



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

# VIÈVE-TENDE

par

M. LANTEAUME

## VIÈVE-TENDE

La carte géologique à 1/50 000  
VIÈVE-TENDE est recouverte par la coupure  
SAORGE (N° 213 bis)  
de la carte géologique de la France à 1/80 000.



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
VIÈVE-TENDE A 1/50 000**

**par**

**M. LANTEAUME**

**avec la collaboration de N. RADULESCU, M. GRAVOS, J. FÉRAUD**

**1990**

**Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS Cedex 2 – FRANCE**

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

– *pour la carte* : LANTEAUME M. (coord.), FALLOT P., FAURE-MURET A., HACCARD D., VILLEY M., LECANU J.P., DUFAY D., GIGOT P., VIGNE M.F., AGUINET R., VASLET D., CAMPREDON M. (1991) – Carte géol. France (1/50 000), feuille **Viève–Tende** (948) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par LANTEAUME M. et coll. (1990), 129 p.

– *pour la notice* : LANTEAUME M., avec la collaboration de RADULESCU N., GRAVOS M., FÉRAUD J. (1990) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Viève–Tende** (948) – Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 129 p. Carte géologique par LANTEAUME M. *et al.* (1991).

© BRGM, 1990. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1948-4

## SOMMAIRE

	Pages
<b>PRÉSENTATION DE LA CARTE</b>	5
<b>CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL</b>	5
<i>DOMAINE STRUCTURAL SUBALPIN</i>	5
<i>UNITÉ DU COL DE TENDE</i>	25
<i>ZONE DES LAMBEAUX DE CHARRIAGE</i>	28
<i>BRIANÇONNAIS LIGURE</i>	31
<i>NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES</i>	38
<i>TECTONIQUE D'ENSEMBLE</i>	43
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	44
<i>DOMAINE STRUCTURAL SUBALPIN</i>	44
<b>Socle cristallophyllien</b>	44
<b>Tégument</b>	46
<b>Couverture</b>	48
<i>UNITÉ DU COL DE TENDE</i>	66
<i>ZONE DES LAMBEAUX DE CHARRIAGE (= ZONE DES     KLIPPES)</i>	73
<i>DOMAINE DU BRIANÇONNAIS LIGURE</i>	81
<b>Tégument</b>	81
<b>Couverture</b>	82
<i>DOMAINE DE LA NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES</i>	93
<b>Série de Baiardo—Trioara</b>	93
<b>Série de San-Remo—Saccarel</b>	95
<b>Série de Moglio—Testico</b>	96
<b>Série d'Alassio—Borghetto-d'Arroscia</b>	97
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</b>	98
<b>PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES</b>	104
<i>GÉOMORPHOLOGIE</i>	104
<i>RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES KARSTIQUES SOUTERRAINS</i>	106
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</b>	116
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	116
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	116
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	117
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	117
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	121
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	129
<b>AUTEURS</b>	129

## PRÉSENTATION DE LA CARTE

La carte géologique à 1/50 000 Viève—Tende correspond aux coupures IGN de Viève (Vievola) et Tende. Elle concerne la majeure partie du territoire des communes de Tende et de La Brigue redevenues françaises en 1947 à la suite du traité de Paris, puis du référendum de la même année.

La ligne frontière entre la France et l'Italie (fig. 1), essentiellement retenue en fonction d'un intérêt stratégique, jalonne la succession de lignes de crête et de sommets qui limite le bassin supérieur du fleuve, à destinée méditerranéenne, de la Roya qui prend sa source au versant sud du col de Tende. Elle sépare celui-ci, au Nord et au Nord-Est, des bassins versants des rivières à destinées adriatiques, affluents du Pô, à l'Est et au Sud-Est, des bassins supérieurs des torrents qui rejoignent la Méditerranée à l'Est de Ventimiglia. L'intérêt tout particulier du dispositif structural a commandé de faire abstraction de cette limite arbitraire. La feuille Viève—Tende présente donc une large bande du territoire italien au-delà de la frontière, concernant la carte géologique à 1/100000 Boves.

## CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

La carte géologique Viève—Tende comporte (voir le schéma structural), à sa marge occidentale, la terminaison sud-orientale du massif cristallophyllien externe de PArgentera—Mercantour qui s'ennoe vers l'Est et le Nord-Est sous la couverture sédimentaire subalpine (tégument adhérent au socle et couverture décollée). Cet ensemble forme le noyau d'une méga-antiforme axée N 120 dont les enveloppes successives, vers l'Est et le Nord-Est, sont représentées par la succession des unités structurales internes superposées, à savoir dans l'ordre : l'unité du col de Tende, l'unité de la zone des lambeaux de charriage, l'unité de la nappe du Flysch à helminthoïdes, et enfin, l'unité du Briançonnais ligure supportant les klippes suprabriançonnaises de Flysch à helminthoïdes.

La structuration en méga-antiforme, qui est postérieure aux processus de superposition des différentes unités structurales, est affectée par un dispositif d'accidents cassants tardifs. Ces accidents présentent généralement une composante en décrochements dextre ou senestre et une composante verticale correspondant à la succession d'une phase en décrochement suivie par une phase en faille normale, récente, et très vraisemblablement encore, au moins localement, active.

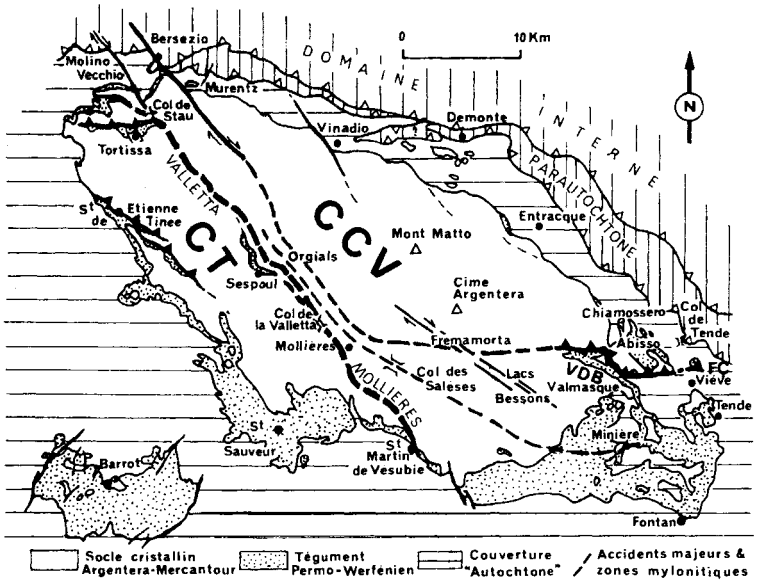
## DOMAINE STRUCTURAL SUBALPIN

### Socle et tégument permo-werfénien du massif de PArgentera—Mercantour

Le socle (fig. 2) est représenté par les anatexites de Fenestre (Faure-Muret, 1955) appartenant au *complexe de Chastillon—Valmasque* (C.C.V.)



qui constitue, avec le *complexe de Malivern—Argentera*, la zone orientale du massif de l'Argentera—Mercantour, séparée de l'autre partie distincte, le *complexe de la Tinée* (C.T.) formant la zone sud-occidentale, par l'accident majeur dénommé *mylonite de Valletta—Mollières* (Faure-Muret, 1955, carte hors-texte ; cartes géologiques à 1/50 000 Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon et Saint-Étienne-de-Tinée).



**Fig. 2 - Structuration cassante majeure du socle de l'Argentera-Mercantour** (D. Vaslet, 1978, fig. 72); principales zones mylonitiques d'après A. Faure-Muret, R. Malaroda et J. Vernet. C.C.V. : complexe de Chastillon—Valmasque; C.T. : complexe de la Tinée; V.D.B. : structure de Vei-del-Bouc; F.C. : fenêtre de Caramagne

Le socle supporte, uniquement dans le domaine concerné, les termes normalement superposés du Permien et du Trias détritico basal (Werfenien) qui constituent le tégument resté adhérent au socle lors des déformations alpines, même si l'on peut noter, au moins localement, des phénomènes de disharmonie (Vaslet, 1978). La série permienne, dont la succession lithostratigraphique a été établie par A. Faure-Muret (1955), est réputée être une formation continentale, constituée par une succession de termes lithologiques caractéristiques, dont l'épaisseur cumulée atteint, dans le massif du mont Bego et du mont Meraviglie sur la carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon, en limite même de la carte Viève—Tende, une épaisseur de l'ordre de 1 500 mètres (Faure-Muret, 1955 ; fig. 30, p. 185). Le dépôt correspond au remplissage de morphologies accentuées telles que « l'ombilic » du Bego—

Meraviglie et celui de la Béonia dans la région de Saint-Dalmas-de-Tende, séparées par des « seuils » qui n'ont pas été recouverts par les dépôts permien ou qui ne supportent que quelques mètres ou quelques dizaines de mètres de sédiment. Ce dispositif morphostructural a été considéré comme lié à une déformation synsédimentaire à grand rayon de courbure (Faure-Muret, 1955). Les données actuelles conduisent à envisager plutôt un dispositif en horst et graben synsédimentaires, congénères des premiers stades de rifting téthysien (fig. 21) et coordonnés avec le volcanisme qui intervient dans les domaines limitrophes au Sud (domaine Maures—Esterel et Corso-Sarde) et au Nord (Briançonnais ligure). Ce point de vue est conforté par le fait que les sédiments du Permien correspondent à l'accumulation de termes constitués uniquement par le démantèlement du socle et de termes comportant essentiellement du matériel d'origine volcano-sédimentaire (voir la description du Permien subalpin).

Le Trias basal détritique (Werfénien) qui, lui aussi, est réputé être une formation continentale, est discordant sur le dispositif morphostructural de remplissage permien. Il est discordant sur le Permien mais aussi sur le socle, recouvrant, au moins pour partie, les « seuils » permien dont certaines zones (domaine du brachy-anticlinal de Tende, secteur de Viève) n'ont apparemment pas été recouverts par les dépôts du Trias basal.

Les dépôts du Trias basal détritique, correspondant pour leur partie inférieure au seul démantèlement du socle et du Permien et pour leur partie supérieure à des pélites ayant pour origine essentielle du matériel volcano-sédimentaire fin, témoignent de l'amortissement de la déformation morphostructurale de rifting et annoncent la transgression marine du Trias moyen qui intervient à la fin même du dépôt de la partie supérieure pélitique. Celle-ci comporte en effet l'intercalation de niveaux dolomitiques siliceux d'origine marine. La structuration Permienne, héritée très certainement du dispositif cassant tardi-hercynien, va gouverner dans une large mesure, au cours du Mésozoïque et du Paléogène, la paléogéographie alpine dans son ensemble et dans le détail, et jouer un rôle qui est difficile à préciser dans la genèse des structures alpines, contrôlant au moins localement les structures plicatives, facilitant les néogénèses métallifères, pré-induisant les cisaillements de socle majeurs, notamment entre le domaine externe et le domaine interne.

Au niveau de la terminaison périclinale de la méga-antiforme de l'Argentera—Mercantour qui s'observe selon la vallée de la Roya entre Fontan au Sud et Viève au Nord, le socle et son tégument de Permien et de Trias détritique basal sont affectés par des structures plicatives axées N 110 à N 120 à plan axial déversé vers le Sud (Fallot et Lanteaume, 1955 ; Lanteaume, 1962, 1968 ; Vaslet, 1978). Ces plis synschisteux s'accompagnent d'un métamorphisme correspondant au début de l'épizone, qui se marque par des phénomènes de rétomorphose orientées dans les plans de schistosité cataclastique des gneiss (Aicart *et al.*, 1968) et des néogénèses alignées dans les plans de schistosité du Permien et du Trias détritique basal (Toussaint, 1966 ; Vaslet, 1978). Ces structures sont affectées par une schistosité à faible pendage, généralement fruste, crénelant la schistosité antérieure.

En limite de la carte, au Nord-Ouest du mont Chajol, se développe, sur la carte mitoyenne Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon, le dispositif structural



de Vei-del-Bouc (V.D.B., fig. 2) étudié récemment par D. Vaslet (1978) à la suite des travaux de A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) et de A. Faure-Muret, P. Fallot et E. Bolleli (1956), dont les structures de la crête de Spèges, au Nord-Ouest de Saint-Dalmas-de-Tende, pourraient être la terminaison méridionale au Sud-Est du revêtement de couverture sédimentaire du mont Chajol—mont Agnelet. Les structures plicatives polyphasées du dispositif de Vei-del-Bouc se caractérisent par la superposition, à une phase de déformation métamorphique synschisteuse en plis couchés ou en plis fortement déversés vers le Sud et d'orientation N 120 à N 140, d'une déformation en plis droits très coffrés affectés par un rétrodéversement localisé manifeste. Cette déformation en plis droits d'orientation N 110-120, présente une schistosité congénère qui réoriente la schistosité précédente. Le rétrodéversement conduit à la réalisation de la synforme polyphasée en «blague à tabac» de Vei-del-Bouc.

Au Nord de la terminaison périclinale de la méga-antiforme de l'Argentera—Mercantour, le socle et son tégument affleurent très localement au niveau de la fenêtre de Caramagne (F.C., fig. 2) entre Viève et le portail méridional du tunnel routier du col de Tende. Les divers affleurements de gneiss, de Permien et de Werfénien reconnus par L. Baldacci et S. Franchi (1900), P. Fallot et M. Lanteaume (1956), A. Faure-Muret et P. Fallot (1957), M. Lanteaume (1962, 1968) et D. Vaslet (1978), correspondent à une succession en série inverse (Vaslet, 1978) qui est la prolongation en surface de la lame de socle et de tégument reconnue par A. Portis (1898) lors du percement du tunnel ferroviaire du col de Tende, et interprétée comme un élément structural en contact anormal avec les termes mésozoïques et paléogènes de la couverture sédimentaire subalpine par L. Baldacci et S. Franchi en 1900. Le caractère structural majeur de cet accident de socle, reconnu par P. Fallot et M. Lanteaume (1956), a conduit A. Faure-Muret et P. Fallot (1957) à lier ce dispositif à celui du chevauchement du massif de l'Asino et du Sabione, mis en évidence plus à l'ENE sur la carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon (Faure-Muret, Fallot et Bolleli, 1956) ; ce qui fut démontré par D. Vaslet (1978) qui définit *l'unité de socle-tégument de Rocca dell'Abisso* (fig. 2). Cette unité est matérialisée entre le col de Tende et le col de Vei-del-Bouc par un pli couché à noyau de gneiss (massif du Monte Carbone, Rocca dell'Asino et Cime du Sabion) dont le flanc renversé, cisailé par le contact anormal basal, présente localement le tégument permien en série inverse (col du Sabion). Le flanc normal est constitué par le Permien et le Trias basal détritique de Rocca dell'Abisso. Ce pli couché présente les mêmes caractères de déformation que ceux mis en évidence pour la première déformation affectant le socle-tégument de Vei-del-Bouc : métamorphisme, schistosité cataclastique dans les gneiss avec rétromorphose congénère, schistosité de flux avec néogénèse dans le tégument. Ce pli est affecté par une déformation superposée en plis droits eux-mêmes affectés par le phénomène de rétrodéversement. Le chevauchement de l'unité de socle de Rocca dell'Abisso correspond à un accident majeur profond affectant la marge interne du massif de l'Argentera—Mercantour (Lanteaume, 1962, 1968). La lame de socle de la fenêtre de Caramagne sur la carte Viève-Tende représente l'extension observable la plus orientale de l'accident. Au-delà du col de Vei-del-Bouc, le chevauchement de l'unité de Rocca dell'Abisso se prolonge sur quelque 45 kilomètres par la zone d'écrasement de Fremamorta—Orgials—Murentz, reconnue par A. Faure-Muret (1955), et se confond, à l'extrémité

nord-occidentale du massif de l'Argentera—Mercantour, avec le décrochement dextre de Bersezio (Vaslet, 1978, fig. 72).

### **Couverture sédimentaire subalpine décollée du socle-tégument**

La couverture sédimentaire mésozoïque et paléogène comporte, à la base, la série du Trias moyen qui a un faciès général de type germano-lorrain (Muchelkalk) mais qui admet en son sein, au moins à la base et au sommet, des faciès à cachet briançonnais (faciès anisien des dolomies gréseuses à délits pélitiques restées adhérentes au tégument, faciès ladinien des dolomies cendrées couronnant les dolomies et calcaires dolomitiques). La diverticulation intervenant dans la partie basale du Trias moyen, s'accompagnant d'une mylonitisation, ne permet pas de reconstituer la succession de cette partie basale de la série. Les termes du Trias supérieur caractérisés plus au Sud (feuilles Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon et Menton—Nice), à savoir les schistes ligniteux à *Equisetum* associés à des dolomies, et les gypses-anhydrites, sont inconnus à l'affleurement dans le domaine de la feuille Viève—Tende. Seuls des gypses-anhydrites attribués au Trias supérieur ont été reconnus lors du percement des tunnels routiers et ferroviaires du col de Tende, injectés dans le flysch paléogène. Le Rhétien et Hettangien, si caractéristiques dans l'unité du col de Tende et dans le Subalpin de la région de Breil—Sospel, sont aussi inconnus à l'affleurement. Le Lias ne serait représenté que par du Sinémurien à faciès de calcaire à silex.

Le Dogger est caractérisé. Il est représenté par des calcaires et des calcaires dolomitiques jaunâtres du Bajocien, surmontés par des calcaires oolitiques à débris de bivalves du Bathonien moyen-supérieur. Le Jurassique supérieur est constitué par une formation de calcaires et de calcaires dolomitiques qui admet à sa partie terminale des termes qui sont déjà du Crétacé inférieur (au moins Berriasien, peut-être Valanginien).

Les termes sommitaux du Trias moyen, le Trias supérieur, l'infra-Lias, le Lias inférieur, le Dogger et notamment ses termes de la base et du sommet, enfin la base du Jurassique supérieur, sont impliqués dans le processus de mylonitisation accompagnant la diverticulation entre Jurassique supérieur et Trias moyen. Toute reconstitution élaborée de la succession est impossible. Il apparaît cependant que le Lias supérieur manque et que le Dogger est transgressif.

Le Crétacé inférieur post-Berriasien (ou post-Valanginien) est représenté par la superposition d'un hard ground, de calcaires à silex noirs caractéristiques et d'un « béton » fossilifère. Ces termes Hauterivien—Barrémien présentent des variations de faciès sensibles. A la base de ce Néocomien s'observent localement des faciès purbeckiens. Viennent normalement à la suite, des schistes calcaréo-marneux de l'Aptien—Albien, qui peuvent manquer, surmontés par le Gault normalement constitué par des grès glauconieux (partie méridionale de la feuille) passant latéralement (partie septentrionale de la feuille) à des brèches remaniant le Néocomien.

La série gault de l'Albien—Cénomaniens basal supporte les marnes et marno-calcaires (ou les calcschistes calcaréo-marneux) du Cénomaniens—Turonien inférieur, surmontés par les calcaires et marno-calcaires du Turo-

nien passant aux marno-calcaires du Sénonien qui montent — au moins localement — dans le Maastrichtien.

La série paléogène carbonatée, hétérochrone, datée du Lutétien supérieur au passage Éocène moyen-supérieur, voire Priabonien inférieur (Lanteaume 1962, 1968 ; Campredon, 1972, 1977), est transgressive sur la surface d'érosion ménagée, née de la tectogenèse fini-crétacée. La période continentale correspond à la lacune qui s'étend du Maastrichtien au Lutétien supérieur. Les dépôts continentaux des poudingues à *Microcodium* jalonnent la base du Paléogène transgressif qui présente d'importantes variations de faciès dans le domaine même de la feuille Viève—Tende (voir e5c-7, description des formations subalpines).

La série néritique, à faune et microfaune benthique, admet des niveaux de conglomérats à éléments d'origine locale (essentiellement du Crétacé supérieur) et à éléments d'origine allochtone (socle et tégument permowérfénien à faciès briançonnais ligure). Ces conglomérats à matériaux d'origine briançonnaise sont identiques à ceux du Paléogène calcaréo-gréseux de l'unité du col de Tende ; ce sont d'excellents marqueurs du contexte tectono-sédimentaire caractérisant le bassin paléogène. Ils complètent les données apportées par les déformations synsédimentaires que l'on peut mettre en évidence.

La série calcaréo-gréseuse, ou calcaires à algues, est normalement surmontée par des marno-calcaires ou des calcschistes priaboniens *l.s.* qui présentent d'importantes variations d'épaisseur et peuvent même manquer localement. La sédimentation de ces marno-calcaires à microfaune planctonique a été perturbée par les processus tectono-sédimentaires qui se marquent par des discordances internes, des slumps témoins de paléopentes, des passées de brèches correspondant au remaniement du Paléogène basal calcaréo-gréseux ou calcaire et notamment des termes conglomératiques.

Le flysch paléogène, qui est le terme ultime de la série sédimentaire constituant la couverture, présente la caractéristique tectono-sédimentaire fondamentale d'inclure, dans sa partie sommitale, un important cortège olistostromatique interstratifié. Ce cortège comporte des microbrèches et des brèches polygéniques à éléments centimétriques à décimétriques, auxquelles sont associés des olistolites de dimension très variables, du mètre cube au kilomètre cube (voire localement de plusieurs kilomètres cubes). Les éléments polygéniques, outre des produits de démantèlement des séquences du flysch paléogène, sont essentiellement, d'une part du flysch à helminthoïdes provenant de la nappe du Flysch à helminthoïdes *l.s.*, d'autre part des éléments de la série sédimentaire briançonnaise. Ce cortège olistostromatique, particulièrement développé dans la région de la demi-fenêtre de Triora, témoigne des conditions tectono-sédimentaires de mise en place primaire de l'ensemble superposé Briançonnais—Flysch à helminthoïdes au sein de la bordure « interne » du bassin du flysch paléogène syntectonique, aboutissement d'une évolution structurale de l'ensemble du bassin paléogène, que l'on peut mettre en évidence par l'existence de structures tectono-sédimentaires syn-paléogènes qui gouvernent la morphologie même du bassin (Gigot et Lanteaume, sous-pressé).

L'évolution du bassin paléogène peut être remarquablement mise en évidence par la succession des faciès et les processus tectono-sédimentaires. A la suite de la transgression contrôlée par l'hétérochronie sensible des termes de base, se développent les faciès néritiques à faune et microfaune benthiques, répartis, en fonction d'une *structuration active* du bassin, en domaines caractéristiques. L'évolution du bassin se marque brusquement par l'apparition des faciès à microfaune planctonique et le développement des processus tectono-sédimentaires. Le caractère morphostructural s'accroît brusquement par l'apparition de la sédimentation du flysch et prend toute son importance en corrélation avec la mise en place des nappes, avec le dépôt des termes olistostromatiques.

Dans tout le domaine de la feuille Viève—Tende, les séries « post-tectoniques » susceptibles de sceller les structures, sont inconnues. Il n'y a ni Oligocène discordant, comme plus au Nord-Est à la marge du bassin Padan, ni Miocène (ou Pliocène) discordant comme plus au Sud, dans la partie de l'arc Nice—Roya.

Il convient de souligner le problème posé par les niveaux mimant des carnegules, impliqués dans les chevauchements tardifs et qui seraient (Vaslet, 1978), comme leur étude semble le démontrer, des brèches continentales d'âge indéterminé, peut-être contemporaines de celles observées à la base de l'Oligocène padan à Bagnasco.

La couverture sédimentaire subalpine, qui comporte une série mésozoïque—paléogène débutant par du Trias moyen, est décollée de l'ensemble structural socle-tégument sur lequel elle repose selon un contact anormal majeur à géométrie curvo-planaire. Ce décollement de la couverture ne peut être considéré comme lié à un processus de tectonique par gravité (Lanteaume 1962, 1968), car la couverture sédimentaire décollée présente le même polyphasage structural que le socle-tégument, c'est-à-dire une déformation D1 épimétamorphique, donnant des structures synschisteuses P1 (S1) reprises par une déformation D2 caractérisée par des structures rétrodéversées P2, soulignées par une schistosité de crénulation S2 très caractéristique. L'ensemble est affecté par une structuration tardive D3.

La couverture sédimentaire décollée a été affectée par deux générations de cisaillements induisant des chevauchements : la première, déformée par la phase D2 et impliquée dans les structures rétrodéversées ; la seconde tronquant les structures D2/P2.

Le décollement de la couverture, congénère de la déformation D1, correspond à un processus méga-disharmonique intervenant dans le cadre d'une tectonique en raccourcissement matérialisée par des structures plicatives déversées ou couchées, affectées par une schistosité de flux ou de fracture, selon la compétence et la position dans l'édifice des matériaux constitutifs de la série sédimentaire.

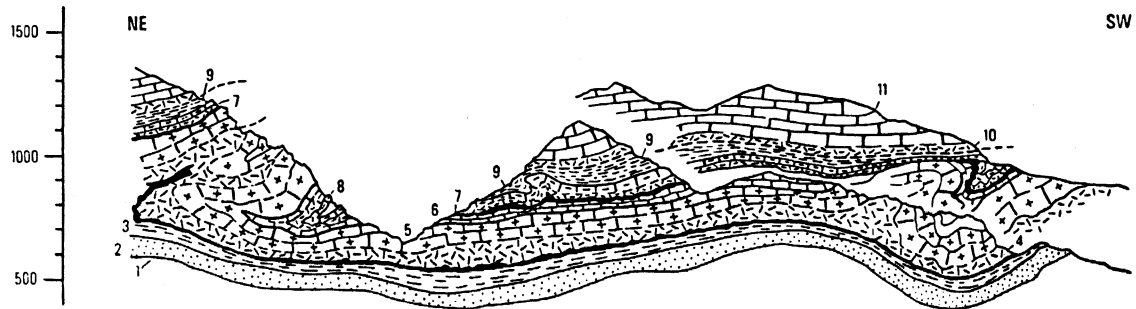
Au sein même de la couverture sédimentaire, le processus disharmonique a induit la diverticulation de la couverture (Lanteaume, 1962, 1968) en niveaux structuraux géométriques, limités par des surfaces de contact anor-

mal intra-couverture soulignées par des termes mylonitiques. On met ainsi en évidence, en premier lieu, à la base même de la couverture, l'existence d'un *niveau géométrique structural constitué par le Trias moyen calcaréo-dolomitique* et limité, à la base et au sommet, par un contact anormal souligné par les termes *cargneuliques* : les *cargneules inférieures* jalonnant le contact anormal entre la couverture et le socle-tégument, les *cargneules supérieures* jalonnant le contact anormal entre ce niveau géométrique structural et celui constitué à la base par les termes du Jurassique supérieur. Les structures plicatives déversées ou couchées, polyphasées (fig.3), qui caractérisent ce niveau, soulignent l'importance du processus de disharmonie intra-couverture (tectonique sous-épidermique de M. Lanteaume, 1962, 1968, p. 301-302). Ce niveau géométrique structural est bien caractérisé entre Saint-Dalmas-de-Tende et Fontan, dans la partie méridionale de la feuille Viève—Tende. Il s'effiile vers le Nord entre Saint-Dalmas et Tende, affecté par un mégaboudinage. Il n'est plus représenté que localement entre Tende et Viève par des lambeaux très tectonisés de dolomies et calcaires dolomitiques du Trias moyen, encadrés à la base et au sommet par des niveaux de *cargneules* (Rochers de Saint-Sauveur à Tende, Agaysseou et mont Branègue à Viève). Dans ce domaine septentrional, la base structurale de la couverture est représentée par le *niveau géométrique structural* constitué à la base par du Jurassique supérieur.

La diverticulation couverture—socle-tégument n'est pas intervenue, comme on le considère classiquement, à la base du Trias moyen, mais au sein de la partie basale du Trias moyen. Les dolomies gréseuses à faciès anisien, associées aux pélites du Werfénien supérieur et véritable base stratigraphique du Trias moyen, sont restées adhérentes au tégument permowerfénien. Le clivage s'est effectué entre ces termes incompétents et les termes calcaréo-dolomitiques compétents à faciès général germano-lorrain (voir l'analyse de la succession du Trias moyen subalpin ; chapitre « Description des terrains »). Le coussin de *cargneules inférieures* correspond (Lanteaume, 1962, 1968) à la mylonitisation *d'au moins* la partie supérieure du tégument et de la base du terme calcaréo-dolomitique, comme le montrent les brèches apparemment constituées uniquement par les deux types de matériaux correspondants.

On met en évidence, en second lieu, un *niveau géométrique structural constitué par les séries du Jurassique supérieur, du Crétacé et du Paléogène carbonaté*. Ces séries comportent : les calcaires et les calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur—Berriasien dont la surface sommitale est recouverte par un *hard ground* sur lequel repose le terme calcaire (calcaires noirs et calcaires à silex) du Néocomien (Valangien ?, Hauterivien), chapeauté par le béton fossilifère barrémien ; les marno-calcaires aptiens ou apto-albiens, surmontés par les grès glauconieux ou les faciès bréchiqes albo-cénomaniens qui supportent la succession des marno-calcaires céno-mano-turo-niens et des calcaires et marno-calcaires turono-sénoniens ; enfin, les calcaires gréseux ou les calcaires à algues du Lutétien supérieur—Priabonien, surmontés par les calcschistes pélagiques du Priabonien.

Le terme jurassique supérieur à la base même de ce *niveau géométrique structural*, bien que présentant une déformation interne très évoluée, n'est pas impliqué dans des structures plicatives géométriques aussi accentuées



Téquement - 1 : Permien; 2 : Werfénien gréseux; 3 : Werfénien pélitique.

Couverture post-werfénienne - 4 : cargneules (en noir) et mylonites cargneulisées à la base du Muschelkalk; 5 : Muschelkalk;  
 6 : Keuper calcaréo-dolomitique; 7 : cargneules (en noir) et mylonites cargneulisées à la base du Lias; 8 : Lias inférieur; 9 : Dogger écrasé et laminé;  
 10 : mylonites à la base du Malm; 11 : Malm.

**Fig. 3 - Coupes mettant en évidence la tectonique sous-épidermique**  
 au niveau du Trias moyen dans le versant du vallon de Chiapères, au Nord de Fontan en rive gauche de la Roya  
 (d'après Lanteaume, 1962, 1968)

que celles du Trias moyen, et la différence de comportement des deux niveaux géométriques structuraux de compétence apparemment identique, est manifeste (Lanteaume, 1962, 1968). Le Néocomien et le Gault, étroitement adhérents au Jurassique supérieur servant de niveau-repère, en témoignent.

Le Crétacé supérieur basal (calcaires lités du Turonien), par contre, est impliqué dans un dispositif de vaste ampleur de plis en chevrons déversés ou couchés, polyphasés. L'amortissement de cette disharmonie se réalise au niveau du Cénomaniens marno-calcaire ou marno-calcschisteux à déformation interne intense. Seuls les plis P2 et la schistosité de crénulation S2 (fig. 4) sont généralement observables. Les plis synschisteux P1 sont conservés localement à l'état de relictés. Le Crétacé supérieur sommital (marno-calcaires du Sénonien) présente une intense déformation interne. Seule la schistosité de crénulation S2 est généralement observable, crénulant, au niveau des microlithons, la schistosité de flux S1. Les plis P2 ne s'expriment pas d'une manière claire dans ce matériau calcschisteux. La lithologie originale (S0) est difficilement discernable ; elle ne peut être caractérisée que dans le cas des relictés de tête de microplis P1 conservés localement. L'angle entre S0 et S1 étant très faible dans les plis P1, et la lithologie étant monotone, les plans de discontinuités S0 et S1 sont presque confondus.

Les structures plicatives affectant le terme calcaréo-gréseux ou calcaire du Paléogène carbonaté sont d'un style tout différent (Lanteaume, 1962, 1968). Elles se présentent sous forme de plis polyphasés, coffrés, à grand rayon de courbure qui soulignent la différence de compétence avec le

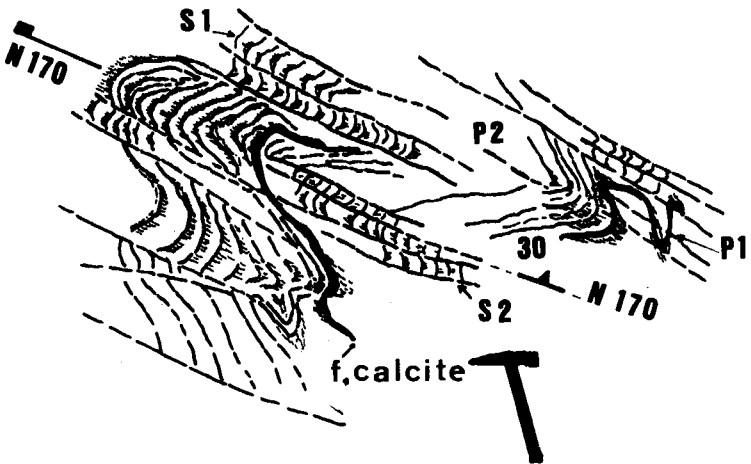


Fig. 4 - Schéma du dispositif de plis P2/S2 dans le Cénomaniens du versant de Morga, au Nord de Tende

Sénonien sous-jacent des matériaux constitutifs de la série, malgré les importantes variations de faciès et d'épaisseur (voir e5c-7 dans le chapitre « Description des terrains »). La déformation interne est importante : les éléments figurés des brèches à *Microcodium* et des conglomérats sont aplatis, étirés et tronçonnés ; les termes calcaires et calcaréo-gréseux sont affectés par une remarquable schistosité de dissolution (S1) et par un débit correspondant à la schistosité de crénulation S2. Dans le cas le plus général, en absence de niveaux lithologiques repères tels que des niveaux détritiques grossiers ou de conglomérats, la limite observable entre Crétacé supérieur et Paléogène carbonaté ne correspond plus, en fonction de la transposition des matériaux du Crétacé supérieur et du Paléogène, au contact stratigraphique originel qui est lui aussi transposé et a acquis un caractère structural (fig. 5).

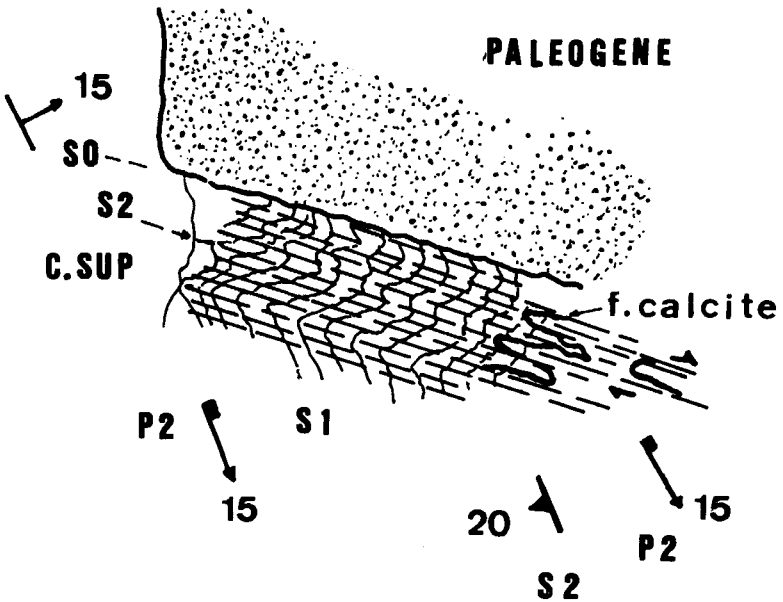
Les calcschistes du Priabonien inférieur qui surmontent les calcaires gréseux ou les calcaires à algues, sont déformés comme le Crétacé supérieur sommital. Le litage apparent correspond à la schistosité de crénulation. La lithologie originelle n'est généralement pas discernable. L'angle entre SO et S1 des plis PI est très faible, voire nul, et les discontinuités crénulées ne peuvent pas être facilement caractérisées (S0/S1). Les éléments des brèches intra-priaboniennes sont accompagnés de queues de cisaillement sigmoïdes recristallisées, témoignant des phénomènes de rotation. Les slumps présentent un aplatissement intense accompagné d'un étirement caractéristique.

Dans ce niveau géométrique structural Jurassique supérieur—Paléogène carbonaté, la disharmonie se marque plus par la différence de comportement des niveaux lithologiques à la déformation interne, que par la géométrie des structures plicatives.

Entre le niveau géométrique structural constitué par du Trias moyen et la base structurale du niveau géométrique structural Jurassique supérieur—Paléogène carbonaté, s'intercale normalement le terme mylonitique des cargneules supérieures. Des lambeaux tectoniques de Dogger (Bajocien et Bathonien moyen à supérieur) sont localement conservés entre le toit des cargneules et la base structurale du Jurassique supérieur. Dans les cargneules supérieures mêmes, des lambeaux cataclasés de Lias inférieur sont observés localement (voir la description des formations constitutives du domaine subalpin). Les termes du Keuper ligniteux et dolomitique représentés plus au Sud (Sud de Fontan) et les gypses attribués au Keuper sont inconnus ici, au moins à l'affleurement, alors que plus au Sud, à partir de Breil-sur-Roya, ils constituent d'importantes masses extravasées jalonnant la base structurale du niveau géométrique structural Jurassique supérieur—Paléogène carbonaté, et sont mêmes injectés dans celui-ci.

La couverture de *flysch paléogène*, qui couronne la série subalpine, constitue, elle aussi, un *niveau géométrique structural* indépendant décollé sur son substratum de calcschistes priaboniens. Elle est jalonnée par un contact anormal caractérisable cartographiquement par le repos du *flysch*, soit sur les calcschistes priaboniens, soit sur le terme calcaréo-gréseux ou calcaire, soit même directement sur le Crétacé supérieur. Le style des plis peut être très différent selon deux domaines caractérisés.





**Fig. 5 - Dispositif structural au contact entre le Crétacé supérieur et le Paléogène au Pas de l'Escalette**

A l'Est du méridien du col de Tende, en rive gauche de la Roya, les plis isopaques aplatis sont des plis déversés et même couchés (éperon de Fort-Taborde) liés à la déformation D1, affectés par une schistosité S1 de fracture qui est surtout observable dans les charnières des plis. Ces plis sont déformés par la structuration rétrodéversée D2. Celle-ci se marque par l'ondulation curviligne caractéristique des séquences grossières, congénère des plis P2 à schistosité de crénulation S2 à faible pendage (10 à 20° en général) qui est observable dans les sommets laminitiques des séquences et dans les intercalations de séquences fines superposées (fig. 6a). Les schistes à blocs sont remarquablement affectés par ces déformations : les blocs de faible dimension (centimétriques ou décimétriques) sont accompagnés de queues de cisaillement sigmoïdes recristallisées témoignant des phénomènes de rotation ; les klippe sédimentaires plurimétriques de Flysch à helminthoïdes sont replissées par les plis P2 caractérisés par une très belle schistosité S2 de plan axial (fig. 6b) qui donne localement, dans les têtes de plis, de remarquables houppes de schistosité.

A l'Ouest du col de Tende, sur la transversale de Rocca dell'Abisso, en limite occidentale de la feuille Viève-Tende, le style des plis est tout différent. On observe une succession de plis isopaques aplatis, droits, à surface axiale subverticale. Ces plis P1, à schistosité de fracture difficilement

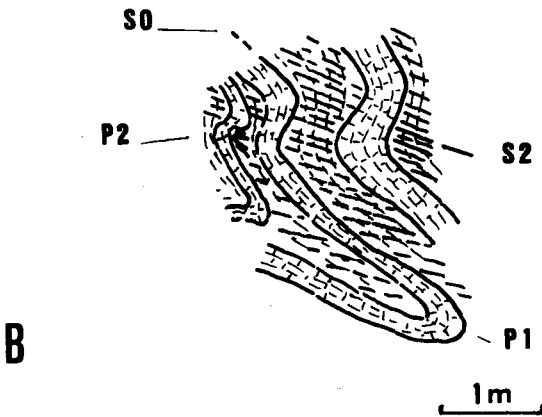
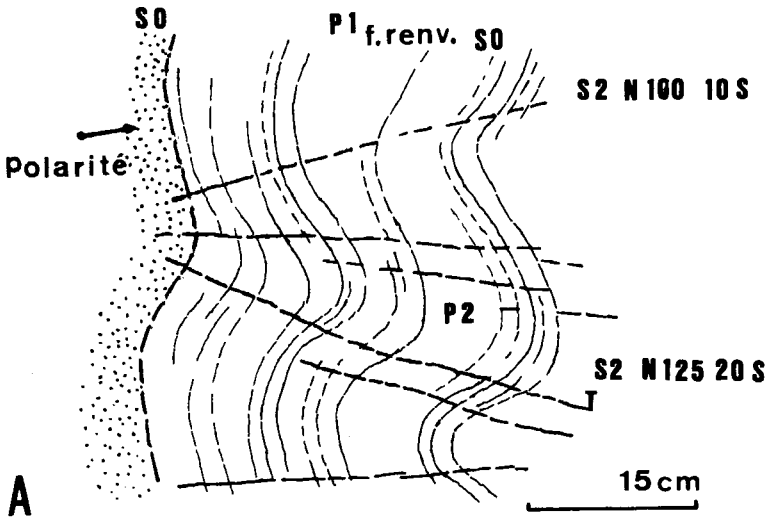


Fig. 6 - Structuration P2/S2 du flysch paléogène de l'éperon du Fort-Taborde : A. déformation P2/S2 au flanc renversé d'un pli P1/S1 du Fort-Taborde sous la côte 2121; B. déformation P2/S2 d'une klippe de Flysch à helminthoïdes au Fort-Taborde

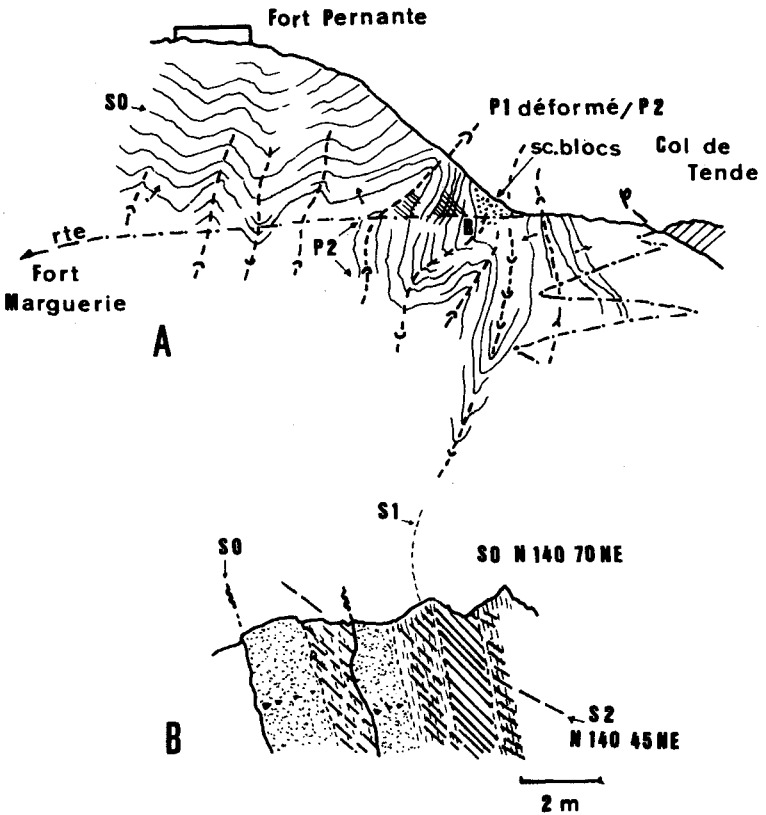
discernable, sont clairement rétrodéversés (fig. 7a). Comme précédemment, les séquences grossières constituant les flancs des plis sont gauchies par la déformation D2. La schistosité S2 à faible pendage est transverse par rapport aux plis P1. Il se développe, dans les termes laminitiques et les intercalations de séquences fines, de très beaux plis P2 soulignés par une remarquable schistosité de crénulation S2 de plan axial (fig. 7b). Ces plis ne peuvent pas être confondus avec des plis d'entraînement congénères des plis P1. Le style de la structuration du flysch paléogène est comparable à celui même du Werfénien sur la même transversale, à Vei-del-Bouc—col du Sabion, et doit être envisagé en fonction même de l'accident de socle de Rocca dell'Abisso.

La couverture sédimentaire a été affectée à sa marge interne, en limite des unités internes, par des cisaillements (fig. 8) qui impliquent le socle-tégument (voir *supra*) et la couverture sédimentaire (Lanteaume 1956, 1958, 1962, 1968). Les contacts anormaux sont jalonnés localement par des niveaux qui miment les cargneules. Ce sont, d'après D. Vaslet (1978), des brèches sédimentaires polygéniques non affectées par les déformations polyphasées (A, fig. 8). Elles sont constituées par des éléments de socle (gneiss), de tégument (Werfénien inférieur et Werfénien supérieur) et de couverture (dolomies et calcaires dolomitiques du Trias moyen et du Jurassique), inclus dans une matrice calcaire micritique à néogénèses plagioclasi-ques (B, fig. 8). Localement, ces brèches renferment de véritables olistolites métriques ou plurimétriques.

Entre Tende et Viève, là où le niveau géométrique structural à base de Jurassique supérieur repose directement sur le socle-tégument avec interposition locale de Trias moyen très tectonisé, le contact anormal à la base de la couverture sédimentaire est jalonné par ces niveaux (Vaslet, 1978, fig. 38).

Au sein même de cette couverture s'observe, dans la région du mont Branègue—Vième, le cisaillement plat qui, sur la feuille de Saint-Martin-Vésu-bie—Le Boréon, sépare le Trias moyen du mont Agnelet du Jurassique supérieur du mont Chajol et qui est, lui aussi, jalonné par ces niveaux bréchi-ques. Sur cette couverture cisailée (unité de Viève—Valmasque de D. Vaslet, 1978) vient reposer l'unité de socle-tégument de Rocca dell'Abisso qui, sur la feuille Viève—Tende, n'affleure que dans la fenêtre de Caramagne (voir *supra* : socle et tégument) creusée dans l'unité chevauchante superpo-sée de Marguerie—Cayron. Cette unité de Marguerie—Cayron, qui chevauche dans le domaine de Saint-Martin-Vésu-bie—Le Boréon l'unité de socle-tégument de Rocca dell'Abisso, repose dans celui de la feuille Viève—Tende, soit sur la couverture de Viève—Valmasque, soit sur la prolongation orientale de l'unité de Rocca dell'Abisso. Elle scelle au niveau de la fenêtre de Caramagne le contact anormal très redressé entre ces deux unités subor-données. Le contact anormal à la base de l'unité de Marguerie—Cayron n'est jalonné par les brèches sédimentaires que dans la région d'Agaysseou—val-lon d'Arimonde et dans celle des Granges-de-la-Morte (klippe du mont Deveille).

L'unité de Marguerie—Cayron est directement chevauchée par l'unité de Tavan—Bussaia recouverte en contact anormal par le flysch Paléogène. Cette unité, qui se suit dans le domaine de la feuille Saint-Martin-Vésu-bie—



**Fig. 7 - Structuration du flysch paléogène à l'Ouest du col de Tende dans le massif du Fort-Pernante : A. le style des plis rétrodéversés, B. structuration P1/S2 de détail au flanc septentrional au Sud-Ouest de LB 190 (A).**

Le Boréon de Monte Colombo—Monte Chiamossero à la Punta Bussaia, n'affleure sur la feuille Viève—Tende que dans le vallon de Tavan et au niveau du portail méridional du tunnel routier du col de Tende (point coté 1279) où les brèches sédimentaires jalonnant la surface du chevauchement ont été reconnues au niveau du tunnel ferroviaire (entre les points 6348 et 6035 m). La série de cette unité diffère de celle des unités subordonnées (Fallot et Lanteaume, 1956 ; Lanteaume 1962, 1968 ; Vaslet, 1978). La différence significative porte sur l'hétérochronie entre le Paléogène carbonaté de cette unité, daté de la limite Éocène moyen—Éocène supérieur et du Priabonien basal, et celui plus ancien des éléments subordonnés, essentiellement Lutétien terminal, pouvant atteindre avec ses termes supérieurs le Priabonien basal. L'unité de Tavan—Bussaia occupe une position paléogéographique particulière à la marge interne du Subalpin, en position intermédiaire

entre celui-ci et l'unité du col de Tende. Sa déformation est plus prononcée que celle des unités subordonnées et est très comparable à celle de l'unité du col de Tende.

Le flysch paléogène repose en contact anormal à la fois sur l'unité de Tavan—Bussaia et l'unité de Marguerie—Cayron entre le mont Colombo et les Rochers de Tavan, puis sur l'unité de Marguerie—Cayron entre les Rochers de Tavan et Lamentargues, et enfin, directement sur le Subalpin de Viève—Valmasque. Son allochtonie est cartographiquement manifeste sur la troncature sommitale de ces différentes unités, scellant les contacts anormaux entre celles-ci. Les termes de brèches sédimentaires sont inconnus, mais les paragenèses albitiques concentrées à la semelle du flysch paléogène sont abondantes, notamment dans le secteur du vallon de Tavan.

La coupe figure 9, établie selon la transversale des tunnels routier et ferroviaire par D. Vaslet (1978), est représentative de l'ensemble du dispositif structural.

La géométrie des surfaces de cisaillement limitant à la base ces différentes unités, généralement très plates (pendages subhorizontaux ou faibles, sauf en rares points où le contact est redressé), la troncature sommitale de chacun des éléments, le dispositif géométrique de recouvrement montrant la superposition de l'unité de Rocca dell'Abisso et l'unité de Viève—Valmasque, celle de l'unité de Tavan—Bussaia sur l'unité de Marguerie—Cayron, celle du flysch Paléogène, à la fois sur l'unité de Tavan—Bussaia, l'unité de Marguerie—Cayron et l'unité de Viève—Valmasque, et enfin la troncature des structures rétrodéversées observables à l'Est du col de Tende, conduisent à admettre que les cisaillements sont tardifs, postérieurs à la phase de déformation D2 rétrodéversée. La présence des brèches sédimentaires non déformées jalonnant les contacts, conduit à considérer que ce processus de cisaillement est intervenu postérieurement à une érosion ménagée dont les brèches sédimentaires seraient le résultat (Vaslet, 1978). Ces brèches sédimentaires, mimant les cargneules, posent encore problème : le caractère non déformé de ces brèches, le polygénisme des matériaux constitutifs déformés, la présence dans le ciment des paragenèses albitiques, militent en faveur de l'interprétation apportée par D. Vaslet (1978). Les conditions d'observation des gisements peuvent dans certains cas prêter à discussion. Ces brèches ne sont pas datées. Il est logique de considérer qu'elles peuvent correspondre aux termes de l'Oligocène basal, continentaux et discordants sur les structures alpines à la marge du bassin padan (équivalent des brèches de Bagnasco ; Lorenz, 1969).

Il convient de souligner que sur la transversale de Punta Bussaia, les contacts anormaux entre l'unité de Rocca dell'Abisso et l'unité de Marguerie—Cayron, entre cette dernière et l'unité de Tavan—Bussaia, et entre cette dernière et le flysch paléogène, sont affectés par le rétrodéversement. Ces contacts présentent une déformation en plis P2 caractéristiques (Fallot et Lanteaume, 1955 ; Faure-Muret et Fallot, 1956 ; Lanteaume, 1962, 1968). Le dispositif en cisaillement est un dispositif polyphasé. Il convient de considérer : (1) la réalisation de cisaillements intra-couverture subalpine très

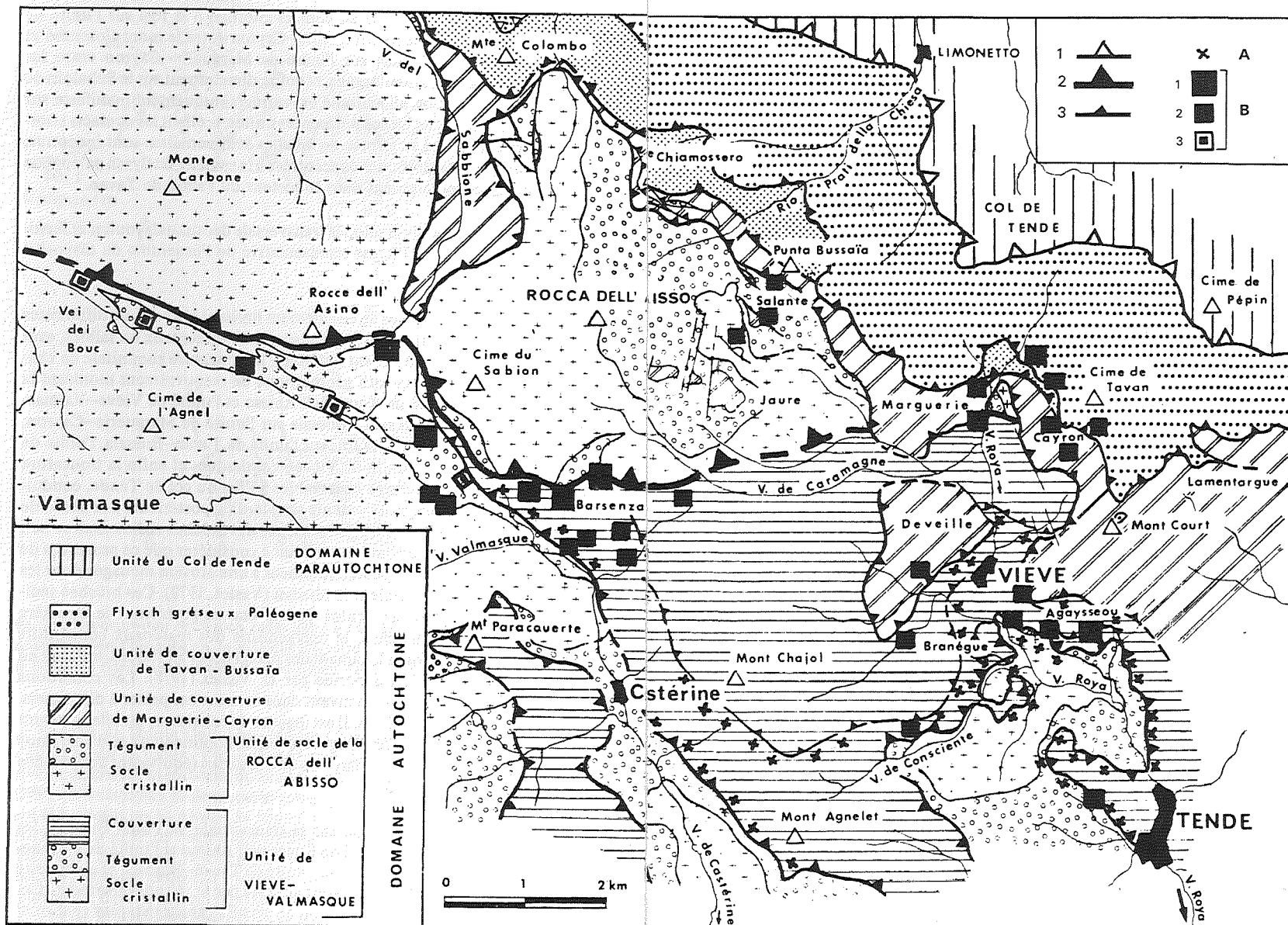


Fig. 8 - Structures en cisaillement de la marge interne du domaine subalpin dans le secteur de Tende-Viève. 1. contact anormal à la base de l'unité du col de Tende; 2. contact anormal limitant à la base l'unité de Rocca dell'Abisso; 3. contacts anormaux intra-couverture; A. brèches sédimentaires; B. néogènes albitiques (1. abondantes; 2. rares; 3. orientées). D'après D. Vaslet (1988).

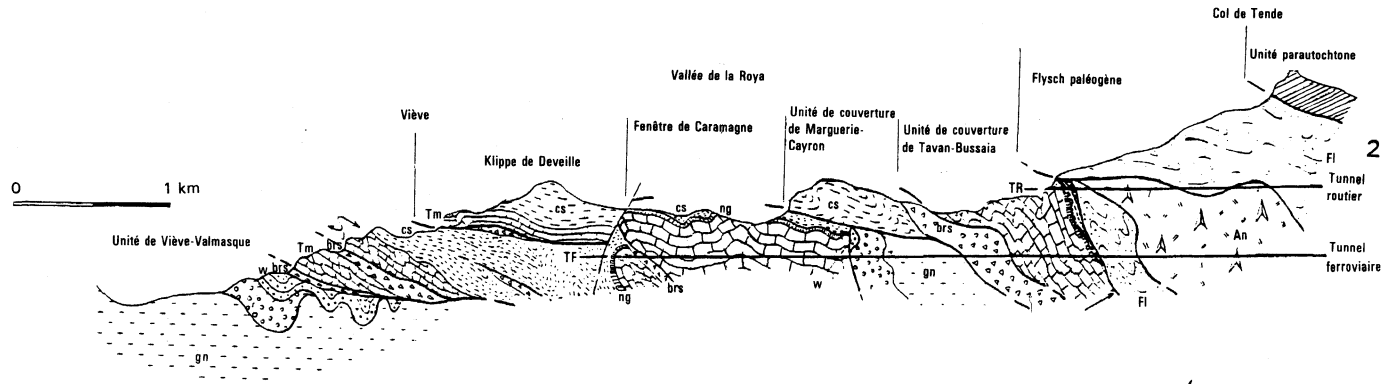


Fig. 9 - Coupe de la marge interne du domaine subalpin selon la transversale des tunnels du col de Tende, d'après D. Vaslet (1978 , pl. IV, coupe n° 2)

vraisemblablement induits par un cisaillement précoce du socle-tégument, postérieurs à la phase de déformation synschisteuse (D1, P1, S1) ; (2) la déformation rétrodéversée D2 corrélative à la fois d'un raccourcissement amorcé par les cisaillements et d'un effet de butoir ; et (3) la reprise des cisaillements préalablement individualisés, avec chevauchement intervenant au moins localement sur un substratum érodé, recouvert par des brèches d'origine locale.

Au cours de ces phases en cisaillement, les discontinuités induites par le processus disharmonique entre les termes de compétences différentes de la succession stratigraphique lors de la déformation D1 synschisteuse, sont remobilisées. Le dispositif en *niveaux géométriques structuraux* est accentué dans la partie externe par les glissements différentiels qui interviennent selon les surfaces de contact anormal. Dans le domaine interne, ils sont mobilisés dans les structures chevauchantes. Sur la transversale de la feuille Viève—Tende, il y a, selon la section idéale de raccourcissement, en prenant comme référence la longueur de la limite Werfénien inférieur—Werfénien supérieur, pléthore de Trias moyen et déficit de Jurassique. Le glissement différentiel corrélatif s'amortit dans la partie subalpine externe où se réalise « l'autochtonisation » de la couverture comme l'a proposé M. Lanteaume, (1962, 1968 ; p. 299-302, fig. 103).

Les déformations tardives se manifestent d'une part par une déformation subméridienne donnant des plis NO à N20 affectant le brachy-antiforme de l'Argentera—Mercantour (Fallot et Lanteaume, 1955), d'autre part par un dispositif en décrochements conjugués (Lanteaume, 1983).

### UNITÉ DU COL DE TENDE

L'unité du col de Tende, définie par M. Lanteaume en 1958 (voir l'historique *in* Lanteaume, 1962, 1968), se suit cartographiquement depuis la Baisse de la Crocette, au Sud-Est, jusqu'au col de Tende, au Nord-Ouest, en limite même de la feuille. Elle se poursuit au revers septentrional du massif de l'Argentera—Mercantour jusqu'aux environs de Démonte (Malaroda, 1970).

L'unité du col de Tende est constituée uniquement par la série de couverture sédimentaire débutant par du Trias moyen et s'étendant jusqu'au Paléogène. Localement, dans la vallée de Roarchia, au revers septentrional du massif de l'Argentera—Mercantour, la série serait complétée à la base par du Trias détritique basal (Malaroda, 1970). Il s'agit en fait de Werfénien Briançonnais jalonnant localement le contact anormal entre l'unité du col de Tende et le Briançonnais ligure, dans ce secteur où ne s'interpose pas la nappe du Flysch à helminthoïdes. Cet élément de couverture est limité à la base par un cisaillement plat, déformé dans le dispositif général en mégantiforme dont le massif de l'Argentera—Mercantour constitue le noyau.

L'unité du col de Tende est constituée par un dispositif de plis couchés dont la géométrie, fondée sur les discontinuités lithologiques majeures de la série, est mise en évidence par la cartographie. Ces plis couchés sont particulièrement bien caractérisés dans les Barres de Boaire (vallée du Réfréi) et dans le massif de Pépin au Sud-Est du col de Tende. Le dispositif en plis cou-



chés est affecté par des cisaillements plats conformes au cisaillement plat basal de l'unité. Longitudinalement, l'unité du col de Tende est tronçonnée par des décrochements en une succession de digitations, (voir le schéma structural) qui, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, sont : la digitation des Barres de Boaire—Cime de Pépin, la digitation du sommet cote 2215, la digitation du col de Tende et, en limite de la feuille, le copeau de charriage de Limonetto auquel succède, sur la feuille Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon, la digitation qui, en rive gauche du rio Pratti-della-Chiesa débute au Bec Baral—Bec Matlas et s'étend en continuité au moins jusqu'au Gesso (Lanteaume, 1962, 1968 ; Malaroda, 1970). Il convient de souligner à nouveau, qu'en fonction du dispositif plicatif polyphasé, les surfaces-limites lithologiques cartographiables des corps sédimentaires ne correspondent plus aux surfaces-limites originelles en tant que tel, mais à des surfaces-limites structurales. Il est illusoire de pouvoir présenter, dans le domaine de la feuille Viève—Tende, une stratigraphie fine de la série sédimentaire.

La série comporte à la base des dolomies et calcaires dolomitiques attribuables au Trias moyen. Il vient à la suite, des schistes ligniteux datés du Keuper (Lanteaume, 1958, 1962, 1968) associés à des dolomies attribuées aussi au Keuper (Guillaume, 1969 ; Malaroda, 1970). La série se complète par la succession de schistes marno-gréseux bariolés, de niveaux calcaires et de termes lumachelliques représentant le Rhétien et très vraisemblablement l'Hettangien (Lanteaume, 1962, 1968 ; Guillaume, 1969 ; Malaroda, 1970). Le Sinémurien, qui est bien individualisé lithologiquement, est daté au Nord-Ouest du col de Tende, et au Fort-Pépin (Lanteaume, 1962, 1968). Les termes du Keuper et du Lias inférieur supportent, selon un contact anormal souligné par un niveau de cargneules, une masse de calcaires marmoréens dans laquelle il est impossible de suivre la stratification originelle qui est transposée. Ces calcaires, renfermant des faunes de belemnites et polypiers indéterminables, ont été attribués dès la fin du siècle dernier au Jurassique par L. Pareto et S. Franchi (voir l'historique *in* Lanteaume, 1962, 1968). Le Dogger reconnu au Nord-Ouest du col de Tende pourrait être représenté localement, à la base même de la masse des calcaires marmoréens (Guillaume, 1969), par les niveaux bréchiqes et lumachelliques signalés dans la digitation du col de Tende par M. Lanteaume (1962, 1969). La lacune du Lias moyen et supérieur est généralement admise. La sédimentation du Jurassique ne débiterait que par la transgression du Dogger située à la base. Les niveaux du Néocomien basal, qui surmontent le Jurassique dans la région au Nord-Ouest du col de Tende, ont été datés par A. Guillaume (1969), confirmant les conceptions de S. Franchi et R. Sacco. Cette série néocomienne carbonatée se termine par un terme à microfaciès barrémo-aptien. Elle est inconnue dans le secteur de la feuille Viève—Tende où l'on observe par contre (Campredon, Haccard, Lanteaume et Moullade, 1968) que la partie sommitale des calcaires marmoréens présente un faciès détritique et localement bréchiqes, admettant notamment des galets de volcanites provenant du tégument permien à faciès briançonnais. Ce niveau fossilifère représente le Portlandien supérieur ou le Berriasien. Il supporte un conglomérat constitué exclusivement par des galets de volcanites du tégument à faciès briançonnais, généralement confondu avec le conglomérat paléogène. Ce conglomérat est en fait crétacé inférieur car il supporte un niveau comportant des brèches et microbrèches à éléments de Jurassique et

renfermant localement encore des galets de volcanites. Des niveaux interstratifiés de calcaires détritiques à silex ont permis de dater cette série du Gargasien. Le faciès tout à fait particulier du Crétacé inférieur dans ce secteur met en évidence, d'une part les conditions tectono-sédimentaire de dépôt des termes du Néocomien—Aptien, d'autre part le rôle de source active très précoce d'un domaine proche de Permien briançonnais, décoiffé et émergé, dispensateur des galets de volcanites. La transposition des contacts stratigraphiques originels ne permet pas de reconstituer pleinement le dispositif sédimentaire et notamment de mettre en évidence la direction des apports et les morphologies de ravinement.

Les conditions morphostructurales d'ensemble correspondent à celles que déterminerait un dispositif en bloc basculé à regard antithétique de celui de la marge océanique ligure, plutôt qu'à celles du dispositif plicatif de la cordillère tendasque envisagé par M. Lanteaume dès 1958.

Les niveaux du Crétacé inférieur ne sont connus que très localement, conservés à la base de la série paléogène transgressive dans les digitations du col de Tende et de Fort-Pépin—Barres de Boaire.

Le Crétacé supérieur est représenté par une série de calcschistes ayant subi un polyphasage synschisteux. Il n'apparaît ainsi que localement, et uniquement dans la partie sud-orientale de la digitation de Fort-Pépin—Barres de Boaire. Les calcschistes, renfermant une microfaune planctonique caractérisée par des globotruncanidés non déterminables spécifiquement, sont attribués au Crétacé supérieur *l.s.*. Au Nord-Ouest du col de Tende, ces calcschistes ont été datés, à la base, du Cénomaniens surmonté par du Turono-Sénonien (*cf.* Guillaume, 1969).

Le Paléogène comporte à la base une série calcaréo-gréseuse qui admet à sa partie basale des conglomérats polygéniques à éléments de calcaire jurassique local et surtout à galets provenant du démantèlement du Permien briançonnais et d'un socle de caractéristique paléogéographique indéterminée (*cf.* Lanteaume 1962,1969 ; Guillaume, 1969 ; Campredon, 1972,1977). La série admet à la base des termes bréchiques à *Microcodium* qui témoignent, comme dans le domaine subalpin, de l'épisode continental antérieur à la transgression paléogène. Leur position géométrique locale au sein de la partie basale a pu paraître ambiguë en fonction de la méconnaissance du dispositif synschisteux polyphasé qui affecte la série paléogène.

La série paléogène calcaréo-gréseuse, renfermant une microfaune benthique essentiellement à nummulites du Lutétien supérieur—Bartonien et peut être du Priabonien inférieur pour la partie toute sommitale, est transgressive et discordante d'une façon remarquable sur une surface d'érosion qui tronque la série mésozoïque antérieurement déformée. La série paléogène repose soit directement sur le Trias, soit sur le Jurassique, soit sur le Crétacé supérieur. Le dispositif structural anté-paléogène, l'importance de l'érosion anté-paléogène et le caractère morphologique accentué de la surface d'érosion, le dépôt du matériel allochtone provenant du démantèlement érosif du tégument briançonnais et d'une zone de socle, ont conduit M. Lanteaume (1962,1968) à voir dans l'unité du col de Tende, dont la série est étroitement d'affinité subalpine, une zone particulière à la limite interne du domaine

subalpin. Cette zone paléogéographique, bien individualisée à la suite des déformations fini-crétacées, a été dénommée « cordillère tendasque ». La présence même des conglomérats à éléments de Permien briançonnais dans la partie supérieure du Jurassique et dans les termes du Crétacé inférieur, démontre l'ancienneté du caractère de mobilité du domaine, correspondant très vraisemblablement à un dispositif en blocs basculés. Cette mobilité ne s'exprime apparemment pas, au moins dans le secteur de la feuille Viève—Tende, au cours du Crétacé supérieur. Localement, notamment dans la digitation de Fort-Pépin—Barres de Boaire, la série calcaréo-gréseuse supporte une série marno-calcaire conservée sous la base du flysch, qui, comme dans le domaine subalpin, forme le terme ultime de la série paléogène. Ces marno-calcaires, affectés par le polyphasage synschisteux, correspondent à une série pélagique originelle attribuable au Priabonien. Elle témoigne, par la présence de structures sédimentaires conservées malgré la déformation, tout comme les termes équivalents du domaine subalpin, de phénomènes tectono-sédimentaires syn-priaboniens. Le flysch est géométriquement discordant sur ces témoins de Priabonien pélagique ou sur la série calcaréo-gréseuse. Ce contact correspond très vraisemblablement à un contact originellement stratigraphique affecté par un glissement disharmonique ultérieur. Le flysch, comme dans le domaine subalpin, comporte le cortège olistostromatique interstratifié, représenté par des niveaux de microbrèches polygéniques et les olistolites pluridécamétriques de Mésozoïque et Paléogène briançonnais, et surtout des lames de Flysch à helminthoïdes noyées dans une matrice de microbrèches. La série paléogène de l'unité du col de Tende, présentant une succession de faciès identique à celle du domaine subalpin, correspond à une même évolution tectono-sédimentaire et témoigne de l'extension du bassin paléogène avec les mêmes caractéristiques dans la future unité du col de Tende.

L'unité du col de Tende, constituée par des plis couchés, présente la même superposition de déformations plicatives synschisteuses et les mêmes types de cisaillements plats que la couverture subalpine. La plus grande intensité des déformations se marque par l'importance même des phénomènes de dissolution synschisteuse syn-S1, l'aplatissement des galets carbonates avec apparition d'une linéation d'étiement, le tronçonnement caractéristique des galets de volcanites, et la transposition généralisée des contacts lithologiques sédimentaires originels qui affectent la série mésozoïque et paléogène carbonatée, mais ménagent le flysch pour lequel les semelles délimitent clairement les séquences.

### *ZONE DES LAMBEAUX DE CHARRIAGE*

La zone des lambeaux de charriage, définie par M. Lanteaume (1962, 1968), correspond à un ensemble d'éléments structuraux superposés et en relais latéral, qui s'insèrent entre la base du front de la nappe du Flysch à helminthoïdes et le flysch paléogène du Subalpin ou de l'unité du col de Tende. Cette succession d'éléments structuraux en échelon se suit depuis le Nord-Ouest du col de Tende sur la feuille Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon, jusqu'au Monte Ceppo en limite méridionale de la feuille Viève—Tende, soulignant ce contact majeur par les reliefs des termes mésozoïques et paléogènes carbonates, notamment dans le secteur de la demi-fenêtre de Triora.

Les éléments structuraux, limités à la base par une surface de cisaillement plate, sont constitués par des termes mésozoïques et paléogènes carbonates supportant un flysch paléogène.

Les termes mésozoïques et paléogènes carbonates sont à faciès briançonnais. Ils sont représentés par des dolomies et des calcaires dolomitiques attribués au Trias moyen, des calcaires du Dogger, des calcaires du Malm et du Berriasien, des calcschistes du Crétacé supérieur et des calcaires gréseux du Lutétien supérieur—Priabonien.

Si les faciès attribués au Trias ne sont pas significatifs du point de vue paléogéographique, les niveaux datés du Dogger supérieur sont à faciès briançonnais typique. La série du Malm et du Berriasien présente un faciès conforme dans l'ensemble à celui du Briançonnais considéré comme externe (unités d'Ormea externe) ; cependant, on n'y observe pas les niveaux de « calcaire de Guillestre » si typiques et, d'une manière générale, les fonds durcis (hard ground) qui chapeautent le Malm ou le Berriasien dans le Briançonnais. Localement, au Nord-Ouest du col de Tende, au Colle Arpiola, le Jurassique d'un élément structural de la zone des lambeaux de charriage présente à la fois des niveaux de type Guillestre et le chapeau de fond durci. Le sommet du Malm ou de Berriasien est seulement induré et supporte directement les niveaux de calcschistes du Crétacé supérieur. Il y a lacune du Crétacé inférieur post-Berriasien. La sédimentation des calcschistes débute apparemment par des niveaux du Cénomaniens ou du Turonien. La série des calcschistes présente le faciès briançonnais typique. Cette série pourrait comporter localement du Paléocène. Le Nummulitique carbonaté est essentiellement représenté par des faciès de calcaires à microfaune benthique (nummulites, orthophragmines, etc.) du Lutétien terminal—Priabonien, qui diffèrent des faciès calcaréo-gréseux du domaine subalpin et de l'unité du col de Tende, mais sont conformes à ceux du Briançonnais externe (unités d'Ormea externe). Ces faciès se sont déposés dans une zone où ne parvenaient pas, notamment, les apports de galets de volcanites et de socle caractéristiques des dépôts de l'unité du col de Tende. La série paléogène carbonatée à microfaune benthique supporte localement une série de calcschistes à microfaune planctonique qui s'interpose entre elle et le flysch sommital. La série des calcschistes comporte localement des niveaux de microbrèches et de brèches à éléments métriques ou même décamétriques provenant du Mésozoïque qui constitue la semelle des éléments structuraux. Dans le domaine de la demi-fenêtre de Triora, l'élément structural de Rocca Barbona—Rocca Gorma comporte un Nummulitique qui n'est représenté que par des mégabrèches à matrice microbréchique, renfermant une microfaune remaniée du Lutétien terminal—Priabonien. Ces niveaux, équivalents latéraux des calcschistes à niveaux bréchiques et microbréchiques, reposent en discordance sur la série mésozoïque tronquée par une surface d'érosion à morphologie accentuée. La cartographie de l'élément structural de Rocca Barbona—Rocca Gorma rend remarquablement compte de ce dispositif morphotectonique.

Le Nummulitique carbonaté repose normalement, dans la plupart des éléments structuraux, sur les calcschistes datés du Crétacé supérieur. Localement, le Paléocène pourrait exister sous le faciès calcschisteux ; les microfaunes recueillies, qui sont en très mauvais état de conservation en fonction

de la déformation polyphasée, ne permettent pas de le certifier. Il y a donc lacune du Paléocène (très généralement), de l'Éocène inférieur et d'une partie de l'Éocène moyen. Les niveaux à *Microcodium* caractéristiques de l'épisode continental, correspondant à cette lacune de sédimentation dans le domaine subalpin et l'unité du col de Tende, sont inconnus dans la zone des lambeaux de charriage. Seules, la morphologie accentuée de la surface-limite anté-nummulitique et la lacune de sédimentation, militent en faveur de l'extension d'une émergence qui serait intervenue dans le domaine de la patrie des éléments de la zone des lambeaux de charriage, c'est-à-dire le Briançonnais externe, à la suite de la tectonisation fini-crétacée et se serait étendue jusqu'au moment même de la transgression nummulitique.

Les niveaux bréchiques à microfaune remaniée du Lutétien supérieur—Priabonien témoignent d'un démantèlement local caractérisé du substratum mésozoïque et des termes de l'Éocène moyen qui s'accumulent dans les morphologies anté-nummulitiques, morphostructuralement réactivées au cours de cet épisode de forte instabilité qui intervient au cours du Priabonien, caractérisé par l'importance des phénomènes tectono-sédimentaires. Le dispositif correspond aussi très vraisemblablement, comme dans l'unité du col de Tende, à un dispositif de bloc basculé qui affectait, dans la partie briançonnaise, les éléments structuraux concernés. À l'inverse de ce qui est observé dans l'unité du col de Tende, le regard du dispositif ne peut être mis en évidence par les directions des apports.

Le flysch, qui surmonte chaque lame constituée par du Mésozoïque et du Paléogène carbonaté ou bréchiq ue ou, dans certains cas, uniquement par du Mésozoïque, est stratigraphiquement associé à celle-ci. Il débute généralement par des séquences admettant des microbrèches et localement des brèches décimétriques et même métriques qui proviennent du démantèlement d'une série identique à la série sous-jacente elle-même, ou aux brèches nummulitiques. Le flysch repose en discordance sur une surface à morphologie localement accentuée qui tronque la série mésozoïque et paléogène carbonatée ou bréchiq ue, très vraisemblablement en partie héritée de l'érosion anté-paléogène ou syn-paléogène. La série flysch comporte elle-aussi le complexe olistostromatique à éléments de Briançonnais et de Flysch à helminthoïdes. L'accumulation locale importante et répétitive des klip pes sédimentaires de Flysch à helminthoïdes interstratifiées dans le flysch paléogène a conduit, avant que l'on comprenne la réelle signification du dispositif, à voir une série flysch crétacée et paléogène.

La caractéristique fondamentale de la succession stratigraphique constitutive des éléments structuraux est la dualité de l'origine paléogéographique : la semelle mésozoïque et paléogène carbonatée est d'origine briançonnaise (Briançonnais externe) ; le flysch paléogène associé stratigraphiquement présente le même faciès que le flysch subalpin et celui de l'unité du col de Tende.

Les éléments structuraux présentent la même superposition de déformations plicatives synschisteuses que dans le domaine externe.

L'individualité de la zone des lambeaux de charriage tient dans les dispositifs des éléments en relais, limités par une surface de cisaillement à la base.

La géométrie des lames de Mésozoïque et de Paléogène carbonaté ou bréchique, de faible épaisseur et de relativement grande extension spatiale, conduit à considérer qu'il s'agissait à l'origine de mégaklippes sédimentaires mises en place dans le bassin de sédimentation flysch et y recevant les dépôts de flysch. Cet ensemble de lames superposées noyées dans le flysch a été affecté ultérieurement par une tectonique cisailante congénère de la remobilisation de la nappe du Flysch à helminthoïdes. Les cisaillements se sont réalisés d'une manière préférentielle, semble-t-il, selon la base des lames. Ce mécanisme semble prouvé par l'existence de cisaillements identiques affectant la masse du flysch lui-même. Ces mégaklippes sédimentaires ont été mises en place dans le même processus que celui qui est responsable de la mise en place de l'important cortège de mégaklippes sédimentaires du flysch dans le domaine du Subalpin et de l'unité du col de Tende. La zone des lambeaux de charriage ne semble donc correspondre qu'au cisaillement des termes géométriquement sommitaux de la série flysch du domaine externe. Les cisaillements sont tardifs, postérieurs à la déformation plicative, car les lames reposent en contact anormal sur les plis synchisteux, localement rétrodéversés comme à Rocca Barbona.

### BRIANÇONNAIS LIGURE

Le Briançonnais des Alpes ligures forme, à l'affleurement, l'essentiel d'une dorsale qui s'étend depuis la côte méditerranéenne à l'Est, entre Ceriala et Varezze, jusqu'à la transversale du col de Tende, à l'Ouest, entre Limone-Piemonte et Boves. Il est représenté par du socle anté-namurien, un tégument paléozoïque supérieur et werfénien, et une couverture sédimentaire mésozoïque et paléogène. On observe une mosaïque d'éléments structuraux superposés comme le montrent les schémas récents (Vanossi, 1980 ; Vanossi *et al.*, 1984 ; Haccard, 1987).

Le secteur de Briançonnais cartographié sur la feuille Viève—Tende concerne le flanc méridional de la dorsale entre le Monte Mongioie à l'Est et Limone-Piemonte, où s'observent les éléments structuraux caractérisés par une série sédimentaire considérée, en fonction de son organisation et des faciès de ses termes, comme étant d'affinité externe (Lanteaume, 1962, 1968 ; Vanossi, 1980 ; Vanossi *et al.*, 1984). La caractérisation structurale des unités briançonnaises doit être envisagée en fonction du degré de déformation-métamorphisme de chacune d'entre elles et de leur position géométrique dans l'édifice structural observable actuellement (Haccard, 1987). Les unités briançonnaises cartographiées se caractérisent d'une part par un métamorphisme faible à chlorite—albite (Messiga *et al.*, 1982) correspondant à 4 kb/350°, d'autre part par une position inférieure dans l'édifice structural briançonnais où les unités sont de plus en plus métamorphiques vers le haut pour atteindre, avec l'unité apparemment supérieure de Bagnaschino, un métamorphisme à jadéite et quartz correspondant à 10 kb/450°. La polarité inverse du degré de métamorphisme ne peut s'expliquer que par le débit en cisaillements crustaux d'une structuration de tréfond, à métamorphisme variable en fonction de la profondeur. Les cisaillements sont générés en gouvernant la translation de façon inverse des unités à partir des termes les plus profonds. Dans l'édifice actuellement observable, les unités briançon-

naïses de la feuille Viève—Tende, qui sont les moins métamorphiques, *sont à la fois en position externe et à la fois à la base de l'édifice structural.*

Ces unités externes (Lanteaume 1962,1968 ; Lecanu et Villey, 1974) comportent à l'affleurement une série tégumentaire et une série de couverture reposant en contact anormal sur celle-ci, comme le souligne la cartographie. Le tégument comporte à la base une série carbonifère d'âge Westphalien ?—stéphanien (Bloch, 1966), ou du Permien (Autunien à Thuringien) pour A. Guillaume (1969). Il vient ensuite, en discordance sur le Paléozoïque (Bloch, 1966), une série qui débute par du « Verrucano » qui passe graduellement aux termes werféniens (Lecanu et Villey, 1974).

La couverture sédimentaire post-werfénienne comporte une série calcaéo-dolomitique du Trias moyen (Anisien—Ladinien) caractérisée par J.P. Bloch (1958) et décrite dans la région de Upega par J.P. Lecanu et M. Villey (1974). La série jurassique débute par le Bathonien, vraisemblablement le Bathonien moyen. Cette série transgressive sur une surface tronquant le Ladinien admet, à la base, des brèches et des microbrèches constituées généralement par des éléments de Ladinien et localement de volcanites permienues. Le Dogger, à faciès typique briançonnais (Faure-Muret et Fallot, 1954 ; Lanteaume, 1962, 1968), ne comporte que le Bathonien moyen et la base du Bathonien supérieur. Le Bathonien terminal ne semble pas exister (Lecanu et Villey, 1974). Il vient, à la suite de la base du Bathonien supérieur, sans discordance apparente mais selon une surface d'érosion, une série carbonatée détritique à éléments terrigènes provenant du Werfézien ou du Permien, s'ajoutant aux gravelles de dolomies triasiques. Ces niveaux, datés de l'Oxfordien moyen, correspondent à un épisode transgressif<sup>0</sup> intervenant après une lacune de sédimentation qui s'étend du Bathonien terminal à l'Oxfordien inférieur compris. Ce niveau varie de puissance en s'effilant du Sud vers le Nord où il disparaît même. La série sommitale du Jurassique repose, selon une surface indurée, soit sur les termes oxfordiens, soit directement sur le Dogger. Cette série carbonatée, qui admet à la base des éléments terrigènes, comporte le faciès de Guillestre signalé dès 1955 par P. Fallot et A. Faure-Muret. La série qui couvre l'Oxfordien, le Kimméridgien et le Portlandien, s'étend jusqu'au Berriasien comme on peut le constater localement au moins (Lanteaume 1962,1968). Au toit du Malm ou du Berriasien apparaissent, d'une façon discontinue, des niveaux condensés qui témoignent, par l'accumulation des faunes et microfaunes, de l'existence d'une sédimentation au cours du Valanginien—Hauterivien et même du Barrémien.

La surface indurée du Malm—Berriasien et des relictés de Valanginien—Barrémien est recouverte par l'encroûtement si caractéristique du hard ground apto-cénomaniens (Faure-Muret et Fallot, 1954 ; Lanteaume 1962, 1968 ; Royant, Rioult et Lanteaume, 1970 ; Lecanu et Villey, 1974) qui correspond à des conditions hydrodynamiques particulières qui ont pu favoriser tantôt l'édification d'un stromatolite calcaire, tantôt la sédimentation d'un plancton marin associé à des terrigènes fins. Il vient à la suite, ravinant la croûte stromatolitique, une série de calcschistes dont la base est datée, au moins localement, du Cénomaniens supérieur (Caron, Rioult et Royant, 1971). Cette série, à riche microfaune planctonique difficilement déterminable en fonction de l'intensité de la tectonisation, est essentiellement

turono-sénonienne (Lanteaume 1962, 1968). Le Maastrichtien n'a pas été reconnu, mais est probable. La présence de termes sommitaux paléocènes est douteuse (Lanteaume, 1962, 1968).

Le Paléogène est représenté par trois termes lithologiques superposés : le terme inférieur calcaire est daté du Lutétien supérieur—Priabonien mais pouvant admettre à sa base du Paléocène et de l'Éocène inférieur (Lanteaume, 1962, 1968 ; Campredon, Haccard et Lanteaume, 1967 ; Campredon, 1972, 1977). Cette série carbonatée, débutant par des niveaux terrigènes discordants sur les calcschistes, est vraisemblablement transgressive. La lacune vraisemblable du Paléocène et de l'Éocène inférieur, au moins dans le domaine du Briançonnais concerné par la carte de Viève—Tende, conduit à envisager une émigration fini-crétacée et un épisode continental anté-transgression de l'Éocène moyen, comme dans le domaine externe. La série carbonatée basale présente la caractéristique de débiter par des niveaux à microfaune planctonique et à bioclastes de formes benthiques, qui passent rapidement aux niveaux à riche microfaune benthique de grands foraminifères (nummulites, orthophragmines etc.) associée à de nombreuses lithothamniées.

Le terme inférieur carbonaté, localement chapeauté par un hard ground (Lecanu et Villey, 1974), supporte une série de calcschistes du Priabonien *l.s.* renfermant une abondante microfaune de formes planctoniques. Il vient, à la suite de ce terme moyen localement conservé à la base même des klippes supra-briançonnaises de Flysch à helminthoïdes, une série de schistes à blocs très caractéristique dont les olistolites sont presque exclusivement des blocs de complexe de base.

Les unités externes concernant la feuille Viève—Tende présentent, comme l'ensemble du Briançonnais et du domaine en position géométrique plus externe, un polyphasage de déformations paléogènes (Lecanu et Villey, 1974 ; Brizio *et al.*, 1983). On observe (fig. 10) la succession : d'une phase de déformation D1, synschisteuse, en plis déversés ou couchés P1, caractérisée par une schistosité de flux S1 ; d'une phase de déformation D2 caractérisée par une schistosité de crénulation S2 donnant des structures plicatives P2 ; et d'une phase de déformation tardive D3 caractérisée apparemment par la flexion (Brizio *et al.*, 1983), donnant au moins localement une schistosité fruste S3 axiale a des petits plis d'entraînement P3 congénères de mégastructures en voussure méga-antiforme (Brizio *et al.*, 1983).

J.P. Lecanu et M. Villey, qui avaient caractérisé les premiers les deux déformations superposées D1 et D2, ont reconnu, dans les niveaux calcaires et péliques de l'Anisien du Monte Mongioie, des relictés de plis couchés étirés, isoclinaux (Lecanu et Villey, 1974 : p. 79, fig. 65) qui sont antérieurs aux plis P1 qui les déforment. Ces structures sont caractérisées par une importante recristallisation accompagnée de l'apparition d'une paragenèse micacée témoignant d'un épimétamorphisme qui leur est propre. Ce dispositif en plis isoclinaux, qui explique l'épaisseur locale anormale du Trias moyen, témoignerait de l'existence de la phase de structuration de tréfond. En se fondant sur le fait que cette structuration D1 affecte la base de la couverture sédimentaire, mais n'existe pas dans le substratum permo-houiller et werfénien, J.P. Lecanu et M. Villey (1974) ont mis en évidence l'indépendance structurale



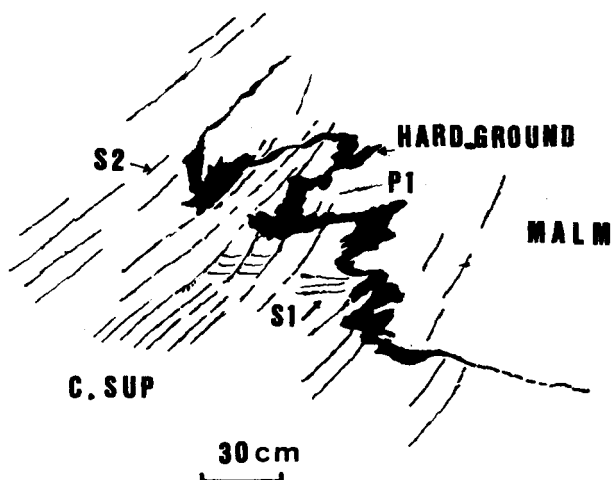
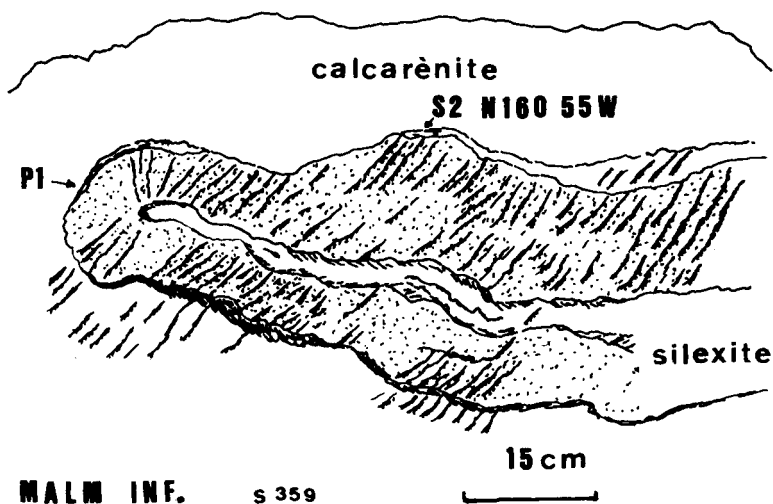
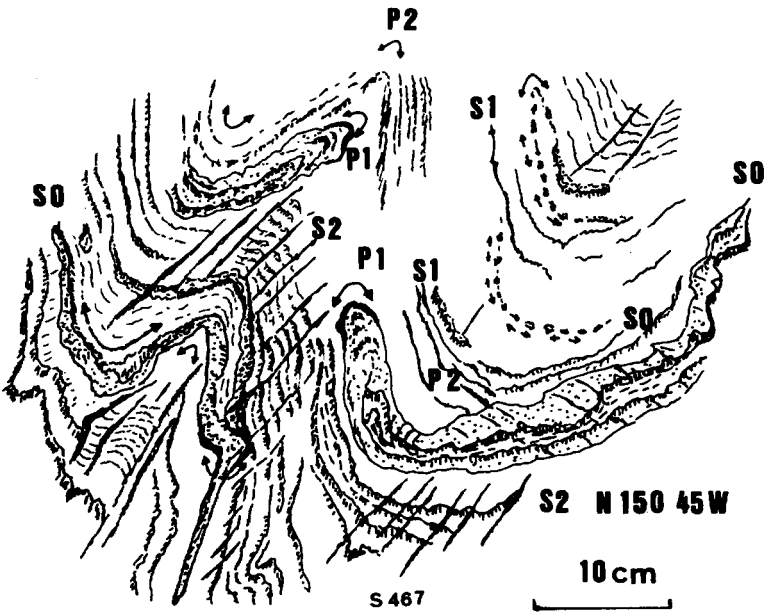
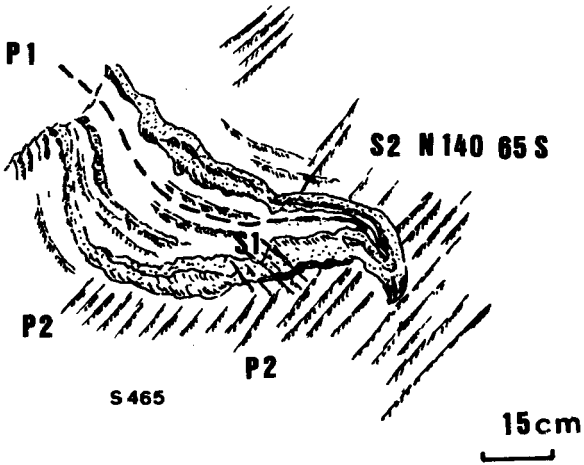


Fig. 10 - Présentation schématique du dispositif structural polyphasé, mis en évidence à partir d'exemples observés dans les calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur et les calcaires du Malm-Berriasien.



anté-D1 de la couverture sur ce substratum et ont conclu que la couverture sédimentaire représentait une couverture de substitution décollée antérieurement à la phase D1 et recollée sur son substratum d'adoption avec lequel elle est plissée lors de la phase D1. La cartographie détaillée confirme géométriquement le décollement de la couverture sur le Werfénien dont les termes sommitaux pélitiques sont laminés et souvent absents, si bien que le contact entre le Trias moyen et le Werfénien est un contact anormal. De plus, on constate, au moins localement, notamment dans le secteur de Giasdel-Ortica—Punta Melasso, l'indépendance structurale de la série de couverture post-ladinienne sur le Trias moyen, soulignée par une mylonitisation souvent intense du sommet du Ladinien.

Les témoins de la nappe du Flysch à helminthoïdes reposant sur le Briançonnais (klippes tectoniques suprabriançonnaises) sont impliqués par la déformation D1, témoignant de la mise en place originelle de la nappe du Flysch à helminthoïdes antérieurement à cette déformation ou au moins de manière synchrone ; ceci confirme la mise en place très précoce de cette nappe sur le Briançonnais, envisagée par M. Lanteaume (1962, 1968) et C. Kherckove (1969) (voir *infra* le chapitre consacré à la nappe du Flysch à helminthoïdes). La tectogenèse D1 envisagée pourrait être à l'origine de cette mise en place.

La tectogenèse D2, qui se manifeste dans tout le domaine par la schistosité de crénulation S2 transversale aux plis PI, pourrait être la responsable des cisaillements crustaux qui ont gouverné la translation inverse des mégas-unités structurales briançonnaises, et des cisaillements plats qui affectent l'ensemble de la suprastructure de l'édifice des Alpes maritimes.

L'ensemble structural polyphasé briançonnais concerné par la feuille Viève—Tende est affecté par des accidents conjugués inverses décrochants, affectant aussi bien le substratum permio-houiller et werfénien que la couverture, qui morcellent cet ensemble en panneaux (Lecanu et Villey, 1974). Les contacts anormaux en limite des différents panneaux sont déformés par un rejeu tardif qui redresse les surfaces de contact anormal très plates. Le dispositif est caractérisé par un accident majeur (1, fig. 11) dont la trace est de direction générale latitudinale. Cet accident senestre est l'accident de la *Chiusetta* délimitant, au Sud, l'ensemble des unités structurales de *Upega—Nava* et de *Carnino—Viozène* et au Nord, l'ensemble des unités du *Monte Marguareis—Monte Mongioie* et du *Monte Murin—Monte Vecchio*. L'unité de *Upega—Nava* et celle de *Carnino—Viozène* sont en contact anormal selon l'accident du *Negrone* (2, fig. 11) qui est aussi une faille inverse et non pas une faille verticale comme l'avait considéré M. Vanossi (1972). L'unité de *Carnino—Viozène* est elle-même fragmentée par l'accident satellite inverse de *Carnino—Pianche* (3, fig. 11).

Le domaine au Nord de l'accident de la *Chiusetta* est affecté par une succession Est-Ouest d'accidents conjugués à cet accident de la *Chiusetta*. Ces accidents, dont la trace est de direction générale Nord-Sud, déterminent le chevauchement vers l'Ouest d'une succession de panneaux structuraux. Il s'agit de l'Est vers l'Ouest : de l'élément structural du *Monte Rotondo*, limité par l'accident du *Bocchino del Aseo* (4, fig. 11) ; de l'élément du *Monte Mongioie—Cima délie Saline*, limité par l'accident de la *Cima délie Saline*

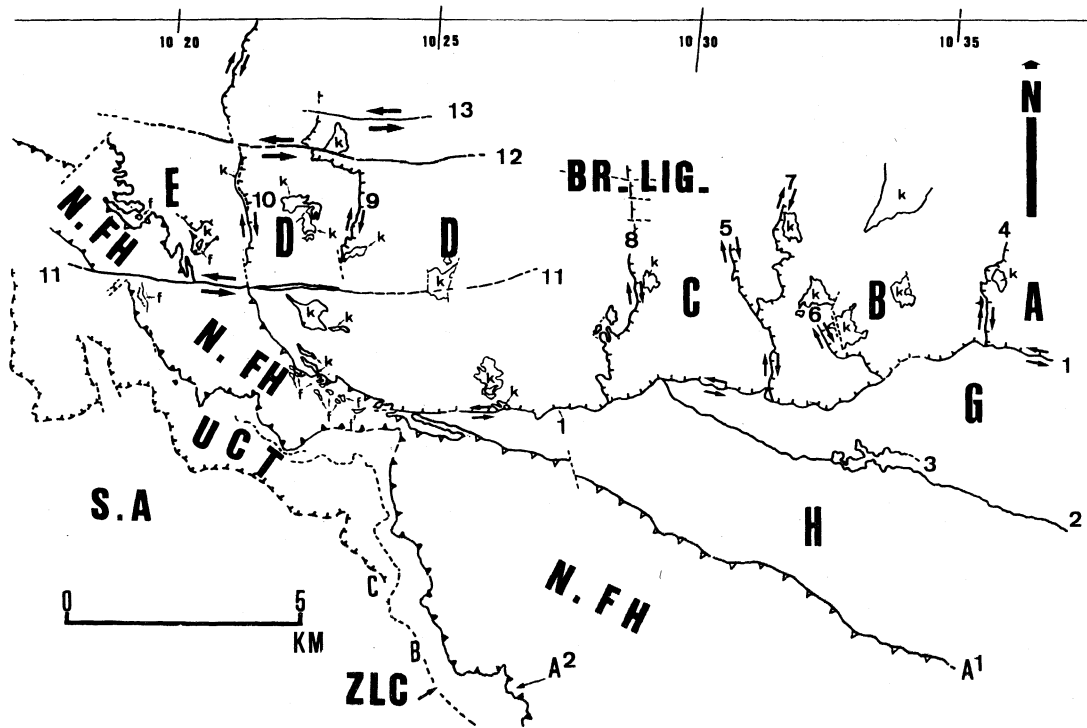


Fig. 11 - Schéma du dispositif en décrochevauchements conjugués et du dispositif en décrochements conjugués affectant le domaine Briançonnais. Légende dans le texte.

(5, fig. 11), lui-même sectionné par l'accident de la *Cima délie Colme* (6, fig. 11) et celui du *Passo délie Saline* (7, fig. 11) ; de l'élément de *Pian Bal-laur*, limité par l'accident du *Colle del Pas* (8, fig. 11) ; de l'élément du *Monte Marguareis* limité par l'accident du *Colle Piane* (9, fig. 11) ; enfin, de l'élément du *Monte Fascia* limité par l'accident de la *Punta Colleta* (10, fig. 11) qui correspond au contact anormal majeur entre l'unité même du Monte Marguareis—Monte Mongioie et celle du Monte Murin—Monte Vecchio. Un dispositif de plis coniques en échelon accompagne les accidents inverses décrochants (Lecanu et Villey, 1974). Les plis de direction générale Nord-Ouest accompagnent les accidents dont la trace est de direction générale Nord-Sud ; les plis de direction axiale N 100 accompagnent les accidents dont la trace est de direction générale Est-Ouest. Ce dispositif d'accidents en compression est postérieur aux déformations plicatives.

Un réseau dense de failles affecte l'ensemble du massif Briançonnais ligure. Ces failles présentent une composante verticale qui conduit à la réalisation d'une mosaïque de horsts et de grabens soulignés morphostructuralement. Les rejets peuvent localement atteindre une centaine de mètres, mais ils sont généralement de faible ampleur. Ces accidents, ainsi exprimés en faille normale, correspondent au rejeu tardif d'un dispositif complexe de décrochements conjugués dont la genèse est liée à un couloir de décrochement senestre matérialisé, au Sud, par le décrochement du *val de la Boaire* (11, fig. 11), au Nord, par celui du *Passo del Duca* (12, fig. 11) et celui du *Piscio del Pesio* (13 fig. 11). La présentation du dispositif est donnée, en corrélation avec le développement remarquable du réseau hydrographique karstique souterrain, dans le chapitre consacré à ces phénomènes karstiques de vaste ampleur.

J.P. Lecanu et M. Villey (1974) ont mis en évidence que le réseau hydrographique, hérité de la phase génératrice des décrochements inverses, s'est surimposé aux nouveaux reliefs issus d'une phase de déformation plus récente qui s'est manifestée par une surélévation du massif liguro-piémontais et un affaissement corrélatif du plancher de la plaine du Pô mitoyenne au Nord. Si on se fonde sur la position actuelle du Pliocène dans la région d'Albenga, où sa base se situe à 300 m d'altitude à 10 km de la côte de la Méditerranée, on est conduit à admettre, qu'au cours du Plio-Quaternaire, le massif de Marguareis a subi une élévation de quelque 1500 m.

### NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES

La nappe du Flysch à helminthoïdes est représentée au Sud-Est de l'ennoyage du massif de l'Argentera—Mercantour dans les Alpes maritimes franco-italiennes, par le corps structural de la nappe proprement dite, par les klippes (tectoniques) suprabriançonnaises et par les klippes sédimentaires (olistolites) du cortège olistostromatique inséré dans la partie sommitale du flysch paléogène subalpin (voir les chapitres précédents).

Le corps structural de la nappe (fig. 12) dessine cartographiquement un triangle dont la base s'appuie sur la côte méditerranéenne entre Bordighera à l'Ouest et Alassio—Capos-S.-Croce à l'Est, et le sommet opposé se situe au Nord-Ouest de Limone-Piemonte (Lanteaume, 1957, 1958 ; Lanteaume et

Haccard, 1961 ; Lanteaume, 1962, 1968). Son affleurement correspond à celui cartographié par L. Pareto (1846) des calcaires à fucoïdes ou par S. Franchi (1915, 1916) de la zone à *Helminthoidea labyrinthica*, considérés alors comme étant déjà éocènes. Cette nappe du Flysch à helminthoïdes, équivalente, au Sud-Est du massif de l'Argentera—Mercantour, de celle reconnue dans l'Ubaye—Embrunais depuis les travaux de M. Latreille (1957) et de C. Kerckhove (1969) entre l'Argentera—Mercantour et le Pelvoux, présente une largeur transversale de quelque 50 km entre Bordighera et Alassio, réduite à 2 km sur la transversale du col de Tende et du Réfré dans le domaine de la carte Viève—Tende.

Au Nord-Ouest de Limone-Piemonte, le corps de la nappe s'effile rapidement et le Briançonnais ligure vient directement au contact des unités structurales externes du revers septentrional de l'Argentera—Mercantour, où la nappe est inconnue, et ne réapparaît qu'au col de la Madeleine en Ubaye—Embrunais.

La nappe du Flysch à helminthoïdes comporte en réalité trois *festons* structurellement indépendants et en relation mutuelle structurale (Lanteaume 1962, 1968), correspondant à des séries à faciès tranché (Lanteaume et Haccard, 1961 ; Lanteaume, 1962, 1968). On distingue : (1) en position externe frontale, le **feston de San Remo—Monte Saccarel** dont la

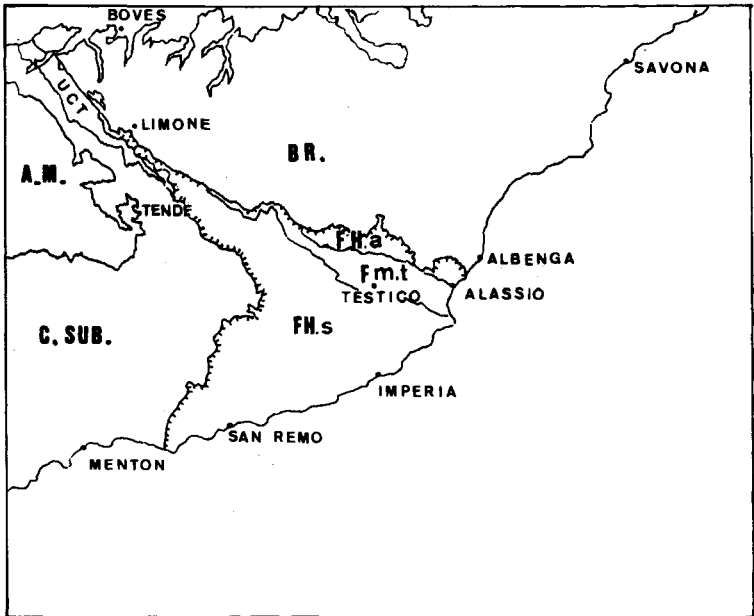


Fig. 12 - Carte schématique de l'extension du corps structural de la nappe du Flysch à helminthoïdes dans les Alpes-Maritimes.

succession lithologique est constituée par le *complexe de base* (flysch brunâtre fortement chargé en manganèse, admettant à la partie supérieure des schistes rouges et verts caractéristiques, et au sommet un flysch finement lité à phase carbonatée granoclassée dominante), la *série à dominante gréseuse* (flysch dont les termes détritiques terrigènes des séquences sont dominants), la *série à dominante calcaire* (flysch dont les termes carbonates des séquences sont dominants) et la *série à dominante marneuse* (flysch dont les termes carbonates dominants de la séquence sont des marno-calcaires) ; (2) en position intermédiaire, le *feston de Moglio—Testico* dont la succession comporte à la base la *série de Moglio* (flysch gréseux à niveaux manganesifères et à spilites) et au sommet, la *série de Testico* (flysch monotone à séquences grésomarno-calcaire) ; et (3) en position interne, le *feston d'Allassiô—Borghetto-d'Arroscia* dont la succession est constituée par le *complexe de base* (flysch finement lité, brunâtre, chargé en manganèse, surmonté par des schistes verts et rouges), la *série gréseuse* (flysch gréseux admettant à sa partie supérieure des niveaux congломératiques), la *série à dominante calcaire* (flysch dont la phase carbonatée des séquences est dominante). Les séries du domaine occidental à faciès de San-Rémo—Monte Saccarel et celles du domaine oriental à faciès d'Allassiô—Borghetto-d'Arroscia ne présentent pas, dans leur constitution, de différences fondamentales et appartiennent à la même patrie paléogéographique. Elles sont de même âge cénomaniens—maastrichtiens (Lanteaume 1956, 1957 ; Lanteaume et Haccard, 1960, 1961 ; Lanteaume 1962, 1968). On ne peut exclure la présence de Paléocène, comme dans les séries identiques de Flysch à helminthoïdes de l'Apennin genovesan. La série de Moglio, dont le faciès mime celui du complexe de base, en diffère par la présence de spilites à composition proche de celle d'une dolérite (Haccard, 1965) et correspond à une mise en place au cours même de la sédimentation. La série de Testico, monotone, diffère elle-aussi par son faciès de celui des termes superposés au complexe de base des séries du Flysch à helminthoïdes. Les séries de Moglio—Testico ne sont pas datées. Elles sont apparemment tout à fait comparables à la série du val Lavagna appartenant au domaine de l'Apennin ligure, et au flysch de Busalla, équivalent de ces dernières dans le Genovesan (Haccard, Lorenz et Grandjacquet, 1972 ; Haccard, 1975 ; Cortesogno et Haccard, 1979). Ces flyschs sont d'âge crétacé moyen ; le flysch de Busalla a fourni à sa base deux ammonites qui ont permis de lui attribuer un âge albien moyen-supérieur (Haccard et Thieuloy, 1973).

Les klippes tectoniques de Flysch à helminthoïdes (k, fig. 11), conservées en témoins de la mise en place précoce de la nappe sur le Briançonnais (Guillaume 1960, 1961 ; Lanteaume 1962, 1968 ; Bloch et Kienast, 1963 ; Guillaume, 1969), sont constituées uniquement par du complexe de base semblant correspondre à celui des séries de San-Remo—Monte Saccarel. Cependant, on ne peut écarter la possibilité de klippes appartenant à la série de Moglio en fonction de la présence localement observée de volcanites (Guillaume, 1969). Ces klippes sont déformées avec le Briançonnais ligure dans la déformation D1 (Lecanu et Villey, 1974) et, bien entendu, affectées par les déformations postérieures. Un lambeau de complexe de base, jalonne notamment le décrochement inverse de Punta Colleta (10, fig. 11).

Les klippes sédimentaires de Flysch à helminthoïdes, insérées avec les klippes sédimentaires de Briançonnais dans le cortège olistostromatique du

flysch paléogène, témoignent des phénomènes tectono-sédimentaires accompagnant la mise en place originelle de la nappe sur son substratum briançonnais au sein même de la bordure interne du bassin de flysch paléogène. Les klippes sont constituées presque uniquement par les termes de la série à dominante calcaire du feston de San-Remo—Monte Saccarel. Localement, cependant, existent des klippes du complexe de base appartenant à ce même feston. Le matériel terrigène des phases gréso-arkosiques démantelées se retrouve en éléments figurés disséminés dans la matrice des schistes à blocs.

La mise en évidence de Pallochtonie de la nappe du Flysch à helminthoïdes a été fondée sur l'indépendance structurale géométrique (Lanteaume, 1956, 1958) et sur l'âge des formations constitutives (Lanteaume, 1956, 1957 ; Lanteaume et Haccard, 1960, 1961), mais aussi sur l'origine paléogéographique (patrie) envisagée dans le cadre de l'identité des flyschs à helminthoïdes des Alpes et des Apennins et de la reconstitution du dispositif océanique et cratonique alpin au Crétacé supérieur (Lanteaume, Haccard, Labesse et Lorenz, 1960 ; Elter, Haccard, Lanteaume et Raggi, 1961 ; Lanteaume, 1962, 1968 ; Haccard, Lorenz et Grandjacquêt, 1972).

L'indépendance structurale géométrique du corps de la nappe est caractérisée par la surface de contact anormal basale de la nappe selon laquelle les structures plicatives déversées ou couchées de la nappe, tronquée à la base, reposent à la partie frontale (A2, fig. 11), par l'intermédiaire des coussins d'éléments structuraux en relais latéraux de la zone des lambeaux de charriage, sur les unités externes en échelon (unité du col de Tende, Subalpin), à la marge interne sur la surface morphostructurale des unités externes du Briançonnais ligure (A1, fig. 11) elles aussi en relais (voir schéma structural et fig. 11). Cette indépendance structurale est soulignée par le dispositif structural propre à la nappe où les différents festons, limités par des contacts anormaux comme l'ont montré D. Haccard et M. Lanteaume (*in* Lanteaume 1962, 1968), se superposent du Nord-Est vers le Sud-Ouest en s'encapuchonnant successivement dans l'ordre : digitation d'Alasio—Borghetto-d'Arroscia, digitation de Moglio—Testico et digitation de San-Remo—Monte Saccarel. Ces contacts anormaux entre les festons sont intersectés par la trace du contact anormal de la nappe avec le Briançonnais ligure (voir schéma structural et fig. 11).

L'indépendance structurale géométrique des klippes suprabriançonnaises de Flysch à helminthoïdes se manifeste par la superposition, selon une surface de contact anormal caractérisée cartographiquement, des termes de complexe de base sur les différents termes mésozoïques et paléogènes du Briançonnais tronqués par une surface sommitale morphostructurale.

La structuration propre du feston d'Alasio—Borghetto-d'Arroscia et de Moglio—Testico se caractérise par un dispositif général pour chacun d'entre eux en mégastructure plicative couchée à tête plongeante, mise en évidence par D. Haccard et M. Lanteaume (*in* Lanteaume, 1962, 1968). La structuration du feston de San-Remo—Monte Saccarel est caractérisée par une succession bien réglée de mégastructures plicatives de direction générale N 130-N 140, déversées ou même couchées, marquées cartographiquement par les affleurements du noyau de complexe de base de ces mégaplis. Ce dis-



positif s'accompagne d'une importante disharmonie entre le complexe de base et la série à dominante gréseuse.

En fonction des relations stratigraphiques originelles mises en évidence dans l'Apennin ligure entre la série du val Lavagna (= flysch de Busalla) et les divers types de flyschs à helminthoïdes, on doit considérer l'existence d'une relation stratigraphique originelle identique entre les séries de Moglio—Testico (équivalentes du val Lavagna) et celles du Flysch à helminthoïdes ; ce qui conduit D. Haccard, C. Lorenz et C. Grandjacquet (1972), à envisager, à l'origine, l'existence d'une mégastructure en pli couché à noyau des séries de Moglio—Testico et à enveloppe de Flysch à helminthoïdes, dont les séries d'Alasio—Borghetto-d'Arroschia constitueraient le flanc renversé et les séries de San-Rémo—Monte Saccarel formeraient le flanc normal. L'analyse des microstructures et de la schistosité prouve bien (Haccard et *al.*, 1972) que les festons correspondent à la superposition de trois tronçons d'un grand pli couché synschisteux maintenant diverticulé et dont les éléments ainsi superposés ont été postérieurement redéformés.

L'étude de la structuration affectant les festons, dans le domaine de la carte Viève—Tende, montre l'existence de plis synschisteux déformés, affectés par la déformation D2 qui se manifeste par une schistosité de crénelation S2 à faible pendage et transverse, elle aussi déformée comme dans les unités externes ou internes par la déformation D3. J.P. Lecanu et D. Villey (1974) ont montré que le Flysch à helminthoïdes, en superposition structurale sur le Briançonnais ligure, était déformé avec celui-ci dans la déformation D1. Ce qui implique une mise en place de la nappe sur le Briançonnais ligure congénère de cette phase de déformation ou plutôt antérieure, d'autant qu'il faut réaliser la diverticulation du pli couché originel. Si on parallélise ce problème avec celui créé par la reconnaissance de la phase-anté D1 dans le Briançonnais et de la très vraisemblable substitution de couverture (voir le chapitre Briançonnais ligure), on peut envisager la corrélation entre cette phase de tréfond et la genèse du mégapli couché de Flysch à helminthoïdes qui serait, à l'échelle du phénomène, un mégapli d'entraînement de superstructure. Il y aurait aussi corrélation entre le décollement de la couverture, le phénomène de substitution et la diverticulation du pli couché de Flysch à helminthoïdes, donnant lieu à la mise en place précoce des éléments de la nappe au sein de la marge interne du bassin paléogène, prouvée par l'existence du cortège olistostromatique.

La démonstration de l'âge crétacé moyen-supérieur des séries du Flysch à helminthoïdes a eu pour conséquence directe, en corrélation avec la démonstration de l'indépendance tectonique, que l'on ne pouvait plus considérer le Flysch à helminthoïdes comme l'équivalent latéral du flysch paléogène externe (= Grès d'Annot *l.s.*) qui aurait été la couverture sédimentaire originelle du Briançonnais. L'origine interne de la nappe en découla. L'origine externe, qui aurait pu être envisagée en fonction de la tectonique rétrodéversée D2 en admettant que les klippes suprabriançonnaises avaient été mises en place par cette phase, se heurtait d'une part au contexte structural de la phase D1 (Flysch à helminthoïdes plissé avec le Briançonnais), d'autre part au contexte paléogéographique très cohérent du domaine externe. La démonstration de l'identité entre les flyschs à helminthoïdes

alpins et ceux de l'Apennin septentrional a conduit bien entendu à envisager, pour l'ensemble de ces formations, une patrie paléogéographique commune, et à admettre l'origine interne des flyschs à helminthoïdes alpins. L'étude sédimentaire des séries du Flysch à helminthoïdes a montré que celui-ci devait être considéré comme un flysch océanique (Lanteaume, 1962) et que son domaine de sédimentation ne pouvait se localiser que dans un vaste bassin océanique situé entre la marge interne cratonique européenne et la marge externe italo-dinarique. Cette conception, donnant tout d'abord lieu à une représentation relativement fruste (Lanteaume 1962, fig. 1 et 2), fut confirmée à la suite des travaux qui apportèrent une connaissance plus approfondie de la transversale Alpes—Apennins et permirent d'élaborer des reconstitutions paléogéographiques fiables (Haccard, Lorenz et Grandjacquet, 1972).

La nappe du Flysch à helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes doit être considérée comme *une unité appartenant au domaine océanique liguro-piémontais charriée sur le domaine cratonique européen.*

### TECTONIQUE D'ENSEMBLE

Les unités structurales qui viennent d'être caractérisées sont affectées par le même processus de déformation dont les différents termes s'expriment de façon analogue.

On note, en premier lieu, une phase de déformation D1 synschisteuse et syn-épimétamorphe, s'exprimant par des plis couchés vraisemblablement de type isoclinal dans les zones internes, et par des plis déversés et couchés localement droits dans le domaine subalpin. La schistosité est, dans le cas le plus général, une schistosité de flux (zones internes et niveaux incompetents du domaine subalpin). Il s'agit d'une schistosité de fracture dans les termes à faciès flysch compétents. L'aplatissement est dominant et la schistosité de dissolution est importante dans certains termes lithologiques tels que ceux du Paléogène carbonaté basal du Subalpin et de l'unité du col de Tende (dissolution appréciée sur échantillon à au moins 15 %, pouvant atteindre 25 %) et du Jurassique supérieur briançonnais (dispositif orienté de plans porteurs multirépétitifs de stylolites). Les phénomènes de disharmonie, qui s'expriment remarquablement dans le domaine subalpin en fonction des différences de compétence des matériaux, induisent les décollements de la couverture sur le socle-tégument et les diverticulations intracouverture.

Cette phase de déformation est obligatoirement postérieure au dépôt du cortège olistostromatique au sein de la partie sommitale du flysch paléogène qui concerne le domaine subalpin, l'unité du col de Tende et au moins le domaine externe du Briançonnais ligure. Le positionnement de l'ensemble à la marge du bassin paléogène, et l'accentuation du dispositif morphostructural du bassin paléogène lui-même, doivent être logiquement antérieurs. Étant donné que l'on n'a pas trace, d'une manière générale, d'une déformation antérieure à la déformation D1 dans le Briançonnais ligure, on est conduit à considérer que ces différents événements doivent être envisa-

gés dans le cas d'une « migration » polarisée du processus de déformation D1, comme il avait été souligné par M. Lanteaume (1962, 1968).

Le processus des cisaillements antérieurs à la déformation synschisteuse P2/S2 intervient à la suite. Le débit des zones en mégastructures superposées en ordre inverse du gradient normal de métamorphisme, correspond à ce processus de cisaillement anté-P2/S2. Le serrage corrélatif et le phénomène de charge va induire la déformation D2 rétrodéversée en fonction d'un effet de butoir.

Les cisaillements post-P2/S2 correspondent à l'ensemble des structures en décrochevauchement caractérisées dans le Briançonnais ligure, au chevauchement frontal de la nappe du Flysch à helminthoïdes, aux chevauchements en relais des éléments de la zone des lambeaux de charriage et aux chevauchements de la marge interne du Subalpin, qui ont tous la caractéristique de décrochevauchements. Les discontinuités majeures intra-couverture, initiées par la disharmonie structurelle D1-P1, mobilisées très certainement par la déformation cisailante anté-P2, ont été fortement réactivées par cette déformation cisailante post-P2 qui a conduit à accentuer encore le dispositif en niveaux géométriques structuraux.

Les différentes surfaces de cisaillement sont déformées par la structuration générale en brachy-antiforme dont le noyau est constitué par le socle de l'Argentera—Mercantour, et les enveloppes successives par la couverture subalpine et les différentes unités internes. Cette structuration tardive est affectée par un dispositif de décrochements conjugués (Lanteaume, 1983) et de failles normales.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### DOMAINE STRUCTURAL SUBALPIN

#### Socle cristallophyllien

Le socle cristallophyllien appartenant à la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera—Mercantour (voir carte géologique au 50 000<sup>e</sup> Saint-Martin-Vésubie — Le Boréon, qui est mitoyenne) n'affleure que très localement dans la haute vallée de la Roya, d'une part selon une boutonnière qui se développe entre Viève et Tende, d'autre part selon deux pointements apparaissant au milieu des formations quaternaires au niveau des premiers lacets de la route traditionnelle du col de Tende à proximité des sources de la Roya. Ces deux affleurements de socle (Vaslet, 1978, fig. 70) représentent la prolongation à l'affleurement de la lame de cristallophyllien associé à du tégument de Permien, reconnue par L. Baldacci et S. Franchi (1900) qui ont reconsidéré les profils relevés par A. Portis (1898) au cours du percement du tunnel ferroviaire et du tunnel routier. Le premier affleurement (Faure-Muret et Fallot, 1957) se localise à la hauteur du point coté 1156 sur le bord même de la RN 204 en rive gauche de la Roya. Le second affleurement, découvert par M. Lanteaume et D. Vaslet (*in* Vaslet, 1978), se localise à l'altitude 1220 m au Sud-Est du pont enjambant le vallon de Tavan (coordonnées Lambert : x = 1018,5 ; y = 217,0). Cet élément de socle de Cara-

magne associé à du Permien et à du Trias détritique basal (Baldacci et Franchi, 1900 ; Faure-Muret et Fallot, 1957 ; Lanteaume, 1962, 1968 ; Vaslet, 1978), apparaît en fenêtre (Vaslet, 1978) au cœur d'un ensemble d'unités structurales de couverture (fig. 8 et 9). C'est le témoin observable le plus oriental de l'extension de l'unité structurale de Rocca dell'Abisso définie par D. Vaslet (1978), qui se développe sur la carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon où son caractère chevauchant avait été reconnu par P. Fallot et M. Lanteaume (1956), A. Faure-Muret, P. Fallot et E. Bolleli (1956), A. Faure-Muret et P. Fallot (1957) et M. Lanteaume (1962, 1968).

**M<sup>2</sup>γ<sup>1</sup>. Anatexites de Fenestre.** Le cristallophyllien est représenté par les anatexites de Fenestre appartenant au complexe de Chastillon—Valmasque (fig. 2) qui est l'un des corps cristallophylliens constituant la zone orientale de l'Argentera—Mercantour limitée au Sud-Ouest par l'accident majeur de Valetta—Mollières (Faure-Muret 1955). Les anatexites de Fenestre sont essentiellement représentées dans la région de Viève—Tende par les anatexites micacées dérivant de gneiss plagioclasiques à biotite. Elles révèlent, pour A. Faure-Muret (1955), trois stades de la migmatisation et renferment localement des enclaves à biotite ou à amphibole. Le granite d'anatexie de Valmasque, connu en limite même de la carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon, n'apparaît pas dans le secteur concerné. Les anatexites de Fenestre sont rétro-morphosées, comme l'ensemble du complexe de Chastillon—Valmasque. Pour A. Faure-Muret (1955), cette rétro-morphose serait due à un phénomène de métamorphisme général indépendant du cycle de la Valmasque, mais correspondant à la période de métamorphisme intense, épisode du cycle de l'Argentera. Le cycle de la Valmasque, considéré comme antécambrien, serait donc antérieur au cycle de l'Argentera ; ce qui serait démontré par la migmatisation qui atteint localement les roches rétro-morphosées et aboutit aux anatexites de Malivern et de Comba-Grossa, appartenant au complexe non rétro-morphosé de Malivern—Argentera correspondant au cycle de l'Argentera tout au plus hercynien.

La paragenèse de rétro-morphose, composée de quartz, séricite, chlorite, albite et calcite, correspond à une intensité de métamorphisme voisine du début de l'épizone (Faure-Muret, 1955 ; Aicard, Autran, Gérard et Lougnon, 1968 ; Vaslet, 1978). Les minéraux de rétro-morphose sont associés à une schistosité de type cataclastique affectant l'ensemble des terrains cristallophylliens et s'orientant suivant les plans de schistosité (Vaslet, 1978) ; ce qui confirme les données de P. Aicard *et al.* (1968) et D. Vaslet (1978) qu'une nouvelle rétro-morphose alpine est intervenue, effaçant la précédente rétro-morphose et pouvant donner l'apparence d'un événement rétro-morphique. Il y a cohérence entre la température relativement élevée (350°-400°) de formation de la minéralisation plombo-zincifère et la température de l'encaissant métamorphique dans le stade épizonal faillé observé qui est synchrone (Aicard, Autran, Gérard et Lougnon, 1968).

Le cristallophyllien propre à l'unité de Rocca dell'Abisso, dont les témoins les plus orientaux sont observables au pied des lacets du col de Tende, diffère de celui de la boutonnière de Viève—Tende, comme il a été montré par P. de Pol (1966) et R. Malaroda *et al.* (1970). Il s'agit d'anatexites litées, proches des anatexites de Fenestre et affectées aussi par la déforma-

tion alpine ; celle-ci se manifeste par la mégastructure de Rocca dell'Abisso à noyau de cristallophyllien et à enveloppes tégumentaires de Permien, et par de rares microstructures synschisteuses affectant les gneiss dont les plans de foliation sont replissés (Vaslet, 1978).

### Tégument

r. **Permien. Grès et arkoses, pélites vertes et schistes violets.** A l'extrémité sud-orientale du massif de l'Argentera—Mercantour, le plastron de formations réputées continentales permienues, comporte la succession lithostratigraphique suivante établie par A. Faure-Muret (1955) :

— à la base, la *série de l'Inferno*, constituée par une alternance de grès, de conglomérats à éléments de roches éruptives et cristallophylliennes, et de schistes rouges d'origine volcano-sédimentaire. On observe localement, dans le domaine de la carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon (mont Merveille), l'existence d'une coulée d'andésite-dacite (Faure-Muret, 1955). Le matériel détritique provient de deux origines distinctes : le démantèlement du socle cristallophyllien, qui est dominant, et le démantèlement d'appareils volcaniques proches ;

— à la suite, la *série de Meraviglie*, constituée principalement par des schistes bariolés verts (surtout à la base) et rouges (surtout au sommet). Les termes sommitaux admettent des niveaux grossiers à éléments volcaniques. Le matériel détritique a essentiellement une origine volcano-sédimentaire et l'apport du socle cristallophyllien est faible, voire nul ;

— à la suite, la *série du Bego*, constituée par des grès arkosiques et des conglomérats à matériel cristallophyllien. Le matériel détritique provient uniquement du démantèlement du socle cristallophyllien. Les apports volcano-sédimentaires sont faibles, limités à la présence sporadique de conglomérats de roches éruptives à la base de la série ;

— au sommet, la *série de Capeiroto*, constituée par des schistes rouges admettant de rares niveaux grésos-conglomératiques à matériel cristallophyllien. Les apports volcano-sédimentaires sont dominants et ceux du socle cristallophyllien sont quasiment nuls.

L'épaisseur cumulée de ces différentes séries est de l'ordre de 3 000 mètres. A. Faure-Muret a montré (1955, fig. 30) que, sur la transversale mont Merveille (carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon) — vallée de la Beonia au Nord-Ouest de Saint-Dalmas-de-Tende (carte Viève—Tende), la sédimentation du Permien s'était réalisée en fonction d'un dispositif morphostructural synsédimentaire comportant des « ombilics » subsidents, tels que ceux de Meraviglie—Bego (remplissage de l'ordre de 1 500 m) et de la Beonia (remplissage de l'ordre de 500 m), séparés par des « seuils » qui n'avaient pas été recouverts par les dépôts permienues.

La superposition des différents termes lithostratigraphiques est apparemment complète selon la transversale Nord-Sud du mont Merveille à la cime de Rauss (carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon). Le dispositif présente des lacunes avec indentation latérale des différents faciès dans le sens Est-Ouest entre le mont Merveille et la Beonia en bordure orientale de la carte Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon et sur la carte de Viève—Tende. Dans ce dernier domaine, le Permien est essentiellement représenté par la série du

Bego directement discordante sur le socle cristallophyllien, avec cependant interposition locale de la série du Merveille, notamment aux abords de Tende où ces schistes sont exploités comme pierre d'ornement ou lauze de couverture de toit (« Pietra della Roia » ou « Marmo della Roia »). La série de Capeiroto est représentée dans la vallée de la Roya entre Fontan et Saint-Dalmas-de-Tende où elle surmonte les grès arkosiques du Bego (Guillaume et Toussaint, 1965).

Dans la région de Tende et dans celle de Rocca dell'Abisso, les termes sommitaux de la série du Bego se présentent sous un faciès « Verrucano » tout à fait comparable à celui du sommet du Permien briançonnais (faciès néopermien de A. Guillaume, 1969). Ces données conduisent à admettre la pérennité de la sédimentation du faciès Bego jusqu'à la fin du Permien, dans ce secteur et, par voie de conséquence, un passage latéral entre le faciès Capeiroto et celui du Bego. Ce secteur serait, de plus, un jalon entre le domaine de sédimentation du « Permien subalpin » et celui du « Permien briançonnais », qui à l'origine faisaient partie d'un seul vaste domaine. Comme il a été indiqué précédemment (voir « Socle et tégument subalpin » du chapitre précédent), le domaine de dépôt du Permien subalpin s'intercale entre celui du Permien à volcanites du Briançonnais et celui, aussi à volcanites, des Maures (Esterel). Il s'y mêle les produits de démantèlement du socle cristallophyllien et des appareils volcaniques situés au Sud et au Nord, au gré des conditions de l'évolution des premiers stades de rifting téthysien qui se marquent remarquablement dans la constitution lithologique des dépôts.

**t/G. Trias inférieur ou moyen ? Grès et quartzites.** La partie inférieure du Trias détritique basal, réputé d'origine continentale, est constituée par des grès blancs, essentiellement quartzitiques, admettant à la base des passées conglomératiques localement récurrentes dans la partie moyenne de la série. L'épaisseur moyenne de ce terme inférieur est de l'ordre de 30 mètres. Localement (région de Viève—Agaysseou), le Werfénien inférieur est réduit à quelques mètres.

Le sommet du Werfénien inférieur comporte des alternances de grès quartzitique parfois grossier et de schistes pélitiques (Faure-Muret, 1955 ; Vernet, 1961 ; Lanteaume, 1962, 1968 ; Toussaint, 1965), qui marquent le passage entre le Werfénien inférieur et le Werfénien supérieur.

**t/P. Trias inférieur ou moyen ? Schistes pélitiques et dolomies siliceuses.** La partie supérieure du Trias détritique basal, puissante de 10 à 30 mètres, comporte une série de schistes gréseux rouge violacé, surmontée par une série constituée par des niveaux de dolomie gréseuse jaunâtre alternant avec des passées de schistes gréseux rouge violacé. Les dolomies gréseuses sont d'origine marine très vraisemblable, et ce terme sommital du Werfénien supérieur correspond à l'amorce de la transgression du Trias moyen ; son faciès est comparable à celui de la base même de l'Anisien du Briançonnais ligure (voir la description de l'Anisien du Briançonnais).

## Couverture

**K. Cagneules.** Les cagneules inférieures et supérieures correspondent à des mylonites constituées essentiellement par la cataclase *in situ* de matériaux dolomitiques ou calcaréo-dolomitiques affectés, *ultérieurement* au phénomène de mylonisation, par des processus de dissolution et de recristallisation.

Les *cagneules inférieures*, jalonnant la base de la diverticulation de la couverture sur les pélites du Werfénien supérieur tégumentaire, sont constituées, à la limite même du tégument, par une brèche à matériel essentiellement dolomitique et calcaréo-dolomitique du Trias moyen, renfermant des fragments du substratum pélitique ; dans la partie moyenne et au sommet, uniquement par du matériel dolomitique et calcaréo-dolomitique. La limite entre le niveau de cagneules et le Trias moyen superposé est diffuse, se marquant par un gradient décroissant de la cataclase et une diminution corrélatrice des recristallisations et des dissolutions.

Les *cagneules supérieures*, s'intercalant entre le Trias moyen et le Jurassique, sont apparemment constituées uniquement par du matériel dolomitique et calcaréo-dolomitique cataclaté affecté par les processus de dissolution et de recristallisation.

Les cagneules « saines » sont très difficiles à observer à l'affleurement, en fonction des processus d'altération pédogénétique qui les affectent en surface, conduisant, la plupart du temps, à l'incorporation des produits d'éboulement ou d'érosion au matériel initial remobilisé par l'altération superficielle ; ce qui peut conduire à des interprétations erronées quant à leur constitution originelle réelle.

Ces cagneules, dont les caractéristiques ont été précisées par M. Lanteaume (1962, 1968), correspondent aux *cagneules monogéniques* de L. Leine (1968), de G. Grandjacquet et D. Haccard (1973, 1975) et de D. Vaslet (1978).

Les *pseudo-cagneules* ou *cagneules polygéniques* de D. Haccard et G. Grandjacquet (1973, 1975) et de D. Vaslet (1978), correspondent aux brèches sédimentaires (fig. 8) caractérisées à la base des chevauchements par D. Vaslet. Ces brèches sont constituées par un matériel polygénique (socle-tégument du Werfénien, dolomies et calcaires dolomitiques du Trias et du Jurassique) et un ciment calcitique et dolomitique renfermant des néogénèses albitiques apparemment *in situ*.

L'âge de ces termes est inconnu. Ces brèches d'origine continentale, correspondant à une érosion ménagée locale, pourraient être synchrones des brèches à la base de la série oligocène de Bagnasco.

Les termes cagneuliques ne sont en aucun cas des *sédiments*. Ce sont des *brèches tectoniques* dont l'âge est celui du phénomène de mylonitisation. Ces termes devraient donc, en tout rigueur, être exclus de la succession lithostratigraphique de la légende de la carte ; ils n'y apparaissent qu'en raison de la surface notable qu'ils représentent à l'affleurement.

**tm. Trias moyen. Calcaires et dolomies.** Le Trias moyen est affecté par l'intense processus disharmonique qui accompagne le décollement de la couverture sédimentaire sur le socle et le tégument permo-werfénien et qui conduit à l'individualisation d'un niveau géométrique structural indépendant, limité à la base et au sommet par un contact anormal souligné par les termes cargneuliques (cargneules inférieures et cargneules supérieures de A. Faure-Muret, 1955). Les structures plicatives déversées ou couchées, polyphasées, qui caractérisent ce niveau, (tectonique sous-épidermique de M. Lanteaume, 1962, 1968), présentent une intense déformation interne des matériaux de calcaire dolomitique et de dolomie. Celle-ci se marque par des recristallisations de la roche, accompagnées de néogenèse albitique, notamment dans le cas des replis isoclinaux synmétamorphes afférant à une déformation plastique, des étirements et du boudinage. L'établissement d'une stratigraphie cohérente est impossible à réaliser. La série, telle qu'elle peut être envisagée en fonction de la seule coupe interprétable (coupe du vallon de Chiapères à l'ENE de la Cime de Campbel), comporte (Lanteaume, 1962, 1968) une série de dolomies grises et noires en bancs massifs décimétriques ou pluridécimétriques, puissante de 70 à 80 mètres observables, chapeautée par une série de dolomies et calcaires en petits bancs épaisse de 10 à 15 mètres, supportant 20 à 30 mètres de dolomies cendrées et de calcaires fossilifères à petits gastéropodes et débris d'algues indéterminables (Guillaume, 1969).

Cette succession est apparemment représentative de la majeure partie de la succession du Trias moyen. Il manque cependant la partie basale. La partie sommitale est très vraisemblablement affectée par le processus de mylonitisation qui induit la genèse des cargneules.

Le faciès d'ensemble de cette succession est comparable au faciès germano-lorrain du Trias moyen (Muschelkalk) du domaine subalpin externe et du domaine provençal, et notamment à celui du dôme de Barrot qui a livré *Cænothyris vulgaris*. (Faure-Muret et Fallot, 1957). Cependant, certains niveaux présentent un faciès qui est très comparable à celui de termes de la succession Briançonnaise : les niveaux de dolomies cendrées et de calcaires à petits gastéropodes et algues (diplopores ?) sont analogues à ceux de la Cime de Salante (feuille Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon, en limite orientale, à l'WSW du col de Tende) qui renfermeraient (Guillaume, 1969) *Diplopora uniserialis* et *Diplopora annulata* var. *debilis*, caractérisant le Ladinien ; les termes calcaires à la base de la succession du Trias moyen de la région du mont Peracuerie, du col du Sabion et du Vei-del-Bouc (à l'Est de Tende, feuille Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon) sont à faciès anisien (Vernet, 1961 ; Malaroda, 1974). Le faciès anisien des dolomies gréseuses apparaissant à la partie sommitale du Werfénien supérieur (voir précédemment : Trias inférieur) confirme ces données. Il met aussi en évidence que le cisaillement, à partir duquel s'est réalisé le décollement généralisé de la couverture, n'est pas intervenu, comme on le considère classiquement, à la base même du Trias moyen mais au sein de la partie basale du Trias moyen, très certainement en fonction d'une discontinuité mécanique intervenant entre ces niveaux à faciès anisien et les termes incompetents des dolomies et calcaires dolomitiques sus-jacents.



Le Trias supérieur est inconnu en affleurement dans le domaine de la couverture subalpine de la feuille Viève—Tende. Au Sud de Fontan, dans la vallée de la Roya (feuille Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon), le Trias supérieur est représenté par des schistes ligniteux à *Equisetum mytharum* du Keuper, associés à des calcaires oolitiques et à des calcaires dolomitiques vraisemblablement rhétiens (Lanteaume, 1954 ; Lanteaume, 1962, 1968), et par des gypses considérés comme appartenant au Keuper.

Les gypses, très vraisemblablement d'âge trias supérieur, sont connus à la partie méridionale du tracé des tunnels routier et ferroviaire du col de Tende (fig. 9). Ils constituent un amas injecté dans le flysch paléogène, en une lame jalonnant un contac anormal délimitant deux éléments structuraux de flysch paléogène (Baldacci et Franchi, 1900 ; Faure-Muret et Fallot, 1957 ; Guillaume, 1969 ; Vaslet, 1978).

19-j. **Infra-Lias—Jurassique. Calcaires et calcaires dolomitiques.** Le Jurassique supérieur calcaréo-dolomitique supportant la série crétacée et la série paléogène, repose en contact anormal soit sur le niveau structural des plis disharmoniques polyphasés du Trias moyen (vallée de la Roya, entre Tende et Fontan), soit directement sur le socle-tégument (entre Tende et Viève) avec, dans ce cas, interposition locale (région d'Agaysseou et des Rochers de Saint-Sauveur à Tende) de lambeaux tectonisés de Trias moyen. Le contact est jalonné par le coussin de cargneules correspondant aux cargneules supérieures, entre Saint-Dalmas-de-Tende et Fontan, là où le Jurassique supérieur repose sur le niveau structural géométrique des plis disharmoniques du Trias moyen, et par un niveau de cargneules non géométriquement caractérisable là où le contact intervient directement sur le socle-tégument. Les lambeaux de Trias moyen apparaissant localement, sont noyés dans cette « matrice » cargneulique.

Localement, notamment au niveau du vallon de Chiapères (voir la succession du Trias moyen), s'interposent entre les cargneules supérieures et la base structurale du terme jurassique supérieur, des lambeaux de calcaires et calcaires dolomitiques du Jurassique inférieur et moyen.

Dans le secteur de Viève—Caramagne, le Jurassique *l.s.* est impliqué dans les structures chevauchantes et ne se prête pas, en fonction de sa déformation interne intense, à une étude stratigraphique valable.

La succession jurassique, telle qu'on peut la reconstituer, est la suivante.

● **Infra-Lias ?, Lias inférieur et Dogger.** La succession observable, telle qu'on peut la mettre en évidence par la coupe du lambeau du vallon des Chiapères (Lanteaume, 1962, 1968 ; Guillaume, 1969), comporte de bas en haut :

— des calcaires et calcaires dolomitiques jaunâtres à patine rosée, puissants de 15 à 20 mètres, admettant, des termes lumachelliques ; ce niveau a été attribué à l'Infra-Lias ou au Lias inférieur par son faciès, mais il peut s'agir en réalité des termes de base du Dogger ;

— des calcaires dolomitiques jaunâtres, épais de 30 à 40 mètres, présentant le faciès caractéristique de la partie sommitale du Bajocien décrite plus au Sud dans la région de Sospel (Lanteaume, 1962, 1968) ;

— des calcaires oolitiques à débris de bivalves, présentant un faciès identique à celui du Bathonien moyen-supérieur daté dans la région de Sospel (Lanteaume, 1962, 1968).

Au sein du complexe des cargneules supérieures, sont conservés des niveaux cataclasés de calcaires à silex qui peuvent représenter le Lias inférieur par leur faciès sinémurien caractéristique.

Le Rhétien et l'Hettangien, bien caractérisés plus au Sud, notamment dans la région de Breil—Sospel et dans l'unité du col de Tende, n'ont pas été observés.

Le Lias moyen et le Lias supérieur manquent. Il y a aussi absence vraisemblable du Bathonien terminal.

Il est vraisemblable de considérer que la diverticulation de la couverture sédimentaire s'est réalisée : (1) à la base et au sommet des termes compétents du Trias moyen calcaréo-dolomitique ; (2) selon la limite entre le Lias inférieur et le Dogger, correspondant à la surface de transgression du Jurassique moyen et en fonction de la différence de compétence entre les termes du Dogger et ceux du Lias inférieur ; et (3) à la base même des termes compétents des calcaires dolomitiques du Malm. Le niveau lithologique du Trias supérieur et du Lias inférieur, très incompetent, a été très affecté par la mylonitisation accompagnant le mouvement relatif des deux termes compétents l'encadrant, le Jurassique supérieur d'une part, le Trias moyen d'autre part. Il est réduit apparemment aux lambeaux cataclasés observables au sein des cargneules. Les gypses du Keuper, toujours extravasés, ont joué un rôle fondamental dans le mécanisme. Le Dogger, relativement plus incompetent que le Lias inférieur, a mieux résisté et constitue les lambeaux tels que celui des Chapières qui jalonne la base structurale du Jurassique supérieur. Notons que plus au Sud (feuille Saint-Martin-Vésubie), ce Dogger est resté adhérent au Jurassique supérieur.

● **Malm.** Le Jurassique supérieur est représenté par une formation de calcaires et de calcaires dolomitiques dont l'épaisseur, appréciée entre sa base structurale et la base de la série néocomienne, est de l'ordre de 150 à 250 m. Localement entre Viève et Tende, à Agaysseou notamment, l'épaisseur est de l'ordre d'une dizaine de mètres. La déformation interne ne permet généralement pas de caractériser le litage stratigraphique originel (S0) et donc d'établir une succession stratigraphique valable.

La succession lithostratigraphique, telle qu'on peut la reconstituer, fait apparaître que la série jurassique comporte deux ensembles lithologiques principaux : un ensemble calcaréo-dolomitique à la base (épaisseur de l'ordre de 90 à 100 m) et un ensemble de calcaires massifs au sommet, séparés par un terme de calcaires en petits bancs alternant avec des niveaux d'argilites (Vaslet, 1978).

L'ensemble calcaréo-dolomitique inférieur comporte un terme basal carbonaté à lamines centimétriques entrecroisées, avec des passées bréchiques à éléments hétérométriques anguleux, composés essentiellement de dolopelmicrites, de dolomicrites litées et de dolomicrosparites, noyés dans une matrice composée de microsparite disposée en mosaïque équigranulaire. Dans chaque lamine, les éléments figurés semblent le plus souvent grano-classés. Les bancs les plus fins sont disloqués et présentent un aspect de brè-

che. On observe des slumps. Il vient à la suite un terme calcaire, surmonté par des pelmicrosparites litées à rares bioclastes et pelletoides micritisés qui supportent des calcaires à oolites et pelletoides disposés en bancs centimétriques ou décimétriques.

L'ensemble lité intermédiaire est constitué par des calcaires laminitiques renfermant des ostracodes, des spores ou grains de pollen aplatis, des argilites renfermant des débris ligneux et des spores.

L'ensemble de calcaires massifs, dolomitiques, recristallisés, comporte des brèches à éléments dolomicritiques dans une matrice sparitique ou à éléments dolosparitiques déformés ou, enfin, des brèches à éléments biomicritiques avec débris de tests de mollusques, des fantômes d'oolites micritisées et de pelletoides, de rares *Saccocoma*, des *Globochaete alpina* et surtout des tintinnoïdiens dont *Calpionella alpina*.

Seuls, ces niveaux terminaux de la série jurassique peuvent être datés, bien que caractérisés par une microfaune hétérogène de saccocomidés et de tintinnoïdiens, dont une partie au moins est resédimentée. La série jurassique monte en réalité jusque dans le Crétacé inférieur, au moins le Berriasien et très vraisemblablement le Valanginien.

Le sommet de la série est limité par une surface indurée soulignée par un hard ground sur lequel reposent les termes néocomiens post-Berriasien ou post-Valanginien.

n2-4. **Néocomien—Barrémien. Encroûtement ferrugineux, calcaires, «béton fossilifère».** La série dite néocomienne ne comporte, à la base, qu'un encroûtement de type hard ground, recouvrant la surface indurée à reliefs résiduels de corrosion biochimique du sommet du Jurassique supérieur—Berriasien ; et un terme, puissant de 10 à 15 mètres maximum, de calcaires fétides sombres et de calcaires à silex noirs, surmonté par un «béton fossilifère» de 20 à 30 mètres d'épaisseur.

Il s'intercale localement (Toussaint, 1965), entre le Jurassique—Berriasien et la série néocomienne, conservés dans les cupules affectant la surface du Jurassique—Berriasien, quelques centimètres de schistes sombres associés à 1 — 3 cm de grès glauconieux, rappelant le faciès purbeckien connu dans la région de Sospel (Lanteaume, 1962, 1968).

Le terme calcaire, qui donne lieu à une cuesta très caractéristique, en retrait, au sommet de la falaise jurassique, renferme de nombreuses bélemnites (*Dusalia dilatata*), des ammonites non déterminables spécifiquement et des spatangues. Il y a été reconnu *Crioceras* sp. (Lanteaume, 1962, 1968).

Le passage des calcaires au «béton fossilifère» est diffus. Celui-ci renferme essentiellement des bélemnites et des ammonites corrodées (*Desmoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Holcodiscus* gr. *fallax*).

La succession correspond très vraisemblablement au Valanginien ? à l'Hauterivien et au Barrémien.

La série dite néocomienne présente d'importantes variations d'épaisseur. Elle passe d'une épaisseur de 10 à 15 mètres dans la région de La Brigue—

Fontan, à une épaisseur de 2 à 3 mètres dans la région de Tende. Elle varie aussi de faciès vers le Nord, dans le secteur de Tende—Viève, où elle est représentée uniquement par quelques mètres de calcaires sombres admettant des hard grounds internes et des niveaux discontinus de « béton fossilifère ».

**n5-7. Aptien — Albien. Marnes, marno-calcaires, calcaires gréseux glauconieux (« Grès verts »).** La succession lithologique apto-albienne est constituée, dans la partie méridionale de la feuille Viève—Tende, par des termes comparables à ceux de la coupe de référence de Saint-Laurent (localité située au pied méridional du col de Braus). Elle comporte, à la base, au-dessus du « béton fossilifère » barrémien, une série de calcaires marneux et de marnes à hedbergelles représentant l'Aptien vraisemblablement supérieur à la base de l'Albien ; au sommet, une série de grès et calcaires glauconieux se terminant par un niveau à terriers, renfermant localement de nombreuses ammonites indéterminables, représentant l'Albien et très vraisemblablement la partie basale du Cénomaniens. Le terme aptien—albien marno-calcaire et marneux a deux à trois mètres maximum de puissance. Le terme glauconieux à faciès « gault » a une épaisseur de l'ordre de 20 mètres.

Dans la partie septentrionale de la feuille Viève—Tende, au Nord de La Brigue, le faciès de la succession apto-albienne varie. Dans la région de Tende (Vaslet, 1978), directement au-dessus des calcaires néocomiens ravinés, la série débute par un niveau bréchique épais de 10 mètres, à éléments carbonatés phosphatés renfermant des hedbergelles du groupe *H. trochoidea* et des *Globigerinelloides* sp. de l'Aptien supérieur—base de l'Albien. Il vient à la suite un terme calcaire constitué essentiellement par des gravelles remaniées de calcaire néocomien, dont le sommet est raviné par des grès glauconieux à niveaux de brèches comportant des éléments centimétriques et mêmes décimétriques constitués par du calcaire néocomien.

Dans ce secteur, le « béton fossilifère » barrémien n'existe pas, et le ravinement même des calcaires par un terme bréchique remaniant de l'Aptien supérieur—Albien basal souligne les conditions d'instabilité qui présidaient à la sédimentation au cours de la période qui s'étend de la fin du Berriasien au Cénomaniens, dans cette partie interne du domaine subalpin. La corrélation doit être faite avec les phénomènes comparables intervenant dans l'unité du col de Tende et dans le domaine Briançonnais.

**C1-3a. Cénomaniens—Turonien inférieur. Marnes et marno-calcaires.** Dans la partie méridionale de la feuille Viève—Tende, la série cénomaniens a pu être représentée cartographiquement car elle s'individualise lithologiquement de l'ensemble des formations du Crétacé supérieur. Cette série est en tout point analogue à la série de référence du col de Braus, renfermant une riche microfaune planctonique de *Globotruncanidae* et de nanofossiles la datant du Cénomaniens inférieur—limite Cénomaniens/Turonien ; en fonction des déformations polyphasées qui l'affectent, les microfaunes sont mal conservées et ne peuvent pas être déterminées spécifiquement.

Dans la partie septentrionale de la feuille, les termes cénomaniens ne peuvent être clairement individualisés. Ils doivent correspondre aux faciès

calcschisteux à dominante marneuse, subordonnés aux faciès calcaires attribuables au Turonien par comparaison avec le Turonien du domaine méridional. L'intensité de la déformation polyphasée, notamment de la phase synschisteuse S2, est responsable de la variation Sud-Nord de l'aspect des termes cénomaniens. Il convient de noter que, dans la région de Tende même, ces calcschistes à dominante marneuse seraient supportés, au moins localement, par des brèches à éléments de calcaire crétacé inférieur remanié et à débris d'ammonites, mimant le « béton fossilifère » néocomien et renfermant dans le ciment une microfaune au moins turonienne (Toussaint, 1965).

Le Cénoomanien de la région de Tende appartient au domaine paléogéographique septentrional caractérisé par les faciès de mer ouverte (Conard-Noireau, 1988).

C3b-7. **Turonien supérieur—Sénonien. Calcaires et marno-calcaires.** Dans tout le domaine subalpin régional, le Turono-Sénonien est représenté, à la base, par une série de calcaires en bancs centimétriques ou décimétriques à délits marneux, passant à des marno-calcaires à litage monotone. Le terme inférieur est daté du Turonien et le terme supérieur est daté du Sénonien. Dans le domaine méridional de la feuille Viève—Tende, cette distinction lithologique de référence est encore observable. Plus au Nord, elle s'estompe en fonction même de l'intensité des déformations conduisant à une transposition généralisée de la S0. Les termes turoniens ne peuvent être caractérisés qu'en fonction du fait qu'ils correspondent aux zones à plis et chevrons superposés, à plan axial sub-horizontale, alors que les termes sénoniens incompetents sont transposés dans les litages induits par les schistosités S1 et S2.

Les microfaunes planctoniques, aplaties et étirées, sont très généralement indéterminables spécifiquement. Dans la région de Creppo, M. Conard-Noireau (1988) a pu mettre en évidence : (1) dans des calcaires biomicritiques à calcispères, à pithonelles et à débris de test d'inocérames, la présence de *Praeglobotruncana helvetica*, *P. gibba*, *Dicarinella algeriana*, *D. imbricata* à la base et *Dicarinella imbricata*, *Marginotruncana coronata*, *M. cf. marginata* et *M. cf. renzi* au sommet, caractérisant le Turonien supérieur ; (2) dans des calcaires micritiques riches en calcispères, pithonelles et débris d'inocérames, la présence de *Whiteinella brittonensis*, *Marginotruncana cf. marginata*, *M. cf. coronata* et *M. cf. pseudolinneiana*, caractérisant le Coniacien ; (3) dans des biomicrites à *Globotruncanidae*, la présence de *Dicarinella asymetrica*, *Marginotruncana cf. pseudolinneiana*, *M. cf. marginata*, *M. cf. sinuosa*, *Globotruncana cf. linneiana* G. cf. *bulloides*, *Rosita cf. fornicata* et *Whiteinella* sp., datant le Santonien ; (4) dans des biomicrites en position inférieure, *Rosita cf. fornicata*, *R. cf. patelliformis*, *Globotruncana linneiana*, G. cf. *bulloides*, *G. arca*, *G. ventricosa*, G. cf. *insignis* et G. cf. *stuartiformis*, datant la partie inférieure et moyenne du Campanien ; et (5) dans des biomicrites, d'une part un assemblage constitué par *Rosita fornicata*, *Globotruncana linneiana*, *G. arca* et G. cf. *stuartiformis* caractérisant plutôt la partie inférieure du Maastrichtien, et d'autre part un assemblage constitué par *Rosita fornicata*, *Globotruncana arca*, *G. conica*, G. cf. *stuarti* et *Gansserina cf. gansseri* caractérisant le Maastrichtien moyen (zone à *Gansserina*

*gansseri*). R. Campredon et B. Porthault (1971) ont caractérisé aussi le Maastrichtien inférieur entre Creppo et Realdo par la reconnaissance d'une microfaune à *Globotruncana conica*, *G. cf. contusa*, *G. cf. elevata*, *G. cf. fornicata*, *G. cf. gansseri*, *G. gr. stuarti-stuartiformis* et *G. cf. trinidadensis*.

Le Sénonien de la région de Tende appartient aussi au domaine paléogéographique septentrional caractérisé par les faciès de mer ouverte.

e5c-7. **Lutétien supérieur à Priabonien. Calcaires gréseux et calcaires à algues ; complexe conglomératique basal.** La partie paléogène basale présente d'importantes variations de faciès et d'âge (fig. 13), mises en évidence par M. Lanteaume (1962, 1968, fig. 28) et soulignées par l'étude stratigraphique de détail de R. Campredon (1972, 1977). Il faut envisager la constitution de la série dans le secteur du bassin de La Brigue et de Tende, dans le secteur de la vallée de l'Argentina à l'Ouest de Triora, et enfin dans un secteur en position intermédiaire qui s'étend des massifs du mont Vaquet (la Marta) à la limite méridionale de la carte (région de la Cime de Roche-Campane).

● **Bassin de La Brigue et de Tende.** La constitution de référence de la série est représentée par les coupes dressées dans la région de *Notre-Dame-des-Fontaines* et du *vallon de l'Escalette* (fig. 14). La série, puissante de quelque trente à trente cinq mètres, comporte un terme gréseux et conglomératique à la base (15 à 18 m), surmonté par un terme de calcaire gréseux (10 à 20 m) à patine rousse caractéristique. Entre la base de cette série et le substratum crétacé s'intercalent localement, piégés dans des morphologies en chenal affectant le Crétacé, des niveaux conglomératiques continentaux à *Microcodium*. Les éléments mal calibrés de calcaires du Jurassique et du Crétacé supérieur d'origine locale, sont cimentés par les colonies de *Microcodium*. La série marine transgressive peut débuter localement (vallon de l'Escalette : x = 1023,20 ; y = 215,42) par 2 m à 2,50 m de conglomérat, constitué exclusivement par des galets provenant du démantèlement de la couverture sédimentaire (Jurassique supérieur à *Clypeina* sp., Crétacé supérieur à *Pithonella* sp.). Ce niveau, qui ravine le Crétacé supérieur ou les conglomérats à *Microcodium*, comporte, dans les termes sommitaux à granulométrie fine, des débris de *Microcodium*. Il est surmonté par les calcaires gréseux conglomératiques qui le ravinent et qui, généralement, forment la base de la série marine directement discordante sur le toit raviné du Crétacé supérieur. Ces calcaires gréseux, épais de 14 à 18 mètres, sont conglomératiques. Les éléments ont la particularité d'appartenir presque exclusivement à un cortège de roches endogènes auquel sont associés de très rares débris de roches sédimentaires (Jurassique et Crétacé supérieur) d'origine locale. Les galets sont dispersés dans la matrice du calcaire gréseux à quartz hétérométrique abondant, microcline, plagioclase, associés à des zircons et à de la tourmaline fréquente, ou constituent des lentilles, pouvant atteindre deux mètres d'épaisseur, qui se suivent sur plusieurs centaines de mètres à l'affleurement. Les galets de roches endogènes (Faure-Muret, Fallot et Lanteaume, 1957) sont des rhyolites à biotite, dominante, des rhyolites à micropegmatites ou à lithophyres, des pyromérides, des fragments de laves, notamment à tendance sphérolithique, provenant indubitablement des faciès de volcanites du Permien briançonnais. Il est associé à ces volcanites, des galets de

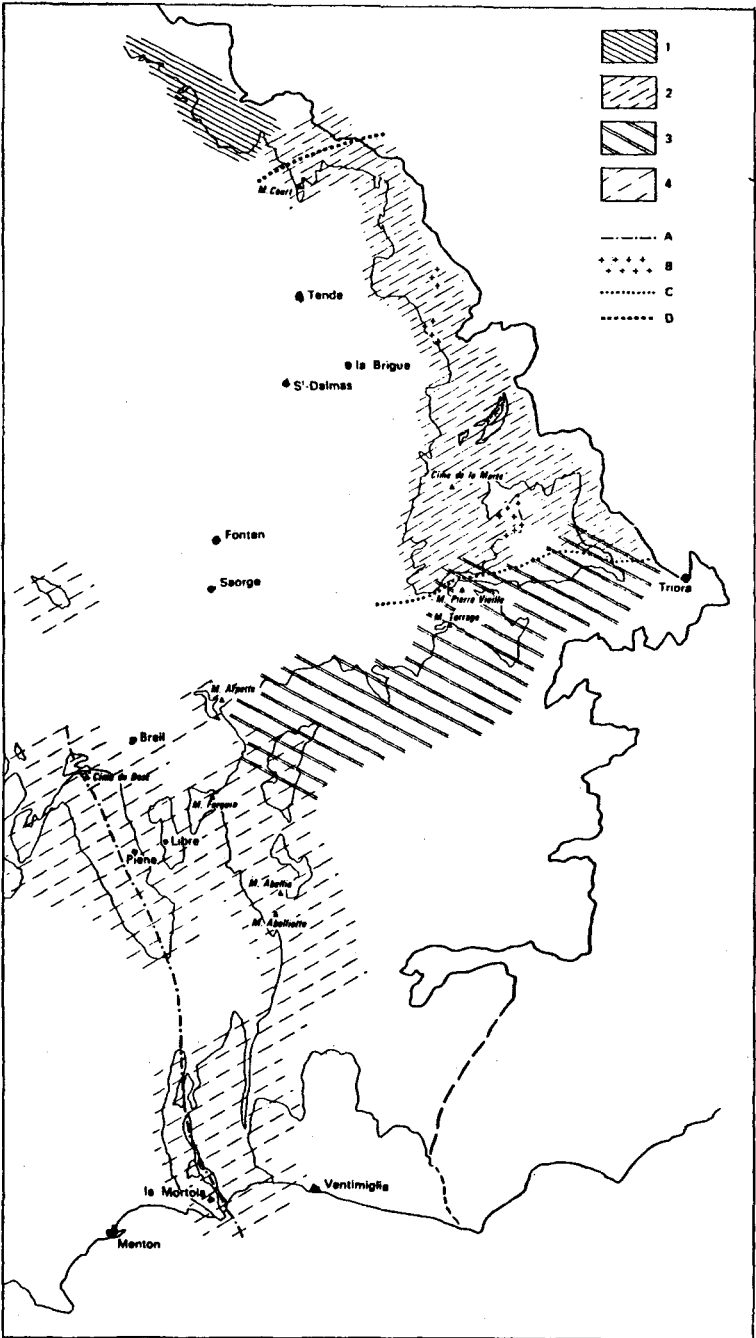


Fig. 13 - Carte schématique de la répartition des faciès de la série du Paléogène basal (d'après Lanteaume, 1962, 1968; fig. 28).

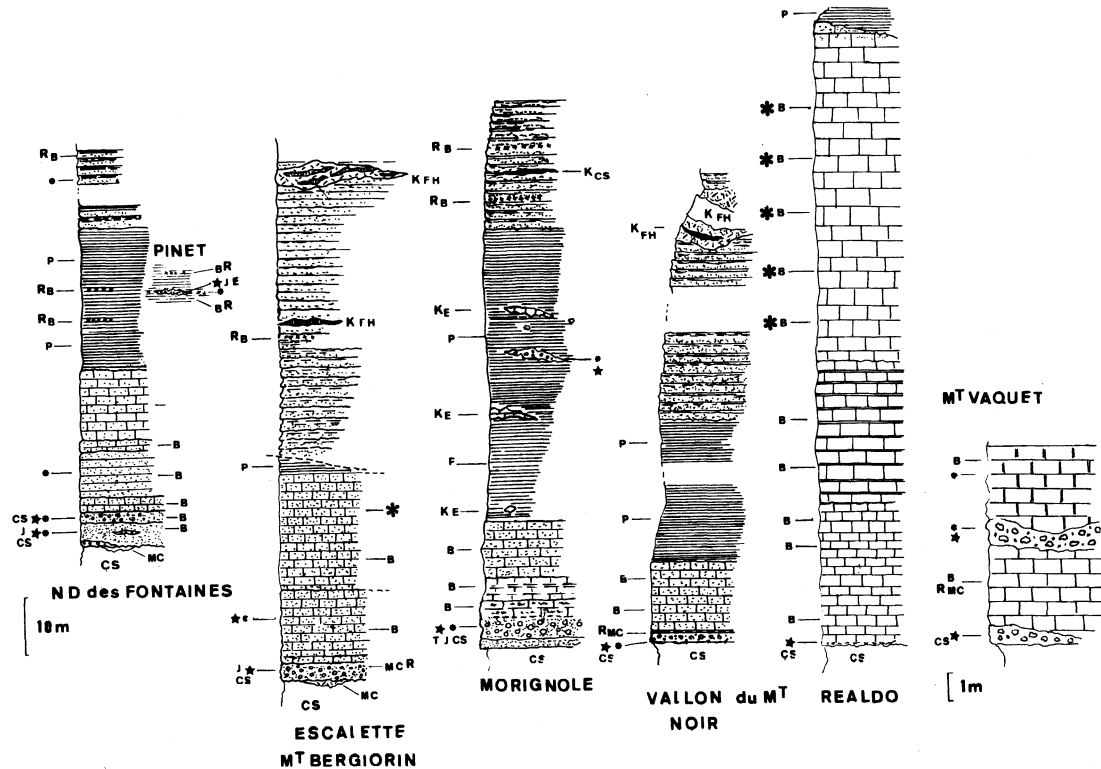


Fig. 14 - Coupes de référence de la série du Paléogène basal



granite et de migmatites dont le faciès est inconnu dans le socle de l'Argentera-Mercantour. Aux apports de galets de sédimentation d'origine toute locale, et provenant en partie au moins du démantèlement des conglomérats continentaux à *Microcodium*, succèdent rapidement les apports généralisés de galets d'origine allochtone, provenant de l'érosion du tégument permien et du socle briançonnais — et peut-être, au moins pour certains éléments volcaniques, du tégument de Werfénien. L'identité entre ces apports et ceux du Paléogène de l'unité du col de Tende, a conduit à associer, dans un contexte paléogéographique unique, les domaines de sédimentation du Paléogène basal, du Subalpin et de l'unité du col de Tende.

Les calcaires gréseux qui viennent à la suite du terme gréso-conglomératique, peuvent localement admettre des accumulations de bioclastes de polyptéris isolés de petite taille, encroûtés par des algues lithothamniées. La série renferme, à la base, une microfaune rare, composée uniquement de nummulites du Lutétien supérieur-Bartonien (*Nummulites variolarius*, *N. brongniarti*, *N. striatus*). Dans la partie médiane et sommitale, la microfaune est plus abondante. Elle comporte des nummulites (*Nummulites perforatus* et *N. striatus*), des orthophragmines (*Discocyclina discus*, *D. augustae*, *Asterodiscus* sp.) associées à *Sphaerogypsina* sp., *Rotalia* sp., *Asterigerina rotula*, des lamellibranches et des échinodermes. La microfaune indique un âge correspondant au Bartonien. La présence locale, au sommet de la série, de *N. incrassatus* et de *Fabiania cassis*, conduit à admettre que la série atteint le Priabonien.

Les variations d'épaisseur et de faciès sont rapides. Entre Notre-Dames-Fontaines et le Pas de l'Escalette, au *mont Bergiorin*, la série n'est représentée que par dix à quinze mètres de calcaires gréseux à gravier disséminés de roches endogènes et de rares galets de roches sédimentaires. Il semble en réalité que seul le terme basal conglomératique à roche endogène existe ici. La microfaune de nummulites semble confirmer que l'on n'a que le niveau du Bartonien (*Nummulites perforatus*, *N. brongniarti*, *N. striatus*).

Au Nord du Pas de l'Escalette (Lanteaume 1962, 1968 ; Campredon, 1974, 1977), la série est réduite. Au *Castel Tournou* dans la vallée du Réfré, la série est réduite à une dizaine de mètres de calcaires gréseux renfermant, à la base, *Nummulites aturicus*, et au sommet, *N. striatus* et *N. incrassatus*. Les termes conglomératiques grossiers, caractérisant la partie basale, manquent. La série correspond au passage Éocène moyen—Éocène supérieur et pour sa partie terminale, au Priabonien. Au *mont Court* (fig. 14), le Nummulitique est réduit à moins de dix mètres de faciès essentiellement conglomératiques, constitués presque exclusivement par des roches sédimentaires de Jurassique et Crétacé liées par un ciment calcaréo-gréseux à rares débris de *Microcodium* remaniés. Ce faciès, équivalent lithologique du faciès conglomératique basal du secteur du Pas de l'Escalette, renferme *Nummulites aturicus* et *Discocyclina discus* à la base, *Nummulites incrassatus*, *Discocyclina discus* et *Actinocyclina radians* au sommet. Il s'agit, là encore, de niveaux bartoniens à priaboniens. Plus au Nord, à la *Cime de Tavan*, le Nummulitique, épais de quelques mètres, ne renferme plus que de petites nummulites (*Nummulites striatus*, *N. incrassatus*) associées à des orthophragmines (*Discocyclina discus*, *Asterocyclina taramelii*, *A. stellaris*, *A. stellatus*, *Actinocyclina radians*). Ces niveaux sont attribuables au passage Éocène moyen—Éocène supérieur et atteignent le Priabonien inférieur. Au niveau du *col de Tende*, le Nummulitique, épais de trois à quatre mètres, est représenté par

des calcaires finement gréseux à galets de dolomie et de Crétacé. Les nummulites, qui sont rares (*Nummulites striatus*, *N. chavannesi*), permettent de dater la formation du passage Éocène moyen—Éocène supérieur. L'hétérochronie qui se manifeste, entre le Pas de l'Escalette et le col de Tende, à partir du Castel Tournou, d'une manière tranchée (Lanteaume 1962, 1968), doit être envisagée en prenant en considération que ces faciès septentrionaux du Nummulitique appartiennent à l'unité structurale de Tavan—Busaia (Vaslet, 1978) qui chevauche le domaine structural comportant les faciès méridionaux. Le contact anormal sépare sur la carte les domaines où le Nummulitique gréso-carbonaté est du Lutétien terminal—Bartonien et le domaine où celui-ci est plus récent (passage Bartonien—Priabonien).

Le Nummulitique basal de l'écaille de Morignolle et de celle du vallon du mont Noir—Collardente, (fig. 14), situées respectivement à l'Est du secteur du mont Bergiorin et au Sud-Est du secteur de Notre-Dame-des-Fontaines—Cime du Pinet, est réduit en épaisseur. Il comporte les deux termes caractéristiques des coupes de référence, le complexe gréso-conglomératique à la base et les calcaires gréseux au sommet ; mais il s'intercale en plus, entre ces deux niveaux, de calcschistes :

— *Nummulitique basal de l'écaille de Morignolle* (fig. 14). La série, puissante de vingt à vingt-cinq mètres comporte, à la base, un terme gréseux (1,5–2 m), sans élément allochtone, surmonté par un faciès conglomératique (3–4 m) grossier à prédominance de galets sédimentaires peu roulés et anguleux (Trias, Jurassique supérieur, Crétacé moyen et Crétacé supérieur) et à de plus rares galets de roches endogènes (rhyodacites parfois rétomorphosées et pyromérides). Ce terme gréso-conglomératique se termine par des niveaux à lentilles conglomératiques renfermant *Nummulites brongniarti* ; il n'y a pas, dans ces termes de base, la superposition nette, observée dans la coupe du vallon de l'Escalette, d'un terme conglomératique à éléments sédimentaires d'origine locale et d'un terme à éléments de roches endogènes : les apports, dès le début de la transgression, sont d'origine double. Ils viennent à la suite de calcaires gréseux à riches microfaunes de nummulites (*Nummulites millecaput*, *N. perforatus*, *N. brongniarti*, *N. praefabianii*), d'orthophragmines, de rotaliidés et de débris de mélobesiées. La microfaune de nummulites permet d'attribuer la série au Lutétien supérieur—Bartonien. L'association faunique est stratigraphiquement cohérente, mais la présence de *Nummulites millecaput* dans les faciès grossiers et l'absence de *N. striatus* montrent qu'il s'agit d'un assemblage bioclastique ;

— *Nummulitique basal de l'écaille du vallon du mont Noir—Collardente* (fig. 4). La série, puissante de dix à douze mètres, débute par le traditionnel complexe gréseux conglomératique (1,30 m) à galets de Crétacé supérieur en quantité dominante, associés à de rares galets de roches endogènes (essentiellement des rhyolites à biotite) et à des dragées de quartz provenant indubitablement du démantèlement du Trias détritique de base. Là encore, la transgression débute par un terme gréso-conglomératique où se mêlent les apports locaux et les apports allochtones. Le terme schisteux (0,30 m) qui vient à la suite, comporte de rares débris de *Microcodium*. Les grès et calcaires gréseux, qui forment l'essentiel de la série, débutent par un niveau à galets disséminés de roches endogènes (rhyodacites) et à plagioclase, zircon, tourmaline. La microfaune est constituée essentiellement par des nummulites (*Nummulites brongniarti*, *N. striatus*, *N. praefabianii*) associées à des

débris de lamellibranches et d'échinodermes. Cette microfaune date la série du Lutétien supérieur—Bartonien.

● **Vallée de l'Argentina (à l'Ouest de Triora).** Les faciès de calcaires à algues (ensemble paléogéographique central de M. Lanteaume, 1962, 1968 : fig. 28) apparaissent dans le domaine méridional de la carte Viève—Tende, au niveau du parallèle du mont Vaquet (la Marta). C'est dans la vallée de l'Argentina, dans la région de *Realdo et de Loreto*, (fig. 14) au Nord-Ouest de Triora, que ces faciès à algues sont les plus caractéristiques.

La série comporte trois termes lithologiquement caractéristiques. Le terme de base, puissant d'environ vingt-cinq mètres, est représenté par un calcaire biodétritique à rares grains de quartz, dans lequel les thalles de lithothamniées (genre *Archeolithothamnium*) peuvent constituer 90 % de la roche. Ces calcaires débutent par un niveau très mince (0,50 m) de calcaire gréseux microconglomératique à quartz hétérométrique, zircon, tourmaline et galets de calcaires datés de l'Aptien, du Barrémien supérieur et du Crétacé supérieur. Il n'y a pas d'éléments de roches endogènes. La microfaune est représentée par des nummulites indéterminables, des litaliidés, des rotaliidés, *Asterigerina* sp., associés à des formes planctoniques (*Globorotalia*, *Globigerina*). Les calcaires renferment une microfaune abondante associée aux algues : *Nummulites variolarius*, *N. millecaput*, *N. striatus* var. *mortolaensis*, *N. chavannesi*, *Asterodiscus taramellii*, *A. cuvillieri*. Il y a en outre le cortège classique d'operculines, gypsinidés, rotaliidés, trochamminidés et de lamellibranches, gastéropodes et échinodermes. On note la présence de rares globigérines. L'assemblage microfaunique est cohérent, à l'exception de la présence de *Nummulites chavannesi* qui s'observe généralement dans des niveaux plus élevés.

Le terme médian, épais de vingt-cinq mètres environ, est constitué par l'alternance de calcaires bioclastiques ou finement sableux, renfermant une riche microfaune, et de calcaires argileux azoïques. La microfaune comporte des nummulites (*N. variolarius*, *N. millecaput*, *N. striatus*, *N. striatus* var. *mortolaensis*, *N. perforatus*), des orthopragmines (*Discocyclus discus*, *Asterodiscus taramelli*, *A. cuvillieri*), *Assilina exponens*, *Alveolina elongata*, associées à des operculines, des miliolidés, des rotaliidés. On observe, en outre, la présence de lamellibranches et d'échinodermes, de lithothamniées et de bryozoaires. Il faut souligner l'apparition de *N. perforatus*, la disparition de *N. chavannesi*, l'apparition d'*Assilina exponens* et d'*Alveolina elongata*.

Le terme supérieur est constitué par une puissante masse (60-70 m) de calcaire bioclastique comportant très peu de matériel terrigène, mais par contre riche en lithothamniées. Les foraminifères benthiques pullulent : *Nummulites variolarius*, *N. millecaput*, *N. perforatus*, *N. striatus*, *N. praefabianii*, *Discocyclus nummulitica*, *D. archiaci*, *D. sella*, *D. discus*, *D. marthae*, *Asterodiscus stellatus*, *A. taramellii*, *A. cuvillieri*, *A. stella*, *Actinocyclus radians*, *Assilina exponens*, associées à des operculines, gypsinidés, rotaliidés, trochamminidés. La macrofaune, en débris, est toujours abondante (lamellibranches dont de grands ostréidés, gastéropodes et échinodermes). Les lithothamniées sont représentées par *Solenomeris* sp., *Jania* sp., *Lithothamnium moreti*, *L. campredoni*, *Mesophyllum schencki*, *Archeolithothamnium* cf. *intermedium*.

Le sommet de cette série de calcaires à algues est représenté par des faciès qui s'enrichissent en terrigène (quartz anisométriques anguleux corrodés) et passent dans les derniers mètres à des calcaires finement sableux, qui annoncent les phénomènes tectono-sédimentaires qui caractérisent le dépôt des calcschistes superposés.

L'ensemble de cette série est caractérisé par un assemblage microfaunique qui la date du Lutétien—Bartonien.

● **Secteur en position intermédiaire : du mont Vaquet (la Marta) à la Cime de Roche-Campane.** Dans le secteur mont Vaquet (la Marta) (fig. 14), la série basale du Paléogène débute par un terme conglomératique (0,80 m à 1 m) à galets d'origine locale (Crétacé supérieur), passant à un calcaire argilo-sableux microbréchiq (2,50 à 3 m) à éléments centimétriques de Crétacé supérieur et à débris de *Microcodium*. Il vient à la suite, comme dans le bassin de La Brigue—Tende, un niveau de conglomérats à galets de grès ou d'arkoses provenant du remaniement du terme sous-jacent dont le sommet est érodé, et à galets allochtones de roches endogènes. La microfaune benthique, rare dans ces différents niveaux, se présente sous la forme de débris indéterminables. La série de calcaire biodétritique faiblement terrigène qui vient à la suite, comporte, au moins vers la base, des fragments de roches endogènes. Les calcaires biodétritiques renferment une microfaune constituée presque exclusivement par des nummulites. La série se termine par des niveaux riches en macrofaune de lamellibranches, polypiers et gastéropodes.

*Le secteur de mont Vaquet (la Marta) — mont Gerbonte correspond à la limite méridionale de l'extension des conglomérats à éléments de tégument permowéfénien et de socle briançonnais (Lanteaume, 1962, 1968).*

Dans la région comprise à la limite méridionale de la carte, entre mont Vaquet (la Marta) et l'Argentina, on observe (Campredon, 1974, 1978) l'imbrication des faciès détritiques terrigènes et des faciès biodétritiques localement riches en mélobesiées, comme au mont Legue, au mont Torrage et à la Cime de Roche-Campane. On note la présence d'*Archeolithothamnium* aff. *cyrenicum*, *A. perplexum*, *A. cf. crustatum*, *A. cf. intermedium*, *A. dallonii*, *Lithothamnium abrardi*, *L. andrusovi*, *L. minae*, *L. fauvai*, *Lythophyllum* sp., *Leptolithophyllum* sp.

Il convient de souligner que dans la région orientale du mont Legue (Campredon, 1974, 1977) s'intercalent, entre le substratum de Crétacé supérieur et les faciès biodétritiques à nummulites, quelques mètres de calcaires à cérithes qui représentent l'extension septentrionale des faciès saumâtres connus plus au Sud (carte Menton—Nice) à la base de la série marine, surmontant les couches à *Microcodium* (Lanteaume, 1962, 1968, fig. 28 ; Campredon, 1974, 1977).

Dans le massif de Roche-Campane, le toit de la masse des calcaires à algues (Campredon, 1974, 1977) correspond à une surface de type hard ground (fond durci) indubitable, tout à fait comparable à celle que l'on observe localement, coiffant le Paléogène carbonaté du domaine briançonnais (voir Briançonnais). La surface présente des reliefs résiduels et des cupules de dissolution caractéristiques. Les cupules sont remplies par un matériel bioclastique minéralisé par de l'oxyde de fer cimentant une accumulation anarchique de polypiers associés à de rares nummulites (*N. mille-*

*caput* et *N. striatus*), et à des amas de nombreux orbitoïdés (*Discocyclina marthae*, *D. discus*, *D. stella*, *Asterodiscus stellatus*, *A. cuvillieri*, *Actinocyclina radians*). Cette surface matérialise le changement très tranché des conditions générales de dépôt qui va affecter le bassin de sédimentation paléogène (voir calcschistes e7M).

Dans tout ce domaine en position intermédiaire, l'ensemble de la série est caractérisé par un assemblage microfaunique qui la date du Lutétien supérieur.

Les variations de faciès que présente la série paléogène basale et la variation de l'âge de cette série observables dans le domaine de la carte Viève—Tende (fig. 13), s'inscrivent dans un contexte tectono-sédimentaire qui sera présenté dans le chapitre consacré à l'histoire géologique. Les épaisseurs des différents niveaux, et celles de la série en divers points qui ont été indiqués, correspondent aux épaisseurs actuellement observables et diffèrent de façon importante des épaisseurs originelles pour un matériau qui a subi une déformation polyphasée avec un fort aplatissement et surtout une dissolution très importante liée à une schistosité de dissolution caractéristique.

e7M. **Priabonien l.s. Calcschistes.** La série paléogène basale est normalement surmontée par une série de calcschistes jaunâtres à cassure sombre, qui sont des calcaires argileux finement détritiques (quartz, muscovite, chlorite et rares plagioclases) à microfaune planctonique de globigérines. Cette série de calcschistes peut manquer entre la série paléogène basale et le flysch sommital.

L'épaisseur observable de la série est très variable, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. La stratification originelle est difficilement discernable et le litage que l'on observe correspond à la schistosité S2 des plis P2 déformant les plis P1 dont la schistosité S1 est généralement bien conservée. La stratification S0 est généralement conservée sous forme de micro-têtes de plis affectées par la schistosité S1, ou de discontinuités lithologiques franches.

La sédimentation pélagique, à apports finement détritiques, est le plus souvent annoncée — comme il a été montré précédemment — par l'apparition, dans la partie sommitale de la série basale, d'un enrichissement marqué en apports finement détritiques ; la sédimentation des calcschistes peut intervenir brusquement par recouvrement d'une surface indurée de type hard ground (fond durci), comme c'est le cas dans la région de Roche-Campane.

Le passage continu entre la série des calcschistes et le flysch paléogène sommital est localement observable. Il correspond alors à l'apparition d'intercalations de bancs gréseux répétés, de plus en plus fréquents au sommet de la série de calcschistes, et à un enrichissement des termes calcschisteux en matériel argilo-sableux (Campredon, 1974, 1977). Dans le cas général observable, la série du flysch paléogène est cartographiquement discordante sur le Paléogène basal et la série des calcschistes, et même sur le Mésozoïque ; ce contact correspond actuellement à un contact anormal caractéristique.

Les calcschistes admettent en leur sein des intercalations détritiques, témoignant des processus tectono-sédimentaires syn-priaboniens affectant le bassin paléogène. Les termes détritiques peuvent être seulement des débris de *Lithothamnium*, des nummulites, des orthophragmines et des petits foraminifères benthiques noyés dans les passées de calcaires biodétritiques terrigènes resédimentées, ou des blocs centimétriques à décimétriques de calcaires gréseux provenant du démantèlement de la série basale, ou enfin des lentilles conglomératiques renfermant, dans une matrice calcaire-gréseuse, une microfaune et même, localement, une macrofaune benthique remaniées du Lutétien supérieur—Priabonien, et des galets de Jurassique, de Crétacé supérieur, de Paléogène de la série basale associés à des galets de roches endogènes (rhyodacite, microdiorite quartzifiée, microgranite, dragées de quartz). Localement on y observe la présence de débris de *Microcodium* et de débris anguleux des calcschistes eux-mêmes.

Les calcschistes encaissants présentent très généralement de nombreuses structures de slumps, dont les directions cohérentes des génératrices et le sens de vergence permettent de mettre en évidence les paléopentes. Ces données tectono-sédimentaires concourantes témoignent du caractère morphostructural du bassin paléogène au Priabonien, au moment même où les conditions de sédimentation changent brusquement avec l'apparition du faciès à microfaune pélagique de globigérines.

L'extension des termes conglomératiques à galets de Mésozoïque et Paléogène de la série basale, et bien entendu de roches endogènes, semble se limiter aux domaines du bassin de La Brigue et de la vallée de l'Argentina (région de Triora). Ils sont inconnus dans le domaine intermédiaire défini dans le cadre de la répartition des divers faciès de la série basale. Dans ce domaine intermédiaire, les calcschistes ne renferment que les intercalations à microfaune et macrofaune benthiques remaniées. Les apports détritiques dans la série paléogène basale avaient une origine locale (galets de Crétacé supérieur) ou provenaient de l'érosion du socle-tégument briançonnais ; ces apports provenaient donc de sources extérieures au bassin de sédimentation. Les apports détritiques qui viennent s'intercaler dans la série paléogène des calcschistes proviennent, quant à eux, du bassin lui-même et représentent le démantèlement de reliefs sous-marins où « affleurerait » le Nummulitique de la série basale.

e7F. **Flysch paléogène (Priabonien).** Le flysch paléogène est constitué par l'empilement de séquences bien granoclassées d'épaisseur variable (quelques centimètres ou décimètres à trois ou quatre mètres). Les semelles des séquences sont généralement ornées par des figures sédimentaires d'origine mécanique, directionnelles (trace du courant turbide d'apport) et par des traces d'origine organique. Les slumps, relativement nombreux, permettent de mettre en évidence des pentes transversales aux directions des apports.

Le problème de l'alimentation en matériel détritique des séquences constitutives du flysch subalpin avait été abordé dès 1956 et 1957 par P. H. Kuenen, P. Fallot, A. Faure-Muret et M. Lanteaume qui avaient, dès cette époque, montré que, pour l'ensemble du bassin, l'alimentation venait essentiellement du Sud-Ouest ou du Sud-Est, à partir d'un domaine de source corres-

pondant au « domaine émergé corso-sarde » (Lanteaume, 1962, 1968) ; le massif ancien de l'Argentera—Mercantour ne jouant aucun rôle, sauf dans la région très localisée de Saint-Étienne-de-Tinée—col de la Cayolle, où ont été reconnus des apports provenant du socle de l'Argentera.

A la suite des travaux de D.J. Stanley (1961), qui a réalisé une étude de détail des différents lithofaciès du flysch paléogène, de Y. Gubler (1958) et de A.H. Bouma (1962), M. Lanteaume, B. Beaudoin et R. Campredon (1967) donnèrent une carte de répartition des différents lithotopes du complexe du flysch paléogène, qui met en évidence que le flysch paléogène du domaine de la carte Viève—Tende appartient au faciès septentrional, apparemment distal, dont les apports proviennent toujours du Sud-Est ou du Sud-Ouest, comme le confirment les données récentes apportées par P. Gigot et M. Lanteaume (1989). Par rapport à ces directions d'alimentation, les pentes mises en évidence par les slumps sont transversales et soulignent le caractère morphostructural du bassin.

Le flysch paléogène admet de nombreuses intercalations microbréchiques (Lanteaume, 1962, 1968), de quelques centimètres à quelques décimètres, qui apparaissent dans l'ensemble de la série et sont identiques à celles décrites dans la série du flysch de la zone des lambeaux de charriage. Elles sont constituées par l'accumulation, dans une matrice gréseuse, d'une riche faune benthique souvent brisée ou corrodée, représentant le remaniement de la faune incluse dans la série paléogène basale démantelée. On note la présence de nummulites (*Nummulites aturicus*, *N. striatus*, grandes et petites nummulites indéterminables), d'orthophragmines (*Discocyclina douvillei*, *D. discus*, *D. sella*, *D. nummulitica*, *D. chudeaui*, *D. marthae*, *Asterocyclina cuvillieri*, *Asterodiscus stella*, *A. stellatus*), associées à des *Chapmanina sp.*, des *Shaerogypsina sp.*, des débris de lithothamniées etc. On note localement la présence de débris de *Microcodium*.

Cette microfaune remaniée correspond à un assemblage datant le Lutétien—Priabonien inférieur. Ces données témoignent de la pérennité du démantèlement de reliefs intra-bassin, notée précédemment pour la série subordonnée des calcschistes paléogènes.

Dans la partie sommitale de la série flysch s'intercalent, entre les séquences, les termes d'un remarquable **complexe olistostromatique** (e7FO), qui, comme le montre la cartographie détaillée, a un développement grandiose dans le secteur de Triora, entre le Colle Ardente au Nord et le col Langan au Sud (haute vallée de l'Argentina). Ce complexe comporte des brèches et microbrèches dites « schistes à blocs » dont les éléments sont des blocs centimétriques à décamétriques de Briançonnais et de Flysch à helminthoïdes, qui ne peuvent être figurés en raison même de leur dimension, et des mégaklippes sédimentaires hectométriques et surtout plurikilométriques de Briançonnais et de Flysch à helminthoïdes. Le matériel d'origine briançonnaise, représenté cartographiquement lorsque cela est possible par les teintes et signes conventionnels des formations briançonnaises, consiste en klippes de Trias dolomitique, de Dogger, de Malm généralement associés à du Crétacé supérieur, de lames de Crétacé supérieur, de Nummulitique carbonaté, et localement de klippes comportant une série mésozoïques et

paléogène carbonaté. Les faciès sont identiques à ceux décrits pour les lames de Mésozoïques et de Paléogène briançonnais de la zone des lambeaux de charriage. Le Nummulitique carbonaté appartient essentiellement au Lutétien supérieur—Bartonien, mais peut monter aussi localement dans le Priabonien, renfermant les mêmes microfaunes que celles décrites dans les termes nummulitiques de calcaires gréseux et de calcaires à algues de la zone des lambeaux de charriage. Le Dogger est bien caractérisé par les niveaux riches en *Meyendorffina*. Le Malm necto-benthique est identique de celui de l'élément de Rocca Barbona (voir zone des lambeaux de charriage). Localement, dans les schistes à blocs de la région du col Langan, en limite méridionale de la carte, dans les niveaux du flysch qui avaient été individualisés sous la dénomination de « flysch de Baiardo » (Lanteaume, 1962, 1968) et qui ne sont que la partie sommitale du flysch subalpin, on note la présence de blocs de calcaire à faciès briançonnais datés du Paléocène (calcaire à *Discocyclusina seunesi* et *Operculina cf. heberti*; Lanteaume, 1962, 1968); de l'Ypresien (calcaire à globigérines à test mince, calcaire à *Cuvillierina* sp. et *Nummulites cf. spilecensis*; Campredon, 1974, 1977). On observe en outre des galets de roches endogènes déterminés par M. Boucarut (in Campredon, 1974, 1977) : granite à gros grains, granite à muscovite, granites mylonitisés, gneiss à muscovite d'origine indéterminée et rhyolites ignimbritiques, pyromérides, tufs qui évoquent les faciès briançonnais du Permien, quartzites du Werfénien et brèches andésitiques qui évoquent quant à elles les faciès andésitiques décrits par J. Bodelle (1971) à Saint-Antonin et à Villeneuve-Loubet, témoins d'un volcanisme syn-paléogène qui serait, d'après R. Brousse, de type arc insulaire.

La matrice des schistes à blocs, constituée par des schistes microconglomératiques, renferme un mélange de formes planctoniques de l'Éocène moyen et de l'Éocène inférieur (Campredon, 1974, 1977) : *Globigerina linaperta*, *G. eocena*, *G. venezuelana*, *G. cryptomphala*, *G. hagni*, *Globorotalia aequa*, *G. bulbrooki*, *G. spinulosa*, *G. cerroazulensis frontosa*, *G. cerroazulensis possagnoensis*, *G. broedermanni*, *G. subbotinae*, *Globigerinatheka barri*, *Globigerinita pera*, associées à une microfaune benthique, riche et abondante, de nummulites indéterminables, d'orthophragmines (*Asterodiscus* sp.), d'assilines (*Assilina* sp), de rotaliidés (*Discorbina* sp.) et de *Miscellanea* sp. : ces deux dernières formes évoquant un âge yprésien (Lanteaume, 1962, 1968).

Les phénomènes de remaniements de termes qui couvrent le Paléocène jusqu'à la base de l'Éocène supérieur sont clairs dans les schistes à blocs qui s'intercalent dans la série flysch, où localement les termes granoclassés fins des séquences renferment les zones à *Globigerinatheka kugleri* et à *Globorotalia lehneri* de l'Éocène moyen, alors que le sommet de la série basale paléogène surbordonnée est plus récent.

Les klippen de Flysch à helminthoïdes, insérées dans les schistes à blocs ou les mégaklippen de cette même formation, présentent un faciès qui correspond par ses traits généraux à celui de la série à dominante calcaire de San-Remo—Saccarel (voir la description des différentes séries constitutives de la nappe du Flysch à helminthoïdes). L'assimilation n'est cependant pas certaine, car les microfaciès des termes granoclassés carbonatés des séquen-



ces, particulièrement riches en *Globo truncana* (Lanteaume, 1962, 1968 ; planche XXXV, fig. 3 et 4), évoquent certains niveaux de la série de Borghetto-d'Arroschia—Alasio. Pour cette raison, et afin de faire ressortir cartographiquement le dispositif olistostromatique, le Flysch à helminthoïdes des klippen insérées dans le flysch subalpin a été représenté par une teinte et une notation particulières (C3-7FH).

Il convient de souligner que dans tous les cas, les mégaklippen de Briançonnais ou de Flysch à helminthoïdes sont insérées dans le cortège de schistes à blocs, lui-même inséré dans le flysch paléogène, ou se présentent sous forme d'éléments isolés au sein du flysch, enveloppés par un mince liseré de schistes à blocs qui encroûtent la surface de la klippe.

L'âge du flysch paléogène n'est pas précisé. Il est envisagé en fonction d'une part de l'âge des formations subordonnées, d'autre part de l'âge des termes paléogènes présents sous forme d'olistolites. Il est donc au moins priabonien. On peut lui attribuer un âge priabonien *l.s.*, vraisemblablement priabonien inférieur à moyen. Il est hors de question d'envisager qu'il monte jusque dans l'Oligocène car, comme il a été démontré (Lanteaume, Haccard, Labesse et Lorenz, 1960-1963), les structures du domaine interne de la transversale considérée sont scellées par l'Oligocène inférieur padan.

#### UNITÉ DU COL DE TENDE

**K. Cargneules.** Il s'agit ici des cargneules *monogéniques*, à matériel triasique. On en trouvera la description dans le chapitre précédent (Domaine structural subalpin).

**t. Trias. Dolomies et calcaires dolomitiques attribuables au Trias moyen ; schistes à *Equisetum mytharum* du Keuper.** Le Trias n'est représenté dans le domaine de la carte Viève—Tende que par quelques témoins situés à la base structurale de la digitation du col de Tende et des affleurements apparaissant au noyau des structures plicatives polyphasées de la digitation de 2215 et de celle de Fort-Pépin (Lanteaume, 1962).

Le Trias moyen serait représenté par les dolomies et calcaires dolomitiques de la digitation de 2215, en contact anormal avec des calcaires dolomitiques jurassiques.

Le Trias supérieur est quant à lui représenté par une assise de schistes noirs à passées ligniteuses et grès à restes de plantes. Les grès à plantes, très bien développés dans la série ligniteuse, fournissent de nombreuses mais mauvaises empreintes d'*Equisetum* du type *Equisetum mytharum*. Il vient normalement à la suite, six à huit mètres au maximum de dolomies à fantômes d'oolites ou de pseudo-oolites, de dolomies crème et de dolomies jaunes en plaquettes, localement surmontées par quelques décimètres de calcaire azoïque bleu foncé. Ces niveaux représenteraient les assises terminales du Keuper (Lanteaume, 1962, 1968 ; Guillaume, 1969).

19-14. **Infra-Lias — Sinémurien. Schistes bariolés rouge violacé et verts (Rhétien) ; brèches, calcaires lumachelliques et dolomies (Hettangien ou Dogger ?) ; calcaires siliceux attribuables au Sinémurien.** Le Rhétien est représenté par une série de schistes bariolés rouge violacé et verts à niveaux marno-gréseux et calcaires intercalés. Cette série, puissante de dix à douze mètres observables, est fortement schistosée. Elle a été décrite dès 1894 par S. Franchi au revers méridional du col de Tende et reconnue ultérieurement par L. Baldacci et S. Franchi (1900) dans les levés de coupes des tunnels routier et ferroviaire du col de Tende. L'attribution au Rhétien, déjà envisagée par S. Franchi, est fondée sur la présence de niveaux de calcaires lumachelliques à débris de coquilles d'ostracées, indéterminables dans le secteur de la carte Viève—Tende (Lanteaume 1962 ; Guillaume, 1969) qui, par contre, plus au Nord-Ouest, ont fourni (Ascheri, 1955) des *Avicula contorta*.

Les niveaux schisteux bariolés du Rhétien sont surmontés, au revers méridional du col de Tende (Lanteaume, 1962), par un complexe puissant de cinq à six mètres de brèches, de calcaires lumachelliques, de dolomies bréchiques et de brèches à éléments dolomitiques, directement subordonnés à la masse des calcaires du Jurassique. Les calcaires lumachelliques ne renferment que des débris de bivalves et d'échinodermes indéterminables et de rares foraminifères (*Spiroloculina* ?). Ces niveaux sont attribués avec le plus grand doute à l'Hettangien. Ils pourraient aussi correspondre au Dogger, dont la caractéristique générale est de comporter des niveaux bréchiques et des niveaux lumachelliques.

Le Sinémurien, bien caractérisé par les assises à gryphées dans la partie nord-occidentale de l'unité du col de Tende, notamment à Entracque, semble représenté très localement dans la digitation de Fort-Pépin par des calcaires noirs siliceux tout à fait comparables à ceux d'Entracque (Lanteaume, 1962, 1968). Il convient de noter que cette série sinémurienne repose directement sur les dolomies à fantômes d'oolites ou de pseudo-oolites du Keuper basal, sans interposition de Rhétien ou de niveaux attribuables à l'Hettangien. En fonction du caractère discordant du Sinémurien reconnu dans la partie nord-occidentale de l'unité du col de Tende, ce dispositif de Fort-Pépin n'est pas invraisemblable.

Le problème de la présence de l'Hettangien ou du Dogger n'est pas résolu. Il faut noter que la présence d'« infra-Lias » et de Lias inférieur, même réduit dans l'unité du col de Tende, est importante, car il s'agit d'un jalon paléogéographique probable, entre l'infra-Lias et le Lias dauphinois par l'intermédiaire des séries de Subalpin du revers septentrional de l'Argentera—Mercantour (entre Demonte et Les Barricates) et les témoins conservés d'infra-Lias et de Sinémurien du domaine Briançonnais ligure (voir Briançonnais). On peut même envisager la liaison, selon un diverticule morphostructural, avec la série de l'infra-Lias et du Lias de l'unité considérée comme piémontaise (ou prépiémontaise) d'Arnasco—Castelbianco, à faible métamorphisme.

L. Baldacci et S. Franchi (1900) ont précisé que, dans le tunnel ferroviaire du col de Tende, la série rhétienne des schistes bariolés était surmontée par des calcaires dolomitiques sombres qui supportaient à leur tour des schistes calcaires beiges et des calcaires marneux. Ces niveaux, inconnus en surface, pourraient représenter les termes hettangiens.

Les successions observées pour le Trias supérieur et le Lias inférieur mettent en évidence l'émersion fini-triasique, caractérisée par le développement généralisé, aussi bien dans le Subalpin que dans l'unité du col de Tende, des *schistes à Equisetum*, puis la transgression marquée par le dépôt des dolomies à fantômes d'oolites et de pseudo-oolites, qui sont indubitablement marines. Ces niveaux, attribués au Keuper terminal, passent aux couches toujours marines du Rhétien. Le problème posé par l'Hettangien et la discordance du Sinémurien, met en évidence l'existence d'une perturbation dans la continuité de la sédimentation marine à l'aube du Lias. Une émersion est très vraisemblable. Si les niveaux dolomitiques à brèches et les brèches à matériel dolomitique sont hettangiens, ils caractérisent cette perturbation liée à des phénomènes tectoniques. La sédimentation du Sinémurien discordant et réduit, s'achève par un épisode d'émersion qui va durer pendant tout le Lias moyen-supérieur et qui a dû débiter, dans le secteur de la carte Viève—Tende, au cours même du Sinémurien. Il est logique de considérer que les termes dolomitiques bréchiens et les brèches non datées à la base de la masse carbonatée du Jurassique supérieur, représentent la transgression du Dogger qui se marque généralement par de tels faciès.

j. **Jurassique supérieur. Calcaires marmoréens.** La série du Jurassique supérieur est représentée par une masse de calcaires dolomitiques marmoréens où il n'est guère possible de repérer la stratification à cause de l'importance des transformations internes liées au polyphasage structural. En fonction de l'érosion anté-Paléogène, et peut-être même anté-Crétacé supérieur, la puissance *observable* de la masse carbonatée est très variable. Elle peut atteindre 80 mètres localement.

La série renferme des bélemnites et des polypiers marmorisés qui sont indéterminables. Les polypiers avaient été déterminés comme appartenant à des genres caractéristiques du Tithonique ou à des genres datant le Trias (voir l'historique *in* Lanteaume, 1962, 1968, p. 105). L'idée qui prévalût, soutenue par S. Franchi, (1891, 1894, 1898 et 1900), était celle de l'appartenance au Jurassique supérieur, comme l'avait envisagé dès 1861 L. Pareto. L'étude par microfaciès de la série dans le secteur de la carte Viève—Tende est décevante. M. Lanteaume (1962, 1968) ne signale que la présence d'une *Trocholina*. En dehors du domaine considéré, plus au Nord-Ouest, A. Ascheri (1955) signale la présence de *Solenopora cf. jurassica* et A. Guillaume (1969) a reconnu des *Trochammina* sp., des *Textularia* sp. et des algues rapportées aux dasycladacées.

Le sommet de la série carbonatée est localement observable, et particulièrement intéressant. R. Campredon, D. Haccard, M. Lanteaume et M. Moulade (1968) ont mis en évidence, au sommet de l'entablement de Jurassique de la digitation du col de Tende, la présence d'apports détritiques se mêlant à la sédimentation necto-benthique. Ces apports se manifestent dans les trois à quatre derniers mètres par une résille détritique correspondant à un grès à ciment calcaire et à des galets de roches endogènes. Le grès à ciment calcaire renferme des plagioclases, de la muscovite et des petits galets de rhyodacites, de tufs flammés, d'ignimbrites et de pyromérides. Ils sont noyés dans un calcaire microcristallin à débris d'échinoderme et apparaissent d'une manière préférentielle à la base, sur un mètre environ. Ces

niveaux, témoins de la stratification, sont alignés dans la schistosité et les galets présentent un étirement et un tronçonnement caractéristique. La dissolution est importante selon les plans de schistosité. Les galets isolés de roches endogènes apparaissent préférentiellement dans la partie sommitale où les calcaires prennent un faciès bréchiq. Les galets de roches endogènes sont du même type que précédemment, mais on note un enrichissement en galets de grès et de rhyodacite. On observe en outre la présence de rares galets de Jurassique même, provenant d'un remaniement local. Les niveaux à résille détritique sont moins développés, mais toujours alignés selon la schistosité. Les galets sont étirés et tronçonnés, et les faciès bréchiq. du Jurassique sont aplatis, affectés par une dissolution importante.

La bonne fortune a voulu qu'une lame mince taillée dans la partie sommitale de la série montre la présence de calpionelles (*Calpionella alpina* et *Crassicollaria* sp.) qui permettent de dater le sommet de la série du Porlandien-Berriasien.

La présence de ces apports de roches endogènes, appartenant indubitablement aux formations briançonnaises, met en évidence l'existence d'une source dispensatrice émergée relativement proche, et caractérise la position particulière de l'unité du col de Tende dans une zone-frontière structurale entre ce qui deviendra le futur domaine subalpin et le futur domaine interne. Cela indique, en outre, la vraisemblable structuration en mosaïque de compartiments du dispositif paléogéographique, et sa brusque activation, ou plutôt réactivation, à la fin du Jurassique.

n1-6. **Crétacé inférieur (Néocomien l.s. — Aptien). Conglomérats et brèches.** Le Crétacé inférieur a été reconnu par S. Franchi et F. Sacco et étudié par A. Guillaume et L. Sappi (voir Guillaume, 1969, p. 305-306) dans le domaine nord-occidental de l'unité du col de Tende où il se présente sous un faciès carbonaté dépourvu de détritisme.

R. Campredon, D. Haccard, M. Lanteaume et M. Moullade (1968) ont mis en évidence l'interposition, entre le sommet du Jurassique et la base de la série paléogène transgressive, d'une série crétacée inférieure qui apparaît dans la digitation du col de Tende et dans celle de Fort-Pépin. Cette série est constituée par un terme inférieur conglomératique de deux mètres environ, surmonté par un terme supérieur correspondant à une brèche d'aspect amygdaloïde, épais de deux à quatre mètres. Le terme conglomératique est constitué par l'accumulation de galets de rhyodacite, associés à de rares galets de quartzites de Werfénien ou de Verrucano. Il s'agit là encore d'apports provenant du tégument briançonnais. La stratification semble conforme à la schistosité. L'étirement et le tronçonnement des galets sont caractéristiques.

Le terme supérieur amygdaloïde est une brèche à éléments pluricentimétriques aplatis et à matrice microbréchiq. dont le ciment est essentiellement constitué par du quartz et des plagioclases. Les galets sont presque exclusivement du Jurassique. On observe des intercalations de calcaires à silex noirs à patine roussâtre dont le faciès est identique à celui des calcaires à silex du Néocomien du domaine subalpin. L'aspect amygdaloïde est dû à

l'aplatissement important qui s'accompagne, suivant les plans de schistosité donnant un litage apparent, d'une dissolution très caractéristique. La série peut comporter localement des accumulations de dragées de quartz et des galets de rhyodacite qui peuvent être remaniés depuis les termes subordonnés. Cette série détritique, qui par ses niveaux à silex présente un faciès néocomien, comporte, au sommet, un terme calcaire très détritique qui a fourni : *Planomalina cheniourensis*, *Hedbergella infracretacea*, *Globigerinelloides ferreolensis*, *G. blowi*, *Gavelinella* sp., *Lenticulina* sp., qui datent le Garasien.

La série du Crétacé inférieur correspond donc à la mise en place, dans un domaine de sédimentation necto-benthique, de deux types d'apports détritiques successifs. Le premier provient du démantèlement de sources émergées proches de tégument briançonnais. Le démantèlement a été amorcé dès la fin du Jurassique. Le second provient d'un démantèlement localisé du Jurassique lui-même (et notamment de ses niveaux sommitaux). Il est vraisemblable qu'il s'agit, dans ce cas, du démantèlement localisé de reliefs intra-bassins à caractère morphostructural.

On observe que, latéralement, les termes du Crétacé inférieur s'effilent et disparaissent, si bien que le conglomérat paléogène repose directement sur le Jurassique supérieur.

Compte tenu de sa faible épaisseur, cette série du Crétacé inférieur (Néocomien *l.s.* — Aptien) n'a pu être cartographiée. Elle a été figurée symboliquement par un liseré de couleur jalonnant le contact entre les calcaires jurassiques et les conglomérats lutétiens transgressifs, dans le secteur nord-ouest de l'unité du col de Tende.

**c. Crétacé supérieur. Calcschistes.** La série du Crétacé supérieur n'existe que dans la digitation de Fort-Pépin—Barres de Boaire et uniquement dans la partie orientale de celle-ci entre le Fort-Pépin et l'extrémité orientale de l'unité du col de Tende à Gravalune. Elle est représentée par une série monotone de calcschistes qui correspondent à des calcaires pélagiques à rares délités millimétriques de micrite sableuse. Cette série présente un litage apparent qui correspond en réalité à la schistosité S2 de crénelation des plis P2 replissant les structures P1 synschisteuses. La stratification n'est que très localement discernable, en fonction des discontinuités lithologiques millimétriques, au niveau de microplis P1 centimétriques. La microfaune planctonique est abondante. Elle comporte l'assemblage de *Globotruncana*, guembélines, hedbergelles et fissurines fort mal conservées, affectées par le polyphasage de déformation. Il est associé à cette microfaune, des débris d'inocérames très nombreux. Les formes étant indéterminables, la série ne peut être datée avec précision. Dans le domaine situé au Nord-Ouest du col de Tende, dans la synforme du Monte Sapé, la série apparemment bien moins déformée a fourni une microfaune qui permet de la dater du Cénomaniens—Sénonien (*cf.* Guillaume, 1969, p. 305-306).

Les relations entre la série des calcschistes et le Crétacé inférieur ne sont pas observables.

e5c-7. **Lutétien supérieur à Priabonien. Grès calcaireux et calcaires gréseux admettant à la partie inférieure des venues conglomératiques.** La série paléogène basale est discordante, dans l'unité du col de Tende, sur une surface d'érosion qui tronque les termes mésozoïques qui avaient été affectés par la déformation fini-crétacée s'accompagnant d'une émerision généralisée (Lanteaume, 1962, 1968). C'est ainsi que les termes paléogènes de la série basale reposent : sur le Crétacé supérieur ou le Malm dans la partie orientale de la digitation de Fort-Pépin—Barres de Boaire ; sur le Malm, le Sinémurien, le Trias supérieur (Keuper) dans la partie occidentale de cette digitation ; sur le Malm et le Trias supérieur et moyen dans la digitation de 2215 ; enfin, sur le Malm ou le Crétacé inférieur dans la digitation du col de Tende. Le contact entre la base de la série paléogène et son substratum mésozoïque, qui est lithologiquement évident à l'échelle du levé cartographique en fonction de la différence de lithologie des termes superposés, est en réalité un contact stratigraphique originel réarrangé par le polyphasage des déformations. C'est ainsi, par exemple, que dans le secteur des Barres de Boaire, au niveau du flanc normal du pli couché des Rochers de la Grave, le contact apparent entre le Paléogène et le Crétacé supérieur présente une surface de discontinuité relativement plane, très nette, qui est à peu près parallèle au litage bien marqué apparaissant dans le Crétacé supérieur. Les termes conglomératiques plus ou moins lenticulaires du Paléogène sont eux aussi plus ou moins parallèles à la surface de contact.

L'étude de détail montre qu'en réalité le litage du Crétacé supérieur correspond à la schistosité S2 de crénulation, que la schistosité de flux S1 observable dans le matériel compris entre les plans S1 est perpendiculaire à S2 et généralement déformée en tout sens, ou localement sigmoïde polarisée, et que les relictés de S0 observables dans les microlithons de S2 sont généralement sous forme de tête de microplis synschisteux de S1. Dans le Paléogène lui-même, s'observe un débit souvent fruste correspondant à la schistosité S1. Ce débit se marque d'une part, pour les termes calcaréo-gréseux à nummulites, par une schistosité de dissolution des restes de nummulites (dissolution d'au moins 20 %), d'autre part, pour les termes conglomératiques, par un étirement et un tronçonnement des galets très spectaculaires, permettant de mettre en évidence une linéation d'étirement. La stratification S0 est généralement impossible à mettre en évidence dans le Paléogène. Dans le cas où cette S0 est discernable, elle est oblique par rapport au contact lithologique entre le Paléogène et son substratum. La disharmonie entre le substratum et le Paléogène se manifeste localement par des replis, vraisemblablement de première phase P1, qui conduisent localement à des répétitions, notamment de niveaux conglomératiques. Ce dispositif n'est pas pour faciliter l'analyse stratigraphique de la série paléogène et sa méconnaissance a conduit à l'établissement, à partir de coupes locales, de successions stratigraphiques « erronées ».

La série paléogène basale est constituée par une série calcaréo-gréseuse comportant, à la base, des conglomérats. On observe localement l'interposition, entre cette série et le substratum mésozoïque, d'un conglomérat à *Microcodium* caractéristique.

Le conglomérat à *Microcodium* (Campredon, 1972, 1977), épais de quatre à cinq mètres observables, est une brèche à éléments étirés, déformés, de

Jurassique supérieur (calcaire à clypéines notamment) et de Crétacé supérieur (calcaire à hedbergelles notamment). On y observe localement des galets de rhyodacite. La brèche comporte des intercalations de niveaux gréseux constitués par l'accumulation de grains de quartz dans une matrice micritique. Les *Microcodium* se présentent en colonies encroûtant les galets de Jurassique ou de Crétacé supérieur, ou forment le ciment même de la brèche qui est le plus souvent une micrite grumeleuse à quartz épars.

L'âge de cette formation continentale n'est pas connu. Les brèches à *Microcodium* se présentent sous un aspect de calcaires blancs amygdalaires à rares galets de rhyodacite. Elles peuvent être confondues avec le Jurassique supérieur, et surtout avec les brèches du Crétacé inférieur.

La série marine transgressive comporte, à sa partie basale, des conglomérats constitués presque uniquement par des roches endogènes. A. Faure-Muret, P. Fallot et M. Lanteaume (1957) ont montré, en se fondant sur l'inventaire des galets, que les apports ne pouvaient provenir que de l'érosion d'une zone dispensatrice émergée, constituée par du tégument permo-werfénien briançonnais. Ils envisagèrent l'existence d'une « ride » que M. Lanteaume (1962, 1968) dénomma *cordillère tendasque* et localisa à la limite entre le futur Subalpin—unité du col de Tende et le Briançonnais (voir in Lanteaume, 1962, 1968, p. 253 et essai rétrotectonique pl. h.t. 3 et 4). A. Guillaume (1969) et R. Campredon (1974, 1977) réalisèrent un inventaire exhaustif du matériel endogène. Celui-ci comporte d'une part des rhyodacites, des rhyodacites pyromériques, des rhyolites calco-alkalines, des pyromériques, des ignimbrites, des granophyres, des rétinites dévitrifiées et des andésites provenant du tégument et, d'autre part, des migmatites, des granites mylonitisés, des granites à gros grains, des granites aplitiques, des aplites, des granites calco-alkalins et du nésoma (partie quartzo-feldspathique des anatexites ou des migmatites) venant du socle et représentant environ 3 % du matériel (Campredon, 1974, 1977, détermination de M. Boucarut). A. Guillaume (1969) nota que l'aplatissement des galets évoque un apport fluvial, mais étant donné l'importance de la déformation soulignée précédemment, ces conclusions morphologiques doivent être envisagées avec prudence.

La série calcaréo-gréseuse qui forme l'ensemble paléogène basal comporte une abondante microfaune de nummulites souvent brisées (*Nummulites brongniarti*, *N. puschi*, *N. variolarius*, *N. striatus*, *N. praefabianii*) associées à des gypsinités, des miliolités et des débris abondants d'échinodermes et de lamellibranches.

Cette microfaune de nummulites date le Lutétien supérieur—Bartonnien et le passage au Priabonien. Il convient de souligner que l'assemblage microfaunique est incomplet : il manque notamment les orthophragmines et les autres macroforaminifères habituellement associés. Le microfaciès correspond à une accumulation préférentielle de test de nummulites provenant d'un tri mécanique.

e7M. **Priabonien l.s. Marno-calcaires.** La série paléogène basale est localement surmontée (extrémité orientale de la digitation de Fort-Pépin—Barres

de Boaire) par une série de marno-calcaires jaunâtres à faciès lithologique calcschisteux, qui sont des calcaires argileux finement détritiques (quartz, muscovite, chlorite et rares plagioclases) à microfaune pélagique de globigérines. Cette série manque généralement entre la série paléogène basale et le flysch sommital. Le litage que l'on observe correspond à la schistosité S2 des plis P2 déformant la schistosité S1 généralement bien conservée. La stratification S0 est rarement observable.

Cette série, qui est identique à celle du Subalpin, ne semble pas renfermer d'intercalations détritiques.

L'âge de la série des marno-calcaires est vraisemblablement priabonien *l.s.*

e7F. **Flysch paléogène (Priabonien).** Le flysch paléogène surmonte directement la série paléogène basale (digitation du col de Tende) ou les marno-calcaires calcschisteux priaboniens (extrémités orientale de la digitation de Fort-Pépin—Barres de Boaire). Il est cartographiquement discordant. Le flysch paléogène présente une constitution identique à celle du flysch subalpin. La partie sommitale à **intercalations olistostromatiques** (e7FO) surmonte directement le Paléogène basal dans la partie occidentale de la digitation de Fort-Pépin—Barres de Boaire.

Il est vraisemblable que, dans ce domaine, toute la partie subordonnée au terme olistostromatique sommital manque. Il est aussi possible que ce flysch olistostromatique repose en contact anormal sur le Paléogène basal et représente l'une des lames inférieures du flysch de la zone des lambeaux de charriage.

L'âge de la série flysch est toujours indéterminé : Priabonien *l.s.*

#### *ZONE DES LAMBEAUX DE CHARRIAGE (= ZONE DES KLIPPES)*

Série mésozoïque et paléogène carbonatée à faciès briançonnais et flysch paléogène à complexe olistostromatique.

tm. **Trias moyen. Dolomies massives ou dolomies grises surmontées par des dolomies de teinte crème.** Le Trias moyen n'est connu, à la semelle des lames de Mésozoïque, que dans le val de Tuane où il est représenté par des dolomies massives, et à Rocca Barbona (fig. 15, 1-2) où il est constitué par des dolomies grises surmontées par quelques mètres de dolomies crème (Lanteaume, 1962, 1968).

L'attribution au Trias moyen est fondée sur le faciès qui correspondrait au Ladinien. Les dolomies crème présentant une ancienne structure oolitique ou pseudo-oolitique pourraient être attribuées au Rhétien—Hettangien.

j2-n1. **Bathonien à Berriasien. Calcaires.** L'échelle du 50 000<sup>e</sup> de la carte n'a pas permis la représentation cartographique des différents termes du Jurassique—Crétacé inférieur. Le Jurassique—Berriasien peut constituer à lui seul



des lames isolées, associées ou non au flysch paléogène, ou participer aux séries mésozoïques formant la semelle des éléments structuraux (voir les descriptions de détail *in* Lanteaume, 1962, 1968, pp. 111-164).

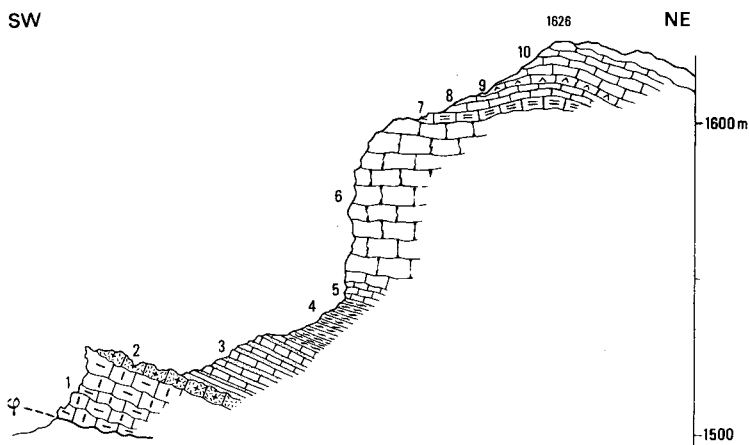
● **Dogger.** Le Bathonien moyen—Bathonien supérieur basal est connu, au Nord-Ouest du Réfréi supérieur, sous la forme de lames isolées de calcaires à bioclastes de bivalves, ou de calcaire granuleux ou pseudo-oolitique. La microfaune, localement très riche, comporte *Meyendorffina* sp., *Pseudocyclammina* sp., "*Valvulinella*" *jurassica*, *Trocholina* sp. Elle est associée à des algues en cordon et à des serpules filiformes. Le Dogger est représenté aussi, d'une part dans l'élément structural du vallon du Troupeau, au Nord de la Baisse de la Crocette, où il correspond à quelques décimètres de calcaires vermiculés à *Pseudocyclammina* sp. et algues en cordon, conservés à la semelle du Malm, et d'autre part dans l'élément structural de Rocca Barbona (fig. 15, 3), où il s'insère entre le Trias et le Malm. La série du Bathonien moyen—Bathonien supérieur basal y est constituée par l'alternance de calcaires fossilifères du type des *couches à Mytilus* du Briançonnais, et de microbrèches à éléments anguleux de dolomie triasique et de calcaire du Dogger même. La série ravine le Trias sous-jacent.

Les calcaires comportent de nombreux bioclastes de bivalves, de gastéropodes (nérinées), de brachiopodes et une riche microfaune à *Meyendorffina* sp., *Trocholina* sp., associées à des algues en cordons, des solénoporiés et des sporanges d'algues. Ce terme est très vraisemblablement équivalent du niveau de « calcaire à bioclastes moyens » du Briançonnais externe (voir Dogger briançonnais). La série du Bathonien moyen—Bathonien supérieur basal, puissante de quelque 25 mètres, est ici très vraisemblablement réduite à la partie basale de la coupe de référence du Briançonnais externe. La sédimentation témoigne des conditions d'instabilité répétitives marquées par l'érosion d'affleurements de dolomie triasique proches et le démantèlement *in situ* des faciès calcaires du Dogger.

● **Malm — Berriasien.** Le Malm—Berriasien des éléments structuraux existe sous sa forme la plus complète dans l'élément structural de Rocca Barbona (fig. 15, 4-10), où il comporte deux termes lithologiques bien tranchés : un terme inférieur de calcaires marneux, un terme supérieur de calcaires.

Le terme inférieur de calcaires marneux repose sur la surface ravinée du Dogger. Il comporte des niveaux de rognons siliceux qui peuvent être parallélisés avec ceux du Malm briançonnais (voir Malm briançonnais) ; si bien que ces calcaires marneux, qui ne contiennent que quelques rares bélemnites, doivent être considérés comme étant équivalents, *au moins*, à la partie supérieure du terme inférieur callovo-oxfordien (fig. 15, 4-5).

Le terme supérieur, constitué par un ensemble calcaire, débute par une cinquantaine de mètres de calcaire argileux riche en *Saccocomidae*, en *Globochaete*, en spores échinulées, en fibrosphères, en ostracodes et en radio-laires calcitisés (fig. 15, 6). A la base, on observe de véritables lumachelles à *Saccocomidae*. Ces calcaires à sédimentation pélagique sont comparables à ceux décrits par J.R. Kienast (1963) dans la partie septentrionale du Briançonnais externe. Il vient à la suite, sur une vingtaine de mètres, des calcaires à conditions de sédimentation necto-benthique (fig. 15, 7-10), renfermant des *Saccocomidae*, *Globochaete alpina*, *Spiroloculina*, des spores échinulées



**Fig. 15 - Coupe de référence du Mésozoïque de l'élément de Rocca Barbona.** Légende dans le texte. D'après M. Lanteaume (1962, 1968 ; fig. 64, description détaillée p. 139-141)

ou avec cupules, des fibrosphères, mais aussi des lamellibranches, des brachiopodes, des ammonites et des aptychi. Vers la partie sommitale se localise le niveau à *Pygope* (fig. 15, 9) qui correspond au gisement découvert par S. Franchi (1891) et dont la macrofaune a été étudiée par Di Stephano (1891).

Ces calcaires de la partie sommitale sont comparables à ceux à microfaune pélagique resédimentée du sommet du Malm, dans la coupe de référence (voir Malm briannonnais), et comporte au moins des assemblages de faune du Kimméridgien, du Portlandien et du Berriasien. En conséquence, la série du Malm de Rocca Barbona comporte un terme inférieur au moins Kimméridgien et un terme supérieur Portlandien—Berriasien.

Le sommet du Malm—Berriasien (fig. 16) est tronqué par une surface indurée à reliefs résiduels et cuvettes ou alvéoles dans lesquelles sont conservées les calcschistes pélagiques du Crétacé supérieur. On n'observe aucun encroûtement de type hard ground.

Dans les autres éléments structuraux, le Malm, qui surmonte généralement de façon directe les dolomies crème attribuées au Rhétien—Hettanien, ou bien localement du Dogger, correspond à la partie supérieure du Malm de Rocca Barbona. Il se présente sous un faciès calcaire de faible épaisseur (3 à 12 mètres selon les éléments structuraux). Ce faciès, qui correspond parfois à celui du niveau à *Pygope*, renferme une abondante microfaune à *Saccocomidae* et à *Globochaete alpina*. On observe que ces niveaux sont surmontés localement soit par des calcaires du Berriasien à calpionelles (dont *Calpionella alpina*) et à *Nannoconus*, qui sont chapeautés par un hard ground caractéristique, soit par des calcaires à silex à *Duvalia* sp. représentant le Néocomien *l.s.* Le Crétacé supérieur, représenté par les

calcschistes pélagiques, repose directement sur la surface sommitale indurée du Malm—Berriasien (ou Néocomien *l.s.*).

*En conclusion* : dans les éléments de la zone des lambeaux de charriage, le Jurassique et les niveaux sommitaux d'âge crétacé inférieur présentent les caractéristiques du faciès briançonnais. Le Dogger est apparemment réduit à la partie basale de la séquence briançonnaise. Le Malm inférieur détritique briançonnais n'est, semble-t-il, représenté que par les termes sommitaux siliceux de la séquence qui peuvent d'ailleurs manquer. Le Malm supérieur et le sommet berriasien du Briançonnais sont représentés par les faciès pélagiques et necto-benthiques. Le Jurassique et sa partie sommitale du Crétacé inférieur correspondent aux faciès reconnus dans la partie septentrionale du domaine paléogéographique du Briançonnais externe, c'est-à-dire dans une position originelle interne relative.

c. **Crétacé supérieur. Calcschistes.** Les calcschistes pélagiques reposent directement sur la surface indurée du Malm—Berriasien dans la généralité des cas. Localement, un hard ground caractéristique s'interpose. Les calcschistes ayant subi, comme les termes briançonnais identiques, un polyphasage synschisteux, la stratification originelle (S0) est très rarement observable.

Dans la plupart des cas, les microfaunes constituées par des hedbergelles, des guembélines et des *Globotruncana*, sont indéterminables spécifiquement. Cependant, en de rares points, il a été montré la présence (Lanteaume, 1962, 1968) d'associations de globotruncanidés donnant un âge sénonien supérieur et vraisemblablement maastrichtien (*Globotruncana linneiana*, *G. arca*, *G. angusticarinata*, *G. stuarti*, *G. elevata*, *G. globigerinoides*).

Les conditions structurales ne permettent pas de dire si ces niveaux du Sénonien élevé se localisent à la base ou au sommet de la série. Dans le Briançonnais, les faciès identiques ont fourni des microfaunes caractéristiques du Turonien—Sénonien, situées à la base de la série, alors que le Sénonien élevé n'a pas été reconnu. Il serait imprudent de considérer que seul le Sénonien élevé est représenté dans la zone des lambeaux de charriage. Il apparaît cependant que, si même les termes Turonien—Sénonien existent, il y a lacune au moins de l'Aptien—Albien et du Cénomanien ; le Crétacé inférieur post-Berriasien semble manquer dans la généralité des cas. L'absence du Turonien et d'une partie du Sénonien ne serait pas inconciliable avec les données concernant la paléogéographie du Crétacé supérieur dans le Briançonnais.

e5c-7. **Lutétien supérieur à Priabonien. Calcaires gréseux et calcaires à algues ; localement, faciès à mégabrèches.** Le Paléogène est généralement représenté par des calcaires gréseux et des calcaires à algues. Localement, dans l'élément structural de Rocca Barbona (fig. 16), il est constitué par des brèches et des mégabrèches associées ou non à des calcaires à algues (Lanteaume, 1962, 1968).

● **Les calcaires gréseux et les calcaires à algues** se présentent sous forme de lames ou de blocs de calcaires isolés dans le flysch (olistolites) ou

de terme constitutif de la série mésozoïque et paléogène des éléments structuraux. Le Paléogène carbonaté, présentant une faible épaisseur actuellement observable (de 4-5 mètres à une vingtaine de mètres au maximum), est constitué par des calcaires gréseux, généralement à la base, et des calcaires à algues (*Lithothamnium*). Ils renferment une microfaune de nummulites et d'orthophragmines (Lanteaume, 1962, 1978 ; Campredon, 1972, 1977) qui montre qu'ils appartiennent essentiellement au Lutétien supérieur—Bartonian (*Nummulites millecaput*, *N. aturicus*, *N. brongniarti*, *N. striatus*, *Discocyclina douvillei*, *D. discus*, *D. chudeaui*, *D. scalaris*, *D. sella*, *D. stellatus*, *D. nummulitica*, *Asterodiscus stella*, *A. stellaris*), mais peuvent monter au moins localement dans le Priabonien (*Nummulites chavannesi*, *N. praefabiani*, *N. incrassatus*, *Asterodiscus stellatus*, *A. taramelii*, *Actinocyclina radians*). Les faciès du Lutétien supérieur—Bartonian renferment en outre *Alveolina elongata* et *Assilina* sp. *Nummulites millecaput* est une forme de faciès, étroitement associée aux calcaires à algues.

Les calcaires supportent localement (Campredon, 1972, 1977) des schistes noirs qui sont des biomicrites sableuses comparables à celles que l'on observe aussi localement dans le Briançonnais. Ces biomicrites admettent des niveaux microbréchiques à éléments de Crétacé supérieur noyés dans un ciment gréseux à microfaune benthique paléogène remaniée, et des lentilles carbonatées à microfaune benthique paléogène, elle aussi indubitablement remaniée. Les différentes formes observées correspondent à un assemblage de microfaunes du Lutétien supérieur—Bartonian, caractérisées notamment par *N. variolarius*, *N. millecaput*, *N. brongniarti*. Ces niveaux schisteux renferment une microfaune planctonique de *Globorotalia* et globigérines non déterminées. Leur âge ne peut être que postérieur ou égal aux calcaires subordonnés dont la partie sommitale comporte *Fabiania cassis* et *Nummulites chavannesi* datant le passage du Bartonian au Priabonien. Ces niveaux témoignent des phénomènes tectono-sédimentaires très nettement exprimés dans les niveaux équivalents du Subalpin.

● **Les brèches et mégabrèches** (fig. 16 A, B et C), sont connues que dans l'élément structural de Rocca Barbona, où elles ont été décrites en détail par M. Lanteaume (1962, 1968, pp. 142-148). La série comporte à la base, soit des brèches polygéniques puissantes de 3 à 4 m à Rocca Barbona (Br 1, fig. 16 A), soit des calcschistes (Scp) admettant, localement à la base des niveaux de brèches très localisés et en son sein des intercalations carbonatées (Rocca Gorma, Br1). Les calcschistes sont surmontés par des niveaux de brèches et mégabrèches polygéniques (Rocca Gorma, Bricco-del-Sole et Sambucchi) qui, localement, sont recouverts par des calcschistes. L'ensemble repose sur la série mésozoïque de l'élément de Rocca Barbona selon une surface d'érosion qui tronque la série mésozoïque sommitale et donne lieu à un dispositif morphologique accentué. Les **calcschistes** (e7) renferment une microfaune planctonique de globigérines et de *Globorotalia* associées à des débris de microfaune benthique remaniée (nummulites...). Les microbrèches et les mégabrèches, à blocs de plusieurs mètres cube, sont constituées essentiellement par des termes de Mésozoïques présentant le faciès de la série de Rocca Barbona elle-même. L'inventaire détaillé qui a été réalisé (Lanteaume, 1962, 1968, p. 143 et p. 147) a montré que l'on pouvait reconnaître du Trias et tous les termes du Jurassique et du Crétacé supérieur. Il s'y

ajoute localement des niveaux du Jurassique supérieur — Crétacé inférieur à *Tintinnoidae* actuellement inconnus dans la série mésozoïque de Rocca Barbona. Le ciment des brèches renferme une faune benthique paléogène, représentée par des débris de lithothamniées, des débris d'orthophragmines, *Sphaerogypsina* sp. *Asterigerina* sp. associés à des nummulites (*Nummulites striatus*, *N. incrassatus*). On observe en outre dans le ciment, à la fois des formes planctoniques paléogènes (globigérines) et des formes crétacées (hedbergelles, guembélines et *Globotruncana*). Toutes ces formes sont remaniées. L'âge des brèches et microbrèches correspond au moins au Priabonien. La série admet localement des olistolites de calcaire paléogène du Lutétien supérieur—Priabonien.

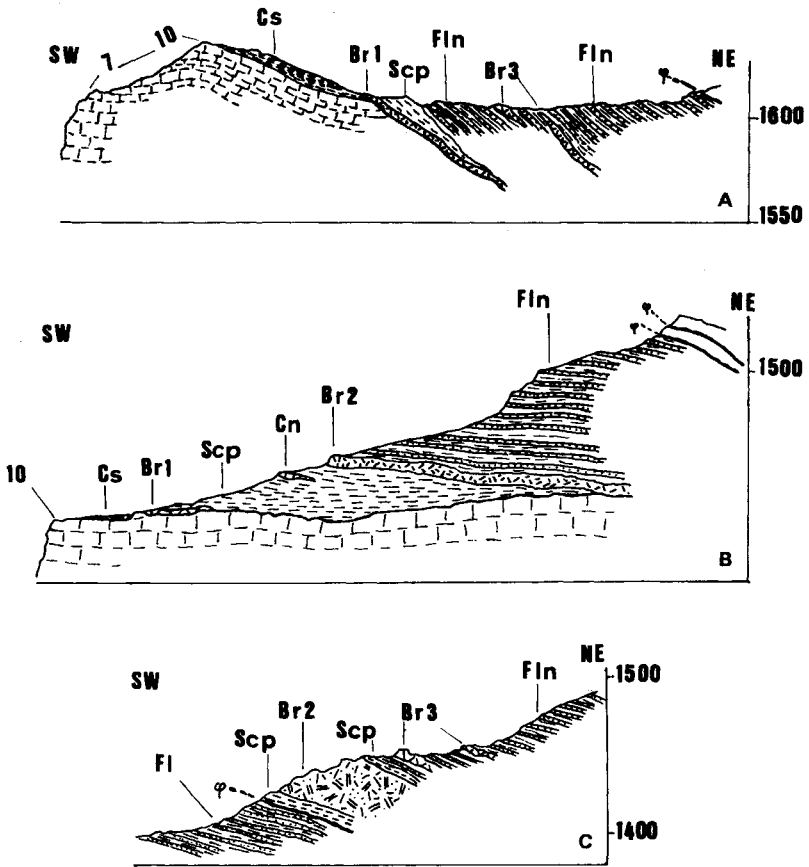
La série n'est pas l'équivalent latéral des faciès carbonatés : elle correspond indubitablement à la série qui, comme il a été démontré précédemment, surmonte localement la série carbonatée. Ces faciès témoignent d'une manière remarquable de l'activité tectono-sédimentaire qui affecte le bassin paléogène à l'aube du Priabonien.

e7F. **Flysch paléogène (Priabonien).** Le flysch paléogène présente un faciès strictement identique à celui du col de Tende et du domaine subalpin. Il est constitué par l'empilement de séquences bien granoclassées d'épaisseurs variables (quelques centimètres ou décimètres à trois-quatre mètres). Les semelles des séquences sont généralement ornées par des figures sédimentaires directionnelles d'origine mécanique et par des traces d'origine organique. Les slumps, relativement nombreux, permettent de mettre en évidence, comme dans le flysch du domaine externe, des pentes transversales aux directions des apports qui restent conformes à celles du flysch du domaine externe (Kuenen, Faure-Muret, Lanteaume et Fallot, 1956, 1957).

Le flysch de la zone des lambeaux de charriage peut constituer des éléments structuraux indépendants, jalonnés à la base par un contact anormal plat et surmonté en contact anormal par un élément structural géométriquement superposé, ou être associé stratigraphiquement aux termes mésozoïques et paléogènes carbonatés ou bréchiques constituant la semelle des éléments structuraux. Dans le premier cas, il est bien difficile de préciser l'appartenance à la zone des lambeaux de charriage de ces lames de flysch, si leur position géométrique de superposition à des éléments à semelle mésozoïque et paléogène n'est pas cartographiquement démontrée. La limite inférieure du domaine de la zone des lambeaux de charriage est arbitraire, ce qui est normal puisqu'il s'agit du débit, par des accidents cisailants plats, du matériel de la partie du bassin flysch recouvrant originellement les domaines du futur Subalpin et de la future unité du col de Tende. Le flysch repose stratigraphiquement sur la surface qui tronque la série mésozoïque et paléogène des éléments, si bien qu'il peut reposer sur les différents termes de la série. Dans l'élément structural de Réfréi, où s'observe localement une série de calcschistes à niveaux microbréchiques (voir précédemment), le passage de cette série au flysch est graduel.

Dans l'unité de Rocca Barbona, où l'on observe le complexe de brèches et mégabrèches [e5c-7(1)] décrit précédemment, les séquences du flysch reposent soit sur ces niveaux, soit sur les différents termes affleurant selon la sur-

face d'érosion, colmatant d'abord le dispositif morphologique accentué. Dans les termes de base, sur quelque vingt à trente mètres, s'observent encore des intercalations de brèches et mégabrèches (fig. 16, Br3) de faciès identique à celui des niveaux décrits comme l'équivalent des calcschistes à niveaux microbréchiques. Ces brèches et mégabrèches sont caractéristiques : elles comportent des éléments figurés des roches appartenant à la série de Rocca Barbona, noyés dans une matrice à faune paléogène benthique remaniée (orthophragmines, nummulites, lithothaminées etc.) correspondant à un assemblage Lutétien supérieur—Priabonien. Au sein du flysch



**Fig. 16 - Série paléogène à microbrèches et mégabrèches de Rocca Barbona (A), de Rocca Gorma (B) et de Bricco-del-Sole (C) :** 7-10 sommet du Malm-Berriasien; CS : Crétacé supérieur : br.1 (coupe A et coupe B) : brèches à la base; Scp (coupe A, coupe B et coupe C) : calcschistes; br.2 (coupe B et coupe C) : brèches et mégabrèches polygéniques; fln : flysch avec intercalations de brèches (br.3, coupe A et coupe C). D'après M. Lanteaume, 1962, 1968; fig. 62, 63 et 64, description détaillée pp. 142-147

s'observent de nombreux niveaux de microbrèches d'épaisseur de l'ordre de quelques centimètres, mais pouvant atteindre 80 cm à un mètre. Ces microbrèches diffèrent des précédentes en ce que l'on observe pas le remaniement des galets de Mésozoïque et de Paléogène. Elles sont constituées par l'accumulation dans une matrice gréseuse d'une riche faune benthique souvent brisée ou corrodée, où l'on note la présence de nummulites (*Nummulites aturicus*, *N. striatus*, grandes et petites nummulites indéterminables), d'orthophragmines (*Discocyclina douvillei*, *D. discus*, *D. sella*, *D. nummulitica*, *D. chudeaui*, *D. marthae*, *Asterocyclina cuvillieri*, *Asterodiscus stella*, *A. stellatus*) associées à des *Chapmanina* sp., des *Sphaerogypsina* sp., des lithothamniées, etc. Il faut noter la présence, localement, de débris de *Microcodium* encore inconnus en place à la partie basale de la série paléogène des éléments structuraux. La microfane benthique remaniée correspond à un assemblage datant le Lutétien supérieur—Priabonien (inférieur ?). Le flysch n'est pas daté. En fonction des faunes remaniées et de la superposition au Paléogène carbonaté daté, il est au moins du Priabonien. L'âge plus récent (Oligocène), qui a été souvent envisagé, est invraisemblable dans l'état actuel des connaissances.

Le flysch admet, comme celui associé au Subalpin ou à l'unité du col de Tende, des **intercalations olistostromatiques**, (e7Fo) correspondant à des schistes à blocs ou à des klippes sédimentaires isolées. Les olistolites constitutifs appartiennent d'une part au Mésozoïque, d'autre part au Flysch à helminthoïdes. Les lames de calcschistes briançonnais et surtout les klippes sédimentaires de Flysch à helminthoïdes appartenant à la série de type San-Remo—Saccarel à dominante calcaire, sont particulièrement nombreuses et donnent au flysch un faciès général particulier qui a conduit à le considérer à un moment donné (Lanteaume, 1962, 1968) comme un flysch crétacé—paléogène, ce qui était erroné. L'analyse sédimentaire montre clairement, que ces olistolites sont toujours associés à un « gangue » de schistes à blocs significatifs. Le flysch comporte localement, ce qui est exceptionnel d'une manière générale pour l'ensemble de la formation, des olistolites de complexe de base et des schistes à blocs dont les éléments figurés sont exclusivement des blocs de cette série. Les termes grossiers des séquences de flysch encaissant comportent de nombreux galets de schistes provenant des termes sommitaux des séquences du Flysch à helminthoïdes, et des accumulations locales de quartz provenant indubitablement du démantèlement des termes grossiers de séquences de cette même formation.

Les semelles mésozoïques et paléogènes des éléments structuraux apparaissent avoir été des mégaklippes sédimentaires mises en place dans le bassin du flysch paléogène suivant le même processus tectono-sédimentaire que l'ensemble des éléments figurés du cortège olistostromatique. L'individualité de la zone des lambeaux de charriage ne tient qu'au dispositif structural géométrique caractérisé par les accidents cisailants plats qui ont gouverné le débit en lames, se relayant en échelon, de la partie sommitale du flysch paléogène.

## DOMAINE DU BRIANÇONNAIS LIGURE

### Tégument

h-r. **Carbonifère — Permien.** La présence du Carbonifère dans la région de Viozène a été reconnue à la fin du siècle dernier par Zaccagna (*in* Issel, Mazzuoli et Zaccagna, 1887). A. Portis (1887) a décrit une flore à *Senftenbergia* (*Pecopteris*) *elegans*, *Pecopteris nodosa* et *Annularia longifolia* datant le Stéphanien. J.P. Bloch (1966) a subdivisé le Carbonifère briançonnais ligure en deux termes : une série houillère productrice, dite « série d'Ollano » datée du Westphalien supérieur, et une série superposée, dite « série de Murialdo » d'âge stéphanien. Pour J. P. Bloch, l'essentiel des termes carbonifères de la région de Viozène appartiendrait à la « série de Murialdo » d'âge stéphanien, confirmant les données biostratigraphiques de A. Portis. Pour M. Vanossi (1970), qui considère (Cerron, Gianotti et Vanossi, 1969) que les deux séries sont en fait contemporaines et superposées tectoniquement, le terme carbonifère de la région de Viozène correspondrait à la « série d'Ollano », représentante du Carbonifère briançonnais externe (« depositate.. nella parte... externa... del bacino brianzonese ligure »).

Il vient, en continuité stratigraphique avec la formation précédente, la série de schistes verts sériciteux et de schistes violets à nodules siliceux roux, dite « série de Garessio-Valsorda » de J. P. Bloch (1966), correspondant à la limite Stéphanien—Permien inférieur. Ce terme est recouvert par la carapace de porphyroïdes du massif du Pizzo d'Ormea, soubassement des éléments de couverture briançonnaise. Ces porphyroïdes, connus dans la littérature sous le nom de *bésimaudites* (Zaccagna, 1886), sont associés à des rhyolites blanches ou rouges. Ils seraient d'âge éopermien (Bloch, 1966).

TA1a. **Werfénien inférieur (y compris le faciès Verrucano basal). Conglomérat grossier et polychrome du « Verrucano » et quartzites du Werfénien.** Le « Verrucano », qui est discordant cartographiquement sur la série paléozoïque (Bloch, 1966) dont le toit est raviné, correspond à un conglomérat épais de quelques mètres, à galets de quartz et de volcanites acides noyés dans un ciment quartzeux. Sa teinte, variant du blanc au rouge violacé, en fonction de la plus ou moins grande abondance de quartz rose et de galets de volcanites, lui confère un aspect caractéristique. Le passage du Verrucano au Werfénien inférieur quartzitique est graduel.

Le Werfénien inférieur, qui a une puissance de l'ordre de 100 à 110 mètres, débute par un conglomérat grossier à galets de quartz bien arrondis renfermant encore des galets de volcanites. Il passe à des quartzites blancs à patine verdâtre qui comportent localement, vers la base, des bancs conglomératiques à galets de quartz centimétriques et, vers le sommet, des niveaux pélitiques d'ordre décimétrique, de plus en plus fréquents.

La série du Werfénien est azoïque ; mais notons pour mémoire que, plus à l'Est, L. Mazzuoli et A. Issel (1884) auraient récolté *Estheria minuta* dans les faciès feuilletés des quartzites.



tA1b. **Werfénien supérieur. Pélites vertes.** Les quartzites du Werfénien inférieur passent, par l'intermédiaire d'alternances quartzite-pélite décimétriques, à un complexe schistosé de pélites vertes qui donne lieu à une vire coiffant les quartzites du Werfénien inférieur. Ces pélites, qui jalonnent la base structurale de la couverture sédimentaire, sont un excellent repère cartographique et structural.

K. **Cargneules.** Ce sont, comme dans l'unité du col de Tende, des cargneules *monogéniques*, à matériel triasique.

### Couverture

tA2. **Anisien — Ladinien. Calcaires et dolomies avec niveaux bréchiques dans la partie sommitale.** L'*Anisien* est représenté par quelque 70 mètres de calcaires et dolomies admettant, surtout à la partie inférieure, de minces niveaux pélitiques rutilants rouges, violacés ou verts. On note, au sein de la série, des niveaux de calcaires vermiculés et de calcaires à granules dolomitiques très caractéristiques.

Le passage de l'*Anisien* au *Ladinien* correspond à un niveau-repère, de 2,50 mètres environ, de schistes rouges alternant avec des petits bancs de dolomie grise. Ces niveaux de schistes rouges et les pélites rutilantes infra-anisiennes sont des termes volcano-détritiques, correspondant à des cinérites de composition chimique trachytique, ayant subi un tri éolien ; ils témoignent de l'existence d'un volcanisme relativement proche (domaine austro-alpin), particulièrement violent et explosif (Caby et Galli, 1964).

Le *Ladinien* est représenté par quelque 230 mètres d'un ensemble comportant, à la base, 75 mètres environ de calcaires et de dolomies, suivis par quelque 40 mètres de calcaires à niveaux vermiculés, surmontés par environ 115 mètres de dolomies. Ce dernier terme comporte des niveaux de brèches intraformationnelles et des intercalations de calcaires vermiculés répartis de la base au sommet, des niveaux de calcaires et dolomies à granules dolomitiques situés vers le sommet.

La succession lithologique de référence correspond à la coupe décrite par J.P. Lecanu et M. Villey (1974) qui a été levée dans la cluse du Passo della Fascette au long de la route de Viozène à Upega (fig. 17).

Les attributions stratigraphiques ont été fondées sur les données apportées par J.P. Bloch (1958) à partir de la coupe similaire située plus à l'Est dans le même élément structural (élément de Upega-Nava ; Lanteaume, 1958, 1962, 1968).

Les alternances de calcaires et de dolomies de l'*Anisien* marquent l'envasement du domaine paléogéographique par une mer qui restera toujours peu profonde. Les termes pélitiques, correspondant à une rupture brutale dans la sédimentation carbonatée, représentent le dépôt tranquille d'une


Niv. fossilifères	Niv. vermiculés	Log	Niv. péliques	Niv. bréchiques	Lithostratigraphie	Chronostratigraphie
		?				
		△△△△△△				
		△△△△△△				
F  *	V <sub>8</sub> ●●	●●●●●●●●		△ b <sub>5</sub>	DOLOMIES	Ladinien
(Eusclerogoniat)	V <sub>7</sub> ●●	●●●●●●●●		△ b <sub>4</sub>	ET	
		△△△△△△		△ b <sub>3</sub>	BRECHES	
		△△△△△△		△ b <sub>2</sub>		
F ○ *	V <sub>6</sub> ●●	●●●●●●●●		△ b <sub>1</sub>		
F ○ *	V <sub>5</sub> ●●	●●●●●●●●				
(A. phagones)	V <sub>4</sub> ●●	●●●●●●●●			CALCAIRES	
	V <sub>3</sub> ●●	●●●●●●●●			ET	
F? *		●●●●●●●●			BANCS	
		●●●●●●●●			DE	
		●●●●●●●●			DOLOMIE	
		●●●●●●●●				
	V <sub>2</sub> ●●	●●●●●●●●	■ p <sub>7</sub>		CALCAIRES	Anisien
		●●●●●●●●	■ p <sub>6</sub>		ET	
		●●●●●●●●	■ p <sub>5</sub>			
		●●●●●●●●	■ p <sub>4</sub>			
	V <sub>1</sub> ●●	●●●●●●●●	■ p <sub>3</sub>		DOLOMIES	
		●●●●●●●●	■ p <sub>2</sub>			
		●●●●●●●●	■ p <sub>1</sub>			

Fig. 17 - Coupe de référence du Trias moyen (Anisien-Ladinien) de la cluse du Passo della Fascette, d'après J.P. Lecanu et M. Villey (1974)

pluie de cendres provenant d'un volcan entré dans une phase explosive violente (Caby et Galli, 1964). Le Ladinien, essentiellement calcaire sur ses deux tiers inférieurs, correspond à la pérennité de la sédimentation en milieu marin benthique peu profond caractérisé par les faunes à gastéro-

podés, mais surtout les flores à diplopores. La dolomitisation, et surtout l'apparition des niveaux bréchiques intraformationnels, traduisent l'instabilité qui s'instaure et annoncent l'émergence qui va se réaliser à la fin même du Ladinien.

Dans le domaine concerné de la feuille Viève—Tende, le Trias supérieur est absent et le Dogger est transgressif sur la surface d'érosion qui tronque le sommet du Ladinien. Cependant, à la limite orientale de la feuille, A. Guillaume (1969) a signalé la présence toute locale, au versant nord du Rocca del Fera, de niveaux de schistes et de dolomies qui pourraient représenter le Trias supérieur ; encore plus à l'Est, dans une position structurale similaire, G. Fierro et M. Vanossi (1965) ont mis en évidence l'interposition locale d'un terme lumachellique rhétien, débutant par un conglomérat à élément de dolomie qui ravine le toit du Ladinien.

#### j2-n4. **Bathonien à Barrémien. Conglomérats, calcaires siliceux, calcaires, fond durci**

● **Dogger : Bathonien moyen – base du Bathonien supérieur.** S. Franchi (1906) fut le premier à reconnaître l'existence d'une série de calcaires interposés entre le Trias moyen et le Jurassique supérieur. Le faciès briançonnais et l'âge bathonien ont été fondés cinquante ans plus tard sur la découverte d'une macrofaune (Faure-Muret et Fallot, 1954) et d'une microfaune (Fallot et Lanteaume, 1956) caractéristiques. La série a été décrite par A. Faure-Muret et P. Fallot (1954), P. Fallot et M. Lanteaume (1956), M. Lanteaume (1962, 1968), J.R. Kienast (1963), M. Vanossi (1972), et surtout J.P. Lecanu et M. Villey (1974) (fig. 18), qui en donnèrent une analyse détaillée.

Elle comporte à la base un *terme conglomératique* (1, fig. 18) reposant en discordance sur le toit érodé du Ladinien avec, localement semble-t-il, interposition de Trias supérieur et de Rhétien. Ce conglomérat, d'une épaisseur variant de 0,50 m à 1,50 m, est normalement constitué uniquement par des éléments de Trias moyen de dimension variant de 1 cm à 30 cm suivant les localités ; cependant, en quelques endroits privilégiés, il est constitué par des éléments de volcanites permienes accompagnés de grains de quartz disséminés dans la matrice carbonatée.

Ce niveau de calcaire conglomératique à lithoclastes grossiers et très rares bioclastes est surmonté par un *niveau de calcaire à bioclastes moyens* (2, fig. 18) formant une barre de calcaire, puissante de 5 à 7 mètres, de biopelmicités. Les bioclastes sont très variés, appartenant à une macrofaune d'échinodermes (crinoïdes, cidaris, astéries, ophiures), de gastéropodes (nériées), de lamellibranches, de rares ammonites (*Perisphinctacea*), de spongiaires, de bryozoaires, serpules et polypiers ; une microflore de dasycladacées (*Uragiella* sp.) et de *Cayeuxia piae* ; une microfaune de textulariidés, valvulinidés, rotaliformes, *Nubeculinella* sp. ; *Trocholina* sp., nodosariidés, *Pseudocyclamina* sp., *Alzonella cuvillieri* et surtout *Meyendorffina bathonica*. Les calcaires massifs admettent localement des passées microbréchiques à éléments de dolomies et des niveaux lumachelliques riches en macrofaune, correspondant aux gisements décrits par A. Faure-Muret et P. Fallot (1954), où ont été reconnus par G. Gardet : *Phasianella* (*Bourguetia*) *striata* (?), *Plagiostoma* cf. *semicircularis*, *P. subcardiiformis*, *Chlamys* sp., *Arcomytilus* cf. *asper*, *A.* cf. *laitmairensis*, *Isoarca* (*Gresslya*) *scarburgensis*,

# MALM

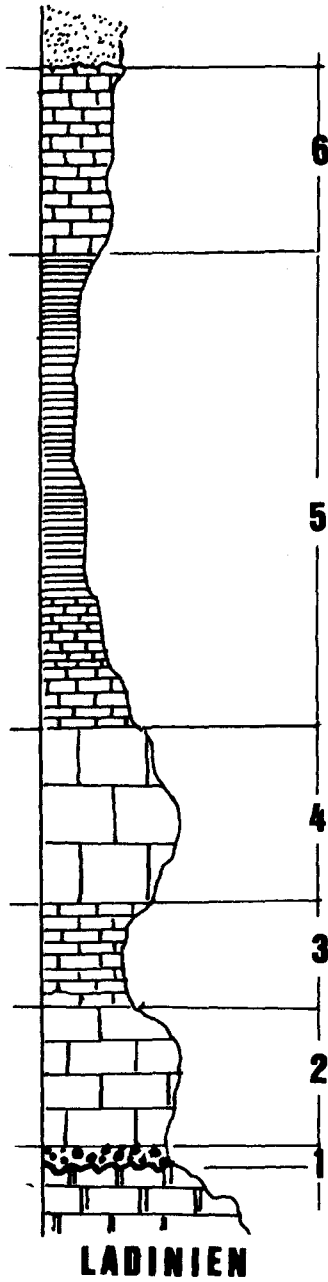


Fig. 18 - Coupe de référence du Dogger briançonnais (coupe de la Cima della Colme) d'après J.P. Lecanu et M. Villey (1974)

*Plicatula* cf. *fistulosa*, *Lopha* (*Rastellum*) cf. *asellum*, *L. bathiense*, *L. costata*, *Exogyra* cf. *lingulata*, *Oxytoma* cf. *costata*, *Rhynchonella* cf. *alemanica*, *R.* cf. *hopkinsi*, *Terebratula* sp. gr. *buckmani*, *Eudesia* sp., *Cidaris* sp.

Les calcaires bioclastiques fins (3, fig. 18) qui viennent à la suite, ont une épaisseur de 5 à 11 mètres. Ce sont des biopelmicrites à bioclastes dispersés et relativement peu abondants de gastéropodes (nérinées), d'échinodermes (crinoïdes, oursins, ophiures), de lamellibranches, de polypiers, de spongiaires, d'ostracodes, de dasycladacées, de foraminifères (lenticulines, trocholines, *Acervulina* sp., nodosariidés) parmi lesquels *Meyendorffina bathonica* est toujours abondante. Ces calcaires, se débitant en plaquettes ou en dalles à joints rougeâtres, sont un excellent niveau-repère.

Ils sont surmontés par des calcaires à laminites bioclastiques (4, fig. 18) formant une barre puissante de 6 à 10 mètres, admettant généralement une intercalation de calcaires en plaquettes. Les bioclastes de fragments de nérinées, d'oursins et d'articles de crinoïdes sont relativement rares. Une microfaune d'agglutinés est dominante à la base, tandis que *Meyendorffina bathonica* est très abondante au sommet.

Il vient à la suite, des calcaires en plaquettes épais de 20 mètres environ, constitués par des laminites à oolites et pelletoïdes (5, fig. 18). Les bioclastes sont cantonnés à certains lits fossilifères et sont représentés par des gastéropodes (nérinées), des lamellibranches, des échinodermes (radioles d'oursins et articles de crinoïdes), spicules de spongiaires, des foraminifères (*Trocholina* sp., *Meyendorffina bathonica*).

Le sommet de la série est tronqué par une surface d'érosion sur laquelle repose le Jurassique supérieur.

L'ensemble de la série est daté du Bathonien moyen—base du Bathonien supérieur (Lecanu et Villey, 1974; Lecanu, Villey et Rioult, 1978). Elle correspond à une séquence carbonatée caractéristique où les terrigènes sont pratiquement absents. La faune et la flore indiquent une oscillation des conditions de milieu entre les fonds abrités, peu profonds, sublittoraux, avec une vie benthique intense, et les fonds calmes, tendant au confinement, recevant périodiquement des apports bioclastiques, mais presque dépourvus de vie benthique.

● **Malm—Berriasien et niveaux de condensation du Crétacé inférieur.** Le Malm comporte normalement deux niveaux caractéristiques (fig. 19).

Le niveau inférieur (B, fig. 19), d'âge callovien supérieur (?) — oxfordien inférieur (?) (Kienast, 1963; Lecanu et Villey, 1974; Lecanu, Villey et Rioult, 1978), peut atteindre 30 mètres d'épaisseur. Ce niveau repose sur la surface sommitale ravinée du Dogger. La série est constituée par une séquence de microconglomérats et grès grossiers à matrice carbonatée, de grès granoclassés à stratifications obliques et enfin de calcaires gréseux lités à nodules silicifiés.

L'émersion vraisemblable du Bathonien supérieur-moyen au Callovien moyen, et la reprise de la sédimentation qui se présente comme une transgression, correspondent à un bouleversement tectono-sédimentaire affectant le Briançonnais ligure : les apports terrigènes comportent non seulement les produits de l'érosion ménagée de termes triasiques, mais aussi

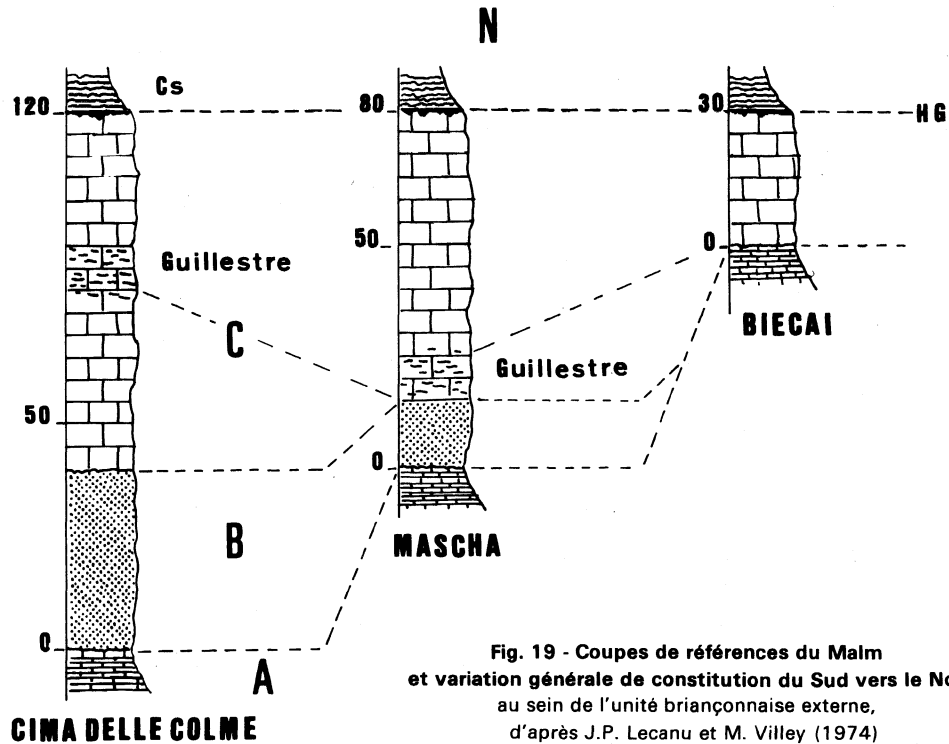


Fig. 19 - Coupes de références du Malm et variation générale de constitution du Sud vers le Nord, au sein de l'unité Briançonnaise externe, d'après J.P. Lecanu et M. Villey (1974)

ceux provenant du substratum permo-werfénien, qui soulignent la mobilisation tectonique des sources certainement proches; les conditions hydrodynamiques et physicochimiques nouvelles présidant à la sédimentation, et leur évolution dans le temps (sédimentation sous le contrôle de courants à compétence progressivement décroissante), sont étroitement liées à l'existence d'une morphologie structurale nouvelle dont le remplissage est progressif. Le régime de sédimentation carbonatée littorale uniforme de plate-forme du Dogger a été brusquement interrompu par une émergence gouvernée par un épisode de déformation.

A partir du Callovien, le domaine émergé a été fragmenté, et la sédimentation détritique intervient dans les dépressions structurales envahies par les eaux marines. Ces dépressions structurales, brusquement créées, ne paraissent pas avoir évolué et la subsidence semble avoir été quasiment nulle. La fin de la sédimentation de la séquence est marquée d'une part par un retour aux conditions de sédimentation calmes du Bathonien, d'autre part par les apports de silice donnant les termes à nodules silicifiés. Ces derniers niveaux à concentration siliceuse pourraient correspondre aux radiolarites oxfordiennes connues en zone briançonnaise. La rareté des bioclastes autres que les débris d'échinodermes toujours perforés et corrodés, constitue l'une des caractéristiques de la série. La vie benthique n'était pas possible dans le milieu de la sédimentation. Les rares bioclastes provenaient d'un domaine voisin à riche vie benthique. La présence locale de termes à spicules de spongiaires, *Saccocoma* et *Globigerina* (*Globuligerina*) *oxfordiana* souligne la proximité du domaine pélagique.

Le sommet de la série détritique est tronqué par une surface de ravinement portant quelques perforations cryptogamiques.

Le niveau supérieur (C, fig. 19), qui vient normalement en superposition, comporte un terme basal de calcaires clairs crinoïdiques épais de 20 à 30 mètres maximum. Celui-ci débute par des niveaux à petits éléments roulés et perforés, empruntés aux couches sous-jacentes, et grains de quartz alignés selon la surface de ravinement. Les grains de quartz sont aussi répartis en alignement dans l'ensemble de la formation. Les bioclastes sont rares et correspondent à des débris de crinoïdes, de mollusques et de rares foraminifères. Les conditions de sédimentation semblent prolonger, malgré la discontinuité marquée par la surface de ravinement, celles qui existaient à la fin du dépôt de la série détritique (Lecanu et Villey, 1974; Lecanu, Villey et Rioult, 1974). Le terme basal supporte les calcaires crinoïdiques à faciès des « Marbres de Guillestre » qui avaient conduit A. Faure-Muret et P. Fallot (1954) à caractériser le faciès briançonnais de la série du Jurassique supérieur. Ces calcaires, épais de 15 à 35 mètres, sont riches en bioclastes : nombreux fragments d'échinodermes, crinoïdes et radioles d'oursins, débris de test de lamellibranches, aptychi d'ammonites, valves d'ostracodes et rares tests de foraminifères. Ils renferment *Glochaeta alpina*, et des *Saccocomida* (Fallot et Lanteaume, 1956) associés au moins localement à des calpionelle (Lanteaume, 1962, 1968) dont *Calpionella alpina* (Vanossi, 1963).

Les calcaires admettant le faciès de Guillestre marquent un changement du régime de la sédimentation au cours duquel les influences pélagiques apparaissent avec netteté (pôle pélagique dans la séquence?).

Le terme qui couronne la série jurassique, épais de 5 à 30 mètres, correspond soit à des calcaires néritiques comparables à ceux du terme basal, soit à des calcaires à éléments planctoniques resédimentés. Le quartz détritique peut être aligné dans le litage, donnant de fines passées gréseuses, ou dispersé dans la matrice. Les bioclastes remaniés sont représentés par des échinodermes (crinoïdes, oursins et ophiures), des lamellibranches, des bélemnites, des aptychi d'ammonites et même des ammonites, des valves d'ostracodes, des tests de foraminifères (*Textulariidae*, *Nubeculariidae*, *Nodosariidae*) et des spicules de spongiaires. Les calpionelles, les *Saccocoma* et les *Globochaete* sont inclus dans des pelleteïdes ou des gravelles resédimentées. Dans la partie sommitale de la série apparaissent localement des *niveaux de condensation* constitués par l'accumulation de test d'ammonites et de bélemnites, associés à de rares dents de squales et débris d'os. Ces niveaux sont généralement bien mis en évidence par la surface indurée qui tronque ce sommet de la série.

La datation du terme qui couronne la série jurassique est difficile à préciser. Les calcaires néritiques n'apportent aucune donnée. Les calcaires à faune pélagique resédimentée comportent des assemblages du Tithonique et du Néocomien (Berriasien à Barrémien) comme l'ont signalé P. Fallot et A. Faure-Muret (1955), M. Lanteaume (1962, 1968), A. Guillaume (1965) et J.P. Lecanu et M. Villey (1974).

La sédimentation s'est poursuivie, apparemment de manière discontinue, jusqu'au Barrémien supérieur, âge des faunes les plus récentes observées (Lecanu et Villey, 1974; Lecanu, Villey et Rioult, 1974) dans les niveaux de condensation. Le niveau supérieur oxfordien-néocomien repose de manière diachronique sur le terme inférieur détritique et même le Bathonien (voir fig. 19); sa sédimentation est contrôlée par l'évolution morphostructurale du domaine briançonnais (approfondissement du bassin) et les conditions hydrodynamiques qui gouvernent les phénomènes de resédimentation, et surtout d'omission-subblution, qui annoncent la réalisation de fond durci qui couronne la série.

● **Hard ground (fond durci).** Le hard ground qui couronne la série du Jurassique supérieur — Crétacé inférieur fut reconnu par A. Faure-Muret et P. Fallot (1954), et interprété comme un épisode de dissolution sous-marine. Ce hard ground comporte la surface indurée, à reliefs résiduels perforés et cuvettes ou alvéoles de corrosion biochimique carriées, qui supporte un encroûtement stromatolitique centimétrique ou pluricentimétrique; les perforations et caries affectant la surface indurée sont d'origine cryptogamique.

Dans la majorité des cas s'intercalent, entre la surface indurée et la croûte stromatolitique, de minces niveaux calcaires millimétriques admettant à la base des colonies d'algues à croissance en « bouffée de pipe », associées à un encroûtement phosphaté, ferrugineux et manganésifère. Ce niveau renferme une microfaune pélagique de *Hedbergella trochoidea* et de *Globigerinelloides algeriana* datée de l'Aptien supérieur (Caron, Rioult et Royant, 1971; Lecanu et Villey, 1974). La croûte stromatolitique phosphatée ou silicifiée correspond à un complexe constructeur comportant des algues et des foraminifères fixés qui lui sont étroitement associés (Royant, Rioult et Lanteaume, 1970). Cet encroûtement benthique a pu se former en fonction d'un régime hydrodynamique local qui a favorisé tantôt l'édification d'un stro-



matolite calcaire, tantôt la sédimentation d'un plancton marin associé à des terrigènes fins. Le niveau à laminites calcaires, subordonné à la croûte stromatolitique, peut localement être remplacé par des schistes noirs à faciès aptien, ou des grès glauconieux à faciès gault (Lanteaume, 1962, 1968 ; Guillaume, 1969) conservés localement dans les cuvettes de corrosion biochimique. Le sommet de la croûte stromatolitique ravinée supporte les calcschistes pélagiques à *Rotalipora apenninica*, *Praeglobotruncana stephani*, *Rotalipora cushmani* et *Praeglobotruncana stephani* var. *gibba*, datés du Cénomanién supérieur (Caron, Rioult et Royant, 1971), ou à *Pithonella ovalis*, *Rotalipora* et prismes d'inocerames, à cachet cénomanién (Lanteaume 1962, 1968), ou à microfaune sénonienne (Guillaume, 1969) comportant *Globotruncana lapparenti*, *G. tricarinata*, *G. stuarti*, *Guembelina globulosa*.

Le dispositif sédimentaire du hard ground correspond à un épisode de conditions hydrodynamiques qui couvre normalement la période allant de l'Aptien au Cénomanién inférieur, mais qui, localement, a pu débiter dès le Barrémien supérieur et perdurer jusqu'au Sénonien.

**C2-6. Cénomanién ? — Turonien — Sénonien. Calcschistes.** Les calcschistes pélagiques correspondent à une puissante série de calcaire de couleur gris clair à bleuté, à grain fin, siliceux, se débitant en plaquettes. Ce débit en plaquettes est dû à la schistosité de crénulation S2 des plis P2 qui affectent les plis couchés P1 caractérisés par une schistosité de flux S1. La S0 est généralement très difficile à caractériser ; elle ne s'observe que dans les relictés conservés localement de petits plis P1 et dans l'alignement laminitique originel des microfaunes. L'épaisseur observable de la série est fonction de la superposition des plis couchés P1 déformés par la phase plicative P2.

Les calcschistes pélagiques étaient à l'origine un faciès à microfaune planctonique de *Globotruncana*, d'hedbergelles, de guembélines et de fissurines auxquelles étaient associés des inocérames. Aucun reste d'ammonite n'a été signalé. Les tests des foraminifères ont été fortement déformés et ont subi des recristallisations, ce qui ne facilite pas la détermination des différentes espèces. Cependant, comme il a été précisé précédemment, les datations qui ont pu être effectuées conduisent à considérer que la sédimentation de ces calcschistes a débuté au moins au Cénomanién supérieur et s'est poursuivie pendant le Sénonien. Le Maastrichtien n'a pas été reconnu comme dans le domaine subalpin. La présence de Paléocène *sous ce faciès* est très douteuse et on doit admettre que la clôture de la sédimentation des calcschistes pélagiques est intervenue à la fin du Crétacé supérieur au plus tard.

**e5c-7. Lutétien supérieur à Priabonien (peut-être Paléocène — Éocène inférieur). Grès, calcaires gréseux, et calcaires à nummulites.** La série paléogène apparaît au sein de l'édifice structural polyphasé sous forme de tête de plis isolée dans les calcschistes du Crétacé supérieur, ou de masse replissée chapeautant les calcschistes. La S0 n'est discernable que localement dans ces calcaires, à la faveur de discontinuités lithologiques gréseuses silicifiées, se présentant sous forme de tête ou de flanc isolés de microplis P1 cisailés par la schistosité S2 de crénulation. Le contact entre la base de la série paléogène et les calcschistes crétacés est affecté par le polyphasage structural et n'est qu'une relicté de la discontinuité lithologique correspon-

dant au contact stratigraphique originel. Localement, on peut établir cependant la succession de la série paléogène (Campredon, Haccard et Lanteaume, 1967 ; Campredon 1972, 1977).

La série paléogène débute par un terme gréseux passant à des calcaires gréseux. L'épaisseur observable est généralement de 4 à 5 mètres. Ces niveaux de base comportent des apports terrigènes représentés par du quartz, des plagioclases séricitisés, de la tourmaline et du zircon. Ils ravinent nettement les calcschistes sous-jacents, dont d'ailleurs des fragments sont disséminés dans le sédiment. Celui-ci renferme d'une part des bioclastes d'algues et d'échinodermes, d'autre part une microfaune à rares *Discorbidae* et à nombreuses *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp.

Ce terme de base témoigne de la discontinuité de sédimentation qui est intervenue entre la sédimentation des calcschistes et celle du Paléogène. Il s'agit en toute vraisemblance d'une transgression soulignée par les apports terrigènes provenant de l'érosion ménagée de sources émergées. Les bioclastes de faune benthique témoignent de la proximité de biotopes benthiques, tandis que les nombreuses formes planctoniques soulignent les influences pélagiques.

Ces niveaux détritiques sont surmontés par les niveaux calcaires qui, à la base, sont des calcaires micritiques sableux à bioclastes de lamellibranches et d'échinodermes et à microfaune planctonique de *Globigerina* sp. et *Globorotalia* sp., passant à la masse d'une biomicrite fossilifère pauvre en quartz et détritique terrigène. Cette biomicrite fossilifère renferme une riche microfaune benthique (Lanteaume, 1962, 1968 ; Campredon, Haccard et Lanteaume, 1967 ; Campredon, 1972, 1977), représentée par des nummulites (*Nummulites perforatus*, *N. brongniati*, *N. striatus* dans la partie inférieure ; *Nummulites perforatus*, *N. perforatus* var. *irregularis*, *N. striatus*, *N. praefabianii* dans la partie moyenne ; *N. fabianii*, *N. chavannesi* dans la partie supérieure), des orthophragmines (*Discocyclina chudeaui*, *D. archiaci*, *D. discus*, *D. sella*, *D. nummulitica*, *Asterodiscus stellatus*, *A. stella*, *A. taramellii*, *A. cf. pastellaris*, *Actinocyclina radians* dans la partie moyenne ; *Actinocyclina cuvillieri* et *A. furcata* associées aux formes précédentes dans la partie supérieure), des algues (*Lithothamnium campredoni* et *Archeolithothamnium* sp. dans la partie moyenne ; *Archeolithothamnium* cf. *cyrenaicum*, *A. cf. intermedium*, *A. cf. gunteri*, *Lithothamnium andrusovi*, *L. campredoni*, *L. cf. concretum*, *L. cf. nanospurum* *Lithophyllum* cf. *prelichenoides*, *Mesophyllum sckencki*, *Corallina* sp.), des *Rotaliidae*, des sphaerogypsines, associés à des bryozoaires, des gastéropodes, des débris d'échinodermes. Localement, on observe la présence de globigérines et de dents de squalé associés à des nodules phosphatés.

La surface sommitale des calcaires présente localement un hard ground phosphaté à dents de squalés (Lecanu et Villey, 1974) où l'on observe la présence de grains de quartz, de structures algaires indéterminées, et surtout d'une abondante microfaune de globigérines paléogènes.

En se fondant sur la biozonation établie par A. Blondeau, J. Bodelle, M. Lanteaume et M. Neumann (1968), il apparaît que la série calcaire appar-

tient pour sa partie inférieure au Lutétien supérieur—Bartonien, pour sa partie moyenne au passage entre le Bartonien et le Priabonien, et pour sa partie sommitale au Priabonien vraisemblablement inférieur (Campredon, Haccard et Lanteaume, 1967 ; Campredon, 1962, 1968) ; sa sédimentation couvre au moins les périodes correspondant aux zones à *Truncorotaloides rohri* et à *Globigerinatheka semiinvoluta*.

Les termes à faune planctonique situées à la base, qui peuvent d'ailleurs manquer, ne sont pas datés. On peut y voir la présence du Paléocène et même de l'Éocène inférieur. Notons que dans le flysch du domaine subalpin, les schistes à blocs (olistostromes) renferment des blocs de calcaire à faciès briançonnais datés de cet intervalle : calcaires paléocènes à *Discocyclusina seunesi* et *Operculina cf. heberti* (Lanteaume, 1962, 1968) ; calcaires à globigérines à test mince de l'Yprésien ; calcaires à *Cuvillierina* sp. et *Nummulites cf. spilecensis* associées aux formes remaniées de la matrice qui correspondent à un mélange de formes planctoniques de l'Éocène inférieur et moyen, et de formes benthiques de l'Éocène moyen (Campredon, 1962, 1968). Il convient donc de souligner que même si dans le domaine de la feuille Viève—Tende, le Paléocène et l'Éocène inférieur ne sont pas caractérisés, leur existence peut être vraisemblable compte tenu de leur présence évidente dans le Briançonnais externe, comme en témoignent les galets et les microfaunes remaniées issues de celui-ci. Il convient en outre de souligner que la sédimentation carbonatée monte plus haut (Priabonien) que dans le domaine subalpin.

L'épaisseur observable de la série paléogène est de l'ordre de 40 à 50 mètres. Il faut tenir compte du polyphasage synschisteux et notamment de l'important phénomène de dissolution lié à la schistosité de dissolution S1, si bien qu'il est raisonnable de considérer que l'épaisseur originelle était bien plus importante, de l'ordre de 60 à 70 mètres.

e7. **Priabonien. Calcschistes jaunâtres.** Les calcschistes jaunâtres, qui sont des micrites à quartz et muscovite, renferment une abondante microfaune de globigérines. Ils correspondent à l'instauration de la sédimentation pélagique avec apports terrigènes fins, qui succède à la sédimentation néritique carbonatée.

Le hard ground, qui encroûte la surface sommitale des calcaires, témoigne que l'évolution des conditions de sédimentation est analogue à celle qui est intervenue à la fin du Crétacé inférieur.

Les calcschistes jaunâtres sont attribués au Priabonien inférieur ou moyen, par superposition à des niveaux qui sont au moins du Priabonien inférieur.

e7F. **Priabonien. Schistes à blocs.** La série est constituée essentiellement par des schistes à blocs du complexe olistostromatique apparaissant normalement à la partie supérieure du flysch. On observe l'intercalation de niveaux gréseux granoclassés à faciès flysch caractéristique. Le matériel des schistes à blocs est essentiellement du Flysch à helminthoïdes, et particuliè-

rement du complexe de base. Il lui est associé généralement des éléments dissociés des grès granoclassés du flysch, et rarement des blocs centimétriques ou décimétriques de Briançonnais ligure.

La série des schistes à blocs est discordante sur les différents termes créta-cés et paléogènes du Briançonnais. Elle apparaît à l'affleurement, principalement dans la partie orientale (région de Upega) où elle jalonne d'ailleurs, le contact entre le Briançonnais de l'élément de Upega—Nava et la nappe du Flysch à helminthoïdes. Dans les éléments structuraux situés au Nord, les schistes à blocs constituent la semelle des klippes de complexe de base du Flysch à helminthoïdes, en repos sur le Briançonnais ligure. Cette semelle, épaisse de quelques décimètres, est exclusivement constituée par des blocs de complexe de base noyés dans une matrice argilo-gréseuse à galets moins abondants.

L'âge de la série est envisagé en fonction de la superposition à des termes d'âge au moins priabonien inférieur, et des microfaunes remaniées dont les plus récentes ne sont que priaboniennes.

#### DOMAINE DE LA NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES

Les formations constitutives de la nappe du Flysch à helminthoïdes *l.s.* correspondent à un ensemble de faciès flysch de type océanique (Lanteaume, 1962, 1968) dont la patrie est le vaste domaine océanique liguro-piémontais s'intercalant entre le domaine cratonique européen et le domaine cratonique italo-dinarique (Lanteaume, Haccard, Labesse et Lorenz, 1960 ; Elter, Haccard, Lanteaume et Raggi, 1961 ; Lanteaume, 1962, 1968 ; Haccard, Lorenz et Grandjacquet, 1972). Ils étaient associés à l'origine, dans ce domaine, aux formations constitutives des nappes de Flysch à helminthoïdes *l.s.* de l'Apennin ligure et à celles des unités ophiolitiques alpines et apennines. Le schéma structural (fig. 20), dû à D. Haccard (1983), permettra au lecteur de visionner le contexte structural général de premier ordre, et de situer la position structurale originelle des éléments constitutifs de la nappe du Flysch à helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes, observables dans le secteur de la feuille Viève—Tende.

#### Série de Baiardo—Trioara (klippes sédimentaires)

C3-7FH. **Turonien—Sénonien. Flysch à helminthoïdes à dominante calcaire.** Le Flysch à helminthoïdes des klippes kilométriques ou plurikilométriques insérées dans la partie sommitale du flysch paléogène, est apparemment à faciès de la série à dominante calcaire du feston de San-Remo—Sacarel mais, en fonction même de la convergence de faciès, il peut correspondre au terme équivalent de la série du feston de Borghetto-d'Arroscia—Alasio. La série renferme localement une abondante microfaune à *Globotruncana linneiiana*, *G. lapparenti coronata*, *G. globigerinoides* et *G. marginata* datant le Turonien—Sénonien (Lanteaume, 1962, 1968 ; planche XXXV, fig. 3 et 4).

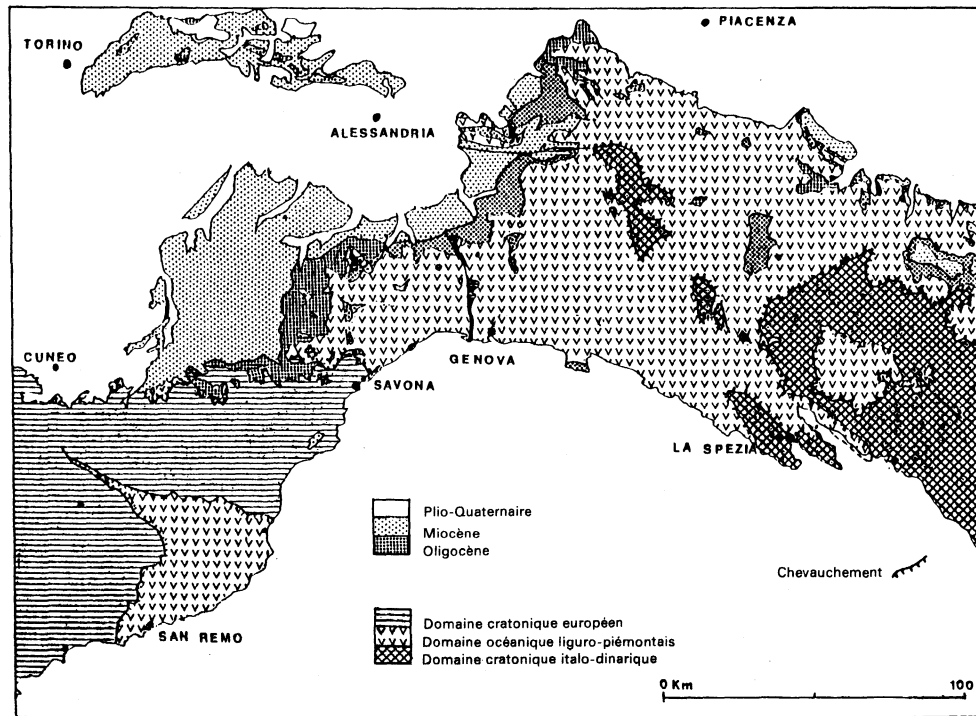


Fig. 20 - Schéma structural de la transversale Alpes-Appennins d'après D. Haccard (1988)

### Série de San-Remo — Saccarel

C1-6FH. **Cénomannien — Sénonien. Complexe de base. Flysch schisto-gréseux à la base devenant psammitique au sommet.** Le complexe de base, tel qu'il a été défini (Lanteaume et Haccard, 1960 et 1961 ; Lanteaume 1962, 1968), comporte le flysch schisto-gréseux surmonté par une série flysch finement litée à dominante calcaire, peu épaisse (15 à 35 mètres), qui peut manquer localement. Le terme cartographié C1-6 FH représente uniquement le flysch schisto-gréseux à niveaux versicolores ; le flysch finement lité à dominante calcaire est incorporé à ce terme pour la commodité du levé cartographique.

Les niveaux finement détritiques manganésifères du flysch brunâtre ne renferment qu'une microfaune naine d'hedbergelles, guembélines et rares fissurines (*Pithonella* sp.). Les hedbergelles du type de *Hedbergella lacera* conduisent à considérer que ces niveaux doivent être rapportés au Cénomannien—Turonien. Localement, au sommet de cette série, dans la région de San-Romolo, un niveau de calcaire finement détritique a fourni une microfaune à *Globotruncana* gr. *convexa*, *G. marginata*, *G. elevata*, *G. gr. stuarti-stuartiformis* qui conduit à admettre que la partie terminale de la série monte, ou peu monte, jusque dans la partie supérieure du Sénonien (Lanteaume et Haccard, 1961).

C3-7FH. **Turonien — Sénonien. Série litée à dominante calcaire, série à dominante gréseuse localement absente et série à dominante calcaire.** La série finement litée à dominante calcaire est constituée par la succession de séquences constituées par une phase détritique gréséo-arkosique bien granoclassée, surmontée par une phase de calcaire résédimenté finement granoclassé supportant une phase lamitique marno-pélitique. Les séquences varient en épaisseur de 10 à 40 centimètres au maximum. La phase gréseuse renferme une microfaune d'hedbergelles et de *Globotruncana* associées à de gros spicules de spongiaires. La phase carbonatée comporte une association de quelques spicules, monaxones de spongiaires, de guembélines et hedbergelles naines et de rares radiolaires. On y observe de rares *Globotruncana*, dont *Globotruncana linneiana*. La microfaune permet d'attribuer la série au moins au Turonien et vraisemblablement au Sénonien.

La série à dominante gréseuse, qui est bien représentée dans le domaine de la feuille Viève—Tende, est essentiellement constituée par l'accumulation de séquences comportant une phase détritique basale de microbrèches arkosiques (quartz détritique, feldspaths perthitiques, plagioclases et micas) à ciment généralement calcaire, et une phase détritique fine passant à un terme lamitique pélitique souvent absent. Le terme détritique de base, épais de 50 centimètres à deux mètres, est bien granoclassé. La phase carbonatée résédimentée peut exister localement. Cette série présente des variations de faciès et d'épaisseurs importantes au sein du feston de San-Remo—Saccarel (Lanteaume et Haccard, 1961) et s'imbrique même très vraisemblablement vers le Sud dans la série à dominante calcaire. Les microfaunes de *Globotruncana* recueillies sont indéterminables ou très difficilement déterminables et indiquent un âge sénonien, voire localement maastrichtien. En dehors du domaine de la feuille Viève—Tende, à Bordighera, il a été recueilli des *Lepidorbitoides* et des *Siderolites* caractérisant le Maastrichtien.

La série à dominante calcaire qui couronne la succession dans le domaine de la feuille Viève—Tende, est constituée par l'accumulation de séquences bien réglées comportant, à la base, une phase détritique grésocalcaire granoclassée d'épaisseur réduite, surmontée par une phase de calcaires résédimentés supportant une phase laminitique marno-pélimitique. Les séquences peuvent atteindre 2,50 mètres d'épaisseur. Localement, des séquences détritiques du type même de celles de la série à dominante gréseuse, peuvent s'intercaler. Les niveaux détritiques renferment de rares spicules de spongiaires et de rares radiolaires associés à des hedbergelles, des guembélines et parfois des *Globotruncana*. Les niveaux carbonatés présentent le biofaciès caractéristique à spicules de spongiaires, radiolaires, petites hedbergelles et guembélines avec rares *Globotruncana* disséminées. Des niveaux carbonatés, légèrement détritiques ou microbréchiques, renferment une microfaune plus riche associée à des prismes d'inocérames. L'un de ces niveaux a fourni à San-Romolo, en-dehors du domaine de la feuille Viève—Tende, *Globotruncana stuarti-stuartiformis* associée à *Lacazina* sp. et à des débris de bras de *Siderolites* ; un autre a montré la présence de *Globotruncana angusticarinata*, *G. linneiana*, *G. arca*, et *G. cf. sigali*. Ces données militent en faveur d'un âge sénonien supérieur.

### Série de Moglio—Testico

**Avertissement :** les séries de Moglio et de Testico, caractérisées par D. Haccard (1961), ont été considérées, dès l'origine, comme très différentes, du point de vue de leur faciès, des séries de San-Remo—Saccarel et de Borghetto-d'Arroscia—Alassio (Lanteaume et Haccard, 1961). Elles ont été envisagées alors comme représentant une succession équivalente latérale de l'ensemble de la formation du Flysch à helminthoïdes *strico sensu* et constituant un élément structural indépendant (Lanteaume 1962, 1968). La convergence de faciès avec la série du val Lavagna et le flysch de Busalla de l'Apennin ligure (Haccard, Lorenz et Grandjacquet, 1972 ; Haccard, 1975 ; Cortesogno et Haccard, 1979) a conduit à en faire des termes d'âge crétacé moyen, subordonnés stratigraphiquement au Flysch à helminthoïdes *strico sensu* dont ils représenteraient la semelle. Cette datation a été confirmée récemment par A. Foucault et L. Powichrowski (1984) qui ont montré que la datation paléogène effectuée par A. Boni et M. Vanossi (1967) était erronée.

La succession stratigraphique apparente comporte un terme basal correspondant à ce qui a été décrit sous la dénomination de série de Moglio, et un terme sommital dénommé série de Testico.

*ciFHM*. **Crétacé inférieur. Série de Moglio. Flysch gréseux.** La série de Moglio est représentée par un flysch gréseux à niveaux manganésifères dans lesquels s'intercalent des niveaux de schistes mordorés très caractéristiques, mimant ceux du complexe de base. Cette série très tectonisée se présente généralement sous un aspect mylonitique où les niveaux gréseux dilacérés donnent des pseudo-nodules ovoïdes noyés dans une matrice de terres schisteuses broyées, ce qui confère à la série un pseudo-aspect de schistes à blocs. La série de Moglio renferme localement des spilites à composition proche d'une dolérite (Haccard, 1965), associées à des cinérites vraisemblablement

bles et à des brèches sédimentaires, qui sont dans leur ensemble d'excellents marqueurs de la série.

CSFHT. **Albien — Cénomarien. Série de Testico. Flysch calcaire.** La série de Testico est représentée par une série monotone constituée par la répétition de séquences de flysch comportant une phase basale de grès fins granoclassés, très micacés et à ciment calcaréo-marneux, une phase calcaréo-marneuse, et une phase sommitale schisto-pélique. Localement, la phase calcaréo-marneuse peut être remplacée par une phase de calcaires resédimentés à spicules de spongiaires et à radiolaires abondants.

La datation est fondée sur la découverte (Foucault et Powichrowski, 1984) d'une microfaune de *Rotalipora ticinensis*, *R. gr. ticinensis* et *Praeglobotruncana cf. delrioensis* caractérisant l'Albien supérieur—Vraconien, et d'une association à *Praeglobotruncana gr. delrioensis* ou *stephani*, *Rotalipora brotzeni* ou *greenhornensis*, *R. cf. apenninica*, *R. cf. micheli*, *R.*, sp., datant le Cénomarien plutôt inférieur-moyen.

On admet en conséquence, par comparaison avec les séries du val Lavagna et du flysch de Busalla, que la série de Moglio est d'âge créacé inférieur et la série de Testico est de l'Albien—Cénomarien.

### **Série d'Alassio — Borghetto-d'Arroscia**

C3-4FH. **Turonien — Coniacien. Complexe de base. Flysch finement lité à la base surmonté par des termes schisto-gréseux admettant les intercalations de niveaux versicolores caractéristiques.** Le complexe de base de la série d'Alassio—Borghetto-d'Arroscia, tel qu'il a été défini (Lanteaume et Haccard, 1960 et 1961 ; Lanteaume, 1962, 1968), présente une étroite convergence de faciès avec celui de la série de San-Remo—Saccarel. La série finement litée basale est constituée par la répétition de séquences à phase gréseuse brunâtre, manganésifères. La série versicolore sommitale admet localement des niveaux microbréchiques puissants de quelques centimètres. Le passage du terme basal au terme sommital est très progressif, se marquant par l'apparition de délits schisteux versicolores. La datation de cette série de complexe de base est fondée sur la découverte locale (Haccard, 1960) d'une microfaune abondante à *Globotruncana coronata*, *G. cf. linneiana* ou *lapparenti*, *G. angusticoronata* et *G. helvetica* probable, datant le Turonien—Coniacien.

C7FH. **Maastrichtien. Série à dominante gréseuse couronnant le complexe de base ; série à dominante calcaire.** La série à dominante gréseuse, qui est très bien développée dans la partie orientale du feston d'Alassio—Borghetto-d'Arroscia, est particulièrement réduite dans le domaine septentrional correspondant à la feuille Viève—Tende. Le passage du complexe de base à la série gréseuse qui lui est superposée est assez progressif, et il manque ici les niveaux de la série litée à dominante calcaire, si caractéristiques de la série de San-Remo—Saccarel. La phase gréseuse bien granoclassée des séquences, correspond à un grès arkosique à ciment chlorito-sériciteux et siliceux dont les éléments sont presque toujours arrondis. Ces éléments



sont en majorité du quartz, auquel se mêlent, en faible quantité, des plagioclases et quelques feldspaths perthitiques toujours très altérés. La partie sommitale comporte localement d'importantes intercalations de passées conglomératiques dans le domaine oriental, inconnues dans le domaine septentrional (Lanteaume et Haccard, 1961). La datation du terme à dominante gréseuse est difficile à réaliser, car on n'observe que de rares *Globotruncana* associées à de nombreux prismes isolés ou à des débris de test d'inocérames. Il y a été reconnu quelques exemplaires de *Globotruncana contusa* ou *G. caliciformis* qui permettent d'envisager un âge maastrichtien.

La série à dominante calcaire est très comparable à celle de la série de Sanremo—Saccarel. L'organisation des séquences est identique. Les microfauces de *Globotruncana* sont pauvres en espèces, généralement indéterminables. La datation corrélatrice de la série est difficile à établir avec quelque précision. Il s'agit vraisemblablement de Maastrichtien.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique anté-alpine de la région peut être mise en évidence par la reconstitution de l'histoire même du socle de l'Argentera—Mercantour. A. Faure-Muret (1955) a montré que l'édification des ensembles cristallophylliens et cristallins (granite de l'Argentera) était due à la superposition de deux cycles orogéniques, le *cycle de Valmasque* qui serait antécambrien (antérieur à 600 millions d'années) suivi par le *cycle de l'Argentera*, qui est apparemment, hercynien, et plus particulièrement anté-stéphanien (antérieur à 290 Ma), voire même anté-westphalien ou anté-namurien (antérieur à 325 Ma).

L'indétermination est liée à la méconnaissance de l'âge des formations sédimentaires les plus anciennes (poudingue des Bresses et Mollieresite), discordantes sur le socle et subordonnées aux termes houillers datés du Stéphanien (Houiller de Montjoya).

L'histoire hercynienne s'achève par une phase de déformation dans laquelle le Stéphanien est impliqué (voir Faure-Muret, 1955, tableau p. 195).

On est amené à considérer que l'histoire géologique alpine débute au Permien, vers 280 Ma, en fonction du fait que cette période va correspondre à l'amorce du phénomène de rifting qui va conduire à la fragmentation de la masse continentale pangéenne et à la naissance de l'océan téthysien. Cela se manifeste par l'individualisation du méga-système d'accidents cassants, peut être en décrochement mais à composante verticale clairement exprimée, générant les bassins dans lesquels s'effectue la sédimentation permienne et facilitant (ou même, induisant) les venues de matériels volcaniques congénères. Le dispositif en horsts et grabens perdure jusqu'au Werfénien supérieur (vers 220 Ma). On observe, au cours de cette période de quelque 60 millions d'années (fig. 21), le comblement des bassins morphostructuraux subsidents par les matériaux continentaux détritiques, sous forme de pulsations d'origine soit volcano-sédimentaire, soit de démantèlement local des reliefs hercyniens constituant les *seuils* mis en évidence par A. Faure-Muret (1955).

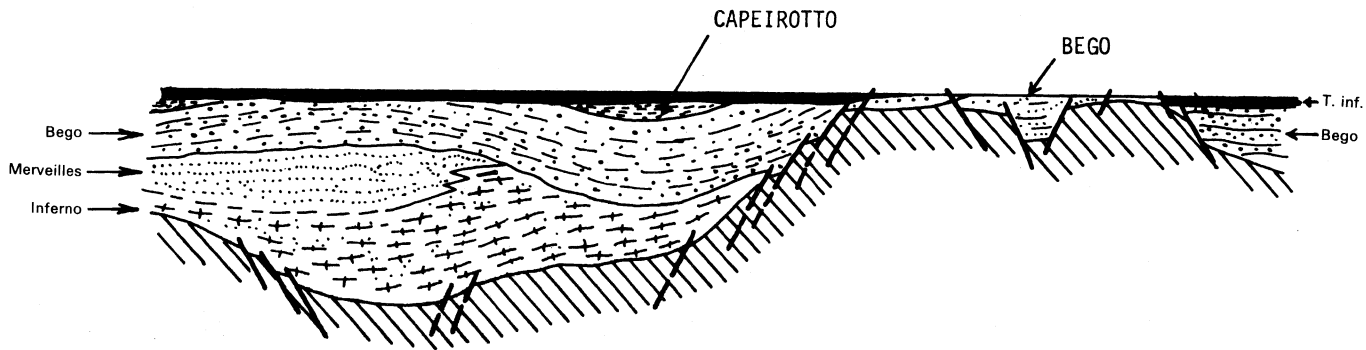


Fig. 21 - Schéma représentant le dispositif morphostructural permo-werfénien du futur domaine subalpin sur la transversale de Tende, d'après A. Faure-Muret (1955), modifié en fonction de la conception du rifting

Au cours de la période werfénienne se réalise l'amortissement du processus morpho-structural subsident, corrélativement à la rémission du volcanisme qui intervient à la fin du Permien, tant dans le domaine externe que dans le domaine interne. Cela va se traduire par la réalisation d'une sorte de « pénéplaine » au sens morphologique du terme.

C'est à la fin du Werfénien, vers 220 Ma, que va intervenir l'invasion du domaine continental par la mer, dépendance de l'océan téthysien, avec la transgression du Trias moyen. Le cadre méga-morphostructural paléogéographique alpin est en place. Il faut prendre en compte, dans la reconstitution rétrotectonique, la différence fondamentale entre les unités structurales appartenant à la marge continentale européenne et celles qui proviennent de l'océan liguro-piémontais, telles la nappe du Flysch à helminthoïdes.

La fragmentation du socle et de son tégument, acquise au cours de la période permo-werfénienne, va jouer un rôle fondamental au cours de l'évolution paléogéographique mésozoïque et paléogène du domaine de la marge européenne, en induisant, par le rejeu des accidents, les morphostructures qui vont gouverner, jusque dans le détail, la sédimentation des séries. La reconstitution cohérente de cette évolution tectono-sédimentaire a été retracée par M. Lanteaume (1962, 1968 : pl. h. t. 2) en 14 profils couvrant la période allant du Trias à l'Oligocène. Cette reconstitution paraît, à quelques détails près, être encore valable, bien que ne prenant pas en compte les données actuelles mises en évidence par l'analyse des déformations.

La transgression du Trias moyen correspond aux conditions de sédimentation d'une plate-forme carbonatée avec le dépôt de calcaires et dolomies, qui concerne aussi bien les futures zones externes que la zone interne briançonnaise. L'intrication constatée entre ces différents faciès considérés comme tranchés, souligne le caractère flou de la frontière entre les faciès dits germano-lorrains et les faciès alpins. Les différences de faciès sont étroitement contrôlées par le contexte morphostructural dû au rejeu local ou régional des accidents. Cette occupation par la mer ne durera que quelque 15 millions d'années. A la fin du Trias moyen intervient une émergence plus ou moins généralisée et le Trias supérieur va correspondre, pendant quelque 10 millions d'années, tant dans le futur domaine externe que dans le futur domaine briançonnais, à une période de régression d'abord, puis à une période continentale. Il y aura retour de la mer, au moins localement dans des diverticules morphostructuraux, à l'infra-Lias et au Lias inférieur. Au Lias moyen et supérieur, l'émergence sera généralisée dans le futur domaine externe concerné par la feuille Viève—Tende et le Briançonnais. Toute cette période qui va depuis la fin du Trias moyen (205 Ma) jusqu'à la fin du Lias (170 Ma), soit pendant quelque 30 millions d'années, est caractérisée par la mobilité du socle dont les mouvements en surrection généralisée ou en subsidence locale, apparemment de faible ampleur, vont gouverner les conditions de sédimentation en contrôlant les possibilités d'ingressions marines.

Au cours du Dogger, vers 170 Ma, intervient une transgression quasi généralisée, et la mer, recouvrant le substratum continental de la marge européenne, perdurera, avec bien des péripéties, dans la région concernée

par la feuille Viève—Tende, jusqu'à la fin du Crétacé supérieur, soit pendant quelque 100 millions d'années. Pendant le Jurassique moyen-supérieur et le début du Crétacé inférieur règnent les conditions de sédimentation d'une plate-forme carbonatée très instable, morphostructurée, où les dépôts s'effectuent dans les dépressions ou sur les hauts-fonds relatifs. Les apports détritiques peuvent être faibles, voire nuls, ou par contre relativement abondants. Les sources très localisées de ces matériaux correspondent à des zones émergées soumises à érosion, ou à des reliefs intra-bassins. Les faciès bioclastiques sont dominants, soulignant les conditions hydrodynamiques. Les discordances intraformationnelles et les lacunes sont le fait général, comme l'a démontré la description des formations faite précédemment.

Les faunes et les flores sont représentées par des formes benthiques dominantes associées à des formes nectoniques et planctoniques.

Dans ce contexte morphostructural actif, on voit poindre, dès la fin du Jurassique le *seuil tendasque* (Lanteaume, 1962, 1968) caractérisé par une zone émergée en relief dispensant les galets de volcanites provenant du tégument permo-werfénien briançonnais.

La localisation particulière de ces apports dans l'unité du col de Tende, frontière paléogéographique entre le futur domaine externe et le futur domaine briançonnais, conduit à admettre que ce dispositif est lié au rejeu d'une zone d'accidents permo-werfénien qui joueront ultérieurement, semble-t-il, un rôle fondamental, car c'est selon la trace de cette zone même que se réalisera le chevauchement de tréfond du socle interne (Briançonnais) sur le socle externe (Argentera—Mercantour).

Au cours du Crétacé inférieur, à partir de la fin du Berriasien, vers 130 Ma, se superposent aux conditions morphostructurales actives, des conditions hydrodynamiques particulières favorisant le développement des hard grounds ou de termes sédimentologiquement comparables. Dans le domaine paléogéographique briançonnais, le phénomène perdurera jusqu'au début du Crétacé supérieur, c'est-à-dire qu'il se sera développé pendant quelque 20 à 25 millions d'années. Dans le domaine subalpin, le phénomène n'interviendra que par épisodes, interrompant au cours du Néocène moyen et supérieur la sédimentation carbonatée. Il se manifestera par de véritables hard grounds, ou par des niveaux de condensation, véritables « béton » fossilifères.

L'instabilité morphostructurale se manifestera particulièrement dans ce domaine par le dépôt de brèches sédimentaires au cours de l'Aptien—Albien. Le seuil tendasque sera fonctionnel entre ces deux domaines, avec lacune de sédimentation au cours du Crétacé inférieur, post-Berriasien, ou dépôt localisé de brèches et conglomérats à galets de volcanites pendant l'Aptien—Albien.

Le caractère pélagique des dépôts s'est affirmé au début du Crétacé. Les hard grounds du Briançonnais ne renferment qu'une faune et microfaune planctoniques et nectoniques, à l'exception, bien entendu, des foraminifères benthiques associés aux stromatolites. Les formations du domaine subalpin comportent essentiellement une faune et microfaune planctoniques et nectoniques associées localement à une faune benthique. Cette évolution tectono-sédimentaire particulière du début du Crétacé est à corrélérer avec l'accentuation du diastrophisme au niveau de l'océan liguro-piémontais.

A partir du Cénomanién, le secteur subalpin et le secteur briançonnais concernés par la feuille Viève—Tende correspondent au domaine marin à dépôts pélagiques marno-calcaires s'intercalant entre le domaine océanique liguro-piémontais et la bordure néritique alpino-provençale représentée actuellement au Sud et au Sud-Ouest (feuilles Menton—Nice). Le seuil tendasque semble, au moins partiellement, toujours actif. L'absence des termes du Crétacé supérieur, constatée dans la majeure partie de l'unité du col de Tende, semble liée à une lacune.

A la fin du Crétacé supérieur, vers 65 Ma, intervient la phase de déformation généralisée alpine et pyrénéo-provençale, qui se marque par une émerision générale. La régression, qui est au moins post-maastrichtienne dans le domaine subalpin, ne se marque pas par des termes régressifs conservés, dans la région couverte par la feuille Viève—Tende, comme plus au Sud-Ouest. Les structures, nées au cours de cette phase de déformation, ne sont actuellement caractérisables que dans le domaine de l'unité du col de Tende correspondant à la pré-individualisation de ce qui sera ultérieurement la *cordillère tendasque*.

L'émersion va perdurer jusqu'au Lutétien, au moment de la transgression paléogène, vers 50 Ma. Au cours de cette période d'émersion, qui dure quelque 15 millions d'années dans la région concernée, se sont déposés, dans des chenaux d'érosion, les matériaux du poudingue à *Microcodium* continental.

Avec la transgression paléogène s'amorce l'évolution morphostructurale accentuée d'un bassin de sédimentation. Cette évolution morphostructurale sera étroitement associée aux premiers stades de la déformation majeure alpine et notamment à la mise en place de la nappe du Flysch à helminthoïdes depuis sa patrie océanique liguro-piémontaise. La transgression débute généralement par des faciès saumâtres à *Tympanotonos* (cérithes) qui ne sont connus dans le domaine de la feuille Viève—Tende qu'à la limite méridionale de celle-ci. Les faciès marins qui viennent à la suite correspondent à des conditions de sédimentation néritiques soulignées par la microfaune, la faune et la flore presque exclusivement benthiques. Le caractère morphostructural s'exprime clairement. Dans le domaine subalpin, la sédimentation est gouvernée par le jeu d'accidents qui délimitent des zones basses où s'accumulent les dépôts néritiques bioclastiques et terrigènes, et des hauts-fonds où se déposent les faciès carbonatés à algues.

Le dispositif général est subsident : on est passé des conditions saumâtres aux conditions d'une mer peu profonde, où, au moins au niveau des hauts-fonds, la profondeur n'excède pas la limite de la zone euphotique. Dans le domaine briançonnais, la sédimentation correspond aux conditions de dépôt d'une plate-forme carbonatée. Localement, dans la patrie des futurs éléments de la zone des lambeaux de charriage, les reliefs intra-bassins, contrôlés par des failles actives, dispensent le matériel des brèches, produits du démantèlement local du Mésozoïque. Dans le domaine de l'unité du col de Tende, la zone de sédimentation jouxtant les reliefs émergés de la cordillère tendasque, recueille les apports conglomératiques à galets de socle et de Permo-Werfénien briançonnais, qui sont interstratifiés dans les dépôts néritiques. La dissymétrie du dispositif est clairement exprimée en fonction de la polarité uniquement « externe » des apports détritiques et conglomératiques.

La cordillère tendasque se présente comme un bloc basculé à regard « externe ». L'extension des conglomérats jusque dans le Subalpin de Tende précise ce contexte géométrique.

Dans l'unité du col de Tende, la transgression du Paléogène se réalise sur une surface qui tronque les structures plicatives fini-crétacées accentuées. Il y a discordance sur tous les termes de la série mésozoïque ainsi tronquée, du Trias au Crétacé supérieur. Ce dispositif s'oppose à celui que l'on observe dans le Subalpin et le Briançonnais, où les structures fini-crétacées ne sont pas clairement exprimées, et où, la transgression s'effectue uniquement sur les termes sommitaux du Crétacé supérieur faiblement érodés. Ces faits conduisent à envisager que le caractère particulier des structures fini-crétacées de la cordillère tendasque s'explique par un dispositif de plis en échelons le long d'un décrochement majeur. Cette conception s'appuie sur le fait, qu'au cours même du Mésozoïque, comme nous l'avons vu précédemment, ce domaine a correspondu au rejeu pérennant d'une zone installée sur un accident de tréfond hérité du rifting. La sédimentation néritique dure quelque 5 millions d'années.

Brusquement, à la fin de l'Éocène moyen, les conditions de sédimentation changent. Les faciès néritiques sont remplacés par des faciès pélagiques marno-calcaires. Les faunes benthiques sont remplacées par les microfunes planctoniques. Les apports terrigènes ne sont plus représentés que par du détritique fin. On note l'évolution brusque vers les conditions de mer ouverte et l'approfondissement corrélatif du bassin. Le caractère évolutif morphostructural s'exprime de manière exemplaire par les phénomènes tectono-sédimentaires. On observe l'abondance des phénomènes de slumping permettant de reconstituer les paléopentes. On caractérise des paléofailles synsédimentaires. On met enfin en évidence les démantèlements, constituant des épandages qui sont interstratifiés dans les sédiments pélagiques. Au cours de cette période de sédimentation, correspondant à une rémission évidente dans les apports terrigènes, la morphostructuration s'accroît, évoluant vers les conditions qui vont permettre le dépôt du faciès flysch. Cet épisode intervient à l'aube du Priabonien et se développe sur quelque 2 à 3 millions d'années au maximum.

Les conditions de sédimentation changent à nouveau. L'érosion très active qui affecte le domaine émergé Maures—Corso-Sarde, et la morphostructure acquise du bassin, qui va encore s'accroître, permettent le développement de la sédimentation turbiditique des apports terrigènes. La sédimentation du flysch s'instaure dans les sillons morphostructuraux subsidents. Cet épisode intervient au cours du Priabonien inférieur dans la région concernée et s'étend peut-être jusqu'au Priabonien moyen.

Vers la fin de l'épisode de sédimentation du flysch, intervient un processus tectono-sédimentaire d'intérêt majeur. On observe, en effet, la mise en place dans le bassin du flysch, à la limite du futur Subalpin, dans l'unité du col de Tende et dans le Briançonnais externe, du cortège olistostromatique décrit précédemment. Les éléments du cortège olistostromatique (olistolites) appartiennent à la succession mésozoïque et paléogène briançonnaise et à la succession de la nappe du Flysch à helminthoïdes.

Ces données mettent en évidence la mise en place précoce de la nappe du Flysch à helminthoïdes sur le Briançonnais ligure, au moins jusqu'à la partie interne du Briançonnais externe. Elles témoignent du démantèlement du front de cet ensemble structural Briançonnais—Flysch à helminthoïdes dont les produits s'épandent dans le bassin flysch au niveau de la zone limite Sub-alpin—Briançonnais externe. On est amené à considérer que le front de cet ensemble participait au bassin flysch même, et que le démantèlement était sous-marin. En conséquence, il faut lier, dans un même contexte de déformation évolutif migrant de l'interne vers l'externe, la déformation P1/S1 et l'évolution morphostructurale du bassin paléogène. La migration polarisée de la déformation affectera donc, « dans la foulée », le domaine externe et mettra fin à la sédimentation du flysch.

L'impossibilité de dater le flysch conduit à une indétermination dans la datation du processus de déformation polyphasé que nous avons caractérisé précédemment dans le chapitre consacré au contexte structural. Le phénomène est, dans le domaine concerné par la feuille Viève—Tende, postérieur au Priabonien basal, âge des faciès pélagiques paléogènes. Il est antérieur à l'Oligocène basal, âge des termes de base de l'Oligo-Miocène padan discordants sur les structures finies. Il est syn-priabonien et très vraisemblablement syn-priabonien inférieur et moyen.

Le processus superposé des déformations P1/S1, P2/S2 et P3 est intervenu au cours d'une période qui n'excède pas, semble-t-il, 4 à 5 millions d'années. Il paraît logique d'admettre que le rejeu des dispositifs tardifs en décrochement est contemporain de la relaxation généralisée qui, dans le domaine interne, préside à la sédimentation de l'Oligo-Miocène ligure. On est ainsi conduit à considérer que les épisodes tardifs cassants interviennent à la limite Éocène—Oligocène, vers 37 Ma et perdureront dans une certaine mesure jusqu'à l'époque récente, peut être actuelle, comme l'ont montré J.P. Lecanu et M. Villey (1974).

## PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

### GÉOMORPHOLOGIE

La morphologie est essentiellement dominée par l'encaissement du réseau hydrographique surimposé au relief en surrection, depuis au moins l'Oligocène par rapport à la plaine du Pô, et depuis au moins le Messinien par rapport à la Méditerranée. La surélévation du massif du Marguareis aurait été de l'ordre de 1 500 mètres (Lecanu et Villey, 1974). Ces reliefs constituent, dans le secteur même de la carte Viève—Tende, l'un des tronçons les plus élevés de la ligne de partage des eaux liguro-piémontaises, entre le versant adriatique et le versant méditerranéen (fig. 1).

Le réseau hydrographique est à l'origine morphostructural. Il s'est développé en fonction même de la structuration tardive plicative ou cassante.

Le modelé glaciaire s'exprime particulièrement dans la vallée de la Roya et dans les vallées affluentes en rive droite, ainsi que dans la haute chaîne du domaine briançonnais. Les dépôts glaciaires ne sont que localement conservés. Ils sont représentés par du fluvio-glaciaire dans la vallée de la Roya, à Viève, Tende et Saint-Dalmas-de-Tende, et par de la moraine remaniée par

éboulement dans le vallon de Caramagne inférieur, le vallon de Groa et le haut vallon du Riou-Sec (Vaslet, 1978).

Dans ce domaine, où les vallées profondes s'opposent aux crêtes abruptes, la morphologie des versants s'exprime, en premier lieu, en fonction de la lithologie originelle et acquise par déformation, et en second lieu, en fonction de la superposition des unités structurales et des mégastructures les affectant.

Dans le domaine subalpin, à la base de l'édifice structural, la morphologie s'ordonne en fonction des niveaux géométriques structuraux. La discontinuité morphologique majeure se localise au niveau du Werfénien supérieur pélimitique qui forme, dans la vallée de la Roya, une vire chapeautant la falaise de Permien couronnée par le Werfénien quartzitique, au pied de la falaise du Trias moyen. Cette vire a joué un rôle fondamental dans les possibilités de circulation au long de la Roya et supporte les muletiers ancestraux. Le plongement N 120 de l'antiforme de l'Argentera—Mercantour se manifeste par l'asymétrie en coupe de la vallée, avec une vire de Werfénien supérieur réduite en rive gauche, et généralement un glacis en rive droite. Une seconde discontinuité morphologique mineure est déterminée par le terme mylonitique limitant le Trias moyen en falaise et le Jurassique supérieur formant une falaise quasi verticale. Dans le niveau structural géométrique supérieur, la morphologie est essentiellement liée à la lithologie. La vire à la limite entre le Berriasien couronnant la falaise jurassique et le Crétacé inférieur, est particulièrement bien exprimée. Elle est soulignée par l'alignement de granges ancestrales construites en blocs de Berriasien et de Barrémien et couvertes en lauzes de Crétacé supérieur. Cette vire se prolonge par la zone à morphologie courbe des marno-calcaires du Cénomaniens, portant des restanques anciennement cultivées au pied des falaises de Crétacé supérieur (Turonien). Le Crétacé supérieur donne très généralement des reliefs abrupts, infranchissables, dominés par la falaise toujours quasi verticale du Paléogène carbonaté ou calcaréo-gréseux. Le replat sommital de ce Paléogène et le niveau des calcschistes pélagiques, constituent une vire au pied des versants plus ou moins abrupts de flysch. C'est aussi une des rares zones de passage privilégié.

Ce dispositif morphologique de base est perturbé par les répétitions dues aux chevauchements, notamment dans la région comprise entre Tende et le col de Tende et celle des écailles du valon du mont Noir—Collardente.

L'unité du col de Tende présente une morphologie d'ensemble caractéristique. Elle domine, par un relief abrupt, le pays de flysch paléogène subalpin. Ce relief est constitué par le Jurassique (digitation du col de Tende), ou par la partie frontale des plis couchés superposés à matériel mésozoïque et paléogène (digitation de Fort-Pépin—Barres de Boaire). Le revers, en surface structurale, est en pente faible.

La zone des lambeaux de charriage s'exprime par la répétition de falaises de Mésozoïque—Paléogène, discontinues latéralement, séparées par des couloirs à pente adoucie de flysch paléogène. La nappe du Flysch à helminthoïdes présente une morphologie générale transversale caractérisée par la dissymétrie : le versant à regard externe abrupt, présentant généralement les têtes de plis superposés, armés par le terme à dominante gréseuse ; le revers



à regard interne, correspondant à la surface structurale des flancs longs des mégastructures.

Le domaine briançonnais, quant à lui, qui couronne l'édifice structural géométrique, a une morphologie d'ensemble adoucie, certainement liée au modelé glaciaire conservé. Cette morphologie d'ensemble de la dorsale de Briançonnais est morcelée transversalement par les décrochevauchements Nord-Ouest et latéralement par les décrochevauchements Est-Ouest qui donnent des vallons particulièrement bien exprimés, terminés par des cols qui permettent, seuls, la pénétration du massif.

### RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES KARSTIQUES SOUTERRAINS

Les réseaux hydrographiques souterrains développés à partir d'un système karstique sont essentiellement caractérisés dans le domaine de la dorsale briançonnaise. Dans le secteur de la carte Viève—Tende, ils concernent les massifs du Marguareis, de Piaggia-Bella—Pian-Ballaur et du mont Jurin. Ces réseaux sont connus, aussi, au moins localement, dans le domaine subalpin, (région de La Brigue et de Viève).

#### **Systèmes hydrographiques souterrains du domaine de la dorsale briançonnaise**

Trois systèmes principaux ont été actuellement reconnus par les multiples expéditions spéléologiques tant françaises qu'italiennes. Il s'agit : du *système du Pesio 18*, drainant les secteurs du Plan Ambroise et de la Conca della Carsène, et dont la résurgence s'effectue dans la haute vallée du Pesio à l'exutoire dit du Pesio 18 ; du *système de la résurgence de la Foce*, drainant les secteurs de Piaggia-Bella, du col des Seigneurs et du Rocca della Fera, et dont la résurgence s'effectue au niveau des gorges de la Fascette aux exutoires de la Foce ; du *système du Piscio*, drainant les secteurs du Colle del Pas et de Biecai, et dont la résurgence s'effectue à l'exutoire des sources du Piscio, dans la haute vallée de l'Ellero. Ce système est en relation directe avec celui de la Foce.

Ces différents systèmes se développent à partir de gouffres, grandioses ou discrets, dont la reconnaissance cartographique détaillée a permis de les caractériser du point de vue spatial. Il y a, dans tout ce domaine de la dorsale briançonnaise, d'autres gouffres de plus ou moins grande ampleur dont la liaison avec les systèmes reconnus n'est pas établie, où qui apparaissent appartenir à des systèmes indépendants, non clairement mis en évidence. C'est le cas, notamment, du système qui donne lieu à résurgence de la *fontana di Carlaccio*, située au versant occidental du massif du mont Jurin.

#### **Le système du Pesio 18**

Le système du Pesio 18 (fig. 22) couvre un domaine où sont catalogués quelque 80 gouffres (Y. Greach, inventaire spéléologique des Alpes-Maritimes, La Brigue). Il comporte quatre groupes principaux d'émissaires correspondant : au groupe du Cappa qui comporte notamment le *gouffre du*

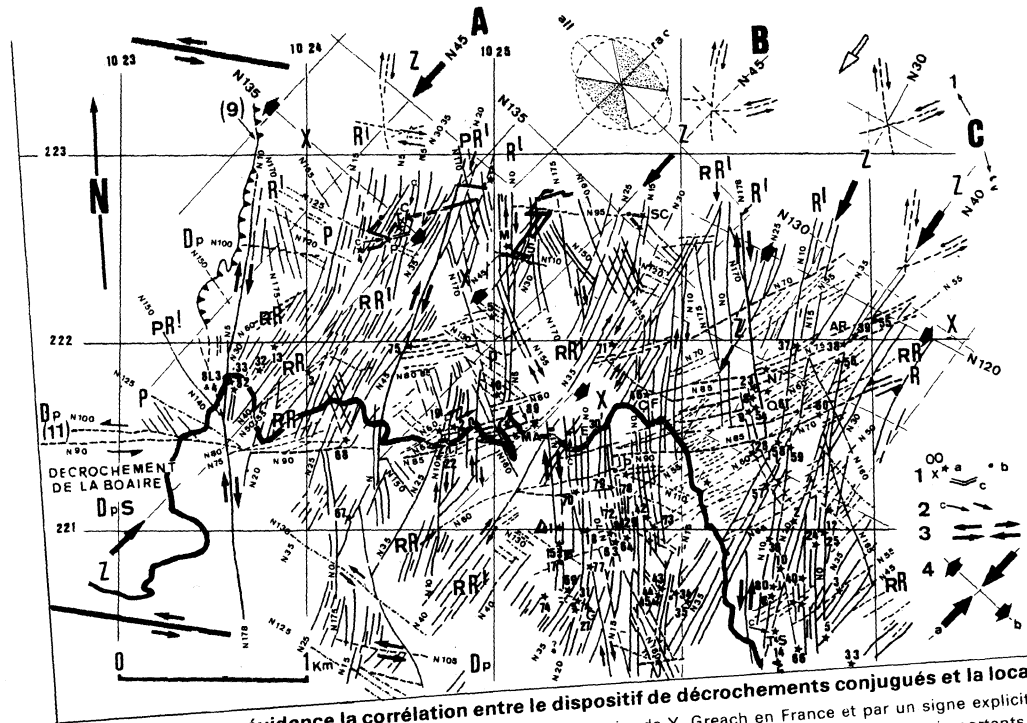


Fig. 22 - Schéma structural mettant en évidence la corrélation entre le dispositif de décrochements conjugués et la localisation des gouffres du système du Pesio 18. Les gouffres, caractérisés par leur numérotation de l'inventaire de Y. Greach en France et par un signe explicite dans le texte, en Italie sont indiqués par une étoile (★). La projection en surface du plan de galeries et de puits est représentée pour les gouffres les plus importants. La projection en surface du point le plus bas atteint est caractérisée par un astérisque (\*). Le dispositif en décrochement est décrit dans le texte

*Cappa* (C ; - 706 m ; x = 1024,545 ; y = 222,663 ; z = 2,148 m), le *gouffre des Perdus* (P ; - 539 m ; x = 1024,427 ; y = 222,551 ; z = 2,221 m), le *gouffre Tranchero* (T ; - 292 m ; x = 1024,498 ; y = 222,601 ; z = 2180 m), le *gouffre Serge* (SE ; - 356 m ; x = 1024,589 ; y = 222,498 ; z = 2261 m) et le *gouffre 18* (A ; - 210 m / - 706 m ; x = 1024,545 ; y = 222,663 ; z = 2148 m) ; au groupe du Straldi qui comporte notamment, le *gouffre Straldi* (S ; - 614 m ; x = 1025,145 ; y = 222,436 ; z = 2,201 m), le *gouffre Marcel* (M ; - 428 m ; x = 1025,720 ; y = 222,488 ; z = 2,175 m) ; au groupe du Scarasson, comportant le *gouffre du Scarasson 7 C - 8c* (S.C ; - 230 m ; x = 1025,558 ; y = 222,710 ; z = 2100) et le *gouffre Fondant* (F ; - 264 m ; x = 1025,830 ; y = 222,600 ; z = 2,135 m) ; enfin au groupe du Plan Ambroise dont les gouffres plus dispersés sont, notamment, l'embut de *Plan Ambroise* (E ; x = 1025,415 ; y = 221,520 ; z = 2,109 m), le *gouffre Pentothal* (P ; - 50 m ; x = 1025,700 ; y = 221,290 ; z = 2,130 m), le *gouffre des Trois* (G ; - 329 m ; x = 1025,410 ; y = 220,570 ; z = 2,092 m), le *gouffre du Trou-Choux-Fleur* (CF ; - 308 m ; x = 1025,830 ; y = 221,720 ; z = 2,155 m) auxquels on doit joindre les gouffres du versant de Navella, représentés notamment, par le *gouffre de Navella* (N ; - 207 m ; x = 1026,430 ; y = 221,855 ; z = 2,220 m), le *gouffre des Quatre-au-Khazad-Dûm* (Q ; - 393 m ; x = 1026,410 ; y = 221,735 ; z = 2,200 m) et l'*aven de l'Armusse* (AR ; - 119 m ; x = 1026,850 ; y = 221,960 ; z = 2,360 m). La figure 22 présente la localisation de l'ensemble des gouffres, référencée par leur numérotation de l'inventaire de Y. Greach.

*La résurgence du Pesio 18* se localise dans la haute vallée du Pesio (x = 1024,250 ; y = 225,150 ; z = 1,390 m) à 400 mètres en amont de la source du Pesio (Piscio del Pesio), à 150 mètres au-dessus du cours du torrent du Pesio.

Le réseau hydrographique karstique a été appréhendé (Oddou, 1979) par les colorations effectuées au gouffre Cappa, au gouffre des Perdus et à l'embut du Plan Ambroise, qui ont émergé au Pesio 18 et non pas, comme on pouvait le penser, au Piscio del Pesio.

### **Contexte structural et développement du réseau karstique**

Le domaine structural concerné est le panneau de socle-couverture du Marguareis (fig. 11), limité à l'Est par l'accident inverse, décrochant dextre de Colle del Pas (8, fig. 11), à l'Ouest, par l'accident inverse, décrochant senestre de Colle Piane (9, fig. 11), au Sud par l'accident inverse, décrochant senestre de la Chiusetta (1, fig. 11) et le contact du front briançonnais avec la nappe du Flysch à helminthoïdes.

Le schéma cartographique (fig. 22) met en évidence l'excellente corrélation qu'il y a entre, d'une part, la localisation des gouffres (indiqués par une étoile), la projection du plan des puits, des galeries et des points le plus bas reconnus (indiqués par un astérisque) ; et d'autre part, le dispositif d'accidents conjugués en décrochement, affectés par un rejeu en faille normale que nous avons caractérisé précédemment.

L'analyse du dispositif d'accidents, établie à partir de la cartographie détaillée, met en évidence un couloir majeur de décrochement senestre, de direction N 100, matérialisé (fig. 11 et 22) par le décrochement du val de la

Boaire (11, fig. 11 et 22), du Passo del Duca (12, fig. 11 et 22) et du Piscio del Pesio (13, fig. 11 et 22). Deux familles d'accidents principaux, l'une de direction moyenne N 85, l'autre de direction moyenne NW, sont conjuguées, déterminant un dispositif caractéristique en coin enfoncé (angle aigu) et en coin éjecté (angle obtu). La famille de direction moyenne N 85 est senestre, synthétique du décrochement majeur senestre et à valeur de conjuguée **R**. La famille de direction moyenne N0 est dextre, anthithétique du décrochement majeur senestre et à valeur de conjuguée **R'**. La bissectrice de l'angle des coins enfoncés détermine la direction **Z** de raccourcissement maximum ; la normale à cette direction détermine la direction **X** d'allongement maximum. La construction graphique, réalisée pour chaque coin enfoncé caractérisable cartographiquement, montre que la direction de **Z**, compte tenu de la rotation anti-horaire locale constatée dans la partie orientale du dispositif, est homogène. La contrainte régionale exprimée dans la déformation finie, est de direction N 40°-N 45°. Elle doit être, bien entendu, corrigée en fonction du fait que la déformation n'est pas coaxiale.

Les autres accidents se répartissent en familles directionnelles d'accidents conjugués. Il s'agit en premier lieu d'une famille d'accidents synthétiques (senestres) de direction variant de N 110 à N 130 et ayant valeur de conjuguée **P**. Il s'agit en second lieu d'une famille d'accidents synthétiques (senestres) de direction moyenne N 60 - N 65 ayant valeur de conjuguée de premier ordre **R**. Il s'agit en troisième lieu de deux familles d'accidents synthétiques (dextres) des accidents de direction moyenne N0 (conjuguée **R'**). L'une qui a valeur de **R** de deuxième ordre (**R** de **R'**), a une direction moyenne N 30-N 40, l'autre qui a valeur de **P**, a une orientation moyenne N 160 - N 170. L'ensemble du domaine est débité en une mosaïque de blocs principaux correspondant aux coins, débités eux-mêmes par les accidents conjugués. Tous les accidents présentent des courbures sigmoïdes caractéristiques (fig. 22).

La projection des plans des puits et galeries des gouffres principaux actuellement reconnus, souligne que les réseaux se développent d'une manière préférentielle suivant les accidents dont l'allongement est proche de la direction de la bissectrice de l'angle **X.Z.**, essentiellement en fonction du fait que ces accidents sont ouverts, ayant valeur de fente de tension.

La structuration P1 isoclinale joue un rôle local important dans la localisation et le développement des gouffres lorsque, en fonction de la déformation à grand rayon de courbure D3, les surfaces axiales sont fortement redressées. C'est le cas, notamment, des gouffres du groupe du Cappa et du Straldi, situés à la retombée de l'antiforme D3 du Marguareis. La discontinuité mécanique acquise, qui existe entre le Jurassique et le Crétacé supérieur, joue un rôle favorable, d'autant que le processus de karstification est facilité par le débit du Crétacé supérieur en feuillets généralement décompressés, par la schistosité S2.

Les levés topographiques et les données lithostratigraphiques apportées (Bajo *et al.*, 1986 ; Eusebio *et al.*, 1986) mettent en évidence que les gouffres les plus profonds, atteignant la base de la couverture (gouffre Cappa, g. des Perdus, g. Straldi, Abisso 18, g. Pentothal), présentent une morphologie caractéristique. On observe, en effet, un premier tronçon constitué par des

galeries inclinées et des puits verticaux. Ce tronçon est creusé dans les structures à matériel de Jurassique—Crétacé supérieur et Paléogène. Un second tronçon correspond au développement de galeries subhorizontales (fig. 22) telles que celles reliant le gouffre Cappa à l'Abisso 18 (Oddou, 1979). Ces galeries se localisent au niveau de la limite entre le Ladinien et le Dogger. Un troisième tronçon, constitué par des puits verticaux successifs en baïonnette, est creusé dans le Trias moyen qu'il traverse quasi complètement. Ce dispositif en deux niveaux géométriques séparés par une discontinuité majeure est identique à celui que met en évidence la cartographie géologique dans la région de Gias-dell'Ortica et du mont Jurin, où l'on observe la disharmonie des structures P1/S1 à matériel mésozoïque post-triasique et paléogène sur la partie sommitale du Ladinien, selon un contact anormal souligné par une mylonitisation du Trias moyen sommital et une discordance cartographique à la base de la couverture post-triasique. Il n'y a aucune indication de redoublement de la série triasique, dont l'épaisseur de quelque 300 mètres est compatible avec celle mise en évidence dans les coupes de références (Lecanu et Villey, 1974). Ces zones de galeries subhorizontales qui se sont développées en fonction, d'une part de la mylonitisation affectant les dolomies du Ladinien terminal, d'autre part, comme l'a montré J. Oddou (1979), des différentes directions d'accidents déterminant les tronçons de galeries, sont un excellent repère du toit du Ladinien. Elles soulignent l'ampleur du rejet de certains rejeux à composante normale tel que celui, de 100 mètres au moins, correspondant à la faille NW limitant à l'Ouest le Plan Ambroise et séparant le gouffre Straldi du groupe du Cappa. Elles mettent en évidence, en outre, la surimposition transversale du réseau hydrographique souterrain à l'antiforme du Marguareis (Eusebio *et al.*, 1986).

Le système hydrographique souterrain se développe dans la couverture sédimentaire de l'élément structural du Marguareis. Son émergence, par contre, s'effectue dans le substratum permo-houiller, au Nord du décrochement senestre du Piscio del Pesio, matérialisé par la falaise de Testa di Murtel—Passo di Baban, présentant la superposition de la couverture sur le substratum permo-werfénien. La résurgence du Pesio 18 et les sources du Pesio voisines se localisent dans le versant de Permien décompressé, sur les accidents conjugués N 65. L'accident du Piscio del Pesio est doublé, au Sud, par celui du Passo del Duca.

Le cours inférieur du réseau hydrographique souterrain, au sein de la Conca delle Carsene et du massif de la Testa di Murtel, doit avoir une direction générale N 160 - N 170, et doit traverser les deux accidents majeurs, en les empruntant très certainement, et pénétrer dans le substratum au Sud de l'accident du Piscio del Pesio.

### **Le système de la résurgence de la Foce**

Le système de la Foce (fig. 23) diffère du précédent en ce qu'il ne concerne pas seulement un seul élément de socle—couverture limité par les décrochevauchements, mais se développe dans trois éléments en contact anormal : l'élément du Marguareis, l'élément de Pian Ballaur et l'élément de Rocca Fera. Il comporte dans le versant de Pian Ballaur un premier groupe de

gouffres maillés par un réseau dense de galeries. Celui-ci comprend : la *grotte de Piaggia-Bella* (**PB** ; - 640 m ; x = 1029,135 ; y = 221,410 ; z = 2157) à partir de laquelle se développe un système de 12 km de galeries atteignant au point le plus bas - 640 m (au niveau d'un siphon) ; le *gouffre de Caracas* (**CA** ; - 413 m ; x = 1029,736 ; y = 221,497 ; z = 2297 m) dont la jonction se réalise avec le gouffre de Piaggia-Bella à - 413 m au niveau de la galerie des Pieds-Humides ; le *gouffre Jean-Noir* (**JN** ; - 311 m ; x = 1029,643 ; y = 221,349 ; z = 2246) dont la jonction avec le réseau de Piaggia-Bella s'effectue à - 311 m ; le *gouffre Solai* (**SO** ; - 240 m ; x = 1029,600 ; y = 220,846 ; z = 2033 m) qui rejoint le système de Piaggia-Bella à - 195 m ; le *gouffre du Gola del Visconte* (**GV** ; - 330 m ; y = 1029,639 ; y = 221,776 ; z = 2272) dont la jonction avec le système de Piaggia-Bella se réalise à - 280 m au niveau de la galerie Hemming ; le *gouffre des Pieds-Secs* (**PS** ; - 220 m ; x = 1029,719 ; y = 221,594 ; z = 2270) dont le raccord avec le réseau de Piaggia-Bella est probable ; le *Bucco delle Radio* (**BR** ; x = 1029,133 ; y = 221,314) équivalent de la grotte de Piaggia-Bella en tête du réseau ; la *grotte de l'Indien* (**IN** ; x = 1029,506 ; y = 221,245) ; le *gouffre Deneb* (**D.E.** ; x = 1029,784 ; y = 221,267).

Ce réseau de Piaggia-Bella est en relation vers le Nord-Est avec le *gouffre Gache* (**GE** ; - 558 m ; x = 1030,190 ; y = 222,051 ; z = 2513) appartenant au système du Piscio (Ellero). La partie inférieure du réseau est en relation avec le réseau hydrographique souterrain qui se développe à l'Est, à partir du *gouffre Omega 5* (**O5** ; - 215 m ; x = 1030,939 ; y = 221,655), du *gouffre C1* (**C1** ; x = 1030,932 ; y = 221,520 ; z = 2530 m) et du *gouffre Carciofo* (**CO** ; - 554 m ; x = 1030,743 ; y = 221,376 ; z = 2357) dont le réseau rejoint le système de Piaggia-Bella à l'altitude 1 804 m au niveau de la rivière Tyrolienne. Le réseau de Piaggia-Bella se développe ensuite en direction du *gouffre des Mastrelles* (**MA** ; x = 1029,745 ; y = 220,396 ; z = 1921) et du *gouffre du Nevado-Ruiz* (**NR** ; x = 1029,700 ; y = 220,540), qui sont tous deux appendus sur celui-ci. Au Nord, un réseau collatéral se développe à partir du *gouffre Filologa* (**FI** ; x = 1029,590 ; y = 220,732 ; z = 2022). Ce réseau se perd au niveau du versant nord de la Gola della Chiusetta à l'altitude 1617 m, à l'Ouest du Passo delle Mastrelle.

Le réseau de Piaggia-Bella proprement dit, au-delà des Mastrelles se poursuit vers le Sud-Ouest dans le versant nord de la Gola della Chiusetta où il se perd au niveau d'un siphon à l'altitude 1 680 m. Le réseau se retrouve quelque 400 mètres plus à l'WSW où il a été reconnu à l'altitude 1 600 m, amorçant un trajet en forme de crosse qui traverse le vallon dei Maistri à la verticale de San-Domenico. Le réseau hydrographique souterrain, qui se présente sous forme d'un dispositif anastomosé de galeries, se dirige en direction de la *résurgence de la Foce* (**FO**) en suivant l'allongement, même, du chaînon de Rocca del Fera. L'extrémité reconnue de ce réseau se situe à l'altitude 1 480 m, à la verticale du mont Flamalgal (2 218 m). Dans ce secteur, même, il est relié au réseau du *gouffre Labassa* (**LA** ; x = 1029,080 ; y = 219,620 ; z = 2184 m), de l'*Abisso Armadur* (**A.A.** ; x = 1029,380 ; y = 219,280 ; z = 2139) et des *gouffres du Fera* (**FE** ; x = 1029,500 ; y = 219,260 ; z = 2155).

Au niveau de la traversée du vallon dei Maistri, en rive droite, au Sud de San-Domenico, le réseau de Piaggia-Bella reçoit l'émissaire du col des Seigneurs. Celui-ci est alimenté par le groupe des gouffres du col des Seigneurs qui comporte notamment (voir la figure 22), le *gouffre du Trou-Souffleur*

(24.14 TS ; - 420 m ; y = 1026,500 ; y = 220,465 ; z = 2141 m), le *gouffre Valante F3* (3 ; - 342 m ; x = 1 026,826 ; y = 220,679 ; z = 2189), le *gouffre Saracco F5* (5 ; - 507 m ; x = 1026,770 ; y = 220,452 ; z = 2122) relié au *gouffre des Pas-Perdus F33* (33 ; - 507 m ; x = 1026,887 ; y = 220,274 ; z = 2160), le *gouffre Joël* (24.80 ; - 405 m ; x = 1026,470 ; y = 220,675 ; z = 2149) et les différents gouffres implantés sur la figure 21, à savoir les gouffres 24-12, 24, 25, 36, 10, 40, 6, 66, référencés par l'inventaire de Y. Greach.

L'extrémité reconnue du réseau de Piaggia-Bella se localise au niveau des résurgences des gorges de la Fascette qui tronçonnent selon une direction N 40 le chaînon du Rocca del Fera—Cima di Pian-Cavallo. Entre la perte située à la verticale du Flamalagal à l'altitude 1 480 m et les résurgences, ne sont connus sur le tracé vraisemblable du réseau que la grotte Rocmes et son réseau développé sur quelque 200 mètres. Ce dispositif se localise à la verticale du sommet 2117 (GR ; x = 1030,000 ; y = 219,040 ; z = 2055). Au niveau des gorges de la Fascette s'observent, en premier lieu, la *perte du rio Negrone* ou *Garb'Do-Buteau* (GB ; x = 1032,040 ; y = 217,500 ; z = 1224 m), en second lieu, le réseau de l'Arma-del-Lupo (AL) comprenant l'*Arma-del-Lupo supérieur* (x = 1032,100 ; y = 217,610 ; z = 1264) et l'*Arma-del-Lupo inférieur* (x = 1032,100 ; y = 217,580 ; z = 1229 et 1217) qui sert de résurgence lors des fortes crues, en troisième lieu, la *résurgence de la Foce* (x = 1032,350 ; y = 218,050 ; z = 1178). La résurgence de la Foce est l'exutoire du dispositif hydrographique souterrain de Piaggia-Bella comme il a été démontré (Oddou, 1979) par les colorations qui ont été effectuées à Piaggia-Bella, au Trou-Souffleur, au gouffre Sarraco FS, au gouffre Valante F3 et au Garb'do-Buteau, et qui ont émergés à la Foce (voir le tableau p. 74, in Oddou, 1979). Le dispositif de l'Arma-del-Lupo, qui lui est connexe, couvre plus de 2 900 mètres de galeries et comporte des salles où sont installés des lacs souterrains (lago Grande, lago Freddo, lago Caldo).

### **Contexte structural et développement du réseau karstique**

Le dispositif en réseaux s'est développé en fonction des mêmes facteurs structuraux que dans le cas du système du Pesio 18, mais le dispositif des décrochevauchements limitant les panneaux de socle-tégument — couverture, est intervenu d'une manière caractéristique, comme le montre la figure 23, en canalisant les tronçons du réseau. On reconnaît ainsi : le tronçon de Piaggia-Bella *stricto sensu*, développé au sein de l'élément de Pian Ballaur—Piaggia-Bella, à la retombée occidentale de l'antiforme tardive à noyau de Trias moyen, enserré entre les contacts anormaux du décrochevauchement à pendage inverse (voir les valeurs angulaires sur la figure) du Gola de la Chiusetta (1) et du Colle del Pas (8) ; le tronçon du col des Seigneurs, développé au sein de la partie orientale de l'unité du Marguareis, à la retombée sud-occidentale de l'antiforme tardive du Marguareis à noyau de Trias moyen de la Cima La Palu, enserré entre les contacts anormaux des décrochevauchements à pendage inverse du Colle del Pas (8) et du Gola de la Chiusetta (1) ; enfin, le tronçon du Rocca del Fera développé au sein de la goulotte du repli d'entraînement synforme affectant la tête plongeante du pli couché de l'unité de Upega—Nava (Lanteaume, 1962, 1968), enserré par le décrochevauchement della Gola della Chiusetta (1) et celui du Negrone (2) au Nord, et le contact anormal majeur entre le Briançonnais et la nappe

FOCE

- ★ Gouffre (XX)
- \* Point bas reconnu

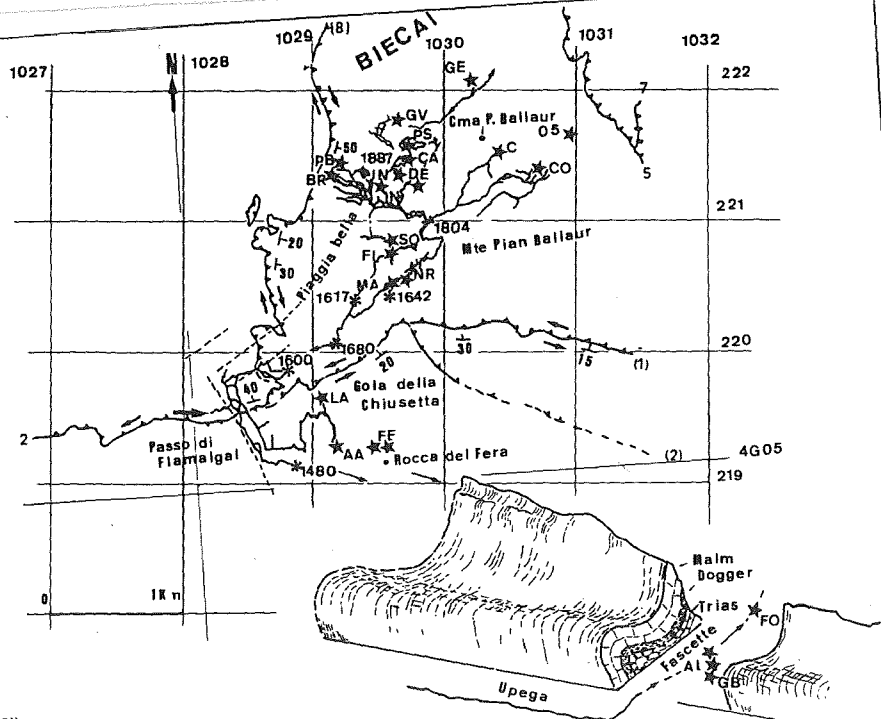


Fig. 23 - Schéma structural mettant en évidence la corrélation entre le dispositif de décrochevauchements conjugués et la localisation du réseau hydrologique souterrain de la Foce représenté par sa projection en surface. Les gouffres représentés par une étoile sont caractérisés par un sigle explicité dans le texte. Les points particuliers du réseau sont caractérisés par leur altitude. La localisation du secteur concerné est présentée figure 11.



du Flysch à helminthoïdes (A 1). Le noyau, en position relative extrusive, de l'élément structural à matériel permio-houiller de Carmino—Viozène (G), forme un écran que le réseau de Piaggia-Bella dû contourner à son extrémité nord-ouest, au niveau de la Gola della Chiusetta. En fonction même, des inflexions dues à la déformation tardive D 3, le raccordement des tronçons du col des Seigneurs et de Piaggia-Bella n'a pu se faire qu'au niveau de la Gola della Chiusetta—San-Domenico dans le secteur d'intersection entre les couvertures sédimentaires des trois éléments, et l'exutoire n'a pu se développer qu'en fonction de la morphologie en goulotte inclinée vers l'ESE de la structure de Upega—Nava. Le franchissement des contacts anormaux est intervenu en fonction du développement des accidents N 170-N 155 dont l'allongement est proche de la normale à l'allongement maximum X. Ils ont été préférés à la discontinuité lithologique que constitue le décrochement de la Chiusetta quasi perpendiculaire à la direction du raccourcissement maximum.

La localisation des émergences au niveau des gorges de la Fascette ne peut s'expliquer uniquement par la morphologie en cañon transversal de celles-ci, coupant la goulotte de Rocca del Fera. Elle est due apparemment au faisceau d'accidents N 60-N 65 qui affectent le secteur et déterminent apparemment la perte du Negrone et la localisation même de la résurgence du Foce. Il est très vraisemblable qu'un réseau hydrographique souterrain, inactif actuellement, existe en prolongation, au long du chaînon de l'Alpe-di-Cosio en direction de Nava.

### **Le système du Piscio**

Le système du Piscio est caractérisé actuellement par le *gouffre Gaché* (GE ; - 558 m ; x = 1030,190 ; y = 222,051 ; z = 2513) en relation vers le Sud-Ouest avec le réseau de Piaggia-Bella par la Gola del Visconte (Oddou, 1979) et son exutoire situé au Nord-Est (selon la direction N 40) à plus de deux kilomètres de distance dans le versant septentrional des Rocche Biecai. Cette résurgence correspond aux Sorgenti Piscio (x = 1031,100 ; y = 224 ; z = 1750) qui alimentent le torrent Ellero. L'existence du système hydrographique souterrain a été démontrée par coloration à la fluorescéine (Oddou, 1979).

Le système se développe au sein de l'élément de Pian Ballaur. La résurgence s'effectue à la base de la couverture sédimentaire au niveau du tégument, en fonction d'accidents d'orientation N 60, en limite du décrochement de la Cime de la Saline (5).

### **La résurgence du Carlaccio**

La résurgence du Carlaccio (x = 1021,210 ; y = 225,275 ; z = 1490) se situe au revers occidental du mont Jurin, à la base du Trias moyen où elle a été reconnue par C. Fighiera le 26.10.69 (*in* Oddou, 1979) qui a mis en évidence, sur quelque 200 mètres, un système de galeries orientées N 100-N 110. Elle se localise sur un satellite plus septentrional du décrochement du Piscio del Pesio, comme la Fonte Fraciot située plus au Sud qui est aussi une résurgence au sein du Trias moyen.

### Systèmes hydrographiques souterrains du domaine subalpin

Le système hydrographique souterrain le plus important actuellement reconnu (Baïssas, 1967) est celui des sources de Notre-Dame-des-Fontaines qui comporte, dans l'état actuel des connaissances, le *gouffre du Sanson* ( $-305$  m ;  $x = 1027,060$  ;  $y = 207,015$  ;  $z = 1580$ ), le *gouffre du Noce* ( $-130$  m ;  $x = 1026,650$  ;  $y = 208,260$  ;  $z = 1180$ ) et l'exutoire constitué par les *sources supérieures de Notre-Dame-des-Fontaines* qui sont intermittentes. Les sources inférieures, pérennes, n'ont pas été affectées par les colorations réalisées à partir des deux gouffres et n'appartiennent pas apparemment au même système hydrologique souterrain.

J. Baïssas a mis en évidence (1967) que le gouffre du Sanson, dont l'entrée s'ouvre au contact du Nummulitique et du Crétacé supérieur de l'écaïlle du vallon du mont Noir (Lanteaume, 1956, 1962, 1968), traverse cet élément structural pour pénétrer à  $-135$  m dans le flysch paléogène subordonné et atteindre le Crétacé supérieur après avoir traversé le flysch sur 46 mètres, les calcschistes du Priabonien sur 19 mètres et le Paléogène calcaréo-gréseux sur 40 mètres.

Le gouffre du Noce, quant à lui, s'ouvre dans le flysch paléogène et pénètre dans la série carbonatée paléogène qu'il traverse sans atteindre, au point le plus bas actuellement reconnu, le substratum du Crétacé supérieur.

Les résurgences de Notre-Dame-des-Fontaines se localisent dans la partie sommitale du Crétacé supérieur subordonné au Paléogène du mont Pinet. Le trajet de quelque trois kilomètres entre le Sanson et Notre-Dame-des-Fontaines, et celui de l'ordre de deux kilomètres entre le Noce et les résurgences, s'effectuent au travers des structures plicatives polyphasées axées N 130-N 140, très vraisemblablement en fonction des multiples accidents, notamment de ceux de direction N 160 qui sont particulièrement bien exprimés dans le Mésozoïque de La Brigue.

Il convient de citer, en outre, dans ce secteur de La Brigue, le *gouffre du Géréon* ( $-48$  m ;  $x = 1023,510$  ;  $y = 206,690$  ;  $z = 1040$ ) qui s'ouvre dans le Néocomien du versant oriental de la Cime de Durasque, le *gouffre du Four-à-Chaux* ( $x = 1024,430$  ;  $y = 210,050$  ;  $z = 795$ ) localisé en rive gauche de la Levense et les *pertes de la Levense* ( $-61$  m ;  $x = 1022,650$  ;  $y = 209,400$  ;  $z = 755$ ) qui se localisent dans le lit de la rivière, en rive gauche, s'ouvrent dans le Jurassique supérieur et sont déterminées par les faisceaux de failles bien exprimées dans les massifs de Boseille et de Riodure encadrant la Levense.

La feuille Viève—Tende comporte la résurgence d'un système hydrologique souterrain, essentiellement développé sur la feuille voisine Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon et généralement méconnu. Il s'agit du système des *pertes de la Valmasque* (ou *pertes des Granges-de-Scionin*) qui intervient au niveau de l'ennoyage du socle et tégument de Werfénien du flanc sud, normal, de la synforme polyphasée de Vei-del-Bouc, sous la couverture sédimentaire décollée du mont Chajol (Vaslet, 1978). La résurgence se réalise au *Rocher de la Masquette* à Viève, à quelque six kilomètres à l'Est, encore au

contact entre le socle et la couverture. Le dispositif hydrologique souterrain se développe selon ce contact plongeant fortement vers la vallée de la Roya.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### *HYDROGÉOLOGIE*

Les formations carbonatées et gréseuses constituent les principaux niveaux aquifères : grès et arkoses permien, calcaires et dolomies liasiques et jurassiques, flysch du « complexe des Grès d'Annot », alimentent de nombreuses sources de débit faible à moyen (quelques l/s). Les calcaires et marno-calcaires du Turonien supérieur—Sénonien donnent également naissance à quelques émergences.

Les nappes, discontinues et de type fissural, ont pour substratum imperméables les pélites permien, les schistes péliques, marnes et cargneules triasiques ou les marnes et marno-calcaires du Crétacé moyen et du Bartonien. Parfois clairement liées à des failles ou des contacts anormaux, les émergences sont fréquemment masquées par des formations superficielles, éboulis ou alluvions, qui interviennent comme aquifère-relais voire, plus rarement, comme imperméable provoquant l'émergence des eaux.

Au Nord du secteur, un karst se développe probablement en raison de l'intense fracturation dans les niveaux calcaires du Dogger, du Malm et du Néocomien. Les émergences sont situées en Italie.

Les sources (La Foux, plus de 4 l/s, et Bon-Perthus, moins de 6 l/s pour La Brigue ; Castagné et Sage pour Saint-Dalmas-de-Tende, etc.), assurent en quasi-totalité l'alimentation en eau potable des agglomérations, voire les irrigations (La Foux).

### *GÎTES MINÉRAUX*

Situé entre les agglomérations de Tende et Saint-Dalmas-de-Tende, et dominant de 300 m la RN 204, le petit *indice de galène de Channels*, dans le tégument de la bordure est du massif de l'Argentera, est le seul représentant connu des minéralisations qui se développent largement sur la feuille voisine Saint-Martin-Vésubie—Le Boréon, et qui appartiennent au rameau à gîtes polymétalliques des massifs cristallins externes. Il est cependant d'un type très particulier.

Le gîte de Channels est en effet localisé à seulement quelques mètres en-dessous des grès du Trias basal, dans la frange sommitale rubéfiée des pelites vertes du Permien des Merveilles. Il consiste en une série de filonnets quartzeux parallèles, subverticaux, de 5 à 10 cm de puissance chacun, orientés NNE-SSW. L'étude, au microscope, de la paragenèse métallique très altérée, révèle galène, chalcopyrite, pyrite, tétradymite, aikinite, rezbanyite, or natif, cosalite, cuivre gris, kobellite, tellurobismuthite, blende, covellite, dans une gangue de quartz et chlorite (Picot et Vernet, 1963).

Outre l'abondance de minéraux rares de bismuth, cette paragenèse s'individualise, au sein de l'ensemble des Alpes du Sud, par la présence de minéraux de tellure, élément caractéristique, dans le monde, des gîtes liés au volcanisme. Avec le filon à tellure et sélénium du Nord du Colle Rousse sur la feuille Saint-Martin-Vésubie, les fentes de tension de Chanel, qui s'apparentent par leur situation géologique aux minéralisations liées aux strates de type « red beds », pourraient être reliées de façon lointaine, en ce qui concerne la source des métaux, au volcanisme permien de cette région, dont l'ampleur jusqu'à présent insoupçonnée vient d'être dévoilée sur les feuilles Saint-Martin-Vésubie et Puget-Théniers.

Hormis quelques fentes de quartz à fer oligiste (hématite) dans le vallon d'Arimonde (commune de Tende) sur la feuille Viève, on ne connaît pas d'autres indices. Quoique de type nettement « familier » ils sont épigénétiques et à mettre en parallèle avec les « fentes alpines » qui sont nombreuses dans tout le massif de l'Argentera—Mercantour.

Aucun de ces indices n'a fait l'objet d'une tentative d'exploitation, tandis que le Permien et le Trias basal sont bien minéralisés sur les feuilles voisines (plomb, zinc, cuivre, uranium).

C'est à Saint-Dalmas-de-Tende que la société italienne C.E.I. traitait par voie électrolytique le minerai provenant de la mine de zinc et plomb argentifère de Vallauria, située sur la feuille Saint-Martin-Vésubie. L'exploitation a cessé en 1927. On voit encore à Saint-Dalmas les ruines de l'usine et celles du transporteur aérien qui la reliait à la mine (Mari, 1982).

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### *SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES*

Le réseau des anciennes routes stratégiques italiennes de crête reliant les forts, et les chemin muletiers, voies de pénétration ancestrales du massif de l'Argentera—Mercantour et de la haute chaîne liguro-piémontaise, permettent un grand nombre d'itinéraires géologiques transverses à l'édifice structural. Les routes stratégiques sont reliées à l'axe routier de la vallée de la Roya (NP 204) par l'ancienne route du col de Tende abandonnée au profit du tunnel routier et les routes toutes nouvelles de Saint-Dalmas—Les Mesches—Casterine, de l'Amitié (La Brigue—Collardente par la Baisse de Scarrason), de Triora—Collardente par le col Langan ou par Creppo, du col de San-Bernardo à Monesi, enfin de Viozène à Monesi par Upega.

● Les itinéraires recommandés pour l'étude du **socle-tégument** et des relations de celui-ci avec la couverture sédimentaire décollée sont :

— l'itinéraire par la vieille route de Tende à la Baisse de Peyrefique par le col moyen, permettant notamment de mettre en évidence le « seuil » de Tetto-Novo dans la boutonnière de Tende—Mastricou, l'« ombilic de la Beonia » dans le versant de Spège et d'étudier le contact socle-tégument — couverture des Rochers de Saint-Sauveur à Tende et du secteur de Spège ;

— l'itinéraire qui, de Saint-Dalmas-de-Tende rejoint Granile par la nouvelle route, puis emprunte le muletier Granile—Bergue supérieur et rejoint la vallée de la Roya, en amont de Fontan, par la route de Bergue (supérieur et inférieur) au château de Causéga ; l'intérêt de cet itinéraire consiste particulièrement dans l'étude du pli couché polyphasé de Trias moyen de Bonsapel et les panoramas qu'il offre sur le dispositif socle-tégument — couverture en rive gauche de la Roya (Lanteaume, 1962, 1968 ; planche IX) ;

— l'itinéraire qui, de Tende par la NP 204, puis par le muletier des Granges-d'Arimonde—Agaysseou, rejoint Viève—Caramagne et permet une coupe du dispositif des chevauchements de la haute Roya (Vaslet, 1978 ; planches hors-texte de coupes).

● Les itinéraires recommandés pour l'étude de la **transversale massif cristallin-cristallophyllien de l'Argentera—Mercantour—Briançonnais ligure** sont :

— l'itinéraire classique du Réfrei, qui, depuis Tende par la vallée du Réfrei permet d'atteindre par d'excellents muletiers, le massif du Marguareis. Dans la vallée du Réfrei elle-même, entre Tende et la confluence cotée 1590 avec les vallons de Baracon et de Bachalon, on peut soit emprunter le muletier de la Pia—Réfrei qui donne une remarquable coupe, notamment du dispositif chevauchement de Castel-Tournou et de celui des Barres de Boaire—unité du col de Tende, (Lanteaume, 1962, 1968 ; pl. XIII, fig. 2), soit suivre le muletier de l'Escalette qui permet l'étude du Paléogène subalpin au Pas de l'Escalette, offre, aux Rochers de Servie un panorama sur le dispositif de l'unité du col de Tende des Barres de Boaire et de Fort-Pépin (Lanteaume, 1962, 1968 ; pl. XII, fig. 2, pl. XIII, fig. 1 et 4), recoupe à Gravalune l'unité de Réfrei—Gravalune de la zone des lambeaux de charriage (Lanteaume, 1962, 1968 ; pl. XVI, fig. 2) et traverse la nappe du Flysch à helminthoïdes entre la cote 1806 et 1590 ; à la cote 1590 s'observent le contact entre le Briançonnais ligure et la nappe du Flysch à helminthoïdes. Au-delà, l'itinéraire par la Vacherie-de-Malabergue et le Plan de Chevalai permet d'atteindre le col des Seigneurs en traversant la partie frontale du Briançonnais externe et d'étudier particulièrement les plis couchés P1/S1 du Castel Frippi affectés par la déformation P2/S2 ;

— un second itinéraire part du col de Tende et emprunte la route stratégique qui, par le col du Bric-Campanino, le col de la Perle et le col de la Boaire, permet d'atteindre le massif du Marguareis en son cœur-même au Plan Ambroise. Il est recommandé de compléter la coupe offerte par le trajet col de Tende—col du Bric-Campanino (Lanteaume, 1962, 1968 ; planche XII, photo 1), par l'itinéraire qui emprunte l'ancienne route militaire du Fort-Pépin par le Fort-Taborde, et qui permet l'étude du flysch paléogène subalpin polyphasé, donne un remarquable panorama sur l'Argentera—Mercantour, le dispositif de Vei-del-Bouc, l'unité de Rocca dell'Abisso et la dorsale du Cotto-Mien—Monte Vecchio (Lanteaume, 1962, 1968 ; pl. X, fig. 1), et offre la possibilité d'étudier le dispositif en plis couchés polyphasés de l'unité du col de Tende au Fort-Pépin. Au-delà du col du Bric-Campanino, au long de la route ou sur la crête Cime du Bec-Roux—Cime du Bec, l'itinéraire offre une coupe remarquable de la superposition unité du col de Tende — zone des lambeaux de charriage (élément de 2215 ; Lanteaume, 1962, 1968 ; pl. XIV) et nappe du Flysch à helminthoïdes, jusqu'au col de la

Perle où s'observe le contact de celle-ci avec le Briançonnais ligure. Au-delà du col de la Perle, la route pénètre dans le domaine du Briançonnais ligure, offre une coupe subméridienne de celui-ci qui, du col de la Perle au Colle Piane, permet d'étudier la déformation antiforme de la schistosité S2, la klippe suprabriançonnaise de Flysch à helminthoïdes du col de la Boaire, le décrochement senestre Est-Ouest du vallon de la Boaire et la klippe de Flysch à helminthoïdes de Colle Piane ;

— un troisième itinéraire part de Saint-Dalmas-de-Tende et permet, par la route de l'Amitié, de réaliser une coupe de la couverture subalpine depuis son contact avec le socle-tégument (entre Saint-Dalmas-de-Tende et La Brigue) et d'étudier les chevauchements du vallon du mont Noir — la Marta (Lanteaume, 1956) entre La Brigue et la Baisse de Sanson—la Marta. Au-delà, dans la région de Collardente, il offre la possibilité d'observer le dispositif des schistes à blocs affleurant remarquablement au long de la route et d'étudier la klippe sédimentaire kilométrique du point coté 1762 au Nord du mont de Collardente. Au Pas de Collardente, il est recommandé de faire une incursion au long de la route militaire du versant occidental du mont Sacarel pour observer le dispositif de schistes à blocs et d'éléments dilacérés de la zone des lambeaux de charriage subordonnés à la nappe du Flysch à helminthoïdes, le contact basal de la nappe et la troncature des structures plicatives de celle-ci, notamment au niveau d'un remarquable pli à noyau de complexe de base affleurant dans le versant de Polignaue (entre les cotes 1718 et 1748), afin de profiter d'un panorama exceptionnel sur le versant sud-occidental du mont Tanarel—Cime de Missoun—mont Bertrand (flysch paléogène subalpin, zone des lambeaux de charriage, nappe du Flysch à helminthoïdes avec l'antiforme du Puy-du-Cœur et le pli couché du mont Bertrand). Au-delà du Pas de Collardente en direction de Monesi, l'itinéraire passe au pied même des éléments de Rocca Barbona et de Dreggo appartenant à la zone des lambeaux de charriage, au contact avec le flysch paléogène rétrodéversé, puis recoupe le contact entre ces unités et la nappe du Flysch à helminthoïdes (Lanteaume, 1962, 1968 ; pl. XIX, XX, XXII) pour pénétrer dans le domaine de la nappe du Flysch à helminthoïdes qu'il va traverser jusqu'au col des Selles-Vieilles. Cette traversée permet l'étude exhaustive du faciès du Flysch à helminthoïdes et des structures (il est recommandé, d'emprunter, au niveau de la bifurcation menant au Case-Cacciatori [virage cote 1903], le muletier qui mène au col Roux d'où l'on a une remarquable vue sur le dispositif en pli couché du mont Bertrand et son noyau de complexe de base). Au col des Selles-Vieilles s'observe le contact entre le complexe de base en série renversée de la nappe du Flysch à helminthoïdes et le Briançonnais ligure avec une vue remarquable sur son extension du côté oriental vers Upega et du côté occidental vers le col de la Perle. Au long de la route qui mène au col des Seigneurs et au Plan Ambroise, on pourra étudier la structuration du Briançonnais ligure, observer un panorama depuis le Passo di Flamagal sur le dispositif en décrochevauchement du Colle del Pas (fig. 11 et 22) et la méga-antiforme tardive du massif du Marguareis, enfin étudier au niveau de la Cime de Pertegue, le décrochevauchement senestre de la Gola della Chiusetta (fig. 11 et 22) ; au col des Seigneurs, on retrouvera la klippe de Flysch à helminthoïdes signalée précédemment (itinéraire 1).

● Les itinéraires recommandés concernant le **Briançonnais ligure** lui-même, effectués à partir du Plan Ambroise sont les suivants :

— Plan Ambroise, route militaire jusqu'au col du Castel-Chevalaï (Dogger, Malm, hard ground), gouffre de la Mariée, (Crétacé supérieur, dispositif en failles normales de l'Ouest de Plan Ambroise), puis rejoindre le muletier de Carsène—Colle Piane (déformations du Crétacé supérieur) ; à Colle Piane étude du décrochevauchement de Colle Piane (fig. 10), du contact entre la klippe de Flysch à helminthoïdes et le Mésozoïque et Paléogène carbonaté du Briançonnais, de la succession mésozoïque du versant oriental de l'élément de la Fascia ; de Colle Piane au Gias-dell'Ortica, étude du contact du décrochevauchement ; au Gias-dell'Ortica, étude de la klippe de Flysch à helminthoïdes du Bric Bassa-del-Carbone et Passo del Ducca ; au Passo del Ducca—Colle del Prel, panorama sur le Briançonnais ligure de la région de Certosa-di-Pesio (tégument du Monte Besimauda et de la haute vallée du Pesio, élément de couverture de la Fascia et de la Punta Bartivolera, décrochements du Piscio del Pesio, plaine du Pô en arrière plan).

*Nota* : depuis le Passo del Ducca, une ancienne route stratégique permet de compléter cet itinéraire jusqu'à Certosa-di-Pesio en traversant le parc régional de la haute vallée du Pesio ;

— Plan Ambroise—col de Scarasson et Conca delle Carsene : à l'ENE du col, en direction du Castel de l'Aigle, on pourra observer des têtes de plis P1 de Jurassique à enveloppe de hard ground ; de la Conca delle Carsene, depuis l'entrée du gouffre de Scarasson, on pourra observer un panorama remarquable sur le dispositif de plis P1 à noyau de Jurassique supérieur, déformés par les plis P2 ; cet itinéraire permet d'étudier le karst de la Conca delle Carsene, célèbre par ses gouffres (voir le chapitre concernant le réseau hydrologique souterrain du groupe de Pesio 18) ;

— Plan Ambroise—sommet du Marguareis par le col de la Galine : l'intérêt consiste essentiellement dans l'observation de l'antiforme tardive du Marguareis et dans le panorama 380° observable depuis le sommet du Marguareis ;

— environs de Plan Ambroise : étude du complexe de base constituant la klippe de Flysch à helminthoïdes de Plan Ambroise et de la semelle de schistes à blocs paléogènes au long du chevelu de ravins du réseau hydrographique se perdant dans l'embut de Plan Ambroise ; étude du Nummulitique carbonaté briançonnais du graben Nord-Sud de Scarasson—Plan de Chevalaï et du dispositif structural polyphasé affectant le Crétacé supérieur et le Nummulitique ; étude détaillée des plis couchés P1 polyphasés du Castel Frippi—Castel Chevalaï selon les ravins SW—NE découpant le massif ; étude du Mésozoïque du versant des Navelles, particulièrement du faciès Guillestre affecté par un réseau de stylolites, des calcaires à silex du Malm avec relictés de plis P1 matérialisés par les silexites, du Dogger fossilifère du col de la Galine ; les gouffres de Plan Ambroise—Plan de Chevalaï, des Navelles, du col des Seigneurs, et de la Conca delle Carsene (voir le chapitre consacré aux réseaux hydrographiques souterrains).

Le support cartographique de la feuille Viève—Tende n'est pas à jour en ce qui concerne les routes nouvelles. Il est conseillé de consulter la coupure IGN à 1/25 000 3841 Ouest.

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier un itinéraire, dans le **guide géologique régional : Alpes-Maritimes, Maures, Estérel**, par R. Campredon et M. Boucarut (1975), Masson édit. ; itinéraire 7 : Nice, Tende, Barcelonnette.

### BIBLIOGRAPHIE

AICARD P., AUTRAN A., GÉRARD J., LOUGNON J. (1968) — Sur l'âge tertiaire syntectonique et synmétamorphique du gisement plombo-zincifère de Valauria (commune de Tende, Alpes-Maritimes). *Bull. BRGM*, (2), II, 1, p. 5-14.

ASCHERI A. (1955). — Geologia della media Valle Gesso nella zona tra Valdieri Entracque et Roaschia (Alpi marittime). Soc. Anti. Graf. S. Abbondio édit., Como, 45 p.

BAISSAS P. (1967) — Grottes et avens de La Brigue (A.M.). Étude spéléologique. *Bull. Musée anthropol. préhist. Monaco*, 14, p. 187-206.

BAJO F., BALBIANO C., BINI A., QUINIF Y. (1986) — Note morfologiche sul alcune cavità della zona Conca delle Carsène - Pian Ambrogi (Marguareis) : Abisso dei Perdus, Abisso Calla, Gouffre des Trois. *Atti del Conu. Int. le sul carso di alta montagna*, Imperia, 4 maggio 1982, 2, p. 1-19.

BALDACCI L., FRANCHI S. (1900) — Studio geologico della gallaeria del Colle di Tenda (Linea Cuneo-Ventimiglia). *Bull. R. Com. geol. italiana*, t. XXXI, p. 33-87.

BLOCH J.P. (1958) — Une coupe du Trias des Alpes ligures italiennes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, p. 204.

BLOCH J.P. (1966) — Le Permien du domaine briançonnais ligure. Essai de chronologie des formations anté-triasiques. Atti del Symposium sul Verrucano (Pisa, settembre 1965). *Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Pisa, p. 99-115.

BLOCH J.P., KIENAST J.R. (1963) — Présence de lambeaux de Flysch à Helminthoïdes dans les hauts massifs occidentaux des Alpes ligures italiennes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 2, p. 31-32.

BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M., NEUMANN M. (1986) — Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Éocène dans les Alpes maritimes franco-italiennes et les Basses-Alpes. *Mém. BRGM*, 58, 11-26.

BODELLE J. (1971) — Les formations nummulitiques de l'arc de Castellanne. Thèse, univ. Nice. *Doc. du BRGM*, n° 2, 2 vol., 581 p.

BOSSI A., VANOSSI M. (1967) — Nuovi elementi paleontologici per la datazione dei terreni compresi tra la « formazione ad Elmintoidi » s.s. ed. il



« Brianzonese ligure » s.l. (Liguria occidentale). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, v. 17, p. 167-176.

BOUMA A.H. (1962) — Sedimentology of some flyschs deposits. Amsterdam, Elsevier édit., 168 p., 31 fig., 8 pl., 17 tabl., 3 pl.h.-t.

BRIZIO D., DEVEGIBUS C., EUSEBIO A., GALLO M., GOSSO G., RATTALINO E., ROSSI F., TOSETTO S., OXILIA M. (1983) — Guida all'escursione : i rapporti tra la zona brianzonese ligure e il flysch a elmintoidi, Massiccio del Marguareis (Limone-Piemonte — Certosa di Pesio, Cuneo, 14-15 settembre 1983). *Mem. Soc. Geol. It.*, 26, p. 579-595, 1 pl. h.-t.

CAMPREDON R. (1972) — Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. Thèse doctorat d'État, université de Nice, 521 p.

CAMPREDON R. (1977) — Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, 9, 199 p., 4 pl., 1 carte h.-t.

CAMPREDON R., HACCARD D., LANTEAUME M. (1967) — Précisions sur la stratigraphie de l'Unité briançonnaise du Marguareis (Massif du Marguareis, Alpes maritimes franco-italiennes). *Rend. Accad. naz. Lincei*, ser. VIII, vol. XLII (2), p. 223-232, Rome.

CAMPREDON R., HACCARD D., LANTEAUME M., MOULLADE M. — Sur la découverte d'Aptien supérieur et sur l'existence de faciès détritiques anté-éocènes dans la série du Col de Tende (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 267, p. 1031-1034.

CAMPREDON R., PORTAULT B. (1971) — Sur la présence de Maestrichtien dans l'Autochtone des Alpes maritimes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 272, p. 1580-1582.

CARON M., RIOULT M., ROYANT G. (1971) — Position stratigraphique de la croûte phosphatée et des calcschistes planctoniques dans le versant méridional de l'Armetta (Alpes ligures). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, 272, p. 704-706.

CERRO A., GIANOTTI R., VANOSSI M. (1969) — Nuovi dati sulla distribuzione del Carbonifero nella Liguria occidentale. *Atti. Acc. Naz., lincei, Rend. Cl. fis., mat. e nat.*, s. VIII, 46, 4, p. 449-456.

CONARD-NOIREAU M. (1988) — Le Crétacé supérieur en domaine subalpin méridional. Biostratigraphie par les *Globotruncanidae* et paléogéographie. Thèse doctorat ès Sc., univ. Maine, 281 p., 10 pl.

CORTESOGNO L., HACCARD D. (1979) — Présentation des principales unités constitutives de la zone de Sestri-Voltaggio et de leurs relations structurales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, s. 7, t. XX1, 4, p. 349-388.

DI STEFANO G. (1891) — Sui fossili titonici dei dintorni di Triora. *Boll. R. Com. Geol. It.*, t. XXII, p. 239-243.

ELTER P., HACCARD D., LANTEAUME M., RAGGI G. (1961) – Osservazioni sui rapporti tra flysch ad elmintoidi ed arenaria superiore nell'Appennino ligure e nelle Alpi marittime. *Bull. Soc. Geol. It.*, vol. LXXX, f. III, p. 115-120.

EUSEBIO A., BARTOLOMEO V. (1986) – L'abisso penthotal nel quadro del carsismo del massiccio del Marguareis (Alpi liguri). *Atti. del Conv. Int. le sul Carso di alta montagna*, Imperia, 4 maggio 1982, 2, p. 149-159.

FALLOT P., LANTEAUME M. (1955) – Le Col de Tende et le bassin du Rio Freddo (feuilles de Tende et du Boréon - partie est - et de Viève au 1/50 000<sup>e</sup>). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. III, n° 246 B (C.R. collab., 1954), p. 44-75.

FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) – Sur les dislocations de la zone du Flysch au nord et à l'est de Tende. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCXLII, p. 30-34.

FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) – Observations géologiques sur le chaînon du Monte Chiamossoro (Italie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCXLII, p. 311-314.

FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) – Sur la géologie du Col de Tende et de ses abords. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCXLII, p. 585-590.

FALLOT P., LANTEAUME M. (1956) – Feuille Le Boréon (7-8) et Viève (5-6) au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, 250 B. (C.R. Collab., 1955), p. 35-66.

FAURE-MURET A. (1955) – Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

FAURE-MURET A., FALLOT P. (1954) – Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentera-Mercantour (feuilles de St-Martin-Vésubie, Tende et Viève au 1/50 000<sup>e</sup>). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LII, 241 (C.R. Collab., 1953), p. 283-319.

FAURE-MURET A., FALLOT P. (1957) – Feuilles Le Boréon, Viève, Saint-Martin-Vésubie et Tende au 1/50 000<sup>e</sup>. Liaisons tectoniques et stratigraphiques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LV, 252, p. 189-198.

FAURE-MURET A., FALLOT P., BOLELLI E. (1956) – Sur les accidents alpins de la bordure orientale du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 243, p. 1813-1817.

FAURE-MURET A., FALLOT P., LANTEAUME M. (1957) – Sur les conglomérats lutétiens de la région de Tende et de La Brigue (haute Roya). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCXLIV, p. 1977-1982.

FERAUD J. (1981) – Ore veins linked to old emersion surfaces in the crystalline basement of Provence and of the external belt of the french-ita-

lian Alps. *In*: «Mineral deposits of the Alps» (IV<sup>e</sup> ISMIDA, Berchtesgaden). Springer Verlag, Berlin, Heidelberg (1983).

FERAUD J., PICOT P., PIERROT R., VERNET J. (1977) — Sur la répartition, la minéralogie et les éléments en traces des filons quartzeux à B.P.G.C. et des filons fluoro-barytiques du massif cristallin externe de l'Argentera (Alpes franco-italiennes). Filonnets dans les « red-beds », minéralisations « superficielles » et gîtes « profonds ». *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, t. 284, pp. 109- 112.

FIERRO G., VANOSSI M. (1965) — Nuovi elementi per la stratigrafia del Brianzonese ligure tra il T. corsaglia e il T. Pennavaira. *Atti dell'Istit. Geol. Univ. Pavia*, V. XVI, p. 17-35.

FOUCAULT A., POWICHROWSKI L. (1984) — Définition de l'Unité d'Imperia (Flysch à Helminthoïdes, Alpes ligures, Italie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 299, sér. II, 10, p. 657-660.

FRANCHI S. (1891) — II Giuralsico ed il Cretaceo nei dintorin di Tende, Briga Marittima e Triora nelle Alpi marittime. *Boll. R. Com. Geol. It.*, t. XXII, p. 226-299.

FRANCHI S. (1894) — Contribuzione atto studio del Titonico e del Cretaceo nelle Alpi marittime, eseguito nelle campagne 1891, 1892, 1893. *Boll. R. Com. Geol. It.*, t. XXV, p. 31-83.

FRANCHI S. (1898) — Sulla geologia di alcuni punti delle Alpi marittime e Cozie. Osservazioni dell'Ing. S. Franchi a proposito di una nota del Prof. A. Portis. *Boll. Soc. Geol. It.*, t. XVII.

FRANCHI S. (1898) — Due localita fossilifera nelle Alpi marittime. *Boll. Soc. Geol. It.*, t. XVII.

FRANCHI S. (1905) — A proposito della riunione in Torino della Societa Geologica di Francia. *Boll. R. Com. Geol. It.*, t. XXXVI, p. 308.

FRANCHI S. (1915) — La posizione della zona ad *Helminthoidea labyrinthica* nell'Eocene ligure e l'età dei supposti « Grès d'Annot ». *Boll. Soc. Geol. It.*, t. XXXIV, p. 297.

FRANCHI S. (1916) — Le « Arenavie di Annot » e la « zona ad *Helminthoidea* » nell'Eocene delle Alpi marittime e delle Appennini genovese. *Boll. R. Com. Geol. It.*

GABY R., GALLI J. (1964) — Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 259, 9, p. 417-420.

GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1973) — Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de « cargneules »

et de gypses des chaînes subalpines méridionales, implications structurales. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 276, D, p. 2363-2372.

GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1975) — Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XVII, 2, p. 242-259.

GUBLER Y. (1958) — Étude critique des sources de matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch, « Grès d'Annot ». *Eclog. Geol. Helv.*, t. LLI, 3, p. 942.

GUILLAUME A (1960) — Découverte de copeaux de flysch charriés sur la partie nord-occidentale du massif du Marguareis (Alpes maritimes franco-italiennes). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 251, p. 2731-2732.

GUILLAUME A. (1961) — Sur les flyschs du massif du Marguareis et ses abords (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. hist. natur. Doubs*, 63, p. 101-106.

GUILLAUME A. (1965) — Sur la géologie du massif du Marguareis et de ses abords (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. hist. nat. Doubs*, 67, 4, p. 69-81.

GUILLAUME A. (1969) — Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. *Docum. Lab. géol. fac. Sc. Lyon*, 30, p. 271-658.

GUILLAUME A., TOUSSAINT J.F. (1965) — Sur la structure des terrains post-werféniens de la partie sud-orientale de l'Argentera (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 261, D, p. 4785-4787.

HACCARD D. (1961) — La série du Flysch de Moglio-Testico de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 252 (D), p. 3609-3611.

HACCARD D. (1965) — Nouvelles données sur les spilites de la série de Moglio ; Nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, s. 7, t. VII, p. 147-151.

HACCARD D. (1975) — Les grands ensembles structuraux de la Ligurie entre Nice et Destri-Levante. *Bull. Soc. géol. Fr.*, s. 7, t. XVII, 6, p. 918-921.

HACCARD D. (1987) — Schéma structural des Alpes ligures et de l'Apennin septentrional. 1 carte avec légende.

HACCARD D., LORENZ C., GRANDJACQUET C. (1972) — Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). *Mém. Soc. Geol. It.*, t. 1, V.XI, p. 309-341.

HACCARD D. THIEULOY J.P. (1973) — Présence d'Ammonites de l'Albien dans les flyschs de Busalla de la zone de Sestri-Voltaggio (région de Gênes). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 277, p. 13-16.

ISSEL A. (1884-1885) – Appendice al discorso di inaugurazione dall'anno scolastico 1884-1885.

ISSEL A., MASSUOLI L., ZACCAGNA D. (1887) – Carta geologica della Riviera ligure e delle Alpi marittime pubblicata per cura della regione ligure e del Club alpino italiano – Gênes.

KERCKHOVE C. (1969) – La « zone du flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Trav. Lab. Géol. alpine*, Grenoble, 45, 203 p., 94 fig., 13 pl., 1 carte h.-t.

KIENAST J.R. (1963) – Étude géologique des hauts massifs calcaires des Alpes ligures. Mémoire D.E.S., univ. Paris, 122 p.

KUENEN P.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. (1956) – Sur les flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCXLIII, p. 1697-1701.

KUENEN P.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. (1957) – Observations sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 6, t. VII, p. 11-26.

LANTEAUME M. (1954) – Sur l'âge des lignites de la Roya. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 102-103.

LANTEAUME M. (1955) – Région des confins franco-italiens de La Brigue et de Breil (feuille de Tende au 50 000<sup>e</sup>). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. III, 246 B (C.R. Collab., 1955), p. 66-88.

LANTEAUME M. (1955) – Région des confins franco-italiens de La Brigue et de Breil (feuille de Tende au 50 000<sup>e</sup>). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIII, 246 B (C.R. Collab., 1954), p. 297.

LANTEAUME M. (1956) – Le Pays de Flysch à l'est et au nord de La Brigue de Tende (feuille de Tende et de Viève au 50 000<sup>e</sup>). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LIV, 250 B (C.R. Collab., 1955), p. 66-88.

LANTEAUME M. (1956) – Les dislocations de la série autochtone dans le bassin de La Brigue de Tende. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCXLII, p. 1496-1499.

LANTEAUME M. (1956) – L'allochtone dans le bassin de La Brigue de Tende. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 242, p. 1806-1809.

LANTEAUME M. (1956) – Observations sur les flyschs de la Ligurie occidentale (prov. d'Imperia, Italie). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 12, p. 199-202.

LANTEAUME M. (1957) – Nouvelles données sur le Flysch à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale (Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 6, t. VII, p. 115-123.

LANTEAUME M. (1958) – Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 6, t. VIII, p. 651-684.

LANTEAUME M. (1962) – Contribution à l'étude des Alpes maritimes franco-italiennes. Thèse et sujet proposés par le Jury, faculté des Sciences, Paris.

LANTEAUME M. (1968) – Contribution à l'étude des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.* (et CNRS), 405 p., 40 pl., 5 pl. en pochette.

LANTEAUME M. (1983) – Tectonique tardive et décrochements dans les Alpes maritimes franco-italiennes. *Mém. Soc. Geol. It.*, v. XXVI, p. 473-476.

LANTEAUME M., BEAUDOIN B., CAMPREDON R. (1967) – Figures sédimentaires du flysch des Grès d'Annot, synclinal de Peira Cava. Paris, édit. CNRS.

LANTEAUME M., HACCARD D. (1960) – Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. CCLI, p. 2733-2735.

LANTEAUME M., HACCARD D. (1961) – Stratigraphie et variations de faciès des formations constitutives de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Boll. Soc. Geol. It.*, t. LXXX, fasc. 4, p. 101-114.

LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B., LORENZ C. (1960-1963) – L'origine de la Nappe du Flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes-Apennins. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. *Mém. hors sér. Soc. géol. Fr.*, t. 1, p. 257-272.

LATREILLE M. (1961) – Les nappes de l'Embrunais entre Durance et haut Drac. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*

LECANU J.P., VILLEY M. (1974) – Contribution à l'étude géologique du massif du Monte Mongioie (Briançonnais ligure). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. de Caen, 226 p., 83 fig., 9 pl., 4 fig. h.-t.

LECANU J.P., VILLEY M., RIOULT M. (1978) – La série jurassique des Alpes ligures occidentales (Unités briançonnaises ligures de Montgioie-Saline et Upega-Nava). *Géol. alpine*, t. 54, p. 113-124.

LORENZ C. (1969) – Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène inférieur et du Miocène inférieur des confins liguro-piémontais (Italie). *Atti Ist. Geol. Univ. Genova*, VI (II), 888 p., 21 pl., Gênes, Italie.

MALARODA R. (1970) – Carta geologica del Massiccio dell'Argentera. 64<sup>e</sup> Congr. Soc. geol. It. 10-16 sett. 1967, 105 p., 1 carte et 1 pl. légende, Pacini Mariotti ed. Pisa, Italie.

MALARODA R. (1974) – Prime osservazioni sulla tettonica ed il metamorfismo in corrispondenza al prolungamento sud-orientale della sinclinale intracristallina lago del Vei del Bouc – Colle del Sabbione (Argentera meridionale). *Mem. Soc. Geol., It.*, 13, 1, p. 319-325.

MARI D. et G. (1982) – Mines et minéraux des Alpes-Maritimes. 1 vol., éd. Serre, Nice.

MAZZUOLIL., ISSEL A. (1884) – Nota sulla zona di coincidenza delle formazioni ofiolitica eocenica e triasica della Liguria occidentale. *Boll. R. Com. Geol. It.*, 2, 1-2, p. 2-23.

MESSIGA B., OXILIA M., PICCARDO G.B., VANOSSI M. (1982) – Fasi metamorfiche e deformative alpine nel Brianzonese e nel Prepiemontese-Piemontese esterna delle Alpi liguri : un possibile modello evolutivo. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.*, 38, p. 261-280.

ODDOU A. (1979) – Contribution à l'étude de la géométrie des écoulements karstiques du massif du Marguareis (Alpes franco-italiennes). D.E.A., Sciences de l'eau, univ. Sc. Tech. Languedoc.

PARETO L. (1846) – Carta geologica della Liguria marittima. Gênes.

PARETO L. (1861) – Coupes à travers l'Apennin des bords de la Méditerranée à la vallée du Pô, depuis Livourne jusqu'à Nice. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 2, t. XIX, p. 239-321, pl. V-VII.

PICOT P., VERNET J. (1963) – Sur la présence de quelques minéraux rares de bismuth dans une minéralisation plombifère de la région de Tende (A.M.). *Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr.*, t. 86, pp. 87-88.

POL P. de (1966) – Le anatessiti del monte Ischietto (Massiccio dell'Argentera). *Rend. R. Istit. Lombardo Sc. Lett.*, A, 100, p. 77-98.

PORTIS A. (1898) – Profils relevés au cours du percement du tunnel routier et de la galerie ferroviaire du Col de Tende, inédit.

PORTIS A. (1887) – Sulla scoperta delle piante fossili carbonifere di Viozene nell'alta valle del Tanaro. *Boll. R. Com. Geol. It.*, 2, VIII, 11-12, p. 417-420.

ROYANT G., RIOULT M., LANTEAUME M. (1970) – Horizon stromatolithique à la base du Crétacé supérieur dans le Briançonnais ligure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, ser. 7, t. XII, 2, p. 372-375, 1 pl.

STANLEY (1961) – Études sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Thèse, Paris.

TOUSSAINT J.F. (1966) – Tectonique de la couverture sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour entre Fontan et le Col de Tende (Alpes-Maritimes). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris, 109 p.

VANOSSI M. (1963) – Segnalazione di una microfaune di età titonica nei calcari a facies di « guillestre » della Val Tanarello (Alpi marittime). *Bull. Soc. Geol. It.*, V. LXXXII, 3, p. 107-118.

VANOSSI M. (1970) – Il carboniferi di Viozene (Alpi marittime). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 21, p. 67-74.

VANOSSI M. (1972) – Rilevamento geologico ed analisi strutturale delle dorsali del Monte Mongioie et del Monte Cimone (Brianzonese ligure). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, V. XXII, p. 29-71.

VANOSSI M. (1980) – Les unités géologiques des Alpes maritimes entre l'Ellero et la mer Ligure : un aperçu schématique. *Mém. Soc. Geol. It.*, V. XXXIV, p. 101-142, Padova, Ital.

VANOSSI M., CORTESOGNO L., GALBIATI B., MESSIGA B., PICCARDO G., VANNUCI R. (1984) – Geologia delle Alpi liguri : dati, problemi, ipotesi. *Mem. Soc. Geol. It.*, 28, p. 5-75.

VASLET D. (1978) – Analyse structurale de la terminaison sud-orientale du massif de l'Argentera-Mercantour dans la région de Viève et Tende (Alpes-Maritimes). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Caen.

VERNET J. (1961) – Le Trias dans la zone externe des Alpes-Maritimes. *in* : Colloque du Trias. *Mém. BRGM*, 15, p. 194-201.

ZACCAGNA D. (1887) – Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll. R. Com. Geol. It.*, t. XVIII, p. 346-417.

#### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sous du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique régional Provence-Alpes-Côte-d'Azur, route Léon Lachamp, domaine de Luminy, 13009 Marseille, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

#### AUTEURS

Cette notice a été rédigée par M. LANTEAUME, avec la collaboration de N. RADULESCU (réseaux hydrographiques souterrains), M. GRAVOS (hydrogéologie) et J. FÉRAUD (gîtes minéraux).



