ± 3 Ma) s'est effectuée dans un contexte de raccourcissement (Laporte, 1997) et de décrochements senestres. L'amplitude d'accidents comparables a été estimée ailleurs de l'ordre de plusieurs centaines de kilomètres ; en effet, ils ont induit le déplacement vers le Nord de la partie orientale des massifs hercyniens européens, comme cela est aussi proposé pour Belledonne (Autran et al., 1994). Les orthogneiss intermédiaires et les gneiss potassiques de Belgodere pourraient être ainsi interprétés comme des marqueurs de « shear zones » liées au « collage » des socles E1-E2.

- **Le stade du magmatisme U2.** L'extension crustale post-épaississement voit la dénudation des granitoïdes U1 (et de leur encaissant) et la mise en place de l'association volcano-plutonique calco-alcaline composite U2. En surface, les dépôts sont caractérisés par l'accumulation de formations à dominante grés-conglomératique alternant avec des horizons volcano-sédimentaires qui se mettent en place dans des bassins de type graben, tel celui de Mausoleo.

L'association volcano-plutonique calco-alcaline composite U2 constitue un épisode dont les termes plutoniques sont largement exprimés en Corse comme en Sardaigne, les reliques de formations volcaniques liées étant aujourd'hui réduites par suite des effets de l'érosion.

Les intrusions granitiques et mafiques U2 se mettent en place dans l'encaissant métamorphique et dans les granitoïdes U1 qui jouent le rôle d'un socle (Rossi, 1986) ou encore dans des unités U2 plus anciennes ou au sein même de leurs propres éjectas volcaniques. Le dispositif structural peut donc être reconstitué selon le schéma suivant : les formations volcaniques calco-alcalines représentent un étage supérieur (supra-socle et granites U1 Mg-K) ; les intrusions granitiques et mafiques U2 représentent l'étage inférieur (infra-U1) ; les filons calco-alcalins représentent, dans cette hypothèse, les dykes d'alimentation

faisant correspondre les plutons U2 et les volcanites calco-alcalines correspondantes (premier cycle volcanique de P. Vellutini, 1977). Les conditions de mise en place peuvent être estimées, dans le massif du Tenda, de l'ordre de 1 kbar, correspondant à une profondeur de l'ordre de 3 km. Dans la partie occidentale du Désert des Agriates (Tenda), des granodiorites et des leucomonzogranites sont intrusifs dans les formations volcano-sédimentaires, donc à des profondeurs de l'ordre du millier de mètres, ou moins encore.

Les séries sédimentaires, déposées durant la mise en place du batholite, témoignent de l'importance des phénomènes d'érosion qui se déroulaient en surface. Ainsi la série conglomératique (« westphalienne») de Solche, dans les Agriates (feuille Saint-Florent), comporte des éléments de granites U1 et elle est métamorphisée par les granites U2. Ces observations permettent d'estimer que, dans un laps de temps d'une quarantaine de millions d'années, entre 340 et 300 Ma, une dizaine de kilomètres d'épaisseur de terrains ont été décapés par l'érosion.

• **Le stade final du magmatisme U3.** L'activité magmatique s'achève durant le Permien inférieur avec la mise en place du magmatisme U3 au sein d'appareils volcano-plutoniques (Porto, Evisa, Monte Cinto,...).

En Corse, un continuum chronologique et structural d'intrusions s'observe entre les divers magmas calco-alcalins U2 et alcalins U3 mis en place autour de 290 Ma (Cocherie et *al.*, soumis). La genèse et la mise en place des granites U3 se déroulent au sein d'une croûte en cours d'amincissement (Rossi et Cocherie, 1991). L'hypothèse de la fusion d'une croûte granulitique « dégranitisée » (Whalen et *ai.*, 1987), émise pour rendre compte de la genèse de granites « A » en Australie, peut être envisagée dans le cas présent. En effet, la croûte, déjà sollicitée lors de la production des magmas calco-alcalins U2, peut être naturellement réutilisée comme source (au moins partielle) des granites alcalins U3 corses. Les conditions thermiques d'une telle fusion étaient favorisées par la présence d'un volumineux magmatisme basique, dont la mise en place est pour partie synchrone des intrusions U3.

Ce magmatisme alcalin n'apparaît, ainsi, en aucune manière «étranger», aussi bien du point de vue génétique que structural, à celui qui le précède immédiatement dans le temps. Les caractères géochimiques des magmas produits tout au long de l'histoire batholitique indiquent, en effet, que les sources sollicitées avaient de nombreux caractères communs.

La mise en place des granites U3 de type « A », ainsi non découplée de celle des granites U2, apparaît bien symptomatique d'un environnement de rift (Vellutini, 1977 ; Bonin, 1980). La riftogenèse a dû débiter bien avant la mise en place des granites U3 : en effet, la mise en place, synchrone de celle des granites U2 et U3, de corps mafiques - ultramafiques

tholéitiques, ainsi que la simultanéité d'un volcanisme bimodal acide - basique associé, est symptomatique d'une phase d'amincissement crustal, d'âge carbonifère supérieur - permien inférieur. Des témoins de cette croûte profonde (complexe mafique associé à des gneiss kinzigitiques), ont été exhumés au Crétacé et affleurent dans la Nappe de Santa-Lucia-di-Mercurio. Ils ont été comparés au socle de la zone d'Ivrée (Libourel, 1985) et interprétés comme des racines d'un rift permien (Caby et Jacob, 2000).

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

Une centaine de millions d'années vont séparer la mise en place des complexes U3 et l'ouverture de l'océan ligure, au Jurassique.

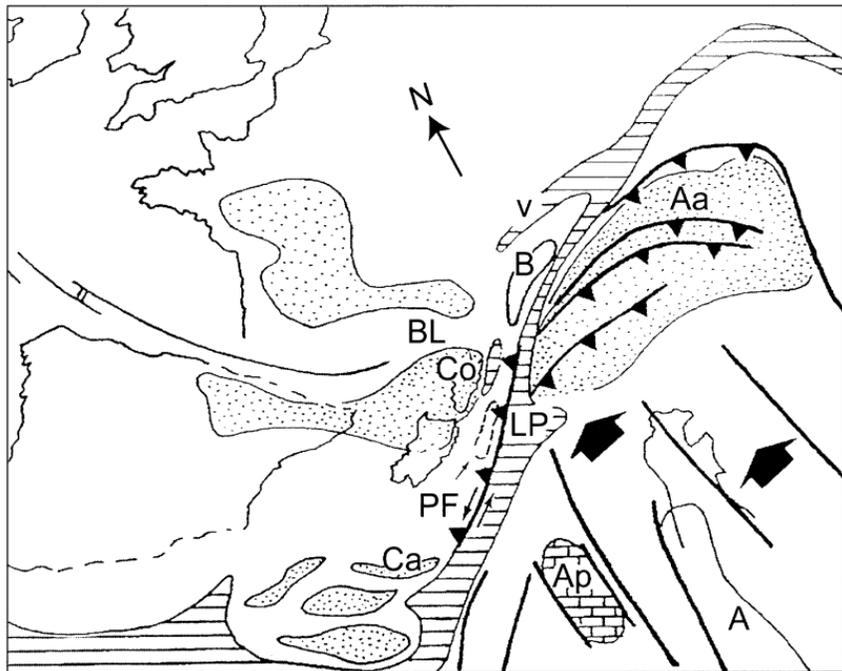
L'OROGENÈSE ALPINE : LA FERMETURE DE L'OcéAN LIGURO-PIÉMONTAIS

Plusieurs modèles géodynamiques ont été proposés pour rendre compte de l'empilement des différentes unités constituant l'édifice structural des Schistes lustrés. Leur diversité provient avant tout de la complexité des structures tectoniques et du manque évident de contraintes géochronologiques. Ces modèles doivent intégrer plusieurs points importants, notamment l'existence de roches éclogitiques de HP-BT, développées à partir de protolites océaniques et continentaux, et la présence en superstructure de nappes à substratum ophiolitique peu déformées et faiblement (ou non) métamorphiques. L'excellente préservation des éclogites conduit, par ailleurs, à s'intéresser tout particulièrement à leur mode d'exhumation.

L'unité du système orogénique Corse - Apennin a été admise, depuis que l'on a reconnu que les «Roches vertes» de Corse alpine et celles de l'Apennin interne correspondaient au même ensemble ophiolitique (Lias supérieur - Dogger), surmonté par des séries sédimentaires océaniques jurassico-crétacées. Le clivage tectonique de ce matériel a produit les nappes à destination orientale de l'Apennin ligure et, en Corse, la superposition tectonique vers l'Ouest des unités à ophiolites : « obduction » sur le bâti continental ouest-européen.

De plus, la plus grande partie du matériel ophiolitique ligure de Corse a subi un métamorphisme de HP-BT (Schistes lustrés).

Dans une première manière de voir, on a supposé (Caron, 1977 ; Scius, 1981 ; Péquignot et Potdevin, 1984) que cette obduction correspondait



- A : Apulie
- Aa : domaine austro-alpin
- Ap : plateforme carbonatée des Apennins
- B : Briançonnais
- BL : bassin ophiolitique de Balagne
- Ca : Calabre
- Co : Corse
- LP : bassin ophiolitique liguro-piémontais
- PF : microbloc de Pigno-Farinole
- V : fosse valaisane

Fig. 21 - Carte paléogéographique et géodynamique du système alpin de Méditerranée occidentale au Crétacé supérieur

(D. Lahondère et C. Guerrot, 1997, modifiée d'après Dercourt et al., 1993)

Le bassin de Balagne était très certainement raccordé à l'océan liguro-piémontais. Les zones émergées sont représentées en pointillés

à un simple charriage, le métamorphisme étant lié à une tectonique ynschisteuse polyphasée, ultérieure en contexte de collision.

Tous les autres modèles lient, en revanche, ce métamorphisme de HP-BT à des mécanismes d'enfouissement. Mais ils ne s'accordent ni sur la position, ni sur le sens d'inclinaison, ni sur l'âge de fonctionnement des plans de subduction responsables.

Pour M. Mattauer et M. Proust (1975b, 1976), le métamorphisme régional à glaucophane est associé à l'obduction sur la marge continentale corse des Schistes lustrés, préalablement en partie structurés dans une zone de subduction intra-océanique à inclinaison Est. Pour M. Ohnenstetter et *al.* (1976), l'essentiel du métamorphisme de HP-BT est réalisé dans un contexte de marge active, localisée le long du rebord occidental du bloc apulien (fig. 21). D. Lahondère (1991) associe la structuration alpine au fonctionnement puis au blocage d'une zone de subduction décrochante, à plongement ouest, localisée le long du bloc corso-sarde. Ces différentes propositions sont résumées dans le tableau 5, ci-dessous (inspiré de M. Ohnenstetter, 1993). C'est le modèle 5 qui est considérée ici comme le mieux contraint.

Succession des événements tectoniques	Pendage du plan de subduction (vers l'...)	Direction de transport des nappes pendant l'obduction (vers l'...)	Transport des nappes lors de la collision (vers l'...)	
obd. ; subd. ; coll.	Est	Ouest	Ouest	1
obd. ; coll.		Ouest	Ouest	2
	Ouest		Corse : Ouest ; Apennin : Est	3
subd. ; coll. ; obd.	Est	Ouest	Ouest	4
subd. ; obd. ; coll.	Ouest	Ouest	Est	5

Tabl. 5 - Modèles géodynamiques proposés pour rendre compte de l'empilement des différentes unités constituant l'édifice structural des Schistes lustrés. (1) - Ohnenstetter et *al.* (1976) ; (2) - Caron (1977), Gibbons et Horak (1984) ; (3) - Civetta et *al.* (1978) ; (4) - Mattauer et Proust (1976) ; (5) - Abbate et Sagri (1982), Principi et Treves (1984), Durand-Delga et *al.* (1997), Lluch (1989), D. Lahondère (1991).

D'un point de vue géochronologique, les datations effectuées en Corse alpine sont trop peu nombreuses pour contraindre efficacement ces scénarios géodynamiques. Les âges les plus « anciens », attribués à un métamorphisme alpin, ont été obtenus par ^{40}Ar - ^{39}Ar sur glaucophane (90 Ma ; Maluski, 1977) et par Rb-Sr sur des orthogneiss du Tenda (105 ± 8 Ma ; Cohen et *al.*, 1981). L'âge 40Ar-39Ar est très discutable du fait de la composition chimique de la glaucophane analysée (teneur en potassium faible, teneur relativement élevée en calcium). Il

en est de même pour les datations Rb-Sr (erreurchrone), car les résultats obtenus à partir de granites hercyniens repris dans l'orogène alpin donnent souvent des indications chronométriques erronées, comprises entre l'âge du protolite et celui de la déformation (réouverture partielle du système Rb-Sr).

D'autres âges plus jeunes, ont été obtenus par ^{40}Ar - ^{39}Ar sur des phengites de la région de Cervione (40 Ma ; Maluski, 1977) et de la vallée du Golo ($40,3 \pm 0,9$ Ma ; Monié, *in* D. Lahondère, 1991). Sur une zone de déformation ductile, à l'Est du massif du Tenda, les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar entre $34,9 \pm 0,4$ Ma et $25,2 \pm 0,2$ Ma, obtenus sur phengites (Brunet *et al.*, 2000), sont interprétés comme ceux du rejeu extensif de zones de cisaillement ductiles, réactivées lors de l'initiation du rifting ligure. Des âges plus anciens ont été obtenus (jusqu'à 65 Ma au mont Pinatelle, à Farinole, mais ils sont dus à un excès d'Ar dans les phengites).

Le métamorphisme éclogitique a été daté à 84 ± 5 Ma, par isochrone Sm-Nd sur roche totale et phases minérales séparées (Lahondère et Guerrot, 1997), dans l'unité éclogitique à Accendi Pipa, entre Ponte Novu et Barchetta, en rive gauche de la vallée du Golo. Cet âge, santorien à campanien, est comparable à ceux obtenus dans les Alpes, par la méthode U-Pb sur zircon (Rubatto *et al.*, 1997), dans la zone de Sesia-Lanzo et de Zermatt-Saas-Fee.

On doit rappeler enfin que dans la zone de Lugo di Nazza (Counas, 1986), le secteur de Corte (Bézert et Caby, 1988), cette déformation précoce affecte les roches de l'Eocène supérieur. L'attribution à l'Eocène des formations silico-clastiques, métamorphisées, de la couverture orientale et sud-orientale du Tenda, trouve là une certaine justification.

Les «unités internes» composites, caractérisées sur la feuille Santo-Pietro-di-Tenda, correspondraient à une paléo-transition entre la marge continentale interne et le domaine océanique voisin. L'existence d'éclogites dans l'Unité de Morteda - Volpajola - Farinole milite en faveur de l'idée que la suture majeure des Schistes lustrés corses doit se situer au niveau de cette ancienne frontière. On peut, dès lors, s'interroger sur les relations existant entre la tectogenèse des unités internes et la structuration des unités externes des Schistes lustrés, caractérisées, on le sait, par la mise en place sur la marge cristalline d'unités océaniques faiblement métamorphisées (obduction).

La suture principale a pu être initiée par l'obduction sur la marge continentale corse, tandis que la subduction du domaine océanique bordier s'opérait sous la marge elle-même. Une subduction vers l'Ouest permet aussi de rendre compte de la naissance de l'arc insulaire calco-alcalin de Sardaigne - Provence à l'Eocène supérieur - Priabonien.

L'existence d'une subduction est compatible avec le gradient géothermique très froid calculé à partir des éclogites de THP-BT. Sa forte composante décrochante expliquerait l'orientation longitudinale des microstructures syn- à tardi-éclogitiques, le caractère laminé des unités et l'étroitesse de la chaîne. Une telle subduction n'explique pas, en revanche, la position des unités externes, notamment l'obduction de certaines unités océaniques sur le domaine autochtone.

Une structuration par obduction est tout à fait compatible avec la cinématique déduite de l'empilement des unités les plus externes de la chaîne. Elle est, par contre, plus difficile à admettre pour les unités les plus internes, la présence d'éclogites imposant, à un moment donné, le fonctionnement d'un prisme d'accrétion tectonique de plus de 50 km d'épaisseur.

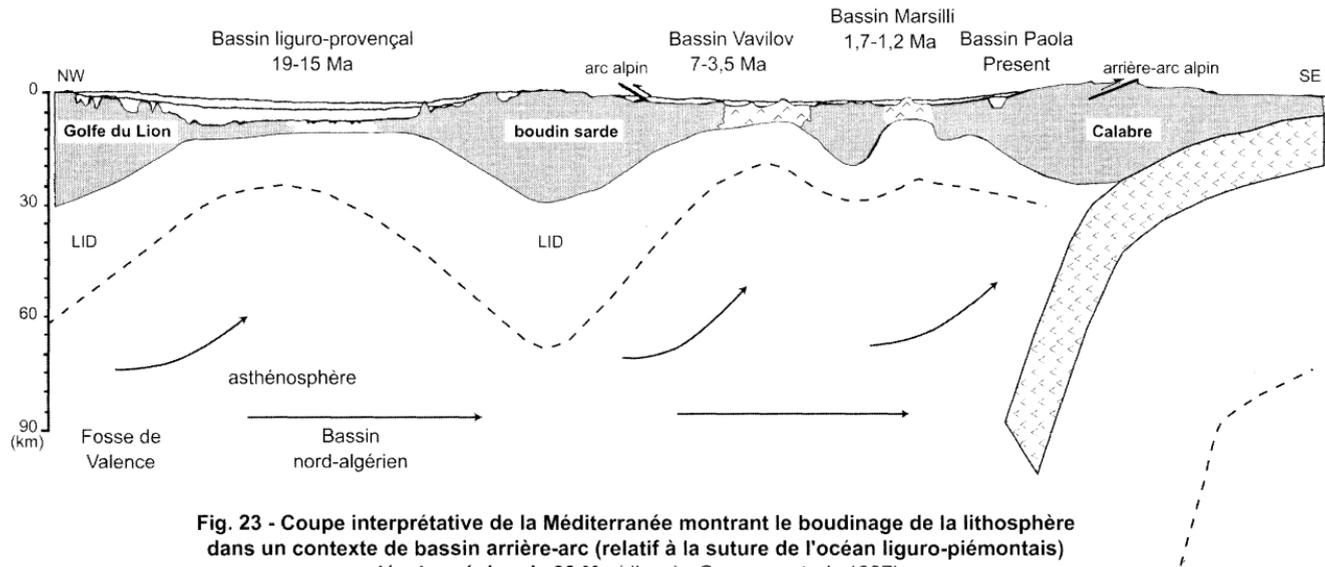
Ainsi, la structuration de la Corse alpine pourrait résulter d'une intervention couplée, et peut-être simultanée, de processus de type obduction et subduction. On peut ainsi envisager des évolutions mettant en jeu un découplage précoce de la croûte océanique, dont une partie serait obductée et le reste incorporé dans la subduction ou bien encore le blocage d'une subduction «éoalpine» relayée par l'obduction «alpine» d'un bassin marginal (fig. 22, hors-texte).

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

LE BLOC CORSO-SARDE EN MÉDITERRANÉE

La Méditerranée est formée de bassins installés sur une croûte continentale amincie ou sur une néolithosphère océanique (Réhault et *al.*, 1984), d'âge oligocène supérieur - miocène inférieur (bassins de Valence, liguro-provençal, d'Alboran et algérien) à miocène moyen - pléistocène (Mer tyrrhénienne). Ces bassins sont interprétés comme des bassins d'arrière-arc développés à l'aplomb de zones de subduction. La campagne d'exploration systématique de la marge ouest-corse (MARCO) a permis de mettre en évidence l'importance et la répartition du volcanisme calco-alkalin miocène le long de la marge sud-ouest de la Corse (Rossi et *al.*, 1998). Ce volcanisme représente ainsi le prolongement sous-marin septentrional de celui du graben sarde, l'ensemble s'étendant au total sur près de 350 km. Ce volcanisme d'arc a été mis en relation avec la subduction d'une partie de la croûte océanique de la Téthys ligure sous la croûte européenne, le bassin liguro-provençal occupant une position arrière-arc.

A la suite de la subduction, en contexte de décrochement senestre, qui a fait disparaître l'océan jurassique liguro-piémontais sous la marge européenne (fig. 21), la convergence s'est poursuivie ensuite en contexte de collision. Les investigations géophysiques de tomographie sismique par traitement des données de télé-séismes (Spakman, 1986) permettent d'imager la lithosphère océanique disparue sous la lithosphère



européenne et de modéliser le détachement de lithosphère plongeante, vers 40 Ma.

Les interprétations géodynamiques sur la géométrie du processus, entre 40 Ma et la situation actuelle, ne sont pas actuellement consensuelles. Pour certains (Wortel et *al.*, 1997), la convergence s'est poursuivie après 40 Ma, conduisant à un renversement du sens de subduction, cette fois vers le Sud. Pour d'autres (Gueguen et *al.*, 1997 ; Mauffret et Contrucci, 1998), un processus de délamination de la lithosphère intervient de façon continue, du Nord-Ouest vers le Sud-Ouest, depuis 23 Ma et reste toujours actif aujourd'hui sous la Toscane (fig. 23).

Dans ce dernier modèle, l'ouverture des différents bassins a isolé des boudins de lithosphère, dont le bloc corso-sarde constitue le plus important. Il est ainsi encadré, au Nord-Ouest, par le bassin liguro-provençal et, au Sud-Est, par le bassin tyrrhénien (17 Ma à actuel).

La période pendant laquelle s'est déroulée la dérive, avec rotation anti-horaire, du bloc corso-sarde, consécutive à l'ouverture du bassin liguro-provençal, n'est pas encore définie avec précision, et les chiffres proposés varient autour d'une vingtaine de millions d'années : entre 23,5 et 18,5 Ma (Cherchi et Montadert, 1982) ou bien entre 21 et 18Ma (Réhault et *al.*, 1984) ou entre 21 et 15 Ma (Vigliotti et Langen-heim, 1985 ; Gattacecca et Deino, 1999) ou enfin 20,5 à 19 Ma (Mon-tigneta/., 1981).

L'étude de la distribution des âges de traces de fission (TF) sur apa-tites (Jakni, 2000) révèle l'existence de deux événements thermiques l'un oligocène, l'autre post-oligocène. Ils peuvent être respectivement corrélés : à l'Ouest, avec l'ouverture liguro-provençale (26-20 Ma) et, à l'Est, avec l'extension tyrrhénienne.

LE MASSIF DU TENDA

Si l'on prend comme niveau repère le plan de contact, situé au toit des intrusions du batholite, entre granites et encaissant, on remarque que cette surface est relativement peu perturbée par les événements alpins. L'encaissant du massif du Tenda subsiste encore à sa périphérie et à son toit, ainsi qu'à l'Est et au Sud de la Nappe de Balagne. La sur-rection du massif du Tenda par rapport au substratum de la Nappe de Balagne est de l'ordre de 1 000 m. Cette surrection récente est marquée dans la topographie du regard occidental du Tenda par un ensemble de falaises abruptes qui correspondent, en grand, au miroir de la faille de l'Ostriconi. Au pied de ces falaises, les produits de démantèlement du relief s'étalent en un large glacis de piémont.

Les âges des événements tectono-sédimentaires intervenus dans le massif du Tenda et sur sa bordure Est sont essentiels pour contraindre la reconstitution des étapes de la fin de l'exhumation des unités alpines corses.

Le Burdigalien supérieur (17 Ma) du bassin de Saint-Florent est discordant sur les unités du Nebbio et celles des Schistes lustrés (Lluch, 1989). Au Nord de ce bassin, on note la présence d'un faible pourcentage de galets issus des Schistes lustrés, tandis qu'au Sud, sur la butte de Carbunaia, des blocs de granites déformés du Tenda jalonnent la surface de transgression miocène. De plus, les calcarénites contiennent des niveaux de galets de rhyolites du Monte Cinto. La direction des courants dominants indique un transport vers l'ESE, conforme avec des reliefs localisés à l'Ouest (Ferrandini et *al.*, 1998). À l'évidence, les séries alpines étaient recouvertes par les sédiments détritiques marins peu profonds, et les massifs du Tenda et du Monte Cinto se trouvaient alors émergés de la mer miocène. Les âges TF sur le massif du Tenda, autour de 20 Ma, confirment parfaitement ces données stratigraphiques.

Les âges ^{40}Ar - ^{39}Ar de phengites provenant de la zone de cisaillement orientale du massif du Tenda (ZCT) ont été interprétés comme datant un épisode de refroidissement ($< 350\text{ }^{\circ}\text{C}$), intervenant entre 32 et 25 Ma, associé à la reprise en jeu normal ductile du contact des nappes alpines sur le parautochtone du Tenda (Brunet et *al.*, 2000).

Les données en traces de fission (TF) sur cette zone traduisent un refroidissement de 110 à 60 $^{\circ}\text{C}$ entre 20 et 18 Ma. Ces âges TF, associés aux données stratigraphiques, montrent qu'il est impossible de relier chronologiquement (Jolivet et *al.*, 1990 ; Brunet et *al.*, 2000) le fonctionnement ductile de la ZCT (32-25 Ma) avec les premiers dépôts détritiques du bassin de Saint-Florent, vers 17 Ma.

Pour les unités HP-BT du Cap Corse (âges TF : 12 Ma), la dénudation finale intervient au moins 10 Ma après le jeu ductile de la ZCT. Cette surrection - dénudation serait alors en rapport avec l'édification de F antiforme du Cap Corse, le basculement vers l'Ouest du bassin de Saint-Florent et son émergence, puisque les derniers dépôts marins sont datés du Serravallien inférieur (Ferrandini et *al.*, 1998).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

La Balagne a été le cadre d'une oléiculture florissante, depuis la fin du XVIII^e jusqu'à la première moitié du XX^e siècle. Ainsi, l'olivieraie pluricentenaire de Lama, riche de près de 35 000 pieds et disparue lors d'un incendie en 1971, n'était cependant plus guère exploitée depuis les années 1950. Le maquis, qui occupe maintenant une grande partie de la région, en dehors de la zone côtière, a envahi les ruines de nombre de terrasses, témoins de l'intense activité d'antan. Il est formé par un enchevêtrement, souvent inextricable, de cistes, d'arbousiers, de genêts épineux, de chênes verts, de bruyères arborescentes, de lauriers-tins, de lentisques, etc. Aujourd'hui quelques terrains, en particulier à

proximité des cours d'eau, ont été défrichés comme pâtures ou sont localement cultivés pour la vigne ou une production horticole, tandis que s'amorce une tendance à un renouveau de la production oléicole. Le reste des terres est le cadre d'un élevage ovin, caprin et bovin extensif.

Le massif du Tenda n'est accessible par des routes que sur sa périphérie. Les moyens de pénétration du massif y restent les voies de communication traditionnelles que sont les sentiers muletiers, encore parfois pavés, qui permettaient le passage de la Balagne vers le Tenda. A partir de Pietralba, un chemin, partiellement doublé par une piste, rejoint Sorio, par la Bocca di Tenda, où les ruines du baptistère octogonal de San Iabicu, bâti au XII^e siècle, témoignent de ce qui fut jadis un axe de communication majeur entre la Balagne et le Nebbio ou la région bastiaise. À partir de Lama, par le Monte Astu, ou bien, encore, à partir d'Urtaca jusqu'à Santo-Pietro-di-Tenda ou Casta, par la Bocca di San Pancraziu, on peut emprunter d'autres chemins qui permettent d'explorer le massif granitique. Jusqu'au début du XX^e siècle, le Tenda faisait encore l'objet d'une mise en culture intensive comme en témoigne la présence de murettes, pagliaghji (cabanes à fourrages), aghjie (aires de battage) et terrasses ruinées ; le blé y était cultivé jusqu'à plus de 1 000 m d'altitude. La couverture des pagliaghji reflète la nature du substratum : lauzes (teghje) sur les Schistes lustrés du versant oriental ; toits en terrasses, le plus souvent, ou bien à tuiles romaines sur le versant occidental granitique et dans les Agriates. Cette dernière région, n'ayant de désert que celui de l'habitat humain actuel, fut autrefois largement cultivée comme l'indique son nom (ager, agris = le champ).

La Conca d'Oro, ainsi nommée par Pascal Paoli, est la région naturelle du Nebbio qui se développe en éventail autour du golfe de Saint-Florent ; les collines qui l'accidentent sont dues à des pointements calcaires plus résistants. L'agriculture y est dominée par le célèbre vignoble de Patrimonio, qui a vu son extension passer, en quarante ans (entre 1955 et 1995) de 500 à plus de 1 500 ha, et qui fournit quelques-uns des meilleurs crus corses, premiers dans l'île à recevoir, en 1968, l'Appellation d'Origine Contrôlée.

Zone littorale, dunes de l'Ostriconi

Par sa superficie, le site dunaire de l'Ostriconi est le plus vaste de la Corse. Il a été classé en 1988, et une partie a été rachetée par le conservatoire du littoral. Du point de vue phytocœnotique, il est caractérisé par la présence d'*Ephedra distachya* et *Juniperus oxycedrus* subsp. *macrocarpa*.

Les 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 de crues, l'estuaire, habituellement fermé par un cordon littoral transitoire, s'ouvre à la mer face au dernier méandre.

RESSOURCES EN EAU

Au point de vue hydrogéologique, on distinguera uniquement :

- les aquifères alluviaux, développés dans l'ensemble du réseau hydrographique et dont l'importance est variable ;
- les aquifères du « socle » : Schistes lustrés à l'Est, auxquels peuvent être associées les formations ophiolitiques ou sédimentaires des nappes de Balagne et les granites à l'Ouest et au centre du Tenda.

La feuille est en effet parcourue par des cours d'eau dont les principaux sont :

- l'Ostriconi, qui emprunte la ligne de contact entre la Nappe de Balagne et le massif du Tenda, et dont le bassin versant est situé en totalité sur la feuille ;
- l'Aliso, qui développe son cours au sein des Schistes lustrés et qui débouche à la mer, au Nord sur la feuille Saint-Florent.

Il faut de plus citer, au Nord-Ouest, l'embouchure du Regino et, au Sud-Est, la Tartagine qui fait partie du bassin versant du Golo et qui est l'affluent principal de l'Asco. Enfin, une portion du Golo coule entre Ponte Novu et Barchetta. Ces cours d'eau, aux régimes très contrastés, développent des vallées alluviales d'extension très limitée et discontinue qui se limitent, dans la plupart des cas, au lit majeur très étroit et encaissé dans la partie amont de leur cours. Seules les parties en aval et les embouchures prennent l'aspect de véritables plaines alluviales, parfois notables, et offrent des potentialités hydrogéologiques intéressantes.

Les aquifères alluviaux

Seules les alluvions du Regino, de l'Ostriconi, de la Tartagine et de l'Aliso ont été retenues comme systèmes classés dans l'inventaire des domaines aquifères sous les numéros respectifs : 376 b, 376 a et 375 a.

Système du Regino

Sa superficie est d'environ 1,5 km². Des études géophysiques et des sondages de reconnaissance ont permis de caractériser globalement cet aquifère libre, constitué d'alluvions grossières, d'une épaisseur variant entre 3 et 5 m et reposant sur un substratum granitique. En estimant une porosité de 10 %, les réserves peuvent être évaluées entre 0,5 et 1.10⁶ m³. Toutefois, la proximité de la mer (présence du biseau salé) rend son exploitation délicate ; sur les trois ouvrages destinés à l'exploitation, seul le plus récent (le plus aval) contribue à assurer actuellement l'alimentation en eau potable de la région. On estime les prélèvements à 0,6.10⁶ m³. En liaison étroite avec le régime du fleuve (temporaire), cette nappe est sensible à la sécheresse et apparemment sur-exploitée. Il serait intéressant d'en vérifier le mécanisme. La couverture,

très perméable et de faible épaisseur, ne crée pas les conditions d'une protection efficace vis-à-vis des pollutions. Des problèmes de teneur en fer ont été localement rencontrés.

Système de l'Aliso

L'Aliso et ses affluents développent, dans leur partie médiane, une plaine alluviale cultivée mais de faible potentiel hydrogéologique (épaisseur faible). Ces alluvions ne deviennent exploitables qu'à partir de Quieccialba où le prélèvement des captages A.E.P. représente un volume de $1,2 \cdot 10^6$ m³/an. Les relations avec la rivière sont évidentes, même si les études n'ont pas permis d'évaluer la part de cette dernière dans les débits prélevés. La réalisation du barrage destiné à l'agriculture, à l'amont des captages, et le débit réservé octroyé ne devraient pas avoir de conséquences néfastes sur l'exploitation.

Les alluvions de l'Aliso deviennent plus épaisses vers l'embouchure (Saint-Florent). Elles se chargent d'éléments argilo-vaseux qui facilitent la mise en charge de l'aquifère dont l'artésianisme a été reconnu sur un ouvrage de reconnaissance. Toutefois les caractéristiques hydrauliques médiocres n'autorisent pas une exploitation qui pourrait être perturbée par les venues d'eau saumâtre et aggravée par la présence de fer.

Système de la Tartagine

Les alluvions de la Tartagine sont peu développées : un ouvrage de captage existe néanmoins à la confluence avec l'Asco, à Ponte Rossu, où la plaine alluviale présente un développement notable.

En ce qui concerne le Golo, dans la partie de son cours qui intéresse la feuille, ses alluvions sont réduites et n'offrent pas de possibilités d'exploitation aquifère notable.

Les aquifères de socle

La Nappe de Balagne

La Balagne sédimentaire, inventoriée sous le numéro 599a dans la carte des systèmes aquifères, occupe une superficie d'environ 100 km².

Le flysch argilo-calcaire et les grès de Palasca, compacts, n'offrent guère la possibilité de constituer des réservoirs aquifères susceptibles de donner lieu à une exploitation pouvant assurer les besoins d'une collectivité. Les sources sont peu nombreuses ; les recherches par forage, concentrées autour de Novella, n'ont pas donné de résultats encourageants.

Pour l'Allochtonne ophiolitique (60 km²), unité inventoriée sous le n° 598b, aucun inventaire de points d'eau (sources) ni de reconnaissance

par forage n'ont été effectués. Ce secteur se présente, en effet, comme un véritable désert sans villages, ni cultures. Tout comme pour les autres formations de socle, seul un réseau de fissures bien développé peut engendrer une certaine perméabilité et déterminer un aquifère discontinu, potentiellement intéressant.

Les formations granitiques et des Schistes lustrés

Pour les formations orientales des Schistes lustrés, et en particulier dans le secteur du Haut-Nebbio, où se situent un grand nombre de villages, quelques données concernant l'hydrogéologie sont disponibles. En premier lieu, les nombreuses sources, alimentant traditionnellement ces villages, ont été inventoriées.

On peut en signaler sept qui alimentent Santo-Pietro-di-Tenda, assurant un débit de 195 m³/j, et deux pour Pieve avec 63 m³/j. La source de Teppe Rosse, de San-Gavino-di-Tenda, est remarquable avec 475 m³/j. Les ressources en eau gravitaire des quatre sources de Rapale sont plus modestes, avec 195 m³/j, et celles des trois sources de Murato assurent un débit de 390 m³/j.

Les gisements de ces émergences sont constitués de marbres, serpentines et metabasaltes. La fracturation joue un rôle important dans l'alimentation des réservoirs par les eaux météoriques ; des recherches d'eau par forage ont été pratiquées pour Rapale et Santo-Pietro-di-Tenda, où un ouvrage est capable de donner environ 15 m³/h.

Dans le secteur du Nebbio, il existe donc un réel potentiel aquifère qui autorise éventuellement une recherche d'eau souterraine par forages.

Pour les terrains du socle granitique du Tenda et ceux de l'Ouest de la feuille, on dénombre peu d'indicateurs pouvant conduire à une appréciation des potentialités aquifères de ces secteurs. Il existe peu de sources et peu de forages.

Les recherches d'eau, qui viendraient à être effectuées, doivent donc être précédées d'une analyse structurale mettant en évidence les accidents géologiques qui seront classés et sériés pour permettre des prospections géophysiques complémentaires.

En règle générale, les eaux, provenant des alluvions et du socle, ont de bonnes qualités physico-chimiques. Des concentrations anormales en fer et manganèse peuvent toutefois être décelées au sein de tous les réservoirs. Les pollutions bactériologiques, qui peuvent survenir occasionnellement, sont, pour la plupart, temporaires et résultent essentiellement d'un manque de protection au niveau des captages ; elles pourraient, le plus souvent, être évitées par la mise en place de périmètres de protection réglementaires.

RESSOURCES MINÉRALES

Matériaux de carrière

En rive droite de la Tartagine, au Sud de sa confluence avec le Lagani, le granite perthitique rose, massif, à biotite, ainsi qu'un filon de microgabbro doléritique de quelques dizaines de mètres de puissance, sont exploités en carrière pour fournir des matériaux d'empierrement.

Mines métalliques

Zone alpine

Les ophiolites de la Nappe de Balagne ont fait l'objet d'exploitation :

Au Sud de Pietralba, au lieu-dit Costicella, la mine de San Quilico a exploité, de façon discontinue de 1870 à 1906, 500 à 600 t d'un minerai à 3 à 4 % de cuivre, composé de : chalcopryrite, pyrite, imprégnations de phillipsite et d'azurite, encaissé dans les metabasaltes (Référence 6-4002, Pietralba 1).

Dans la région de Castifao et Moltifao (Coquand, 1873), notamment aux lieux-dits Piana-Saint Augustin (6-4001), Arazzo (6-4015), Tasca-vaccia (6-4013), Pozzo, Calmi, des travaux miniers se sont succédé épisodiquement entre 1855 et 1914.

A Pozzo, a été trouvée la zone la plus riche, où des lentilles de chalcopryrite ont été exploitées sur 20 à 30 m de long, pour une puissance de 20 à 70 cm. La production totale a été d'environ 50 t de cuivre.

Zone hercynienne

Un ensemble de travaux miniers a été réalisé à proximité de la gare de Pietralba, notamment aux lieux-dits Valle Larghe et a Sambuccheta. La minéralisation en Pb, Cu, Zn, Ag se trouvait dans des lentilles de quartz, formant un filon de 12 à 20 cm de puissance au sein des micaschistes et amphibolites panafricains et des conglomérats de la formation carbonifère de Solche, plus ou moins cornéifiée, non loin de la bordure des granites perthitiques de Popolasca, le long du contact entre le massif du Tenda et l'Autochtone (références : 7-4001 [Pietralba 2] ; 7-4002 ; 7-4003).

D'après J. Bouladon, P. Picot et P. Sainfeld (1961, rapport inédit), les indices minéralisés de Pietralba semblent être de deux types :

- un type filonien à gangue de quartz et, accessoirement, fluorine et barytine (filon principal et filon faille de a Sambuccheta) avec blende à exsolution de chalcopryrite ; pyrite, chalcopryrite et galène.

- un type à magnétite dans les amphibolites. Cette minéralisation, apparemment sporadique, comporte la même paragenèse que le type filonien, c'est-à-dire blende à exsolution de chalcopryrite ; pyrite, chalcopryrite et galène.

À Lozari (8 km à l'Est d'Île-Rousse), un filon de direction N130 est encaissé dans les orthogneiss œillés de l'Unité de Cafaie. Il a été bien reconnu sur 33 m en direction et 14 m en profondeur et paraît se poursuivre sur 225 m de longueur (Routhier et *al.*, 1956). La puissance réduite de la minéralisation est d'une vingtaine de centimètres : elle est composée d'arsénopyrite, chalcopryrite, pyrite et de galène et sphalérite en moindre quantité. Elle se présente en filon d'imprégnation dans une gangue à quartz et mica. Le filon a été exploité de façon discontinue entre 1898 et 1932 ; la production a été d'une centaine de tonnes de minerai de composition moyenne As = 33 %, Cu = 1 %, Ag = 115ppm (référence 1-4001).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

La feuille Santo-Pietro-di-Tenda rassemble, dans son cadre, la plupart des formations reconnues en Corse. Elle offre donc l'opportunité d'effectuer de nombreuses observations géologiques dans un périmètre relativement restreint.

Le Guide géologique régional Corse (Durand-Delga et *al.*, 1978) décrit, notamment, des itinéraires au sein de la Nappe de Balagne (itinéraire 13) et du bassin du Nebbio (itinéraire 14).

On y trouvera également deux grands itinéraires E-W : l'un, de Calvi à Bastia, suit le littoral de l'île-Rousse à Saint-Florent ; l'autre, d'Asco à Casamozza, suit le haut cours de l'Asco puis le Golo, en aval de Ponte-Leccia.

On proposera ici, en complément, des itinéraires concernant le massif du Tenda et l'ensemble des Schistes lustrés.

Coupe dans le complexe mafique-ultramafique du Tenda

La coupe proposée permet de reconnaître la majorité des types pétrographiques composant le complexe et d'observer les relations acides - basiques au toit de la paléochambre magmatique. Elle s'effectue le long de la piste puis du chemin muletier menant du village de Pietralba à la Bocca di Tenda. La localisation et la nature des roches rencontrées sont précisées sur la figure 24.

Domaine des Schistes lustrés

Ponte Novu (153 m), Lento (630 m), Campitello, Volpajola, Bar-chetta, Ponte Nuovo.

A Ponte Novu, suivre la D 5 en direction de Lento. La route traverse des schistes noirs à bleus, très déformés, alternant avec de gros bancs de calcaire taché de pustules noires. Ce faciès est aussi bien connu plus au Sud, dans la série d'Erbajolo (à Erbjolo même), mais ici les formations sont plus déformées et le degré de métamorphisme y est plus intense (présence de lawsonite). La série traversée est la *Série de Lento* (D. Lahondère, 1991). Ces formations constituaient la couverture, d'âge jurassique supérieur - crétacé, des ophiolites de l'océan liguro-piémontais.

Arrêt 1. Au premier talweg, dans une courbe de la route, il est possible de stationner près d'un hangar. À l'Ouest du talweg, affleurent la Série de Lento et, à la sortie du virage, des gabbros magnésiens. Par la suite, la route recoupera plusieurs lames de gabbros. Ces gabbros sont très déformés, et la texture initiale ne se retrouve que localement dans des parties préservées, séparées de la masse principale par des zones talqueuses. Les minéraux visibles sont la fuschite, l'épidote et l'albite. Ces gabbros, généralement magnésiens, ont été tectoniquement incorporés à la Série de Lento avant ou pendant la déformation et le métamorphisme de l'ensemble.

Arrêt 2. Le deuxième arrêt se fait sur un large espace situé à droite de la route, lorsque celle-ci traverse une première crête, près de la cote 291 m. Des metabasaltes massifs, visibles quelques mètres plus au Nord, surplombent la vallée du Golo. Ils constituent le substratum de la Série de Lento.

Après avoir franchi le ruisseau de Novella, la route recoupe la Série de Lento, très bien exposée, mais les arrêts sont difficiles. On atteint ainsi, peu avant une deuxième ligne de crête (388 m), des affleurements de teinte claire, constitués, une nouvelle fois, de gabbros à fuschite.

Puis, la route passe à côté de la petite chapelle de San Cipriano, construite sur une lame de metabasaltes à pillows. Un examen vers le Nord permet d'observer deux bandes de metabasaltes qui se suivent dans le paysage, soulignant un dédoublement de la Série de Lento. Le village est visible au-dessus des bancs verticalisés de calcaire et calc-schistes de la Série de Lento. Puis, la route passe devant la fontaine d'Acquatella qui, quelle que soit la saison, donne un filet d'eau fraîche.

Peu avant d'arriver au village, on suit une lame de serpentinites (à proximité d'un oratoire) qui se poursuit plus au Sud. Il s'agit, là encore, de serpentinites jalonnant un accident qu'il est cependant difficile de suivre dans la Série de Lento très déformée.

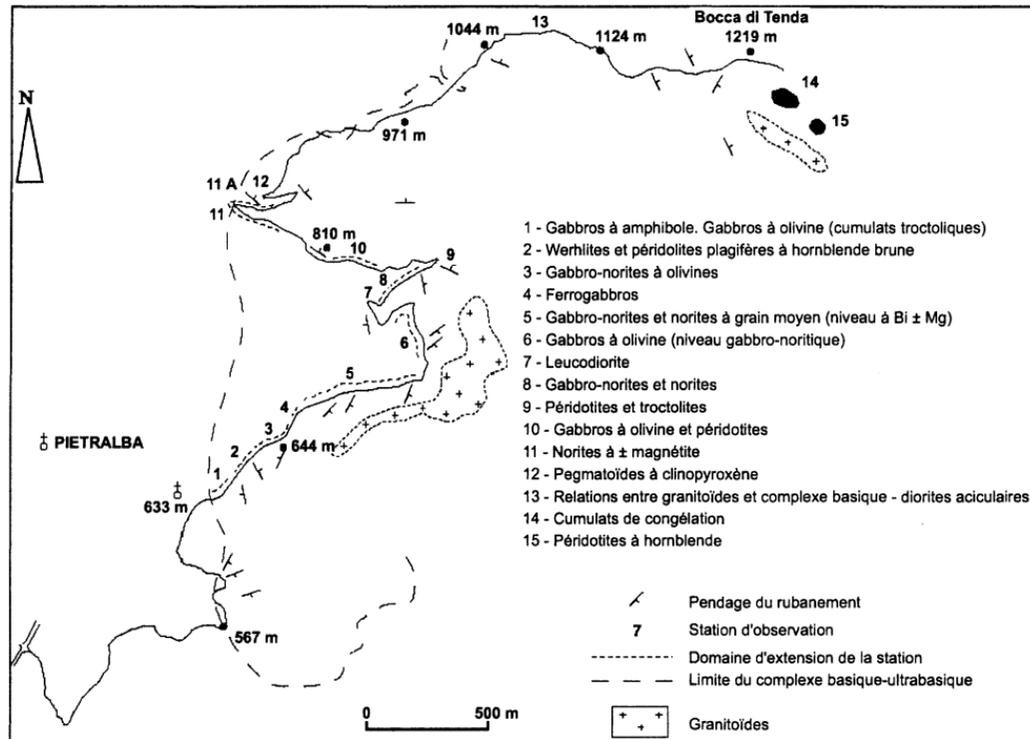


Fig. 24 - Itinéraire géologique dans le complexe stratifié de Bocca di Tenda

La traversée du village de Lento s'effectue en empruntant des rues étroites et très animées pendant l'été. À la sortie nord, on retrouve la même série, intensément déformée ; elle affleure remarquablement plus loin, au-delà de la fontaine de Barosaccia, dans une suite de virages très dangereux. Après ces virages, on observe des serpentinites qui reposent sur une lame métrique de cataclasites. La mise en place de ces serpentinites, qui constituent une masse importante (massif de Raghia Buia), est vraisemblablement tardive et liée à des phénomènes gravitaires.

Arrêt 3. Emprunter la route qui part à gauche avant d'arriver au village de Bigorno et qui permet de traverser le massif de serpentinites. On peut y observer, dans le virage en épingle à cheveux de la cote 800, au-dessus de Lento, des brèches de pillows et, en contrebas de la route, des ophicalcites et des brèches surmontant les laves.

Après être revenu à Bigorno et en poursuivant sur la D5 on pénètre dans une unité plus profonde, affectée d'un métamorphisme HP-BT plus intense : c'est *l'Unité de Campitello*. C'est ainsi, qu'immédiatement après le village, on traverse des serpentinites et des schistes, impliqués dans une série de plis pincés.

Arrêt 4. A proximité d'une tombe (cote 612), au carrefour (il est possible de s'y arrêter) de la route descendant à Ficajola, affleurent les gneiss de Campitello et leur couverture sédimentaire. On peut observer ces gneiss, soit en suivant la route en direction du village de Campitello, soit en descendant d'une cinquantaine de mètres en contrebas de la tombe. Dans les deux cas, la coupe débute par des orthogneiss présentant localement des corps métriques de metabasites à jadéite - aegyrine. Dans la coupe située en contrebas, une lame de calcaires dolomitiques roux est interprétée comme constituant la couverture triasique des gneiss, bien que le contact ne soit toutefois pas visible. Puis, viennent des schistes gréseux, également visibles sur la route sous les gneiss.

Près des premières maisons (Bagnola) de Campitello, une lame de metabasites (brèches de pillows) est visible. Sous la route, cette lame se montre intercalée dans la série schisto-gréseuse qui se termine par des assises riches en gros bancs calcaires, observables au-dessus de la route, près du ravin de Vadoni (cote 577). Ces niveaux calcaro-pélicliques constituent le cœur d'un pli.

Au Sud de Campitello, la route va traverser une imposante masse de serpentinites venant en couverture d'une unité encore plus profonde : *l'Unité HP-BT de Volpajola - Farinole*. Les premiers affleurements apparaissent en contrebas de la route, sous la cote 479.

Arrêt 5. Dans la boucle de la route, située à la cote 479, d'où l'on domine la vallée du Golo, on peut observer, dans les talus en contrebas de la route, des metabasites à glaucophane et grenat surmontés de minces radiolarites s'enfonçant sous les serpentinites précédentes.

Pour continuer les observations, il faut se déplacer de 500 m et se garer à proximité du ravin de Cippetto. Des paragneiss à galets de granité, et plus rarement de dolomie, affleurent sous les metabasaltes (on peut retrouver cette série sur le bord du Golo où elle se présente là dans de meilleures conditions d'observation).

Ici, la route sinueuse va traverser la base de la série de Volpajola - Farinole, représentée par des schistes calcareux, puis des serpentinites sous lesquelles va apparaître une nouvelle unité : l'Unité de Mandriale - Lavasina.

Arrêt 6. On va traverser l'Unité de Mandriale - Lavasina sur 250 m avant de longer un stade accroché sur un faux plat, où l'on peut s'arrêter. Cette unité est constituée, en presque totalité, par une lame de metabasaltes dont l'épaisseur peut dépasser plusieurs centaines de mètres. Pour cette raison, elle constitue un remarquable horizon repère qui se suit depuis le Nord du Cap Corse jusqu'au-dessus de Morosa-glia. Il s'agit de roches foliées, souvent boudinées, de couleur vert-jaune, qui sont constituées essentiellement de pistachite et d'actinote ; les lits, de teinte bleue, sont riches en amphibole bleue. Par ailleurs, la roche est souvent constellée de ponctuations blanches albitiques.

Après avoir traversé Volpajola, la route va descendre vers Barchetta, tout en restant dans ces metabasaltes. En quittant le territoire de la coupure de Santo-Pietro-di-Tenda, on va traverser une unité qui affleure aussi plus au Sud dans la région de Campile : il s'agit de l'Unité de Sisco (définie dans le Cap Corse).

Elle est représentée par des metabasaltes (ou des gabbros), surmontés par des radiolarites parfois très épaisses, puis par des calcaires et, enfin, par une série de schistes calcareux. Cette succession se répète plusieurs fois. Ces formations sont visibles dans la région de Prato, à mi-chemin entre Volpajola et Barchetta. Plus bas, vers l'Est, n'affleurent plus que les schistes des unités de la Castagniccia, situés à la base de l'édifice des «Schistes lustrés».

À Barchetta, on remonte la vallée du Golo en direction de Ponte-Leccia. On va alors recouper les différentes unités déjà rencontrées.

Arrêt 7. A l'Ouest du viaduc du chemin de fer, au pont d'Albano, affleurent des metabasaltes ou «prasinites» de l'Unité de Mandriale - Lavasina. En poursuivant vers l'Ouest, la route va traverser ensuite l'Unité de HP-BT (Unité éclogitique de Volpajola - Farinole).

Arrêt 8. Accendi Pipa : un arrêt intéressant est possible entre Casa Calabrese et Casa di Corona. On peut se garer sur un élargissement de la route, côté Golo, face à des serpentinites. Là, il faut grimper en direction du Nord-Ouest. Au-dessus des serpentinites, affleurent des glaucophanites à grenat, sur 4 à 5 m de puissance, surmontées par 20 à 50 cm de marbres à jadéite. Latéralement (au-dessus et vers l'Est), on

rencontre des brèches de pillows surmontées de radiolarites. Au-dessus des marbres à jadéite, viennent, sur 25 m d'épaisseur, des calcaires massifs alternant avec des calcaires impurs qui, vers le haut, montrent des «débris» de roches basiques, de dimensions variables (depuis le cristal isolé jusqu'à des lentilles décimétriques), qui apparaissent comme étant resédimentés. En effet, au microscope on observe l'association : clinopyroxène, grenat, rutile, glaucophane et sphère au milieu de lits riches en calcite et quartz. Il s'agit de matériaux provenant de ferrogabbros ou de basaltes ferro-titanés resédimentés dans des calcaires gréseux. Plus haut, la sédimentation devient plus schisteuse et conduit à un premier niveau de gneiss noduleux renfermant des galets de nature variée, d'origine continentale (granite, rhyolite et calcaire). Au-dessus encore, et surmontant 5 m de calcschistes de teinte sombre, renfermant des lames de serpentinites et de roches basiques variées, on rencontre un deuxième niveau de gneiss dépourvu, cette fois, de galets. Les lames minces y indiquent la présence d'amphibole et de grenats dans un fond de quartz et de calcite. Plus haut, des metabasites, peu épaisses, associées à des quartzites à glaucophane, lawsonne, grenat et zircon, séparent les gneiss d'un épais niveau calcaireux (plusieurs dizaines de mètres) d'aspect flyschöide.

Après avoir rejoint la route, on repart vers l'Ouest. La série de Campitello, qui surmonte l'ensemble éclogitique, n'est pas facilement observable sur cette route.

Arrêt 9. Le dernier arrêt se trouve sur un important contact tectonique séparant l'Unité de Lento de celle de Campitello. Visible à 300m au Sud-Ouest de Campo Longo, il montre un mélange de schistes et de roches basiques empruntées à la base de la Série de Lento. Ce contact tectonique a vraisemblablement joué plusieurs fois. Il sépare des formations océaniques appartenant à la série de Lento, d'un ensemble repris par un métamorphisme HP-BT comprenant un substratum d'origine continentale (granite, Trias dolomitique, calcaire jurassique [calcaire des Monts de la Torre, près de Bastia]) surmonté par des formations d'origine océanique (basalte) et des métasédiments.

HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LES NAPPES DE BALAGNE ET DU NEBBIO

L'historique des recherches sur le massif du Tenda et des bordures est résumé dans la notice de la feuille Saint-Florent.

La Nappe de Balagne

Premières données sur la géologie de la Balagne sédimentaire

En 1833, la carte générale, annexée au mémoire de l'ingénieur J. Reynaud, ignore totalement la Balagne sédimentaire. C'est au percement des routes et des voies ferrées, au Second Empire, que débutent

les observations : la découverte des calcaires à Nummulites éocènes au Sud de Palasca, le long de la route de Belgodere à Ponte-Leccia (Col-lomb, 1853) ainsi que sur la route côtière à l'Est de Lozari (Hollande, 1875). Du même coup, la totalité de l'empilement gréseux, surmontant à l'Est ces calcaires, est considéré comme nummulitique. Cela durera jusqu'au début du XX^e siècle : même les « roches éruptives basiques » (les futures ophiolites) de la Navaccia seront traitées d'éocènes par E. Nentien (1897), auteur de la première carte de Corse à 1/320 000. Ce sera toutefois E. Maury, préparateur au lycée de Nice, qui concrétisera, sur la feuille à 1/80 000 Bastia (1908), levée à partir de 1900, cette manière de voir. L'âge jurassique de ces roches sera long à s'imposer, puisque G. Denizot (1943) et J.-F. Brondijk (1954) maintiendront, cinquante ans plus tard, l'option de leur âge paléogène.

Introduction et développement de la notion de charriages

À l'aube du XX^e siècle, cette notion était généralisée à l'échelle des Alpes, sur le continent. Le Service de la Carte géologique, dont P. Termier est alors sous-directeur, confie à J. Deprat des levers dans le Nord de la Corse. Celui-ci affirme immédiatement (1905) que le granité étiré (la « protogine » de E. Nentien), jalonnant à l'Est la Corse hercynienne, « résulte d'un écrasement sous la translation de puissantes nappes de charriage » venues de l'Est : « la masse des Schistes métamorphiques de la région orientale », écrira-t'il en 1907. Le front chevauchant de la Corse orientale est figuré (Deprat, 1908) au Nord, jusqu'à Castifao. J. Deprat semble reporter le front de la « nappe charriée venant de l'Est » sur le flanc oriental du Tenda, par-dessus les « roches granitiques écrasées » de ce massif. Celles-ci seraient « poussées » vers l'Ouest sur l'« Eocène de la Navaccia » (lire : l'ensemble de la Balagne sédimentaire), qui est très plissé, mais « sur place ».

En 1907, E. Maury dépose la minute de la feuille Bastia. De son analyse, P. Termier déduit immédiatement que la Corse orientale est un pays de nappes, avec deux éléments principaux : une « nappe inférieure », dite des Schistes lustrés, repose sur une sole de « protogine » (ou « granités laminés ») ; une « nappe supérieure » est illustrée dans le Nebbio, par les faciès « presque briançonnais » du Trias - Lias et de l'« Éocène ». Cette affirmation de nappes, venues de l'Est, est destinée à s'opposer à l'idée de G. Steinmann (1907) ; celui-ci avait défini les nappes ophiolitifères de Ligurie - Toscane, qui, venant de l'Ouest, devaient, selon lui, s'enraciner en Corse. E. Maury (1908) se rallie immédiatement à l'idée de P. Termier, en ajoutant que, dans le Cap Corse qu'il a étudié, « il n'est pas douteux [...] que l'on a une succession de nappes empilées, dans le Complexe des Schistes lustrés ». L'avenir dira la justesse de cette prémonition.

A ce stade des connaissances, les géologues allochtonistes (Deprat, Termier et Maury) affirment donc que les *nappes viennent de l'Est, en direction du socle occidental*, autochtone. Très vite, après un voyage en mai 1908, P. Termier, puis E. Maury, signalent, à la base de la

« nappe supérieure », une lame de granité écrasé. Confondant des affleurements, que l'on sait maintenant de significations diverses, E. Maury estime que ce « granité écrasé » se relie vers l'Ouest au « granité laminé », base de la nappe inférieure des Schistes lustrés. Ce faciès tectonique du granité autochtone occidental y jalonne la zone de racines des nappes : le matériel de ces unités, fortement plissé et étalé en nappes, se serait donc déplacé *vers l'Est*, comme le font les nappes de l'Apennin. Cette nouvelle idée est proposée par P. Termier en 1909. E. Maury suit : « Il n'existe certainement en Corse que des nappes se déroulant vers l'Est ».

Et voici le tableau proposé. La «nappe supérieure», s'enracinant donc à l'Ouest, est l'ancienne couverture du granité autochtone : on la retrouve au Nord, dans le Nebbio et à Macinaggio (Cap Corse), et au Sud, dans le secteur entre Ponte-Leccia et Corte ; sa base de « granite écrasé » s'amincit et disparaît vers l'Est. Au Nord de l'Asco, l'« Éo-Oligocène » de Balagne reposerait sur ce même granite écrasé ; cet ensemble, cisailé en biseau, chevaucherait vers l'Est les «Schistes lustrés» d'Urtaca, couverture du Tenda (en fait, ces «schistes» sont des micaschistes cornéifiés recoupés par les granites hercyniens du Tenda).

La Balagne serait ainsi le front, chevauchant vers l'Est, du socle occidental, la zone de racines se situant plus à l'Ouest. Des idées analogues se retrouveront chez N. Tilmann (1929) et W. Salomon-Calvi (1936).

Bien qu'il soit à l'origine de ce nouveau point de vue, P. Termier (*in* Maury, 1910, p. 293) conteste l'idée de racines. Il pense que la Corse granitique toute entière doit être « un pays transporté, dans un mouvement d'ensemble [vers l'Est] sur une région de Schistes lustrés et de granités alcalins » (ces derniers correspondent à la «protogine», base des Schistes lustrés).

Retour à l'hypothèse de charriages vers l'Ouest

D. Hollande (1877), professeur au lycée de Chambéry, vétérinaire de la géologie corse, reprend ses études pendant la guerre de 1914-1918. Dans une nouvelle synthèse (1917), il se rallie aux thèses allochtonistes. Cependant, il considère que le Tenda est une partie de la Corse autochtone, laminée sous l'avancée vers l'Ouest de la Nappe des Schistes lustrés. Quant au Nummulitique de Balagne, lui aussi autochtone, il supporte cependant une «nappe supérieure», venue de plus loin à l'Est que les Schistes lustrés : il s'agit, pour D. Hollande, des calcaires, qu'il pense crétacés, de San Colombano et de Servadio, accompagnés de leur propre Nummulitique. C'est la première mais timide amorce de l'Allochtonne de Balagne ; ce qui n'empêche pas E. Maury (1919) de maintenir sur ce point ses vues autochtonistes de 1910.

Cela durera jusqu'à ce que, en 1928, P. Termier organise une excursion en Corse avec d'éminents tectoniciciens des Alpes (G. Steinmann,

L. Kober, R. Staub et N. Tilmann), ceci en présence de E. Raguin et E. Maury. Cinq notes à l'Académie des Sciences concrétiseront aussitôt les vues finales de P. Termier (il mourra en 1930) et E. Maury. Cette fois, comme D. Hollande l'avait proposé, les nappes reprennent leur marche de l'Est vers l'Ouest. On trouverait, sur la Corse occidentale autochtone (I), une couverture sédimentaire, décollée et écaillée vers l'Ouest (II) ; au Nord de Corte, elle serait refoulée vers l'Est (pli en retour) par-dessus la Nappe des Schistes lustrés (III), qui, au cours de son charriage vers l'Ouest, s'insinuerait entre le socle autochtone et sa couverture.

Sur le parallèle de Bastia, pour Termier les Schistes lustrés ne se trouvent plus que sur le flanc est du Tenda, qui constitue leur base tectonique. Le Nummulitique de Balagne est toujours, pour l'essentiel, autochtone, mais deux unités lui seraient superposées. L'unité « IV » regroupe les ophiolites de la Navaccia et leur couverture (radiolarites, «majolica» à Calpionelles, « argille scagliose » = en fait le Crétacé du synclinal de Novella), et elle est comparée au Pennique supérieur des Alpes franco-suissees, venant d'au-delà des Schistes lustrés. Quant à l'unité « V », réduite aux calcaires des rochers de San Colombano, elle représenterait des formations de l'Austro-Alpin inférieur, encore plus internes.

La définition de ces deux unités, fondée essentiellement sur des comparaisons de faciès lors de l'excursion de 1928, tient certainement à l'influence de R. Staub et de L. Kober. Ceux-ci, en 1928 également, expriment d'ailleurs leurs points de vue, qui aboutissent à des distinctions ou à des regroupements légèrement différents des supposées unités du Pennique supérieur ou de l'Austro-Alpin de Balagne. Ils introduisent tous deux une subdivision dans le flysch éocène : sa partie autochtone est séparée d'une partie allochtone (la Nappe du flysch de la Balagne) par un coussinet de Trias et de « Verrucano », qui serait d'appartenance pennique selon R. Staub. Ces deux auteurs se séparent de P. Termier et E. Maury sur certains points : le Tenda, noyau de socle, serait lié aux Schistes lustrés, et se différencierait du socle occidental (R. Staub) ; les paquets sédimentaires de l'unité « II », dispersés sur les Schistes lustrés, viendraient de l'Est et auraient valeur d'Austro-Alpin (E. Kober). H. Parent (1929, 1930) émet, peu après, une idée originale (mais chronologiquement erronée car l'ordre des phénomènes est inversé) : les unités sédimentaires supra-Schistes lustrés viendraient bien de l'Ouest, comme le soutenaient P. Termier et E. Maury, mais loin d'être le résultat d'un pli en retour synchrone des grands charriages vers l'Ouest, ils auraient été décollés grâce à une poussée tangentielle de l'Ouest à l'Est, avant que les Schistes lustrés, avec ces unités sédimentaires sur le dos, ne soient charriés en sens inverse vers l'Ouest.

En 1933, a lieu une Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, guidée par E. Maury. La plupart des participants acceptent l'hypothèse de L. Moret, pour qui les unités allochtones de Balagne

s'enracinent en avant (Ouest) des Schistes lustrés, et ne sont donc pas d'origine austro-alpine (*s.l.*). E. Maury oscille entre ces deux points de vue.

Dernier auteur allochtoniste avant la réaction autochtoniste, l'allemand A. Pilger (1937) distingue quatre écailles superposées, dont la plus basse (l'écaille de Palasca) n'est autre que la « Nappe du flysch de Balagne » de L. Kober et R. Staub. Dans les trois autres écailles interviennent les diabases du Jurassique supérieur. Le regroupement des diverses unités de l'Allochtone de A. Pilger ressemble déjà à la « Nappe de Balagne » d'aujourd'hui. Pour lui, cet Allochtone se retrouve dans les unités du Nebbio ; l'ensemble, avec son Eocène, proviendrait de loin à l'Est, d'au-delà des Schistes lustrés.

La réaction autochtoniste (de 1939 à 1960)

Phénomène mondial, la réaction contestant l'importance des charriages se produit également en Corse. G. Denizot publiera, de 1939 à 1958, ses conclusions qui peuvent être résumées comme suit : la seule vraie nappe de Corse est celle des Schistes lustrés qui « sont essentiellement une masse de Trias alpin sur socle granitique, métamorphisée par des venues éruptives basiques (*sic*) et charriée de l'Est à l'Ouest »... « Cette nappe a refoulé un territoire à faciès du Briançon-nais *s.l.*, le débitant en écailles ». Faisant partie de ce territoire, dit « zone de Corte », le « bassin de Novella » (la Balagne des auteurs) montre des « écailles ascendantes à l'Ouest », mais l'enracinement des nappes (*sic*) de Novella sur place apparaît évidente. Et G. Denizot (1939) ajoute : « Tous ces terrains étaient et sont demeurés compris dans leurs relations actuelles, entre le massif ajaccien et le domaine des Schistes lustrés dont dépend le Tenda ». G. Denizot voit ainsi dans la Balagne sédimentaire la simple suite septentrionale de la « zone tectonique de Corte ».

Indépendamment, et presque simultanément, P. Routhier (1956), d'une part, les hollandais W. Bosma (1956), au Nord, et J.-F. Brondjik, au Sud-Est, d'autre part, étudient en détail la Balagne sédimentaire. De considérables progrès sont faits dans l'analyse des formations et leur datation, ainsi que dans leur cartographie. Tous concluent comme G. Denizot : « La Balagne sédimentaire est formée de plis déversés et couchés, écaillés, sans sortir de Balagne » ... « Il n'y passe aucune cicatrice de charriage » (Routhier, 1956) ; « les plissements et les écailles ont trouvé leur origine dans la compression de la Balagne [où] il n'y a aucune indication de l'existence de chevauchements venus de loin » (Bosma, 1956). Alors que des voix commencent à s'élever pour contester cette réaction autochtoniste, cette option est réaffirmée (Routhier 1968) : « Tout se passe comme si, dans un cadre cristallin (massif occidental et Tenda) devenu trop étroit, le contenu volcanique et sédimentaire du bassin de Balagne avait flué vers les bords. C'est une structure en champignon des plus typiques ».

Le retour définitif des charriages (depuis 1960)

L'analyse des documents précédents a porté certains auteurs à exprimer leur perplexité. C'est d'abord P. Fallot (1958), dans son cours au Collège de France, qui est amené à se demander « si les terrains de Balagne sont en place ». Rappelant les idées de A. Pilger (1937), il exprime son trouble : « malgré les avis cités, on est tenté de penser que la série de Balagne est venue d'ailleurs ». Peu après, les hollandais J.W.A. Bodenhausen et S.B. Spijer (1962) concluent à l'existence d'une « Balagne nappe, perhaps rooted east of the Tenda massif », superposée à l'Eocène autochtone par l'intermédiaire d'une « perhaps allochthonous Flysch unit » (qui correspond essentiellement à l'Unité de l'Annunciata du découpage actuel).

A la réaffirmation par P. Routhier (1968), dans sa note de synthèse sur la géologie de la Corse, de l'absence de charriages importants en Balagne, M. Durand-Delga (1968) oppose l'idée « d'une Nappe de la Balagne, à matériel surtout secondaire, déferlant vers l'Ouest sur l'Eocène autochtone, et replissée avec celui-ci... ». Suivent des analyses de détail, effectuées sous la direction de l'auteur précédent (thèses de A. Priou-Lacazedieu, A. Parsy et M. Bonnal) et, parallèlement par des géologues de l'université de Pise (R. Nardi, A. Puccinelli et M. Verani). Ces derniers proposent (Nardi, 1968 ; Nardi et *al.*, 1971) que la masse ophiolitique de Balagne et sa couverture sédimentaire soient allochtones, « regroupables » avec les « Ligurides » de l'Apennin et déplacés dans la mer éocène. Des cartographies de détail ont été proposées par ces auteurs, en particulier l'excellente carte à 1/25 000 de R. Nardi, A. Puccinelli et M. Verani (1978), document de base avant la reprise systématique, de 1988 à 1994, des levés de cette région.

La réalité de la « Nappe de Balagne » est aujourd'hui acceptée unanimement. Les discussions portent essentiellement sur la situation d'origine de cet Allochtone : soit elle serait relativement proche, à l'avant (Ouest) de la zone des Schistes lustrés, où elle dériverait d'un « domaine balano-ligure » (Durand-Delga, 1978 et 1984 ; Durand-Delga et *al.*, 1984) ; soit elle serait lointaine, venant d'au-delà de la zone des Schistes lustrés (Mattauer et Proust, 1975 ; Dallan et Nardi, 1984 ; Jourdan, 1988). On trouvera, dans les chapitres précédents, la discussion des diverses interprétations en présence.

Les unités allochtones du Nebbio

La période des précurseurs (1833-1907)

L'allure en berceau des couches miocènes de Saint-Florent fut soulignée par J. Reynaud (1833) : le fond du golfe est « occupé par une formation calcaire qui le borde en amphithéâtre mais en se relevant surtout du côté du cap ». Il observe que les « schistes micacés et

talqueux » de la Serra di Pigno (= racine sud du Cap Corse) sont inclinés comme le Tertiaire de Saint-Florent sous lequel ils s'enfoncent. Entre les deux ensembles « quelques couches de calcaire grisâtre compact [...] forment quelques éminences dans la plaine » : on y reconnaîtra la ligne de reliefs du Lias, de Patrimonio à Oletta.

Les progrès de la stratigraphie permettent plus tard à D. Hollande de préciser l'âge des terrains qui remplissent la voussure synclinale qu'il dessine (1877, cf. fig. 18, pl. 10) entre Serra di Pigno et Tenda. Cette coupe et la carte à 1/650 000, accompagnant l'ouvrage, montrent que les calcaires miocènes reposent sur une série « éocène » (poudingues, grès et calcaires à nummulites), elle-même superposée à des calcaires du Lias et de « l'Infralias », c'est-à-dire l'actuel Rhétien, que Hollande est le premier à dater avec L. Dieulafait (1875). Au-dessous, par l'intermédiaire d'un « grès vert » du « Trias ? », se trouvent des « terrains primaires ». Ceux-ci montreraient de haut en bas : (3) des calcaires cristallins « carbonifères » (il doit s'agir des calcaires des monts de la Torre, associés aux Schistes lustrés) ; (2) des « schistes luisants » (c'est la masse des Schistes lustrés actuels) ; (1) la « protogyne », que D. Hollande semble considérer comme une roche sédimentaire métamorphisée (« gneiss protogénique »). Des roches éruptives, « principalement la serpentine et l'euphotide », peuvent traverser cet ensemble « primaire ». On doit noter l'objectivité des observations de D. Hollande, à une époque où la notion de charriage n'était pas encore apparue.

E. Nentien (1897), puis E. Maury (1903 à 1907) et J. Deprat (1907), lorsqu'ils levèrent la feuille Bastia à 1/ 80 000, ne remettent pas en cause l'âge « primaire » des « schistes luisants ». De la sorte, le Lias et l'Éocène, qui les surmontent dans le fond du synclinal du Nebbio, semblent se trouver à leur place logique.

L'apparition de l'hypothèse des charriages (1908-1938)

E. Maury opère une conversion déchirante le jour où P. Termier examine, à Paris, sa minute des contours de la feuille Bastia. P. Termier pressent aussitôt que les « schistes luisants », dits primaires, ne sont rien d'autre que la suite, en Corse, des Schistes lustrés des Alpes. Or, ceux-ci viennent de s'avérer comporter du Trias métamorphique. Donc l'« Infralias » fossilifère du Nebbio, qui les surmonte, doit être charrié sur eux, d'autant plus que P. Termier, venu sur place, va trouver des restes de granite entre les deux ensembles.

Parallèlement, P. Termier se rallie à l'idée de J. Deprat (1907) d'un charriage d'ensemble de la Corse orientale schisteuse sur les granites de Corse occidentale, transformés en orthogneiss (« protogène ») dans la zone de contact.

À ce moment, P. Termier et E. Maury (1908) publient leur hypothèse capitale : celle de la superposition à une « nappe inférieure des Schistes lustrés », d'une « nappe supérieure », présente en particulier

dans le Nebbio ; nappe qui possède un Trias - Lias et un « Eogène » (= Paléogène) à faciès « presque briançonnais ». La nouvelle carte Bas-tia à 1/80 000 (1908) de E. Maury enregistre cette conclusion.

Elle est adoptée par D. Hollande dans sa seconde synthèse (1917), où il parle de la superposition d'une « deuxième nappe » à une « première nappe » (celle des Schistes lustrés de P. Termier). Cependant, alors que P. Termier voit dans sa « nappe supérieure » le résultat d'un rétrocharriage (de l'Ouest vers l'Est), D. Hollande semble être le premier à affirmer que les deux nappes superposées viennent de l'Est. Il assimile la « première » nappe (les Schistes lustrés) au « géosynclinal dauphinois », la « seconde » (dont fait partie l'Allochtone du Nebbio), à la zone briançonnaise.

Il faudra attendre R. Staub (1928) pour que soient distinguées plusieurs unités allochtones dans le Nebbio, au-dessus des Schistes lustrés, avec de bas en haut : (1) une « Scholle (= unité) von Saint-Florent », allant du granite au flysch éocène, et qu'il assimile à sa « Flysch-decke » (= nappe inférieure du flysch) de Balagne ; (2) une « Spilit-schuppe von Mortola » (= écaille ophiolitique), assimilée à sa « Schuppe von Ginebro » (= Cima d'Agghio) de Balagne ; (3) une « Scholle von Tramonti » (unité à Jurassique calcaire), qu'il compare à sa « Schuppe von San Colombano » de Balagne.

Après lui, Pilger (1937) cartographie le Nebbio. Il sépare plusieurs écailles, analogues à celles de R. Staub, mais considère qu'elles dérivent de la succession stratigraphique unique d'une « nappe supérieure », d'origine austro-alpine. Il affirme lui aussi la parenté entre Balagne et Nebbio.

La réaction autochtoniste et ses formes variées (1939-1968)

La position de G. Denizot a beaucoup varié dans le temps. En 1939, le bassin de Saint-Florent lui apparaît « comme un lambeau de couverture de la partie incomplètement métamorphisée (de la zone des Schistes lustrés), lambeau sans doute disloqué mais non charrié ». Mais en 1943, il se rallie à l'idée de P. Termier : « ce bassin (qui comporte des schistes primaires) est superposé aux Schistes lustrés [...], la superposition étant complètement anormale », car ces derniers schistes sont bien « du Trias alpin ». G. Denizot est alors disposé à voir dans l'Allochtone du Nebbio la couverture primitive, rétro-déplacée, du socle du Tenda. Quant au charriage des Schistes lustrés, il a dû être facilité par leur progression « sur un matelas de roche éruptive basique, alors chaude et visqueuse » : il ne voulait pas admettre que ces roches basiques étaient d'âge jurassique !

À la même époque, le genevois H. Gindrat (1943) effectue l'étude détaillée des écailles du Nebbio, dont la série sédimentaire (à laquelle il joint la « barre des Tramonti »), soigneusement étudiée, lui paraît de faciès « subbriançonnais ». Il estime que « les écailles du Nebbio ont

percé les Schistes lustrés et représentent sans aucun doute (leur) substratum », tectonique évidemment. En revanche - et sur ce point, il rejoint R. Staub et son propre maître le professeur L.-W. Collet (1938) — Gindrat distingue une « nappe de la Mortola » (ou « nappe à radiolarites ») dont « les diabases représentent, sans aucun doute, l'élément tectonique supérieur de la région », d'appartenance probablement ligure, selon L.-W. Collet.

A l'issue d'une cartographie très soignée, R. Delcey (1962) arrive à replacer dans une colonne sédimentaire unique, comme A. Pilger, la totalité des formations du Nebbio. Dans une synthèse collective (Delcey et *al.*, 1964), sont distinguées « plusieurs unités tectoniques » avec des « chevauchements importants » qui se sont réalisés « à l'emplacement ou à très peu de distance de l'emplacement actuel du bassin sédimentaire », qui, en somme, se serait resserré sur place. Et l'idée est émise d'un passage latéral, avant le jeu de la tectonique, des terrains non métamorphiques du Nebbio aux Schistes lustrés de même âge qui les entourent.

La vague allochtoniste finale (après 1970)

P. Fallot (1958), commentant la thèse de H. Gindrat, avait déjà eu l'idée que les « écailles de Saint-Florent » pouvaient dériver de la fragmentation de la colonne stratigraphique d'une même nappe, superposée aux Schistes lustrés : « peut-être déclenchée par des poussées tangentielles, cheminant ensuite vers l'Ouest en se désagrégeant », par un « effet de la tectonique par gravité ». Cependant, les « diabases de la Mortola » auraient pu être arrachées aux Schistes lustrés et traînées sur eux ».

L'origine variée, à partir de plusieurs domaines paléogéographiques, des unités du Nebbio fut alors proposée (Durand-Delga, 1972), ces unités ayant glissé dans la mer éocène. Dans une deuxième phase, ces unités se seraient déplacées avec leur « matrice » détritique éocène (Durand-Delga, 1978), ce que R. Delcey (*in* Durand-Delga et *al.*, 1978) accepta plus ou moins.

Depuis lors, l'interprétation du Nebbio comme un synclinal de nappes superposées aux Schistes lustrés n'a plus été mise en doute. La discussion a porté sur l'origine, externe (Ouest) ou interne (ultra-Schistes lustrés), du matériel de ces unités, auxquelles tous les auteurs, après R. Staub, comparent celles de Balagne.

L'étude de D. Lluch (1989), portant sur le centre et le Sud du Nebbio, et dont l'essentiel de l'analyse a été pris en compte dans la présente publication, ainsi que celle de L. Dallan et A. Puccinelli (1986), de Pise, acceptent l'hypothèse d'une origine externe (Ouest) de l'Allochtone du Nebbio. Il faut créditer P. Termier (1908), seul ou avec E. Maury (1928), de la paternité initiale de cette hypothèse.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE E., SAGRI M. (1982) - Le unità torbiditiche cretacee dell'Apennino settentrionale e di margini continentali della Tetide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24, p. 115-126.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1980) - Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. Thèse Doct. Sci., univ. Paris VI, 247 p.
- 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, sér. D., p. 2611-2614.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CAMPREDON R. (1977) - Compte rendu de la réunion de la Société Géologique de France en Corse en 1976. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, 5, p. 1153-1175.
- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., SALIOT P. (1979) - La région de Corte : un secteur clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, 21, p. 149-154.
- AUTRAN A. (1964) - Description de l'association jadéite + quartz et des paragenèses minérales associées dans les Schistes lustrés de Sant'Andrea-di-Cotone. *Bull. Soc.fr. Minéral. Crist.*, 87, p. 43-44.
- AUTRAN A., LEFORT J.-R., DEBEGLIA N., EDEL J.-B., VIGNERESSE J.-L. (1994) - Gravity and magnetic expression of terranes in France and their correlation with overstep sequences. In : Pre-Mesozoic terranes in France and correlative areas. J. D. Keppie ed., Springer Verlag, p. 49-72.
- BARBIER R. (1938) - Sur la présence de calcaire à Rosalines dans les écaillés de Saint-Florent (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 70-71.
- BARCA S., DURAND-DELGA M., ROSSI Ph., STORCH P. (1996) - Les micaschistes panafricains de Corse et leur couverture paléozoïque : leur interprétation au sein de l'orogène varisque sud-européen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 322, sér. Ha, p. 981-989.
- BAUD J.-P. (1975) - Étude géologique du massif de roches vertes de Haute-Balagne (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Besançon, 169 p.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et VENTURELLI G. (1977) - The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contrib. Mineral Petrol.*, 64, p. 11-31.
- BECCALUVA L., CHIESA S., DELALOYE M. (1981) - K/Ar âge détermination on some Tethyan ophiolites. *Rend. Cont. Soc. It. Min. Petr.*, 37, p. 869-880.
- BECQ-GIRAUDON J.-E., VAN DEN DRIESSCHE J. (1994) - Continuité de sédimentation entre le Stéphanien et l'Autunien dans le bassin de Graisse-sac - Lodève (Sud du Massif central) : implications tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 292, sér. II, p. 939-945.
- BERGMAN S.C. (1987) - Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. In Fitton J.G. and Upton B.G.J. (eds) : Alkaline Igneous rocks. *Geol. Soc. Spécial pub.* 30, p. 103-190.

- BEZERT P. (1990) - Les unités alpines à la marge du massif cristallin corse : nouvelles données structurales, métamorphiques et contraintes cinématiques. Thèse Doct. Géol., univ. Montpellier, 352 p.
- BEZERT P., CABY R. (1988) - Sur l'âge post-Bartonien des événements tectono-métamorphiques alpins en bordure de la Corse cristalline. *Bull. Soc. géol Fr.*, t. 6, p. 965-972.
- BODENHAUSEN J.W.A., SPIJER S.B. (1962) - On the Nappe structure of the Balagne (NW Corsica). *Proc. Koninkl Nederl Akad. Wetensch.*, Amsterdam, ser. B, vol. 65 (1), p. 35-45.
- BOILLOT G., COULON C. (1998) - La déchirure continentale et l'ouverture océanique. Géologie des marges passives. Gordon and Breach, 208 p.
- BONIN B. (1980) - Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. Thèse Doct. d'État, univ. Paris VI, 779 p.
- BONNAL M. (1972) - Étude géologique de la vallée de l'Ostriconi (Corse). Thèse doct. 3^e cycle, univ. de Paris VI, 145 p.
- BONNAL M., PARSY A., LACAZEDIEU A., DURAND-DELGA M. (1973) - Sur la structure de la Balagne sédimentaire (Corse). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t. 276, sér. D, p. 1949-1952.
- BONNAL M., DURAND-DELGA M. (1976) - Réflexions sur l'évolution structurale de la Balagne sédimentaire (Corse) et sur certaines idées émises à ce sujet. 4^e Réun. ann. Sci. Terre, Paris.
- BOSMA W. (1956) - Contribution à la géologie de la Balagne (Corse). Thèse Doct., Geologisch Instituut, univ. Amsterdam, 128 p., 1 carte.
- BOULOTON J., GONCALVES P., PIN C. (1998) - Le pointement à périodotite de la Croix-Valmer (Maures Centrales) : un cumulat d'affinité océanique impliqué dans la subduction éohercynienne ?. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, p. 473-477.
- BRONDIJK J.-F. (1954) - Géologie de la région de Ponte-Leccia (Corse). Thèse Doct., Geologisch Instituut, univ. Amsterdam, 106 p., 1 carte.
- BROUWER H.A. (1957) - Contributions à la géologie de la Corse. *Geol. en Mijnb.*, nr 8, nw. ser., 19e, Jaarg., 8, 12 p.
- BROUWER H.A. (1961) - Remarques sur la tectonique alpine de la Corse. Livre à la mémoire du Professeur Fallot (1960-1963), t. II, p. 275-287 (Mém. h. sér. Soc. géol. France.).
- BROUWER H. A., EGELER C.G. (1948) - Sur les granites alpins de la Corse. *Proc. Koninkl Nederl Akad. Wetensch.*, Bd 51, p. 302.
- BROUWER H.A., EGELER C.G. (1952) - The glaucophane facies metamorphism in the Schistes lustrés nappe of Corsica. *Verh. Koninkl Nederl Akad. Wetensch.*, Amsterdam, 48, n^o 3, p. 1-71.
- BRUNET Ch., MONIÉ P., JOLIVET L., CADET J.-P. (2000) - Migration of

- compression and extension in the Tyrrhenian sea, insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on micas along a transect from Corsica to Tuscany. *Tectonophysics*, **321**, p. 127-125.
- CABANIS B., LE FUR-BALOUET S. (1989) - Les magmatismes stéphanopériens des Pyrénées, marqueurs de l'évolution géodynamique de la chaîne : apport de la géochimie des éléments en traces. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, p. 105-130.
- CABY R., JACOB C. (2000) - La transition croûte - manteau dans la Nappe de Santa-Lucia-di-Mercurio (Corse alpine) : les racines d'un rift permien. *Géologie de la France*, 1, p. 21-34.
- CARMIGNANI L., KLIGFIELD R. (1990) - Crustal extension in the nor-thern Apennines : the transition from compression to extension in the Alpine Apuane core complex. *Tectonics*, **9**, p. 1275-1305.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANZOTTI P., FUNEDDA A., OGGIANO G., PASCI S. (1994) - Tertiary compression and extension in the Sardinian basement. *Boll. Geof. Theor. ed Appl.*, v. XXXVI, 141-144, p. 45-62.
- CARON J.-M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes méridionales et en Corse orientale. Thèse Doct. Sci., univ. Strasbourg, Sci. Géol., Mém. n° 48, 333 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 DE P., 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.
- CERCHI A., MONTADERT L. (1984) - Oligo-Miocene rift of Sardinia and early history of the western mediterranean basin. *Nature, G.B.*, **29**, p. 736-739.
- CIVETTA L., ORSI G., SCANDONE P., PECE R. (1978) - Eastwards migration of the Tuscan anatexic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines. *Nature, G.B.*, **276**, p. 604-606.
- COCHERIE A. (1984) - Interaction manteau - croûte : son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène). Thèse Doct. Sci., univ. Rennes I, 245 p. et Document BRGM n° 90.
- COCHERIE A., ALBARÈDE F. (2001) - An improved U-Th-Pb age calculation for electronmicroprobe dating on monazite. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **65**, 24, p. 4509-4522.
- COCHERIE A., ROSSI PH., 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.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FOUILLAC A.-M., VIDAL Ph. (1994) - Crust and mantle contributions to granite genesis. An example from the Variscan

- batholith of Corsica studied by trace element and Nd-Sr-O isotope systematics. *Chem. Geol.* (Isot. Geoscience section), **115**, p. 173-211.
- COCHERIE A., ROSSI PH., FANNING M., GUERROT C. (soumis) - Comparative use of TIMS and SHRIMP for zircon U-Pb dating: precise âges of A-type granites of Variscan Corsica. Soumis à *Chem. Géol.*
- COHEN C.R., SCHWEIKERT R.A., LEROY ODON 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. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, vol. 55, n° 2, p. 78.
- COLLOMB E. (1853) - Voyage en Corse, en Sardaigne, en Italie et en Sicile. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), t. XI, p. 63-69.
- CONCHON O. (1975) - Les formations quaternaires de type continental en Corse orientale. Thèse Doct. Sci., univ. Paris VI, 514 p.
- CONTI M., MARCUCCI M., PASSERINI P. (1985) - Radiolarian cherts and ophiolites in the Northern Apennines and Corsica. Age, correlations and tectonic frame of siliceous deposition. *Ofioliti*, **10**, (2-3), p.203-224.
- CONTRUCCI I. (1998) - Structures profondes du bassin nord ligure et du bassin nord tyrrhénien. Thèse Doct. géol. Univ. de Corse. Document BRGM n° 292, 264 p.
- COQUAND E. (1873) - Rapport sur les mines de cuivre de Castifao et de Moltifao, arrondissement de Corte, désignées sous le nom de concessions Saint-Augustin. M. Olive imp., br. in 8°.
- CORTESOGNO L., DALLAGIOVANNI G., VANNUCCI R., VANOSSI M. (1988) — Volcanisme, sédimentation et tectonique pendant le Permo-Carbonifère en Briançonnais ligure : une revue. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 81, 2, p. 487-510.
- COUNAS D. (1986) - Les unités alpines - autochtones et allochtones - à l'Ouest de Ghisonaccia (Corse sud-orientale). Thèse Doct. univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 200 p.
- COUTURIE J.-P. (1964) - Étude géologique de la série des Schistes lustrés de la vallée du Tavignano (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Clermont-Ferrand.
- DALLAN L., PUCCINELLI A. (1986) - Geologia della regione del Nebbio (Corsica settentrionale). *Boll. 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). *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, Mem., Serie A, **94**, p. 77-88.
- DANIEL J.-M., JOLIVET L., GOFFÉ B., POINSSOT C. (1996) - Strain partitioning and crustal-scale S-C fabric : footwall deformation below the Alpine Corsica Miocene detachment. *J. Struct. Geol.*, **18**, 1, p. 51-59.
- DELCEY R. (1962) - Géologie de la région de Saint-Florent - Oletta : contribution à l'étude des minéralisations cuprifères corses. Thèse

- Doct. 3^e cycle, Fac. Sci. Paris, 141 p., 1 carte.
- DELCEY R. (1974) - Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des Schistes lustrés de la Corse nord-orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279, p. 1693-1696.
- 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), t. VI, p. 324-333.
- DELCEY R., MEUNIER R. (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.
- DENIZOT G. (1939) - Sur la position du calcaire de San Colombano (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 120-122.
- DENIZOT G. (1942) - Nouvelles observations sur les environs de Ponte-Leccia (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 146-147.
- DENIZOT G. (1949) - Position du granite du Tenda dans la Corse septentrionale. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 380.
- DENIZOT G. (1958) - La structure géologique de la Corse. *Soc. Sci. hist. et nat. Corse*, n° 19-20, p. 5-94.
- DEPRAT J. (1905) - L'origine de la protogine de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 141 (2), p. 151-153.
- DEPRAT J. (1907) - Observations sur la tectonique de la partie orientale de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. VII, p. 453-454.
- DEPRAT J. (1907-1908) - Feuille de Bastia, Vico, Corte. C. R. collab. campagne 1907. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 119, XVIII, p. 279-263.
- DEPRAT J. (1908) - Sur la persistance, à travers toute la Corse, d'une zone de contacts anormaux entre la région occidentale et la région orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 147, p. 652-654.
- DESMURS L., SCHALTEGGER U., MANATSCHAL G., BERNOULLI D. (1999) - Onset of a sea-floor spreading along a Tethyan ocean-continent transition : Insights from the Platta nappe, Graubiinden, Eastern Switzerland. Réunion spécialisée «Géosciences marines», Villefranche-sur-Mer, 15-17 nov. 1999. *Mém. Soc. géol. Fr.*, p. 36.
- DE WEVER P., DANELIAN T., DURAND-DELGA M., CORDE Y F., KITO N. (1987) - Datations des radiolarites post-ophiolitiques de Corse alpine à l'aide des radiolaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. II, p. 893-900.
- DE WEVER P., DANELIAN T. (1995) - Supra-ophiolitic radiolarites from Alpine Corsica (France). *Mém. Géol. (Lausanne)*, 23, p. 731-735.
- DIEULAFAIT L., HOLLANDE D. (1875) - Existence et développement de la zone *kAvicula contorta* dans l'île de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 81, p. 506.
- Di SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C.A., RITA F., SABATINI G. (1974) - Il metamorfismo e il mag-

- matismo paleozoico nella Sardegna. *Soc. Ital. Min. Petrol*, XXX (2), p. 979-1068.
- DURAND-DELGA M. (1968) - Observation à la note de P. Routhier « Sur les relations entre Corse hercynienne et Corse alpine... ». *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 10, p. 35-37.
- DURAND-DELGA M. (1972) - Impressions sur l'édifice alpin de la Corse. Livre Jub. Prof. D. Andrusov, Bratislava, p. 203-230.
- DURAND-DELGA M. (1977) - La Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Corse. *Bull. Soc. Sci. hist. et nat. Corse*, t. 622, p. 39-50.
- DURAND-DELGA M. et al. (1977) - Corse. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 208 p.
- DURAND-DELGA M. (1984) - Principaux traits de la Corse alpine et corrélation avec les Alpes ligures. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28 (1987), p. 285-329.
- DURAND-DELGA M., MOUTERDE R. (1975) - L'Ariétitidité du Lias de Corse. *Geobios*, n° 8, fasc. 3, p. 217-219.
- DURAND-DELGA M., LACAZEDIEU-PRIOU A., POIGNANT A.-R., RAOULT J.-F. (1978) - Âge crétacé des formations détritiques de la nappe ophiolitifère de Balagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 326, série D, p. 303-306.
- DURAND-DELGA M., Rossi Ph. (1992) - Les massifs anciens de la France : la Corse (éd. Piqué), *Sci. géol. Mém.*, Strasbourg, t. 44, fasc. 3-4, p. 311-336.
- DURAND-DELGA M., PEYBERNES B., ROSSI Ph. (1997) - Arguments en faveur de la position, au Jurassique, des ophiolites de Balagne (Haute-Corse, France) au voisinage de la marge continentale européenne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 324, p. 973-981.
- 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. (1989) - Tectonique de l'Éocène en Corse. Thèse Doct. Sci. univ. Lyon-1, 133 p.
- EGAL E. (1992) - Structure and tectonic evolution of the external zone of Alpine Corsica. *J. Struct. Geol.*, vol. 14, n° 10, p. 1215-1228.
- ÉGAL E., CARON J.-M. (1988) - Tectonique polyphasée de l'Éocène autochtone de la bordure ouest de la Nappe de Balagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, p. 315-321.
- ÉGAL E., CARON J.-M. (1989) - Structure de l'Éocène autochtone en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, série II, p. 1431-1436.
- EGELER C.G. (1956) - The alpine metamorphism in Corsica. *Geol. en Mijnb.*, 18, p. 115-118.
- EGGER C., PINAUD M. (1998) - Étude tectono-métamorphique et com-

paraison des styles de déformation dans le socle granitique et sa couverture des Schistes lustrés en Corse occidentale. Mémoire de diplôme de Géologie, univ. Neuchâtel, 211 p., inédit.

- ESSENE E.J. (1969) - Relatively pure jadeite from a siliceous corsican gneiss. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 5, p. 270-272.
- FALLOT P. (1958) - Géologie méditerranéenne, Corse. Résumé des cours. *Annuaire Collège de France*, 58, p. 107-131.
- FAURE M., MALAVIEILLE J. (1981) - Étude structurale d'un cisaillement ductile : le charriage ophiolitique corse dans la région de Bastia. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 23, p. 335-343.
- FERRANDINI J., BEHOUX N., GAUTHIER A., FRECHET J., THOUVENOT F., FONTAINE C. (1994) - Première tentative d'étude sismotectonique de la Corse à partir d'un réseau sismologique régional et de la campagne SISBALIG II. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 319, série II, p. 705-712.
- FERRANDINI M., FERRANDINI J., LOYE-PILOT M.-D., BUTTRELIN J., CRAVATTE J., JANIN M.-C. (1998) - Le Miocène du bassin de Saint-Florent (Corse) : modalités de la transgression du Burdigalien supérieur et mise en évidence du Serravallien. *Geobios*, 31, 1, p. 125-137.
- FOLEY S.F., VENTURELLI G., GREEN D.H., TOSCANI L. (1987) - The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constrains in genetic models. *Earth Sciences Reviews*, 24, p. 81-134.
- FOURNIER M., JOLIVET L., GOFFÉ B., DUBOIS R. (1991) - Alpine Cor-sica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10, 6, p. 1173-1186.
- FRANCONI A. (1967) - Etude géologique des ophiolites et des schistes lustrés de la Casaluna entre Pontevecchia et Sermano. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Grenoble, 175 p.
- FUMEY-HUMBERT F., MENOT R.-P, ORSINI J.-B. (1986) - Mise en évidence d'un magmatisme calco-alkalin original d'âge permien inférieur en Balagne (Corse du Nord-Ouest). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, sér. D, p. 1105-1110.
- GATTACCECA J., DEINO A. (1999) - Rotation du bloc corso-sarde : nouvelles contributions paléomagnétiques et chronologiques. Volcanisme, sédimentation et tectoniques cénozoïques péri-alpins. *Document BRGM* n° 291, p. 15-16.
- GAUTHIER A. (1993) - Les mines de cuivre en Corse. Contribution à l'histoire de leur exploitation. Cahiers Corsica, 153-156, 64 p.
- GHEZZO G., RICCI C.-A., ORSINI J.-B. (éditeurs) (1989) - Le magmatisme paléozoïque (500-250 Ma) dans le segment varisque corso-sarde. Livret-guide d'excursion de la Réunion extraordinaire des Sociétés géologiques de France et d'Italie (20-27 Mai 1989), 90 p. Livre en dépôt à la Société géologique de France.
- GIANELLI G., PRINCIPI G. (1974) - Studies on mafic and ultramafic rocks. 4-Breccias of the ophiolitic suite in the Monte Bocco area (Ligurian Apennine). *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, p. 277-308.
- GIBBONS W., HORAK J. (1984) - Alpine metamorphism of hercynian

- hornblende granodiorite beneath the blueschist faciès 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. et Nat.*, Genève, vol. 56, n° 2, p.74-76.
- GINDRAT H. (1942) - Les écaillés de Saint-Florent (Corse). Thèse n° 1028, univ. Genève *et Arch. Sci. Phys. Hist. Nat.*, Genève, 5, (24), p.37-124.
- GONORD H., MENOT R.P., MICHON G., PICHON H. (1992) - Le lambeau métamorphique et sédimentaire de l'Argentella (Corse septentrionale) : Indice d'une tectonique tangentielle et implications régionales. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 72, p. 335-345.
- GRELOU-ORSINI C. (1977) - Aspects morphologiques de la région des Agriates (Nord du massif du Tenda). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1.18, p. 1199-1200.
- GRUPPO OFIOLITI DEL CNR (1977) - I Complessi ofioliti e le unità cristalline della Corsica alpina. *Ofioliti*, 2, p. 265-324.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C, FERNANDEZ M. (1997) - Lithospheric boudinage in the Western Mediterranean back-arc basin. *Terra Nova*, 9, p. 184-187.
- GUERIN G. (1988) - Secteur du Col de San Colombano. Approche stratigraphique et structurale. Dipl. Et. approf., Lab. Géol. Méditerranéenne, univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 74 p.
- GUILLOU J.-J., PRIMEL L. (1967) - Feuille Luri à 1/80 000 (2^e éd.).
- GUIRAUD M. (1982) - Géothermobarométrie du faciès schiste vert à glaucophane. Modélisation et applications (Afghanistan, Pakistan, Corse, Bohême). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Montpellier (USTL), 85 p.
- HARRIS L. (1984) - Déformations et déplacements dans la Chaîne alpine : l'exemple des Schistes lustrés du Cap Corse. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Rennes-I, 307 p.
- HOLLANDE D. (1877) - Géologie de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. IV, p. 431-547, 4 pl.
- HOLLANDE D. (1917) - Géologie de la Corse. *Bull. Soc. Sci. hist. et nat. Corse*, 35^e année, n° 373-384, 466 p.
- HOLLANDE D. (1919) - Le Nummulitique autochtone de la Balagne en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. 19, p. 171-185.
- HOLLANDE D. (1923) - Les nappes de la région orientale de la Corse. *Bull. Soc. Sci. hist. et nat. Corse*, XLIII, n° 445-448.
- HOLUB F., COCHERIE A., ROSSI Ph. (1997) - Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Rep.): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 324, série II a, p. 19-26.

- IRVINE T.N., ANDERSEN J.C., BROOKS C.K. (1998) - Included blocks (and blocks within blocks) in the Skaergaard intrusion : Geologic relations and the origins of rhythmic modally graded layers. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110, 11, p. 1398-1447.
- JACQUET M. (1983) - Évolution structurale et pétrographique de la partie nord du massif du Tenda. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Paris VII, 149 p.
- JAKNI B. (2000) - Thermochronologie par traces de fission des marges conjuguées du bassin liguro-provençal : la Corse et le massif des Maures - Tanneron. Thèse Doct., univ. Joseph-Fourier, Grenoble-1, 344 p.
- JAKNI B., POUPEAU G., SOSSON M., ROSSI PH., FERRANDINI J., GUENOC P. (2000) - Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 331, p. 775-782.
- JODOT P. (1930) - Sur l'existence de Dinantien au col de San Colom-bano (Corse) et sur les conséquences tectoniques possibles de cette découverte. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. 30, p. 515-562.
- JODOT P. (1930) - Nouvelles observations sur le calcaire Dinantien de San Colombano (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 126-127.
- JODOT P. (1931) - Âge des roches à radiolaires de la nappe ophiolitique dans le Nord de la Corse. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 177.
- JODOT P. (1933) - Notes de pétrographie sédimentaire sur la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. III, p. 767-798.
- JODOT P. (1939) - Observations aux notes de M^{lle} Pfender et de M. Denizot sur le calcaire de San Colombano (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 146-147.
- JOLIVET L. (1995) - L'évolution tectonique récente de la Méditerranée occidentale. La déformation des continents, Hermann, Paris, p. 342-355.
- JOLIVET L., DUBOIS R., FOURNIER M., GOFFÉ B., MICHARD A., JOURDAN C. (1990) - Ductile extension in alpine Corsica. *Geology*, 18, p. 1007-1010.
- JOLIVET L., DANIEL J.-M., FOURNIER M. (1991) - Geometry and kinematics of extension in Alpine Corsica. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 104, p. 278-291.
- JOLIVET L., DANIEL J. M., TRUFFERT J. -M., GOFFÉ B. (1994) - Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in back-arc regions. *Lithos*, 33, p. 3-30.
- JOLIVET L., FACCENNA C, GOFFÉ B., MATTEI M., ROSSETTI F., BRUNET C, STORTI F., FUNICIELLO R., CADET J.P., D'AGOSTINO N., PARRA T. (1998) - Midcrustal shear zones in postorogenic extension : Example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geoph. Res.*, 103, B6, p. 12123-12160.
- 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.

- JUNCY G., GAUTHIER A. (1993) - Anciens travaux miniers de Corse ; compte-rendu de visite et proposition de mise en sécurité. Rapport BRGM n° R37890 C3G CSC 93.
- JUTEAU T., MAURY R. (1999) - Géologie de la croûte océanique. Dunod, 357 p.
- KIENAST J.-R. (1983) - Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus) : données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse Doct. d'État, univ. Paris VI, 474 p.
- KOBER L. (1928) - Beitrag zur Géologie von Korsika. *Sitz. Akad. Wiss., Math. Nat. Kl, Abt. 1, ser. 1*, **137**, (7), p. 481-490.
- KRYLATOV S., MAMET (1966) - Données nouvelles sur les terrains paléozoïques de l'Argentella - Tour Margine (Corse). Attribution à la limite dévono-carbonifère du calcaire de Capitello. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, p. 73-79.
- LACAZEDIEU A. (1974) - Contribution à l'étude géologique de la partie nord-est de la Balagne sédimentaire (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Paul-Sabatier, Toulouse.
- LACHARPAGNE J.-C. (1970) - La série ophiolitique, les Schistes lustrés et le métamorphisme à glaucophane dans la vallée d'Alesani (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Clermont-Ferrand, 117 p.
- LAGABRIELLE Y. (1987) - Les ophiolites, marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Thèse Doct. Sci., univ. Brest, 350 p.
- LAGABRIELLE Y. (1995) - Ophiolites of the Southern Western Alps and the structure of the Tethyan oceanic lithosphere. *Ophioliti*, 19 (26), p. 413-434.
- LAHONDERE D. (1988) - Le métamorphisme éclogitique dans les orthogneiss et les metabasites ophiolitiques de la région de Farinole (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 4, p. 579-586.
- LAHONDERE 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 (USTL) et *Document BRGM* n° 240, 285 p.
- LAHONDERE 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.
- LAHONDERE D., GUERROT C. (1997) - Datation Nd-Sm du métamorphisme éclogitique en Corse alpine : un argument pour l'existence, au Crétacé supérieur, d'une zone de subduction active localisée le long du bloc corso-sarde. *Géol. de la France*, 3, p. 3-11.
- LAHONDERE D., ROSSI PH., LAHONDERE J.-C. (1999) - Structuration alpine d'une marge continentale externe : le massif du Tenda (Haute-Corse, France). Implications géodynamiques au niveau de la transversale Corse - Apennins. *Géol. de la France*, 4, p. 27-44.

- LAHONDERE J.-C. (1967) - Les formations cristallophylliennes et les roches vertes de la région de Lancone - Olivaccio (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Montpellier.
- LAHONDERE 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.
- LAHONDERE J.-C. (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Bastia (1104). Orléans : BRGM. Notice explicative par Lahondère J.-C. (1983), 37 p.
- LAHONDERE 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.
- LAHONDERE J.-C., LAHONDERE D. (1988) - Organisation structurale des «Schistes lustrés» du Cap Corse (Haute-Corse). *C.R. Acad. Sci*, Paris, t.307, sér. II, p. 1081-1086.
- LAHONDERE J.-C., LAHONDERE D., CONCHON O. (1994) - Carte géologique France (1/50 000), feuille Vescovato (1107). Orléans : BRGM. Notice explicative par Lahondère J.-C., Lahondère D., Conchon O. (1994), 67 p.
- LAPADU-HARGUES P., MAISONNEUVE J. (1956) - Les relations probables en Corse entre les massifs granitiques et les prétendus Schistes lustrés. *C.R. Acad. Sci*, Paris, **243**, 25, p. 2107-2108.
- LAPORTE D. (1987) - Un exemple d'intrusion syntectonique : l'intrusion d'île-Rousse, Corse du Nord-Ouest. Étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Analyse structurale. Thèse Doct. univ. Saint-Etienne, 422 p.
- LAPORTE D., FERNANDEZ A., ORSINI J.-B. (1991) - Le complexe d'Île-Rousse, Balagne, Corse du Nord-Ouest : pétrologie et cadre de mise en place des granitoïdes magnésio-potassiques. *Géol. de la France*, n° 4, p. 15-30.
- LARDEAUX J.-M., MENOT R.-R., ORSINI J.-B., ROSSI PH., NAUD G., LIBOUREL G. (1994) - Corsica and Sardinia, in : Pre-Mesozoic terranes in France and correlative areas. J. D. Keppie ed., Springer Ver-lag. p. 468-479.
- LAVERNE C, BRONNER G., BELLOT J.-P. (1997) - Les ultrabasites du massif hercynien des Maures (Var), témoins d'une zone avant-arc ? Évidences pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. *C.R. Acad. Sci*, Paris, **325**, p. 765-771.
- LAZARETH C. (1994) - Origine et processus de diversification des intrusions basiques-ultrabasiques tardi-orogéniques (Corse). Recherche de traceurs minéralogiques et géochimiques des fractionnements magmatiques et des liquides parentaux. Dipl. Et. appr., univ. Saint-Etienne.
- LAZARETH C, COTTIN J.-Y., MENOT R.-R, SHEPPARD S., TOURPIN S. (1994) - Rôle de l'eau dans la différenciation des intrusions stratifiées tardi-hercyniennes de Corse. *Bull. liaison Soc.fr. Miner. Crist.*, vol. 6, n° 3, résumé p. 51.

- BOILLOT G., COULON C. (1998) - La déchirure continentale et l'ouverture océanique. *Géologie des marges passives*. Gordon and Breach, 208 p.
- LEMOINE M., BOILLOT G., TRICART P. (1986) - Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Téthys ligure (Alpes, Corse, Apennins): recherche de modèles. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série II, **303**, p. 851-856.
- LEMOINE M., DE GRACIANSKY P.-C., TRICART P. (2000) - De l'océan à la chaîne de montagnes. *Tectonique des plaques dans les Alpes*. Gordon and Breach, 207 p.
- LENCK P.-P. (1970) - Étude géologique des terrains métamorphiques de la Bravone (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Clermont-Ferrand, 92 p.
- LENOTRE N., FERRANDINI J., DELFAU M., PANIGHI J. (1996) - Mouvements verticaux actuels de la Corse (France) par comparaison de nivellements. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 323, sér. IIA, p. 957-964.
- LESQUER A. (1974) - Étude gravimétrique de la partie nord de la Corse. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Montpellier (USTL), 76 p.
- LIBOUREL G. (1985) - Le complexe de Santa-Lucia-di-Mercurio (Corse). Ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques. Un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Toulouse, 461 p.
- 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., MAGNE 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 Saint-Florent. *Géobios*, **20**, n° 6, p. 775-787.
- LOCARD A. (1873) - Sur la faune des terrains tertiaires moyens en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), t. 1, p. 236-241.
- LUGEON M. (1947) - Hommage à August Buxtorf et digression sur la Nappe de Morcles. *Naturforsch. Ges. Basel*, LVIII, p. 108-131.
- LUTAUD L. (1903) - Les idées récentes sur la structure géologique de la Corse. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2, (4), p. 345-370.
- MAGNE J., DURAND DELGA M. (1983) - Mise au point sur le Sénonien de Corse. *Géol. Médit.*, Marseille, 10, p. 403-410.
- MAILHÉ D., LUCAZEAU F., VASSEUR G. (1986) - Uplift history of thrust belts: an approach based on fission tracks data and thermal modelization. *Tectonophysics*, **124**, p. 177-191.
- MAISONNEUVE J. (1964) - Sur quelques caractères des protogines. Répartition zonale des faciès dans le massif du Tenda (Corse). Série «Documentation», 25, univ. Clermont-Ferrand.
- MALAVIELLE J., CHEMENDA A., LARROQUE C. (1998) - Evolutionary model for Alpine Corsica : mechanism for ophiolite emplacement and exhumation of high-pressure rocks. *Terra Nova*, vol. 10, n° 6, p. 317-322.

- MALUSKI H. (1976) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ aux minéraux des roches cristallines perturbées par des événements thermiques et tectoniques en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 19, p. 849-855.
- MALUSKI H., MATTAUER M., MATTE P. (1973) - Sur la présence de décrochements alpins en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, série D, p. 709-712.
- MARINO M., MONECHI M., PRINCIPI G. (1995) - New calcareous nannofossils data on Cretaceous-Eocene age corsican turbidites. *Rev. Ital. Paleont. Strat.*, 101, n° 1, p. 49-62.
- MARQUER D. (1991) - Structures et déformations alpines dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). *Eclogae Geol.*, 83-1, p. 11-91.
- MARRE J., ROSSI Ph. (1981) - Extension et antériorité relative du plutonisme sub-alkalin potassique dans l'ensemble des granitoïdes de Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 291, sér. II, p. 1015-1018.
- MARRONI M., TREVES B. (1998) - Hidden terranes in the northern Apennines, Italy : a record of late Cretaceous-Oligocene transpressional tectonics. *J. Geol.*, 106, p. 149-162.
- MARRONI M., PANDOLFI L., PERILLI N. (2000) - Calcareous nannofossil dating of the San Martino formation from the Balagne ophiolitic séquence (Alpine Corsica) : comparison with the Palombini shale of the Northern Apennine. *Ofioliti*, 25 (2), p. 147-155.
- MASSONE H.J., SCHREYER W. (1987) - Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. PetroL*, 96, p. 212-224.
- MATTAUER M., PROUST F. (1975 a) - Arguments microtectoniques en faveur de l'origine ultra des nappes de Balagne et de Saint-Florent (Corse). Réun. ann. Sci. Terre, Montpellier, p. 253.
- MATTAUER M., PROUST M. (1975 b) - Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse alpine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 281, p. 1681-1684.
- MATTAUER M., PROUST M. (1976) - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. 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.
- MATTAUER M., FAURE M., MALAVIEILLE J. (1981) - Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. *Struct. Geol.*, vol. 3, n° 4, p. 401-409.

- MAUFFRET A., CONTRUCCI I. (1999) - Crustal structure of the North Tyrrhenian Sea : First result of the multichannel seismic LISA cruise. *In* : Durand B., Mascle A., Jolivet L., Horvath F., Séranne M. (éds), *The Mediterranean Basins : Tertiary Extension Within the Alpine Orogen. Geol. Soc. Special Publ.*, Londres, p. 169-193.
- MAURY E. (1903-1904; 1904-1905; 1906-1907) - Feuille de Bastia, C. R. Collab., *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* Camp. 1903, 15, bull. n° 98, p. 127-130. Camp. 1904, 16, bull. n° 105, p. 149-154. Camp. 1905, 16, bull. n° 110, p. 189-191. Camp. 1906, 17, bull. n° 115, p. 172-174.
- MAURY E. (1908 a) - Sur la présence de nappes de recouvrement au Nord et à l'Est de la Corse. *C.R. Acad. ScL*, Paris, t. 96, p. 945-947.
- MAURY E. (1908 b) - Feuille Bastia à 1/80 000 (n° 261) et notice explicative.
- MAURY E. (1910) - Note préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique de la Corse orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. X, p. 272-293.
- MAURY E. (1919) - Observations sur la géologie de la Corse. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 41-43.
- MAURY E. (1920) - Observations sur le nummulitique de Balagne (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 118-120.
- MAURY E. (1930) - Sur la série ophiolitique de la région du col de San Colombano (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 223-225.
- MAURY E. (1931) - Les nappes de la région du col de San Colombano (Corse). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 34, n° 178, p. 157-182, 1 pl.
- MAURY E. (1933) - Considérations et observations générales sur la Réunion en Corse de la Société géologique de France au mois d'octobre 1933. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 3, p. 799-807.
- MAURY E. (1939) - Sur les interprétations tectoniques de la coupe du col de San Colombano (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 175.
- MENOT R.-R., PAQUETTE J.-L., ORSINI J.-B. (1996) - Le plutonisme carbonifère de Balagne (Corse). Géochronologie haute précision U-Pb sur zircons. 16^e Réunion. ann. Sci. Terre, Orléans, p. 56.
- MICHAEL P.J. (1991) - Intrusion of a basaltic magma into a crystallizing granitic magma chamber: the Cordillera del Paine pluton in southern Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, p. 396-418.
- MICHARD A. (1977) - Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes cottiennes méridionales : à propos des schistes à jadéite de la bande d'Acceglio. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, p. 883-892.
- MILLER J. A., CARTWRIGHT I. (2000) - Distinguishing between seafloor alteration and fluid flow during subduction using stable isotope geochemistry : examples from Tethyan ophiolites in the Western Alps. *J. metamorphic Geol.*, 18, p. 467-482.
- MONIE P., PHILIPPOT P. (1989). - Mise en évidence de l'âge éocène

- moyen du métamorphisme de haute pression dans la nappe ophiolitique du Monviso (Alpes occidentales) par la méthode ^{40}Ar - ^{39}Ar . *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, p. 245-251.
- MONTIGNY R., EDEL J.-B., THUIZAT R. (1981) - Oligo-Miocène rotation of Sardinia : K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth Planet. Sci. Letters*, **54**, p. 261-271.
- NARDI R. (1968 a) - Le unità alloctone della Corsica e loro correlazione con le unità delle Alpi e dell'Appennino. *Mem. Soc. geol. It.*, **7(2)**, p. 323-344.
- NARDI R. (1968 b) - Contributo alla geologia della Balagne (Corsica nord-occidentale). *Mem. Soc. geol. It.*, vol. VII (1968), p. 471-489.
- NARDI R., PUCCINELLI A., VERANI M. (1973) - Sezioni geologiche interpretative nella Balagne sedimentaria (Corsica nord-occidentale). *Mem. Soc. geol. It.*, vol. X (1971), p. 191-202.
- NARDI R., PUCCINELLI A., VERANI M. (1978) - Carta geologica della Balagne «sedimentaria» (Corsica) alla scala 1/25 000 e note illustrative. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, p. 3-22
- NENTIEN E. (1897) - Étude sur la constitution géologique de la Corse. *Ann. Mines*, **12**, (9), 244 p.
- NICOLAS A., JACKSON M. (1972) - Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Bull. Suisse Minéral. Pétrol.*, **53**, p.385- 401.
- OHNENSTETTER M. (1979) - La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 293, p. 1199-1202.
- OHNENSTETTER M. (1993) - The corsican ophiolites and the deep Ivrea zone layered complexes and related mineralization. Guidebook for the post-symposium field excursion n° 2. International Symposium on Mineralization related to mafic and ultramafic rocks (IAGOD), 1-3 September 1993, Orléans.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER-CROCHEMORE M. (1975) - Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse Doct. 3° cycle, univ. Nancy I, 590 p.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., Rocci G. (1976) - Étude des métamorphismes successifs des cumulats ophiolitiques de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **18**, p. 115-134.
- OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VIDAL PH., CORNICHE J., HERMITTE D., MACÉ J. (1981) - Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites : consequences for oceanic expansion in Jurassic times. *Earth Planet. Sci. Let.*, **54**, p. 397-408.
- OHNENSTETTER M., Rossi Ph. (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.

- OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., DURAND-DELGA M., RODRIGUEZ G. (1987) - Signification des tholéiites continentales du Dogger pré-piémontais de Corse lors de la formation de l'océan liguro-piémontais. Principaux résultats scientifiques du BRGM, RS 2151, p. 89-90.
- OLLE J.-J. (1981) - Étude géologique de la dépression centrale corse entre Asco et Golo. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Paul-Sabatier, Toulouse III, 209 p.
- ORSINI J.-B. (1976) - Les granitoïdes hercyniens corso-sardes : mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 18, p. 1203-1206.
- ORSINI J.-B. (1980) - Le batholite corso-sarde : un exemple de batho-lite hercynien (structure, composition, organisation d'ensemble). Sa place dans la Chaîne varisque de l'Europe moyenne. Thèse Doct. Sci., univ. Aix-Marseille III, 370 p.
- ORSINI J.-B., MICHON G., LAPORTE D., VELLUTINI P., FUMEY-HUMBERT R., CONCHON O., GAUTHIER A. (1987) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Calvi (1105). Orléans : BRGM. Notice explicative par Orsini J.-B. avec la collaboration de Conchon O., Dominici R., Fumey-Humbert F., Laporte D., Michon G., Vautrelle C., Vellutini P. (1990), 57 p.
- ORSZAG-SPERBER F. (1978) - Le Néogène de Corse, sa place en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. Sci., univ. Paris Sud (Orsay), 358 p.
- ORSZAG-SPERBER F., PILOT M. D. (1976) - Les 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.
- PADOA E. (1999) - Les ophiolites du massif de l'Inzecca (Corse alpine) : lithostratigraphie, structure géologique et évolution géodynamique. *Géol. de la France*, 3, p. 37-48.
- PADOA E., SACCANI E., DURAND-DELGA M. (2001) - L'unité ophiolite du Rio Magno (Corse alpine), élément ligure de l'Apennin septentrional. *Terra Nova* (soumis)
- PAL AGI P., LAPORTE D., LARDE AUX J.-M., MENOT R.-P., ORSINI J.-B. (1985) - Identification d'un complexe leptyno-amphibolique au sein des «gneiss de Belgodere» (Corse occidentale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, sér. II, p. 1047-1052.
- PÁLFY J., SMITH PL., MORTENSEN J.K. (2000) - A U-Pb and 40Ar/39Ar time scale for the Jurassic. *Canad. Earth Sci.*, 37, p. 923-944.
- PAQUETTE J.-L., MENOT R.-P., PIN C., ORSINI J.-B., COTTIN J.-Y. (1996) - Évolution magmatique d'un intercycle orogénique. Étude U-Pb sur zircons et Sm-Nd d'une coupe de la lithosphère permo-carbonifère corse. 16^e Réun. ann. Sci. Terre, Orléans, p. 58.
- PARADIS G., LIAZZO C. (1991) - Contribution à l'étude de la végétation du site classé de l'Ostriconi (Corse). *Bull. Soc. Bot. Centre-Ouest*, t. 22, p. 149-182.

- PARENT H. (1929) - Observations sur l'origine des nappes corses. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 133-135.
- PARETO (1845) - Cenni geognostici sulla Corsica. *Atti Sesta Reun. Scienzali. Ital.*, Milan, 308 p.
- PARSY A., PRIOU-LACAZEDIEU A. (1970) - La Balagne sédimentaire. Dipl. Et. appl., Géol. struct., univ. Paris VI, 139 p.
- PEQUIGNOT G., LARDEAUX J.-M., CARON J.-M. (1984) - Recristallisation d'éclogites de basse température dans les metabasaltes corses. *C.R. Acad. Sri.*, Paris, 299, p. 871-874.
- PEQUIGNOT G., POTDEVIN J.-L. (1984) - Métamorphisme et tectonique dans les Schistes lustrés à l'Est de Corte. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Claude-Bernard (Lyon), 3 vol., 245 p.
- PEQUIGNOT G., POTDEVIN J.-L., CARON C, OHNENSTETTER M. (1984) - Détritisme ophiolitique dans les Schistes lustrés et paléogéographie en domaine piémontais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 36, p. 913-920.
- PEYBERNES B., DURAND-DELGA M., LLUCH D. (1989) - Considérations sur le Trias de la Corse à propos de la découverte d'une association ladino(?) - carnienne de foraminifères benthiques dans l'Autochtone de Balagne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, sér. II, p. 1005-1010.
- PEYBERNES B., DURAND-DELGA M., CUGNY P. (2001) - Reconstitution, en Corse, au Jurassique moyen-supérieur, de la marge européenne de l'océan Liguro-Piémontais, grâce à des niveaux repères à *Praekur-nubia crusei* (foraminifère). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 332, p. 499-506.
- PEYBERNES B., DURAND-DELGA M., ROSSI PH., CUGNY P. (2001) - Nouvelles datations micropaléontologiques dans les séquences intra- et post-ophiolitiques de la Nappe de Balagne (Corse) et essai de reconstitution d'un segment de la marge occidentale de l'océan liguro-piémontais. *Eclogae geol. Helv.*, 94, p. 95-105.
- PILGER A. (1937) - Der alpine Deckenbau Korsikas und seine Granit Intrusionen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, Math.-Phys. Kl., III, H. 19, p. 1-43.
- PLATEVOËT B. (1993) - Cristallisation des unités cycliques du complexe du Peloso (Corse) : taille des cristaux, convection composition-nelle et temps de cristallisation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 317, sér. II, p. 371-378.
- PLATEVOËT B., BONIN B. (1988) - Signification des monzonites et des syénites dans le plutonisme anorogénique de Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 4, p. 949-955.
- POITRASSON F., PIN C, DUTHOU J.-L., PLATEVOËT B. (1994) - The size-isotopic evolution connection among layered mafic intrusions: Clues from a Sr-Nd isotopic study from a small complex. *J. Geophys. Res.*, 99, B5, p. 9441-9451.
- PRIMEL L. (1962) - Etude géologique et métallogénique de la partie méridionale du Cap Corse. Thèse Doct. 3^e cycle, Fac. Sci., Paris.
- PRINCIPI G., TREVES B. (1984) - Il sistema corso-appenninico corne

- prisma d'accreszione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Apennini. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, p. 549-576.
- PUPIN J.-R. (1980) - Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- QUIN J.-P. (1969) - Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse. Thèse Doct. d'État, univ. de Marseille, 540 p.
- REHAULT J.-R., BOILLOT G., MAUFFRET A. (1984) - The western Mediterranean Basin evolution. *Marine Geology*, 55, p. 447-477.
- REYNAUD J. (1833) - Mémoire sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. Soc. géol. Fr.*, sér. 1, t. 1, 21 p.
- RICCI C.-A., SABATINI G. (1978) - Petrogenetic affinity and geodynamic significance of meta-basic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. *Neues Jb. Mineral, Mh.*, 1, p. 23-28.
- RICOUR J. (1949) - Présence du calcaire à Gryphées au Monte di Tuda, près de Saint-Florent (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 171-172.
- RIEUF M. (1980) - Étude stratigraphique et structurale des unités au Nord-Est de Corte (Corse). Thèse Doct. 3^e cycle, Toulouse, 234 p.
- Rossi Ph. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse Doct. Sci, univ. Paul-Sabatier, Toulouse et *Document BRGM* n° 107, 292 p.
- Rossi PH., COCHERIE A. (1987) - Comportement des éléments en trace dans les granites lors de la transition calco-alcalin / alcalin dans le batholite permo-carbonifère de Corse. Principaux résultats scientifiques et techniques pour 1986, BRGM, p. 90-91.
- Rossi PH., CALVEZ J.-Y., COCHERIE A. (1988) - Âge varisque précoce du plutonisme magnésio-potassique en Corse occidentale : conséquences géodynamiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, sér. II, p. 1541-1547.
- Rossi PH., 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 PH., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1991) - Mise en évidence de deux séries sédimentaires d'âge carbonifère en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 313, sér. II, p. 443-450.
- Rossi PH., COCHERIE A., LAHONDÈRE D. (1992) - Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphanien-permien de Corse, témoins des phénomènes d'aminçissement crustal néo-varisques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 315, sér. II, p. 1341-1348.
- Rossi PH., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1993) - Caractère volcanoplutonique du magmatisme calco-alcalin composite d'âge stéphanien supérieur - Permien inférieur en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 316, sér. II, p. 1779-1788.
- Rossi PH., DURAND-DELGA M., CARON J.-M., GUIEU G., CONCHON O., LIBOUREL G., LOYE-PILOT M.-D., OLLE J.-J., PEQUIGNOT G., POTDE-

- VIN J.-L., RIEUF M., RODRIGUEZ G., SEDAN O., VELLUTINI P.-J., ROUIRE J. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Corte (1110). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Durand-Delga M., Caron J.-M., Guieu G., Conchon O., Libourel G., Loye-Pilot M.-D. (1994), 150 p.
- Rossi PH., LAHONDÈRE J.-C., LLUCH D., LOYE-PILOT M.-D., JACQUET M. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Florent (1103). Orléans : BRGM. Notice explicative par Rossi Ph., Lahondère J.-C., Lluch D., Loye-Pilot M.-D. et coll.
- Rossi PH., DURAND-DELGA M., COCHERIE A. (1995) - Identification en Corse d'un socle panafricain (cadomien), conséquences sur la paléogéographie de l'orogène varisque sud-européen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 321, sér. II A, p. 983-992.
- Rossi PH., GUENOC P., REHAULT J.-P., ARNAUD N., JAKNI B., POUPEAUG., TEGYEV M., FERRANDINI J., SOSSON M., BESLIER M.-O., ROLLET N., GLOAGUEN R. (1998) - Importance du volcanisme calcoalcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 327, p. 369-376.
- Rossi PH., COCHERIE A., LAHONDÈRE D., FANNING CM. (2002) - La marge européenne de la Téthys jurassique en Corse : datation de trondhjémites de Balagne et indices de croûte continentale sous le domaine Balano-Ligure. *C.R. Geoscience*, 334, p. 312-322.
- Rossi PH., DURAND-DELGA M. (2001) - Signification du dépôt de sables quartzeux au sein des basaltes jurassiques océaniques de Balagne (Corse). *Ofioliti*, 26, (2a), p. 169-174.
- ROUTHIER P. (1946) - L'association radiolarites/roches vertes dans les chaînes géosynclinales. 1-Observations géologiques en Corse et ailleurs. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 26-28.
- ROUTHIER P. (1954) - Quelques précisions sur la structure de la Balagne (Corse). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 239, p. 1061-1063.
- ROUTHIER P. (1956) - Sur la structure autochtone de la Balagne (Corse). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 26-29.
- ROUTHIER P. (1956) - Etude géologique de la Balagne sédimentaire (Corse septentrionale). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, n° 249, p. 265-293.
- ROUTHIER P. (1966) - Présentation générale des deuxièmes éditions des feuilles Bastia et Luri à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIX, n° 269, p. 261-271.
- ROUTHIER P. (1968) - Sur les relations entre «Corse hercynienne» et Corse alpine. Âge des Schistes lustrés. Inventaire des acquisitions et des problèmes, des progrès et des régressions. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1.10, p. 13-35.
- ROUTHIER P., DELCEY R., LIMASSET J. (1956) - Étude préliminaire des gîtes cuprifères corses. BRGM, 25 p., inédit.
- 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.

- ROVERETO G. (1905) - Sull'età degli scisti cristalline della Corsica. *Atti Reale Acad. Sci.*, Torino, vol. 41, p. 72.
- RUBATTO D., GEBAUER D., COMPAGNONI R. (1997) - Dating the UHP/HP metamorphism in the Western Alps (Sesia-Lanzo and Zermatt-Saas-Fee) : evidences for subduction events at the Cretaceous - Tertiary boundary and in the middle Eocene. 5th International Eclogite Conference. *Terra Nova*, Abst. supp. 1, vol. 9, p. 30-31.
- RUFFET G., FÉRAUD G., BALÈVRE M., KIÉNAST J.-R. (1995) - Plateau âges and excess argon in phengites: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe study of Alpine micas (Sesia zone, Western Alps, northern Italy). *Chem. Geol.*, (Isot. Geosc. Sect.), 121, p. 327-343.
- SACCANI E., PADOA E., TASSINARI R. (2000) - Preliminary data on the Pineto gabbroic massif and Nebbio basalts : progress toward the geochemical characterization of Alpine Corsica ophiolites. *Ofioliti*, 25, p. 75-85.
- SAGRI M., AIELLO E., CORTINI L. (1982) - Le unità torbiditiche crétacée della Corsica. *Rend. Soc. Geol. It*, 27, 5, p. 87-92.
- SALIOU P., CARRON J.-P (1971) - L'évolution des roches plutoniques de Corse dans les conditions d'un métamorphisme à prehnite-pumpellyite de faible température. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 272, p. 2272-2280.
- SALOMON-CALVI W. (1936) - Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise nach Korsika. *Sitz. Ber. Heidelberger Ak. Wiss.*, Math.-Nat. Kl., Abh., 7.
- SciUS H. (1981) - La carte à 1/50 000 de Pietra-di-Verde. Étude géologique régionale dans les Schistes lustrés corses. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Strasbourg, 124 p.
- SEDAN O. (1983) - Etude cartographique et structurale d'un secteur de la Corse alpine : la zone occidentale de la nappe des Schistes lustrés (canton de Morosaglia). Thèse Doct. 3^e cycle, univ. de Provence (Aix-Marseille-I), 104 p.
- SEYLER M. (1984) - Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques. L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines du socle provençal (France). Thèse Doct. Sci., univ. Lyon-I, 582 p.
- SIMI P. (1981) - Précis de géographie humaine, économique et régionale de la Corse. *Soc. Sri. Hist. et Nat. Corse*, n° 11.
- SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE (1933) - Réunion extraordinaire en Corse du 1er au 8 oct. 1933. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 3, p. 727-807.
- SPAKMAN W. (1986). - Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. *Geol en Mijnbouw*, 65, p. 145-153.
- STAM C.J. (1952) - Géologie de la région du Tenda septentrional. Thèse, Geologisch Instituut. Mededeling, univ. Amsterdam, 96 p.
- STAM J. (1962) - Sur la position tectonique du massif du Tenda septentrional (Corse). *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch.*, ser. B, Bd65, p. 109-113.

- STAMPFLI G.-M. (1993) - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ?. *Eclogae geol. Helv.*, 86/1, p. 1-45.
- STAUB R. (1928) - Der Deckenbau Korsikas und sein Zusammenhang mit Alpen und Apennin. *Vierteljahr. Naturforsch. Gesell.*, Zurich, Jahrg. 73, p. 298-347.
- STEINMANN G. (1907) - Alpen und Apennin. *Z. Dtsch. geol. Gesell. Ital.*
- STRECKEISEN A. (1976) - To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. rev.*, 12, p. 1-33.
- SUN S.S., MAC DONOUGH W.F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In : Saunders A.D. et Norry MJ. (éd.), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc. spec. publi*, n° 42, p. 313-345.
- TERMIER P. (1907) - Rapports tectoniques de l'Apennin, des Alpes et des Dinarides. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), t. 7, p. 421-423.
- TERMIER P. (1909) - Sur les relations tectoniques de l'île d'Elbe avec la Corse et sur la situation de celle-ci dans la Chaîne alpine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 149, p. 11.
- TERMIER P., DEPRAT J. (1908) - Le granite alcalin des nappes de Corse orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 147, p. 206-208.
- TERMIER P., MAURY E. (1908) - Sur les nappes de Corse orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 126, p. 1426-1428.
- TERMIER P., MAURY E. (1928) - Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 186, p. 1068-1072, p. 1077-1081, p. 1247-1251, p. 1324-1327, p. 1393-1396.
- TILMANN N. (1929) - Zum Bau der nördlichen Tyrrhenis. *Geol. Rundschau*, 20, p. 390.
- TEICHMULLER R., SELZER G. (1931) - Zur Geologie der Tyrrhenisgebietes: II T., Vergleichende Übersicht über das Paleozoicum von Toscana und Korsica. *Abh. Ges. Wiss.*, Göttingen, Math.-Phys. KL, 3 F., H.3, p. 117-120.
- TOMMASINI S. (1993) - Petrologia del magmatismo calcalino del batolito sardo-corso : Processi genetici ed evolutivi dei magmi in aree di collisione continentale e implicazioni geodinamiche. Dotto-rato di Ricerca in Scienze della Terra, Perugia (inédit), 326 p.
- TOMMASINI S., POLI G.-P., HALIDAY S. (1995) - The role of sédiment subduction and crustal growth in hercynian plutonism : isotopic and trace évidence from the Sardinia- Corsica batholith. *J. Petrol.*, 36, 5, p. 1305-1332.
- TORNQUIST A. (1905) - Die Entwicklung der Trias auf Korsika. *Neues Jahrb. Min. Beil.*, Bd XX, p. 466.
- TRICART P., LEMOINE M. (1991) - The Queyras ophiolite west of Monte Viso (Western Alps) : indicator of a peculiar ocean floor in the mesozoic Tethys. *J. Geodynamics*, 13, 2-4, p. 163-185.

- VARENKAMP H. (1957) - Géologie et pétrologie de la région du Tenda central (Corse). Thèse univ. Amsterdam, 112 p., 1 carte.
- VELLUTINI P.-J. (1977) - Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest ; son extension en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. Sci., univ. Aix-Marseille III, 317 p.
- VENTURELLI G., THORPE R.S., POTTS P.J. (1981) - Rare earth and trace element characteristics of ophiolitic metabasalts from the Alpine-Appennine belt. *Earth Planet. Sci. Letters*, **53**, p. 109-123.
- VIGLIOTTI L., LANGENHEIM V.E. (1995) - When did Sardinia stop rotating ? New palaeomagnetic results. *Terra Nova*, **7**, p. 424-435.
- WALKER F. (1940) - Differentiation of the Palissade diabase, New Jersey. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **51**, p. 1059- 1105.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. (1987) - A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, p. 407-419.
- 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. (1990) - The Cenozoic tectonic evolution of Alpine Corsica. *J. Geol. Soc. London*, **147**, p. 811-824.
- WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. (1987) - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, p. 407-419.
- WIEBE R.A. (1993) - Silicic magma chambers as traps for basaltic magmas : the Cadillac mountain intrusive complex, Mount Desert island, Maine. *J. Geol.*, **102**, p. 423-437.

AUTEURS

Coordination générale : Philippe ROSSI.

- Massif du Tenda : socle varisque et découpage tectonique alpin : Philippe ROSSI ; tectonique et métamorphisme alpins : Didier LAHONDÈRE.
- Socle occidental : Philippe ROSSI (données de Didier LAPORTE, Paolo PALAGI, Philippe ROSSI).
- Schistes lustrés : Jean-Claude LAHONDÈRE et Didier LAHONDÈRE.
- Nebbio et Balagne : Michel DURAND-DELGA.
- Miocène : Michel DURAND-DELGA et Marie-Dominique LOYE.
- Quaternaire : Philippe ROSSI (données de Odette CONCHON, François OTTMANN, Marie-Dominique LOYE).
- Conditions de formation des entités géologiques : Philippe ROSSI, Michel DURAND-DELGA, Jean-Claude LAHONDÈRE et Didier LAHONDÈRE.
- Evolution tectono-métamorphique : Philippe ROSSI, Michel DURAND-DELGA, Jean-Claude LAHONDÈRE et Didier LAHONDÈRE.
- Synthèse géodynamique régionale : Philippe ROSSI, Jean-Claude LAHONDÈRE, Didier LAHONDÈRE.
- Géodynamique récente : Philippe ROSSI.
- Géologie de l'environnement : Hydrogéologie : Roger DOMINICI ; mines : Philippe ROSSI.
- Documentation complémentaire : Itinéraires géologiques : ROSSI (Tenda), LAHONDÈRE (Schistes lustrés).
- Historique des recherches sur les nappes de Balagne et du Nebbio : Michel DURAND-DELGA
- Histoire tectonique : Balagne, Nebbio : Michel DURAND-DELGA ; Schistes lustrés : Didier LAHONDÈRE, Jean-Claude LAHONDÈRE.

Les auteurs remercient Albert AUTRAN pour sa relecture détaillée de la notice et pour ses nombreuses suggestions qui ont permis d'en améliorer la présentation et la clarté.

Les datations radiochronologiques sont fournies avec une erreur standard à 2 σ . Les valeurs obtenues par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon, déjà publiées avec une erreur à 1 σ (selon Cocherie *et al.*, 1991), ont été recalculées ici à 2 σ .

**Présentation au CCGF : 12 mai 2000 Acceptation de la
carte et de la notice : 6 avril 2001 Impression de la
carte : 2001 Impression de la notice : 2001**

	Trepite	Castell.
SiO2	64,10	49,60
Al2O3	14,90	15,60
Fe2O3*	6,33	9,69
MnO	0,19	0,16
MgO	0,20	5,00
CaO	1,00	8,20
Na2O	3,60	4,80
K2O	6,81	0,54
TiO2	0,60	2,21
P2O5	0,08	0,31
P.F.	1,60	3,60
U	2,9	3
Th	8,36	10,8
Ta	1,67	1,34
Hf	8,29	11,1
Zr	439	610
Sc	36,7	24,5
Cr	9	9
Co	10,9	1,04
Ni	9	4
Zn	122	73
Cs	9,4	8,45
Rb	134	154
Sr	190	19
Ba	1445	164
La	37,7	55,7
Ce	77,8	111
Sm	11,5	10,7
Eu	4,42	1,95
Yb	4,84	4,41

Analyses éléments majeurs : Fluo ; X ; traces
et Terres Rares : activation neutronique.

	277	565	101	105	133	562	515	555	501	175	289	236	1	2	3
	Serpent.	Serpent.	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Dolérite	Dolérite	Dolérite	Dolérite	Lave	Lave	Lave
SiO2	39,58	43,26	51,83	55,3	57,92	49,4	49,5	50,92	48,95	48,15	49,12	48,16	49,52	47,84	49,15
Al2O3	3,86	3,72	14,82	15,44	18,84	15,34	15,94	17,93	16,87	17,01	15,67	17,26	16,38	16,57	15,11
Fe2O3*	8,86	8,82	4,78	8,58	5,24	9,32	8,08	6,46	6,18	8,61	7,64	8,18	9,43	9,02	11,22
MnO	0,14	0,12	0,12	0,15	0,11	0,15	0,13	0,11	0,11	0,17	0,15	0,17	0,15	0,17	0,18
MgO	31,27	31,21	6,73	4,23	2,48	6,29	4,87	5,67	8,31	8,42	6,87	6,74	5,27	4,13	5,7
CaO	2,42	2,64	13,02	6,72	3,68	8,13	8,88	9,95	7,7	7,82	9,38	8,26	7,41	7,05	7,96
Na2O	0,06	0,07	3,84	6,56	8,48	4,77	5,09	5,28	4,23	4,37	4,47	4,62	5,1	4,17	5,09
K2O	0,01	n.d	0,31	0,27	0,25	0,38	0,43	0,09	0,41	0,1	0,45	0,44	0,24	2,14	0,2
TiO2	0,24	0,19	0,56	0,61	0,56	1,79	1,79	0,81	1,02	1,5	1,61	1,38	1,93	1,77	2,32
P2O5	11,64	9,3	2,19	1,06	1,15	3,32	4,06	3,19	4,76	3,89	3,87	3,2	0,32	0,28	0,35
P.F.	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	4,27	6,88	2,93
Total	98,08	99,33	98,2	98,92	98,71	98,89	98,77	100,41	98,54	100,04	99,23	98,49	100,02	100,02	100,21
U													0,4	0,6	0,3
Th													1,5	0,5	0,9
Ta													0,6	0,4	0,6
Hf													5,2	4,5	5,6
Zr													200	159	188
Cr	2290	2098	493	118	149	273	214	223	333	205	298	281	111	200	107
Co	73	81	18	19	<10	27	21	16	27	39	41	44	23	35	31
Ni	1888	2200	65	336	<10	71	36	35	151	120	104	134	84	140	50
Rb													6	61	3
Sr	<10	<10	113	223	129	113	215	146	245	154	213	308	602	209	81
Ba	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	13	<10	<10	13	35	82	123
V	81	96	240	101	25	255	258	152	176	274	235	278			
Cu	41	31	161	58	89	73	74	83	83	85	210	152			
La													15,8	9,9	9,3
Ce													34,8	21,8	26,5
Nd													21,9	17,2	21,5
Sm													6,8	5,3	7,2
Eu													2,3	2	2,4
Gd													6,9	6,4	8,3
Tb													1,1	1,3	1,4
Yb													4,1	3,8	4,9

277: Serpentinite, SW du massif
565: Serpentinite, ruiss. de Manganello, environs de la cote 346

101: Gabbro de Carnispola , SE du pont de Carnispola
105: Gabbro pegmatoïde, SW du massif de Carnispola
133: Gabbro pegmatoïde, SW du massif de Carnispola
562: Gabbro du massif de la Navaccia
515: Gabbro du massif de la Navaccia
555: Gabbro du massif de la Navaccia
501: Dolérite massive, massif de la Navaccia
175: Dolérite massive, massif de la Navaccia
289: Dolérite filonienne, massif de la Navaccia
236: Dolérite filonienne, massif de la Navaccia
1: Lave, Piana di Castifao
2: Lave, Col de San Colombano
3: Lave, Fontaine de Navaccia

Les analyses 101 à 566 (ICP-AES) proviennent de la thèse de J. P. Baud (1975)
et les analyses 1 à 3 (majeurs : FX et traces : ICP-MS) de la note de M. Durand-Delga et al. (1997)

Tabl. 2 : Analyses chimiques de filons doléritiques

Tabl. 3 - Analyses chimiques des ophiolites du complexe de Balagne

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	38,38	43,95	44,63	45,55	45,87	47,25	47,39	47,81	51,60	56,15	60,54
Al ₂ O ₃	7,47	11,27	15,62	15,35	20,72	16,44	19,92	14,78	16,91	7,07	16,34
Fe ₂ O ₃	16,67	12,04	12,42	11,82	7,58	12,43	7,44	10,85	6,69	12,68	6,36
MnO	0,24	0,17	0,17	0,18	0,13	0,17	0,11	0,17	0,12	0,27	0,10
MgO	23,22	18,41	8,58	6,58	6,38	5,08	9,72	11,47	7,44	8,80	2,04
CaO	4,55	6,45	8,75	10,01	10,16	8,89	9,90	9,12	10,17	7,05	3,92
Na ₂ O	0,20	2,08	2,76	2,40	2,72	3,23	2,83	2,42	2,44	1,12	3,83
K ₂ O	0,21	0,61	0,57	1,14	1,23	0,71	0,44	0,59	0,73	0,97	2,92
TiO ₂	0,66	1,19	2,74	5,06	0,89	3,13	0,37	1,49	0,50	2,04	1,25
P ₂ O ₅	0,00	0,31	0,10	0,08	0,00	0,69	0,10	0,61	0,00	0,85	0,46
P,F	8,20	2,71	2,92	0,70	3,27	1,90	0,94	0,98	2,42	2,04	2,05
Total	99,80	99,19	99,26	98,87	98,95	99,92	99,16	100,29	99,02	99,04	99,81
Ba	30	88	145	174	141	127	63	96	60	105	296
Co	143	110	117	59	53	140	93	59	142	91	37
Cr	1280	1107	84	167	281	40	292	610	135	268	12
Cu	27	41	30	76	15	15	75	82	18	26	21
Ni	996	729	165	129	195	109	278	374	145	111	24
Sr	38	259	383	383	449	332	448	278	290	33	234
V	193	132	276	299	136	234	60	183	79	266	109
Rb		15	32	36	42	20	13	12	18	31	110
Y	7,55	19,56	16,39	17,08	10,83	19,60	6,43	37,42	14,23	36,40	31,83
La	2,16	9,72	5,86	8,18	4,72	8,43	4,25	17,73	5,81	19,52	27,62
Ce	6,36	28,70	19,11	24,09	14,47	24,73	10,57	50,19	15,68	48,59	60,55
Nd	4,07	14,87	10,54	11,50	7,73	15,70	5,06	27,95	8,58	25,54	27,39
Sm	1,19	3,63	2,78	3,13	1,79	4,05	1,07	6,81	2,33	6,66	6,46
Eu	0,33	1,14	1,04	1,09	0,85	1,50	0,55	1,72	0,78	1,35	1,62
Gd	1,27	3,75	2,77	3,07	1,84	3,97	1,03	6,23	2,43	6,49	5,66
Dy	1,12	3,26	2,73	2,86	1,79	3,39	0,99	6,01	2,32	5,98	5,24
Er	0,60	1,80	1,44	1,60	0,98	1,73	0,49	3,14	1,28	3,10	2,83
Yb	0,58	1,68	1,31	1,43	0,87	1,55	0,41	3,01	1,22	3,01	2,79
Lu	0,10	0,27	0,21	0,22	0,16	0,24	0,06	0,46	0,20	0,44	0,44

Tabl. 1 - Analyses de roches du complexe mafique-ultramafique du Tenda.

Analyses majeurs, traces et terres rares, ICP-AES (CRPG, Nancy).

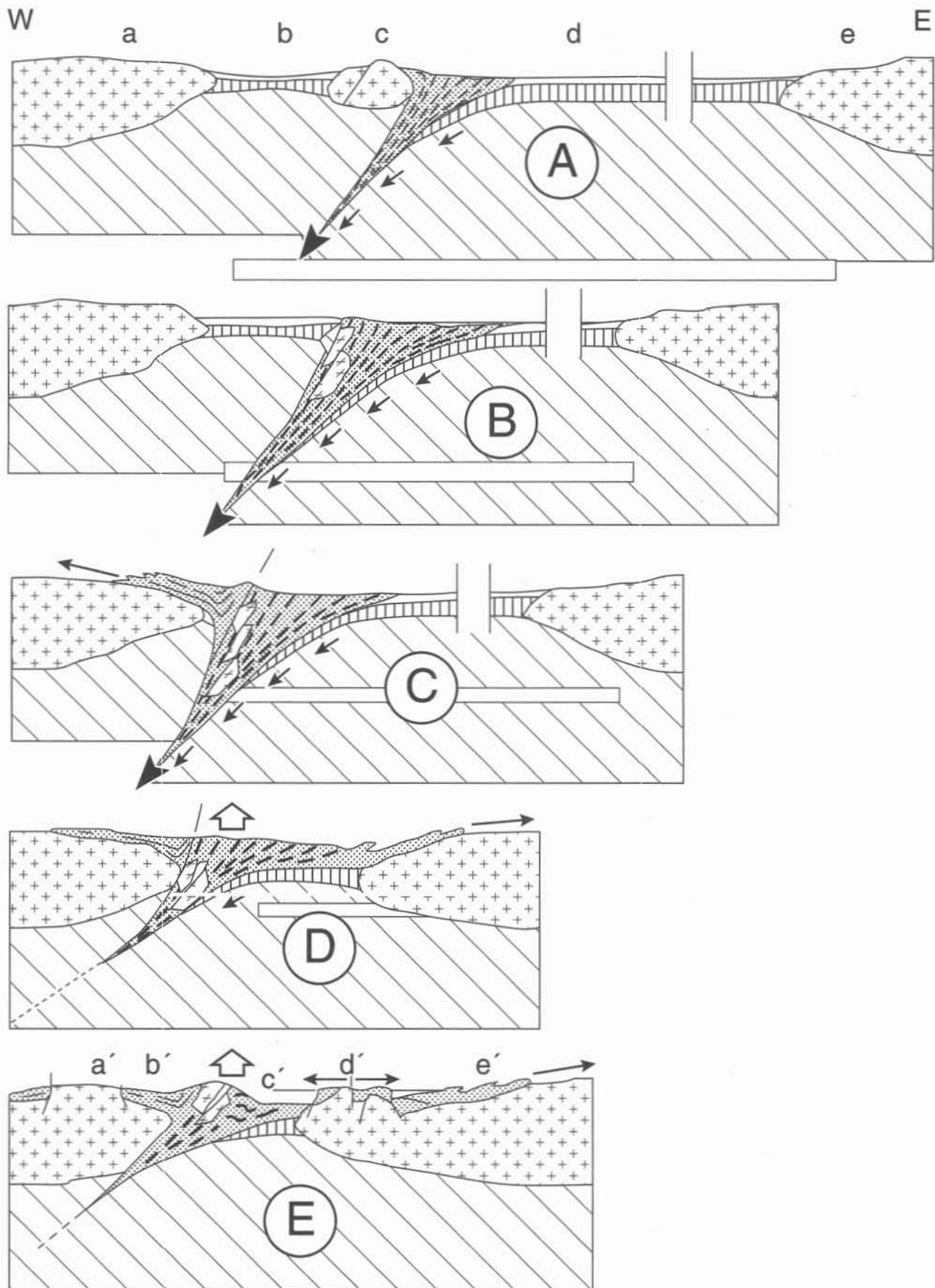
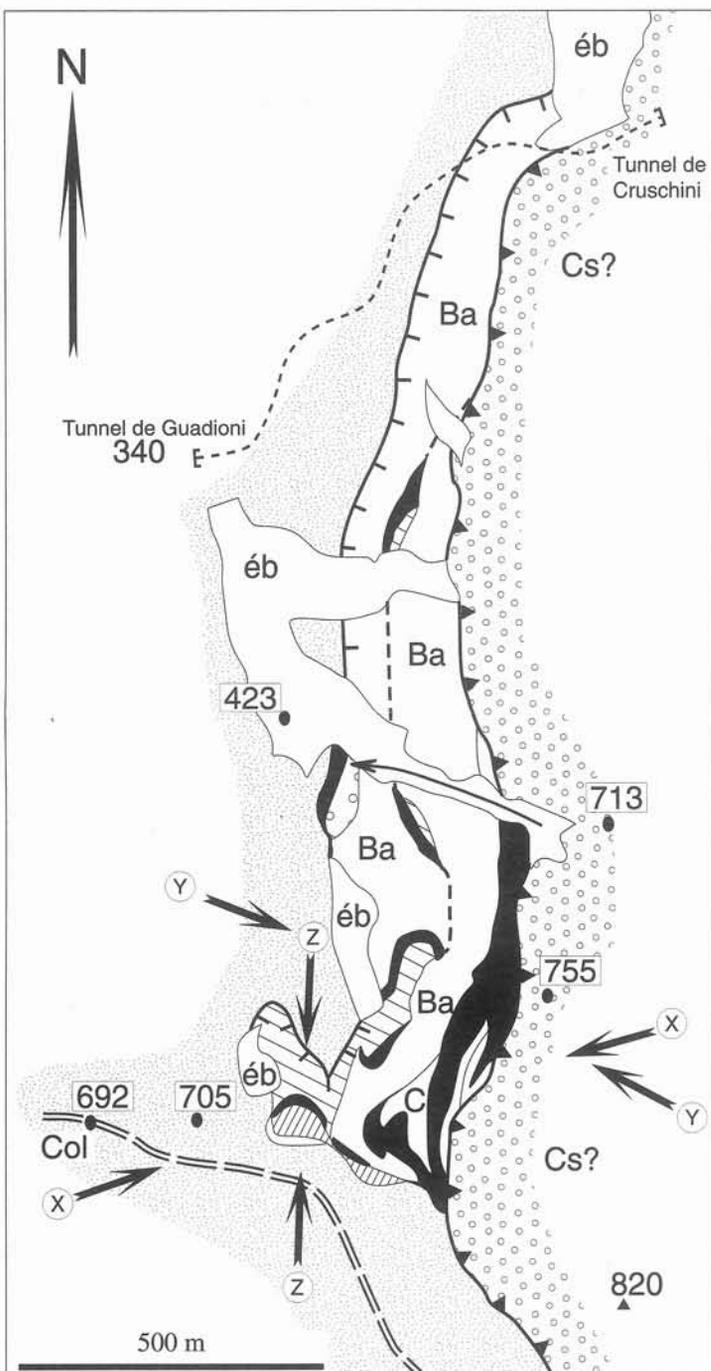


Fig. 22 - Reconstitution de l'évolution géodynamique de la transversale Corse-Apennins.

a : bloc corse ; b : bassin balano-ligure ; c : marge cristalline corse, massif cristallin interne (Pigno, Olivaccio, etc.) ;
 d : bassin liguro-piémontais ; e : bloc apulien ; f : prisme d'accrétion sur la zone de subduction ; g : croûte océanique ;
 h : manteau (asthénosphère et lithosphère indifférenciées)

- A - Crétacé supérieur : initiation de la subduction (et du jeu décrochant) de l'océan liguro-piémontais sous la marge européenne.
- B - Crétacé supérieur - Paléocène : poursuite de la subduction de la croûte océanique ligure et subduction de portions de marge continentale.
- C - Éocène moyen-supérieur : poursuite de la subduction (matériel de HP-BT) et obduction vers l'Ouest de la partie balano-ligure (BP-BT et matériel non métamorphique) sur la marge continentale.
- D - Éocène supérieur - Oligocène - Miocène inférieur : exhumation des formations métamorphiques de HP-BT et structuration du prisme d'accrétion apennin, chevauchant vers l'Est sur le bâti continental Adria.
- E - Miocène supérieur : surrection du bâti alpin, formation d'antiformes (Cap Corse) et synformes (Nebbio), et amincissement de la marge apennine



Cartographie et interprétation structurale de l'Unité de San Colombano

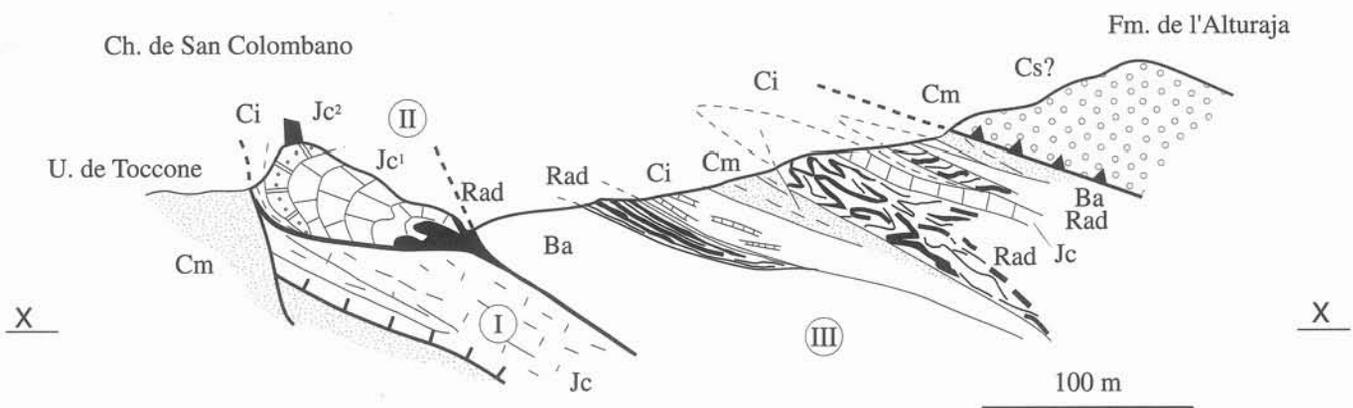
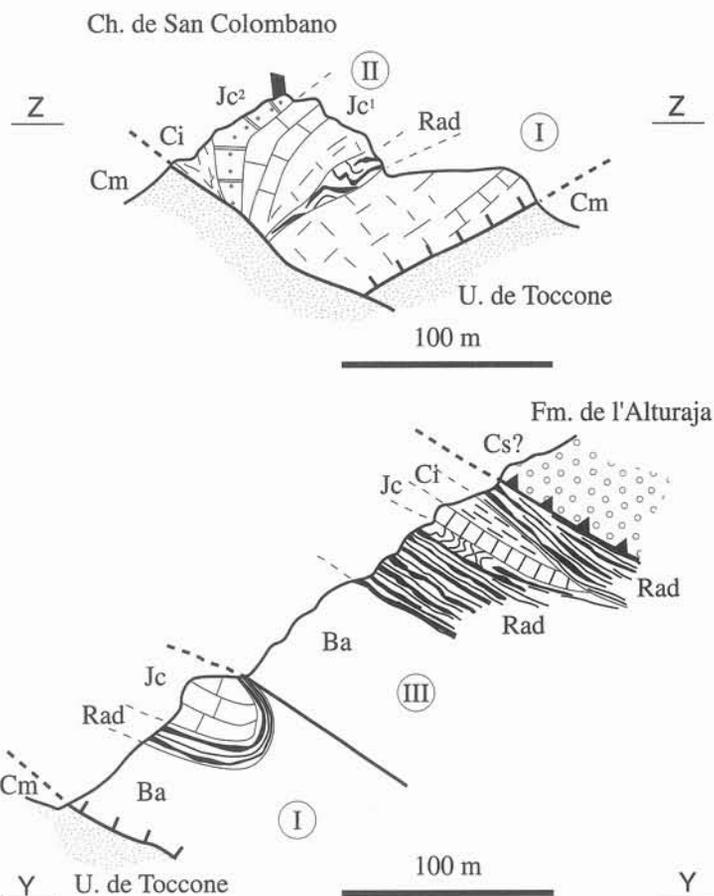


Fig. 7 - Cartographie et interprétation structurale des environs du col de San Colombano

Ba : basaltes océaniques ; **Rad** : radiolarites ; **Jc** : calcaires du Malm, massifs (Jc1) ou à débris (Jc2) ; **ci** : Crétacé inférieur marno-calcaire ; **Cm** : Crétacé moyen ; "Flysch à lydienes" ; **cs** : Crétacé supérieur-Paléocène (?), Formation de l'Alturaja ; **éb** : Éboulis quaternaires ; I, II, III : sous-unités tectoniques

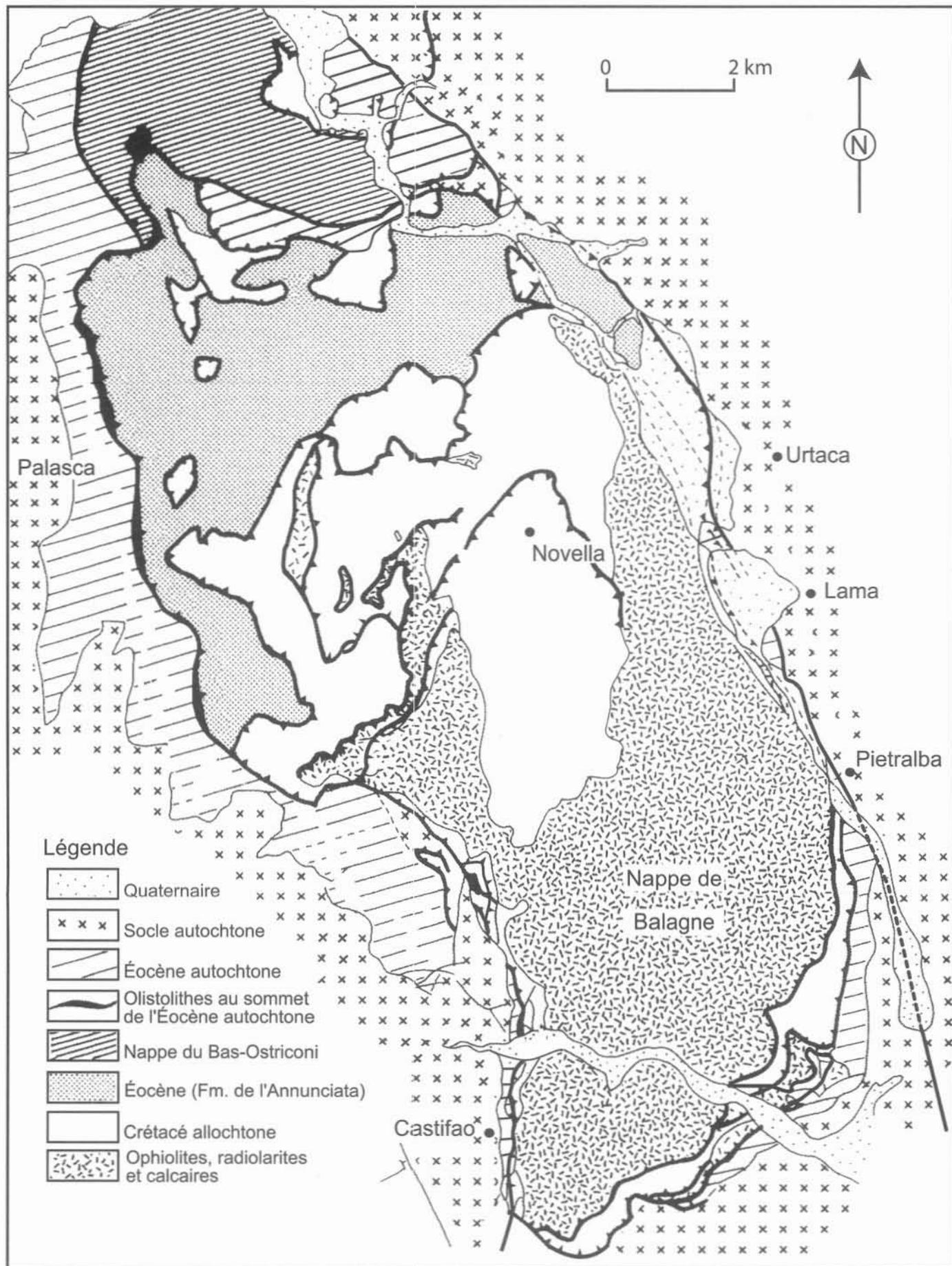


Fig. 5 - Schéma structural de la Nappe de Balagne

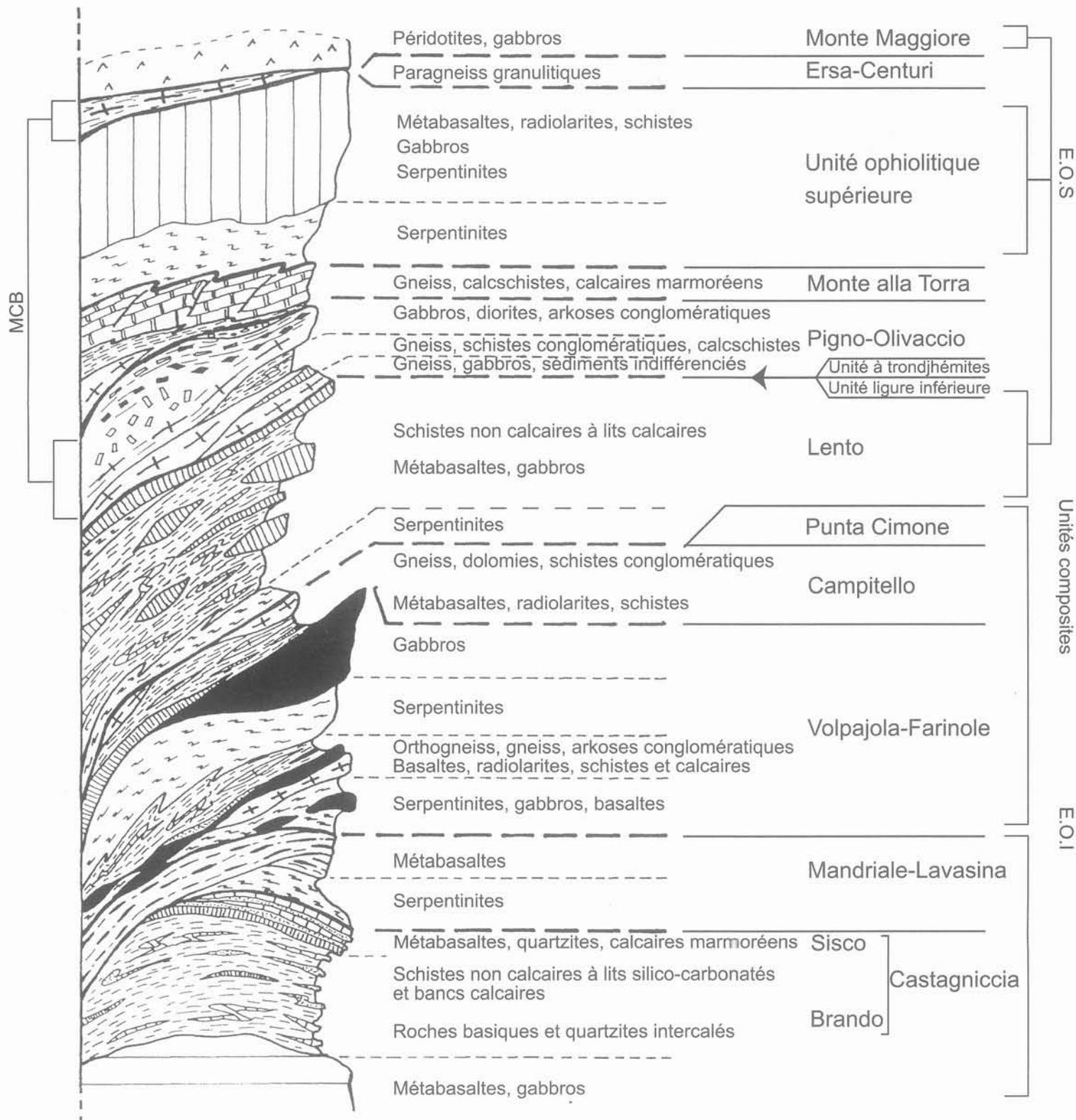


Fig. 9 - Représentation schématique de la pile tectonique et litho-pétrographique des Schistes lustrés à ophiolites corses entre la partie méridionale du Cap Corse et la vallée du Golo (modifié d'après D. Lahondère, 1991)

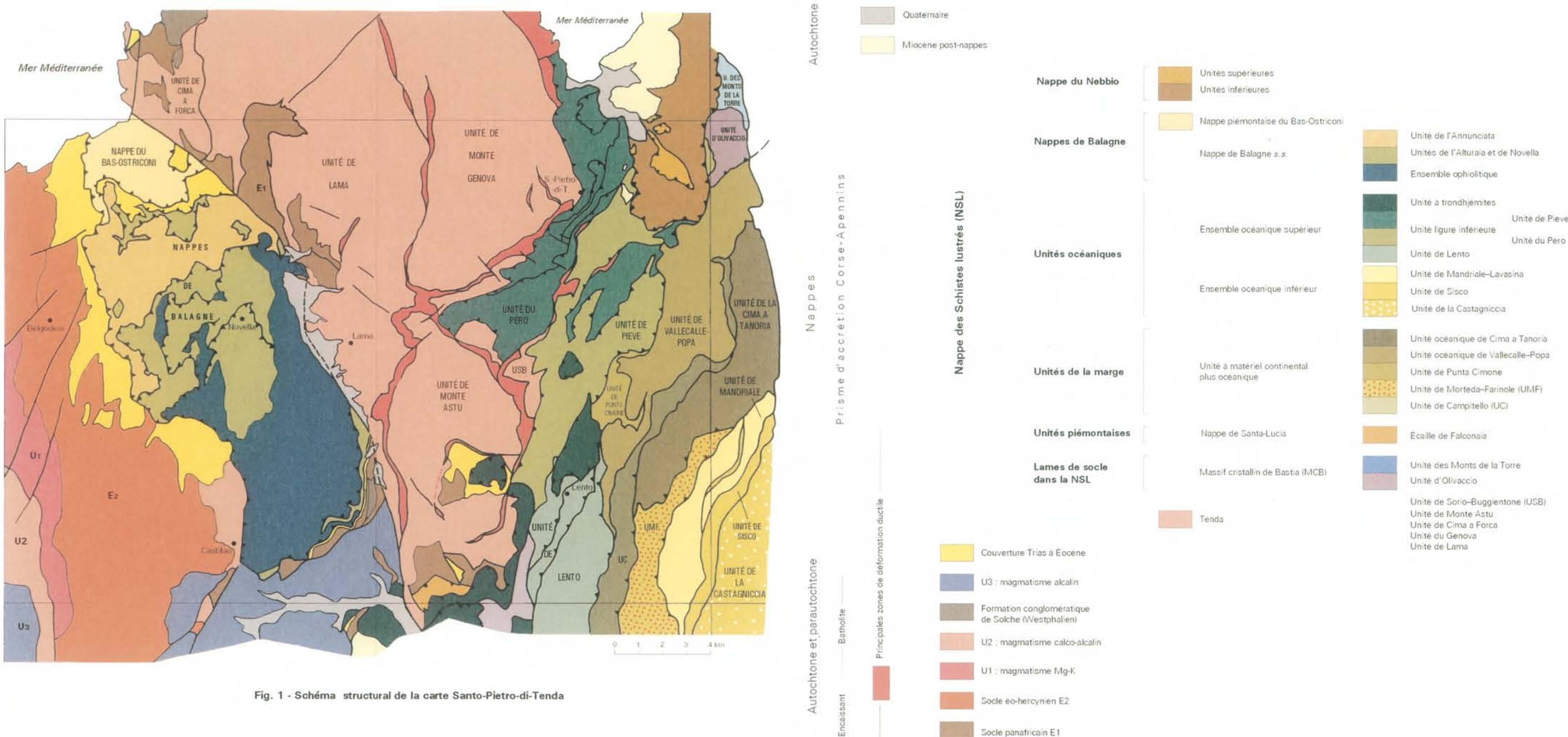


Fig. 1 - Schéma structural de la carte Santo-Pietro-di-Tenda