

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

GRASSE-CANNES

par

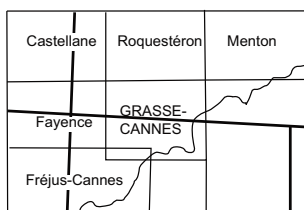
G. DARDEAU, M. DUBAR,
N. TOUTIN-MORIN, M.-D. COURME,
G. CRÉVOLA, C. MANGAN





GRASSE-CANNES

La carte géologique à 1/50 000
GRASSE-CANNES est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
au Nord : NICE - PONT-SAINT-LOUIS (n° 225)
au Sud : ANTIBES (n° 237)



BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

**COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE**

Président : J.-M. LARDEAUX ; *Vice-Président* : J. DUBREUILH ;
Secrétaire Général : D. JANJOU ; *Membres* : J.-P. BARBEY,
T. BAUDIN, M. BRUNEL, J.-L. DURVILLE, M. FAURE,
D. GRANDPERRIN, P. GUENNOG, F. GUILLOCHEAU,
F. HANOT, P. LEDRU, J. MARCOUX, J. LE MÉTOUR,
D. MARQUER, P. NEHLIG, P. ROSSI, J. THIERRY, D. VASLET,
R. WYNS

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
GRASSE-CANNES À 1/50 000
2^e édition**

par

**G. DARDEAU, M. DUBAR, N. TOUTIN-MORIN,
M.-D. COURME, G. CRÉVOLA, C. MANGAN**

2010

**BRGM Éditions
Service géologique national**

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

– *pour la carte* : DARDEAU G., DUBAR M., TOUTIN-MORIN N., COURME M.-D., CRÉVOLA G., MANGAN Ch. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Grasse-Cannes (999). Orléans : BRGM. Notice explicative par Dardeau G., Dubar M., Toutin-Morin N., Courme M.-D., Crévola G. (2010), 194 p.

– *pour la notice* : DARDEAU G., DUBAR M., TOUTIN-MORIN N., COURME M.-D., CRÉVOLA G., MANGAN Ch. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Grasse-Cannes (999). Orléans : BRGM, 194 p. Carte géologique par Dardeau G., Dubar M., Toutin-Morin N., Courme M.-D., Crévola G., Mangan Ch. (2010).

© BRGM, 2010. 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 : 978-2-7159-1999-0

SOMMAIRE

RÉSUMÉ	9
ABSTRACT	10
INTRODUCTION	13
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	13
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL – PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	14
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS – CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	16
DESCRIPTION DES TERRAINS	19
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ET FILONS GRANITIQUES DU SOCLE</i>	19
Conception générale de la cartographie des formations métamorphiques	19
Formations métamorphiques	21
Granitoïdes en filons	29
<i>TERRAINS PALÉOZOÏQUES NON MÉTAMORPHIQUES</i>	30
Permien	30
<i>TERRAINS MÉSOZOÏQUES</i>	33
Trias	33
Rhétien	38
Jurassique	39
Crétacé	48
<i>TERRAINS CÉNOZOÏQUES</i>	52
Éocène	52
Oligocène	57
Miocène	61
Pliocène : les deltas du Var et de la Siagne	70
<i>PLÉISTOCÈNE</i>	72
<i>HOLOCÈNE</i>	75
<i>GÉOLOGIE MARINE</i>	77
Terrains affleurants	77
Terrains non affleurants	78
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	78
<i>SOCLE VARISQUE</i>	78
<i>PERMIEN</i>	79
<i>TRIAS</i>	80

<i>JURASSIQUE</i>	83
<i>CRÉTACÉ</i>	86
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	89
<i>ÉOCÈNE</i>	89
<i>MIOCÈNE</i>	93
<i>PLIO-QUATERNAIRE</i>	95
SÉDIMENTS SOUS-MARINS	100
ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE	101
<i>SOCLE VARISQUE DU MASSIF DE TANNERON</i>	101
<i>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE AUTOCHTONE</i>	105
<i>ARC SUBALPIN DE CASTELLANE</i>	108
<i>BASSIN DU VAR</i>	109
<i>BORDURE SOUS-MARINE : CANYONS ET ACCIDENTS STRUCTURAUX</i>	110
SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE	111
<i>SOCLE VARISQUE</i>	111
<i>COUVERTURE SÉDIMENTAIRE</i>	113
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	115
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	119
<i>OCCUPATION DU SOL ET GÉOGRAPHIE HUMAINE</i>	119
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	121
<i>RISQUES NATURELS</i>	123
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	125
<i>SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES</i>	130
<i>MÉTALLOGÉNIE ET INDICES MINÉRAUX</i>	132
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	134
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	134
<i>ITINÉRAIRES D'EXCURSIONS GÉOLOGIQUES</i>	134
<i>ITINÉRAIRE I - LA PARTIE ORIENTALE DU MASSIF DU TANNERON</i>	135
<i>ITINÉRAIRE II - LES TERRAINS DE LA COUVERTURE AUTOCHTONE</i>	138

<i>ITINÉRAIRE III - L'AUTOCHTONE ET LES ÉCAILLES DE L'ARC SUBALPIN DE CASTELLANE</i>	142
<i>ITINÉRAIRE IV - GORGES DU LOUP, PIC DE COURMETTES</i>	145
<i>ITINÉRAIRE V - LE TERTIAIRE DES ENVIRONS DE BIOT</i>	146
<i>ITINÉRAIRE VI - LE TOURISME GÉOLOGIQUE AU CAP D'ANTIBES</i>	147
<i>ITINÉRAIRE VII - LE CADRE NATUREL DE LA VILLE DE CANNES</i>	147
<i>GLOSSAIRE</i>	149
<i>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</i>	151
AUTEURS	168
ANNEXES	171
<i>ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES DU SOCLE</i>	173
<i>ANNEXE 2 - DONNÉES TÉGUMENT PERMIEN ET COUVERTURE MÉSOZOÏQUE</i>	175
<i>ANNEXE 3 - ÉCHELLES STRATIGRAPHIQUES DU TERTIAIRE</i>	179
<i>ANNEXE 4 - FAUNES TERTIAIRES (ÉOCÈNE ET MIOCÈNE)</i>	181
<i>ANNEXE 5 - GÉOCHIMIE DES ROCHES ANDÉSITIQUES</i>	186
<i>ANNEXE 6 - MACROFAUNES MARINES DU MIOCÈNE</i>	188
<i>ANNEXE 7 - FAUNES PIO-PLÉISTOCÈNES</i>	190
<i>ANNEXE 8 - DATATIONS RADIOMÉTRIQUES</i>	194

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Lithostratigraphie apparente de la partie orientale du massif de Tanneron	20
Fig. 2 - Série triasique. Faciès et épaisseurs entre Grasse, Mouans-Sartoux et Mougins, secteur où la série est la plus complète	32
Fig. 3 - Série triasique. Profil reconstitué dans l'autochtone entre le seuil du Reyran (R) et Vallauris (V) ; la base du Lias est supposée horizontale	hors texte
Fig. 4 - Série jurassique. Profil établi entre l'arc subalpin de Castellane (Caussols, C) et l'autochtone (nord d'Antibes, A) ; l'Oxfordien moyen est figuré horizontal	hors texte

- Fig. 5 - Série crétacée. Profil réalisé entre les écaïlles de l'arc subalpin de Castellane (Caussole, C, Thiey) et la bordure nord de l'autochtone (de la Malle à la Gaude, LG) ; la base du Cénomanién supérieur est figurée horizontale **hors texte**
- Fig. 6 - A : sables bariolés de Biot (Éocène inférieur) (Sablière de la Valmasque). B : formation du Pra de Julian et Calcaire de la Chapelle Saint-Lambert (Bartonien) (secteur nord de la carte, Est de Vence) **hors texte**
- Fig. 7 - Bartonien (Formations du Pra de Julian, Calcaire de la Chapelle Saint-Lambert) et Priabonien (Calcaire de Sainte-Claire) **hors texte**
- Fig. 8 - Succession verticale des faciès du Bartonien permettant d'illustrer la transgression est-ouest et de distinguer les domaines : plate-forme interne, plate-forme externe et bassin **hors texte**
- Fig. 9 - Le Miocène. A : formation du Bausset (Burdigalien basal) au Plan Bouisson (Sud de Tourrettes-sur-Loup) ; B : colonne synthétique du Miocène de Tourrettes-sur-Loup (Burdigalien inf. – Serravallien ? – Tortonien ?) ; C : Formation de Vence (Burdigalien – Langhien) au Nord de Tourrettes-sur-Loup ; D : formation de Tourrettes-sur-Loup (Burdigalien inf.) au Nord de Vence **hors texte**
- Fig. 10 - Formation de Notre-Dame des Fleurs (Langhien). Corrélations est-ouest entre les colonnes stratigraphiques de différents secteurs **hors texte**
- Fig. 11 - Profil géologique restitué d'après la sismique réflexion (Savoie et Piper, 1993) le long de la plate-forme sous-marine d'Antibes **76**
- Fig. 12 - Relations entre les andésites oligocènes et les différents types d'accumulation de la Formation de La Guargo (Éocène terminal ? Oligocène) **92**
- Fig. 13 - Évolution du bassin de Vence, de la période langhienne (Calcaire à Algues) à la fin du Miocène (Formation du Caire) **hors texte**
- Fig. 14 - Les déformations alpines affectant les niveaux du Langhien au Serravallien ? - Tortonien ? dans le secteur de la Grivolle (Est de Vence) **96**
- Fig. 15 - Schéma du dispositif deltaïque plio-pléistocène selon une coupe amont-aval (NNW-SSE) au droit de Saint-Jeannet **97**

- Fig. 16 - Profil transversal de la basse vallée du Var montrant le décalage altitudinal d'origine tectonique des terrasses des deux rives **hors texte**
- Fig. 17 - Coupes géologiques dans la partie orientale du massif de Tanneron **hors texte**
- Fig. 18 - Reconstruction de l'évolution du domaine téthysien entre 35 MA et 6 MA (A et B : Dercourt *et al.* 1986, *in* Jolivet, 1995, simplifiée ; C : Mascle et Tricart, 2001 ; Courme et Mascle, 1988) **hors texte**
- Fig. 19 - Schéma de l'évolution de l'embouchure du Var au cours du Pliocène supérieur (Gélasien) et au Pléistocène **hors texte**
- Fig. 20 - Schéma hydrogéologique **hors texte**
- Fig. 21 - Itinéraires des excursions **hors texte**

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1 (annexe 1) - Analyses chimiques des roches du socle	174
Tabl. 2 (annexe 2) - Équivalence des notations des formations permienues	175
Tabl. 3 (annexe 2) - Succession reconstituée pour la feuille de Grasse-Cannes.	176
Tabl. 4 (annexe 3) - Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques de l'Éocène moyen-supérieur	179
Tabl. 5 (annexe 4) - Biozonation des grands foraminifères et Faunes tertiaires (Éocène et Miocène)	180
Tabl. 6 (annexe 4) - Échelle de polarité magnétique	185
Tabl. 7.1 (annexe 5) - Diagramme K_2O/SiO_2	hors texte
Tabl. 7.2 (annexe 5) - Analyses chimiques des roches andésitiques ($g_1E(\alpha)$)	187
Tabl. 8 (annexe 6) - Association de bivalves de la Formation des Plantiers	188
Tabl. 9 (annexe 6) - Molasse caillouteuse du Caire	189
Tabl. 10 (annexe 7) - Zonation des foraminifères du Pliocène	190
Tabl. 11 (annexe 8) - Datations radiométriques du socle	194
Tabl. 12 (annexe 8) - Datations radiométriques du Quaternaire	194

RÉSUMÉ

Les terrains métamorphiques de la feuille sont situés à l'extrémité orientale du massif de Tanneron qui forme avec le massif des Maures, situé plus au Sud-Ouest, et les bassins permien adjacents, la Provence Varisque. Les formations de la feuille, qui sont à dominante quartzo-feldspathique et migmatitique, ont été affectées par un métamorphisme barrowien dans le faciès amphibolite et ont subi trois phases de déformation. Trois secteurs se distinguent par leur succession lithostratigraphique et leur structuration. Ce sont d'Est en Ouest :

- le secteur de Cannes-Mandelieu, qui présente les formations structurellement les plus inférieures du massif, structurées en une vaste antiforme, l'antiforme de Cannes ;
- le secteur de Tanneron à foliation redressée et à mégastructures isoclinales ;
- le secteur des Adrets-de-l'Estérel qui comporte les formations structurellement les plus élevées du massif, occupant la partie est d'une vaste synforme, la synforme du Reyran.

Les terrains de la couverture comprennent des formations d'âge permien à quaternaire. Les sédiments du Permien et de la base du Trias correspondent à une phase d'érosion responsable du démantèlement de la chaîne varisque, au-dessus, la couverture est constituée pour l'essentiel par des sédiments marins du Mésozoïque et du Cénozoïque dont le dépôt est plusieurs fois interrompu par des épisodes d'émersion marqués par des surfaces d'érosion et des lacunes ou des accumulations de sédiments continentaux. La sédimentation est donc relativement discontinue, en liaison avec la situation souvent particulière du territoire dans la paléogéographie : en bordure du bassin delphino-vocontien, à proximité du haut-fond du moyen Verdon ou de l'isthme durancien, au front des premiers reliefs alpins, sur le littoral perché d'une mer en voie d'assèchement.

Les formations du Permien et du Trias inférieur occupent leur position originelle vis-à-vis du socle et constituent le tégument. Dans celles du Trias moyen et surtout du Trias supérieur, une importante disharmonie et un décollement interviennent lors des mouvements alpins ; au Nord de Grasse et de Vence, une partie de la couverture est décollée et plus ou moins déplacée (allochtone) formant la terminaison orientale de l'arc subalpin de Castellane. Les écaillés chevauchent vers le Sud le socle de Tanneron et sa couverture non décollée (autochtone), liée au tégument, entre Grasse, Cannes et Antibes. La déformation est enregistrée dans les sédiments de la fin du Crétacé à l'Éocène (mouvements provençaux), à l'Oligocène où elle est marquée par un volcanisme andésitique, au Miocène et au début du Pliocène (mouvements alpins).

Cette histoire est liée aux déplacements des plaques américaine, européenne et africaine, dont les mouvements relatifs sont à l'origine de la formation de l'océan ligure téthysien, de l'Atlantique nord et de la Méditerranée occidentale. L'histoire récente (Miocène terminal et Pliocène) est marquée par l'épisode régressif messinien qui est responsable du creusement des canyons sous-marins et des rias pliocènes. Au Pliocène supérieur et au Quaternaire, le glacio-eustatisme combiné au soulèvement tectonique contrôle l'emboîtement des terrasses littorales.

ABSTRACT

The metamorphic rocks of the map are located at the Eastern termination of the Tanneron massif. This massif, along which the Maures massif and nearby Permian graben, make up the Variscan Provence, elongated along the Mediterranean Sea. The metamorphic formations of the Eastern Tanneron massif are primarily quartzo-feldspathic and migmatitic and several orthogneiss bodies occur among them. The metamorphism is of Barrowian type and all the formations are in the sillimanite + muscovite zone; anatexis is mainly developed in quartzo-feldspathic lithologies. Three main phases of deformation have been recognized: two synmetamorphic isoclinal phases are followed by a retromorphic phase with concentric folds. Two kinds of large-scale folds have been mapped : second phase isoclinal kilometric folds and third phase deca-kilometric dome-and-basin folds. Three areas can be distinguished, based on their lithostratigraphies and their structures. From East to West they are:

- the Cannes-Mandelieu area which exhibit the lower formations of the massif, which are involved in a large-scale structure of dome type, the Cannes antiform;
- the Tanneron area mainly characterized by its steeply dipping foliation and its kilometric isoclinal folds;
- the Les Adrets-de-l'Esterel area which exhibit the upper formations of the massif which are involved in a large-scale basin-type structure, the Reyran synform.

Permian to Quaternary rocks constitute the sedimentary cover. Sediments of the Permian and Lower Triassic resulted from the erosion of the Hercynian mountains. Above, the cover comprises Mesozoic and Cenozoic marine sediments which deposition was interrupted by several emersions; these emersions were marked with erosional surfaces, gaps and accumulations of continental materials.

This discontinuous sedimentation was related to the particular situations of this territory, part of the Southeast France basin. Within the Mesozoic

palaeogeography, it was located on the Provence platform close to the Delphino-Vocontian edge, near the Jurassic ridge of the Moyen Verdon and near the Cretaceous Durancian ridge; then it was on the eroded shoreline of the Mediterranean sea which was drying during the uppermost Miocene. Within the structural framework, this territory was located on tilted blocks during the Mesozoic times, and at the front of the Alpine chain, into the External domain, during the Tertiary and Quaternary times.

With respect to the basement, Permian and Lower Triassic formations are in their original situation constituting the “tégument”. A disharmony and a detachment occurred during the Alpine movements into the Middle and principally into the Upper Triassic formations. As a result, the sedimentary cover was partly detached and moved (allochthonous cover). At the North of Grasse and Vence, it constitutes and bounds on the East, the Castellane subalpine ranges; the scales overthrust towards the South the basement of Tanneron and its undetached cover linked to the “tégument” (autochthonous cover).

The deformation was recorded into the sediments from the Upper Cretaceous to the Eocene (compressional Provence movements), during the Oligocene (distension movements marked with an andesitic volcanism) and during the Miocene and the early Pliocene (compressional Alpine movements); Pliocene and Quaternary deformations do not modify the former structures.

This history is linked to the relative displacements of the American, European and African plates, which induced the opening and the death of the Tethyan Ligurian ocean, the opening and spreading of the North Atlantic ocean, and the formation of the Western Mediterranean sea. The Quaternary history depended mainly on glacial episodes and eustasy which influenced the infilling and the flooding of the Pliocene valleys of the Var and Siagne rivers; these valleys were incised when the sea level fell during the uppermost Miocene drying of the Mediterranean sea.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

À l'Est de la Provence, cette partie de la Côte d'Azur se situe dans les départements des Alpes-Maritimes et du Var pour une partie du Tanneron oriental. La feuille de Grasse-Cannes comprend plusieurs territoires qui montrent des caractéristiques géographiques bien tranchées :

– au Nord, un *arrière-pays* montagneux est formé de chaînons calcaires (Jurassique) d'altitude élevée (de 700 à plus de 1 500 mètres). Le drainage s'effectue vers le Sud par la Siagne, le Loup, la Cagne et le Var ; le développement du karst y est spectaculaire (embut de Caussols ; résurgence de Revest) ;

– un *talus* marneux (Trias) ou gréso-marneux (Tertiaire) borde les chaînons calcaires précédents ; penté vers le Sud, jalonné de sources au contact des calcaires sur les marnes. Des vallées encaissées entaillent les chaînons calcaires (gorges du Loup vers Gourdon ; gorges de la Siagne près de Saint-Vallier-de-Thiery) ;

– au Sud-Ouest, à l'Ouest de Cannes et au Sud de Grasse, un *massif de roches métamorphiques* forme un relief peu vigoureux (de 300 à 500 mètres) délimité au Sud par les porphyres rouges de l'Estérel au relief plus accidenté. Ces terrains appartiennent à la partie orientale du massif de Tanneron qui, avec le massif des Maures et les grabens permien qui l'entourent, constituent la Provence varisque, ou Provence cristalline, terme consacré par l'usage (Crevola *et al.*, 1991).

Ces terrains se répartissent en deux ensembles géographiques situés de part et d'autre de la basse vallée de la Siagne : sur la rive droite, le Tanneron oriental *s.s.* (altitude maximum 500 m) et, sur la rive gauche, les petits massifs satellites (altitude maximum 200 m) qui lui sont rattachés, égrenés depuis Pégomas jusqu'à Vallauris.

Le Tanneron est découpé par un réseau hydrographique dense et le drainage s'effectue vers le Nord-Est (dans le bassin de la Siagne), vers le Nord-Ouest (dans le bassin du Reyran et le lac de Saint-Cassien) et vers l'Est directement dans la Méditerranée.

Délimité au Sud-Ouest par le Tanneron et au Nord par les chaînons calcaires de l'arrière-pays, un *avant-pays* forme un ensemble tabulaire de collines peu élevées (100 à 200 m) qui a été basculé, sa partie nord étant soulevée (400 à 500 m) et reliée au rebord des chaînons calcaires, sa partie sud étant affaissée et ennoyée entre le cap d'Antibes et les Iles de Lérins.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION DE LA CARTE

Situé dans le domaine externe des Alpes occidentales, le territoire de la feuille de Grasse-Cannes comprend les ensembles structuraux suivants :

- un massif cristallin, le massif de Tanneron, qui par ses terrains et son histoire se rattache au socle varisque de l'avant-pays ;
- une couverture sédimentaire où on distingue des terrains anté-, syn- et post-tectoniques ; leur âge va du Permien au Quaternaire et à l'Actuel. Suivant qu'elle a plus ou moins subi les déformations alpines, la couverture comprend : des terrains déplacés par les mouvements alpins - l'arrière-pays montagneux - qui appartiennent à la terminaison orientale de l'arc subalpin de Castellane, dont les unités chevauchent vers le Sud ; des terrains sédimentaires autochtones - l'avant-pays tabulaire - qui ont conservé leur position vis-à-vis du socle cristallin de Tanneron.

La nouvelle édition de la feuille de Grasse-Cannes a permis de préciser la lithologie, la structure et l'histoire de ces différents ensembles et de les intégrer dans celles des feuilles voisines de Fréjus-Cannes, de Fayence, de Roquesteron et de Menton-Nice.

Au Primaire, l'histoire du socle provençal peut être interprétée comme celle d'une chaîne de collision dont les différentes phases sont caractéristiques de l'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. On peut y reconnaître la présence d'un socle ancien soumis à une distension, puis à plusieurs phases de métamorphisme traduisant une subduction de croûte continentale puis une collision. L'ensemble est ensuite soumis aux déformations tectoniques du Carbonifère (décrochements, bombements d'ensemble, création des bassins houillers du Reyran) et du Permien (affaissements créant les bassins du Bas-Argens, émissions volcaniques de l'Estérel). La révision de la feuille de Grasse-Cannes a permis de retrouver quelques épisodes de cette histoire tectono-métamorphique du socle provençal.

Le massif de Tanneron constitue la prolongation vers le Nord du massif des Maures, dont il est séparé par le bassin d'effondrement permien du Bas-Argens. Ce dernier se poursuit vers l'Est, jusqu'à la baie de Cannes, par le massif volcanique permien de l'Estérel, dont la bordure nord apparaît à l'extrême sud-ouest de la feuille. Les massifs des Maures et de Tanneron sont des ensembles métamorphiques recoupés localement par des granitoïdes. La continuité du socle entre les deux massifs est attestée par la correspondance des structures tardives post-métamorphiques (Houiller de Plan-de-la-Tour dans les Maures et de Pennafort dans le Tanneron, granites de Plan-de-la-Tour dans les Maures et du Rouet dans le Tanneron, antiforme Rouet - Plan-de-la-Tour commune aux deux massifs, accidents de Grimaud dans les

Maures et de Joyeuse dans le Tanneron), mais aussi par l'identité des formations métamorphiques des deux massifs et de leur disposition.

L'ensemble Maures-Tanneron est divisé en deux parties par l'accident méridien de Grimaud-Joyeuse :

– la partie occidentale s'étend d'Hyères à l'accident de Grimaud-Joyeuse. Les principaux types lithologiques sont des phyllades, des micaschistes, des amphibolites et des orthogneiss. Le métamorphisme barrowien croît d'Ouest en Est jusqu'à l'anatexie, qui est atteinte au voisinage de l'accident de Grimaud-Joyeuse ;

– la partie orientale est composée essentiellement de gneiss anatectiques dont beaucoup dérivés d'orthogneiss. Le Tanneron oriental, situé à l'extrémité nord-orientale de cette partie, appartient à la feuille de Grasse-Cannes ;

Au Secondaire, le territoire de la feuille est situé sur la plate-forme provençale, entre le bassin marin delphino-vocontien au Nord, et les rivages du bloc corso-sarde en partie émergé au Sud. À cette époque, le domaine continental est découpé en blocs basculés par des accidents plus ou moins hérités des structures anciennes, dont les jeux sont liés à l'ouverture de l'océan liguro-piémontais au Jurassique, puis à celle du golfe de Gascogne au Crétacé. Certaines structures reconnues en Provence se prolongent plus ou moins nettement dans les Alpes maritimes : haut-fond jurassique du moyen Verdon, isthme durancien crétacé. Sur la carte, ces structures, quelques accidents et des variations de faciès et d'épaisseur, peuvent être rapportés à ces épisodes distensifs.

Du *Crétacé supérieur à la fin du Tertiaire*, les mouvements alpins s'exercent sur les ensembles structuraux plus anciens qui rejouent ; la distinction géologique (et géographique) entre autochtone (avant-pays tabulaire) et arc de Castellane (arrière-pays montagneux) semble en partie résulter de ces rejeux et induite par les variations de compétence des séries mésozoïques. La déformation est liée à la fermeture de l'océan liguro-piémontais, à la dérive du bloc corso-sarde et à l'ouverture consécutive de la Méditerranée ligure. Sur la feuille, les dépôts de cette période sont conservés dans des fossés ou de petits bassins créés par ces mouvements ; plus ou moins bien datés, ils montrent l'existence d'émersions, d'érosions, d'affaissements, de transgressions, d'émissions volcaniques, de plissements et d'écaillages. Ils permettent de proposer un calendrier des événements : les structures majeures - chevauchements - se mettent en place à la fin du Miocène et au début du Pliocène. Une nouvelle cartographie de ces structures est proposée dans la nouvelle édition.

La fin du Miocène et le début du Pliocène sont marqués par une variation du niveau de la Méditerranée d'une ampleur inégale : un abaissement

supérieur à 1 000 m lors de la crise de salinité messinienne avec une érosion responsable du creusement des rias de la Siagne et du Var et des canyons correspondants, puis une remontée du même ordre de grandeur dès la base du Pliocène. Les morphologies d'incision sont remblayées par les dépôts progradants des deltas pliocènes. Les sédiments des terrasses emboîtées du Quaternaire enregistrées dans un contexte de soulèvement lent mais permanent, permettent de restituer les grands épisodes du glacio-eustatisme.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le territoire de la feuille de Grasse-Cannes fut, depuis la fin du XIX^e siècle, l'objet de nombreuses monographies, ouvrages de synthèse régionale et travaux de recherche ponctuels dont ceux de A. Potier, W. Kilian, A. Michel-Levy, A. Guébard, L. Bertrand, A. Lanquine, G. Mennessier, P. Bordet, L. Ginsburg, P. Donze, J. Goguel, A. de Lapparent.

Il faut aussi retenir les publications et thèses produites par l'université de Nice - Sophia-Antipolis depuis sa création dans les années soixante - travaux de N. Toutin-Morin, M. Dubar, C. Mangan, R. Campredon, F. Irr, G. Dardeau, G. Thomel, G. Delannoy, J.-F. Tapoul, G. Crevola, J.P. Pupin, J.D. Giraud, O. Laurent et celles des universités plus lointaines (voir bibliographie).

Sur cette longue période, plusieurs feuilles géologiques ont été éditées :

- la feuille Antibes à 1/80 000 dont la 1^{ère} édition sort en 1881 par A. Potier *et al.*, la 2^e édition étant produite en 1914 par E. Haug, A. Lanquine et A. Michel-Levy, puis la 3^e édition en 1967 par P. Bordet *et al.* ;
- la feuille Grasse-Cannes à 1/50 000 dont la 1^{ère} édition est parue en 1970, due à L. Ginsburg *et al.*

Bref historique et évolution des idées sur cette région

Socle cristallin. Le Tanneron oriental n'a fait l'objet jusqu'ici que d'un petit nombre de travaux. Les plus anciens ont été réalisés par P. Bordet dans le cadre des premières éditions des cartes géologiques de Fréjus-Cannes et de Grasse-Cannes à 1/50 000 et synthétisés dans deux publications (Bordet, 1961, 1966a). De nouveaux travaux, réalisés dans le cadre d'une thèse de 3^e cycle (Crevola, 1977), ont abouti à une nouvelle cartographie et à une nouvelle interprétation lithostratigraphique et structurale. Ces levés ont été ensuite complétés en vue des deuxièmes éditions des feuilles à 1/50 000 Fréjus-Cannes (Toutin-Morin *et al.*, 1994) et Grasse-Cannes. Par ailleurs, la connaissance des événements tectonométamorphiques de la feuille a progressé récemment grâce à de

nouvelles études pétrographiques (Buscail, 2000) et à de nouveaux travaux géochronologiques (Bosse, 2000 ; Demoux *et al.*, 2008 ; Corsini *et al.*, 2009) et aussi avec la prise en compte de résultats obtenus dans le massif des Maures voisin (Morillon *et al.*, 2000 ; Moussavou, 1998).

Pour P. Bordet (1961, 1966b), la structure du massif de Tanneron consiste en une suite de huit grands plis isoclinaux kilométriques subméridiens qui répètent une série composée de quatre formations (soit, de la base au sommet : des gneiss migmatitiques, des gneiss sombres avec niveaux d'amphibolites, des gneiss leptynitiques et des micaschistes). Les travaux ultérieurs (Crevola, 1977) ont montré, d'une part, que la série métamorphique était plus diversifiée et, d'autre part, que la tectonique était polyphasée. En particulier au niveau cartographique, deux types différents de mégastructures sont distingués : des structures isoclinales kilométriques et des structures décakilométriques en dômes et cuvettes, qui mettent en forme les précédentes. Du point de vue de la tectonique cassante, de grandes failles de direction E-W, d'âge permien, ont été reconnues.

Couverture sédimentaire. Du point de vue de l'évolution des idées, les Alpes-Maritimes et le secteur de Grasse-Cannes en particulier, furent le théâtre dans la première moitié du XX^e siècle de rudes affrontements entre L. Bertrand - à propos de ses duplicatures provençales - et les autres géologues de l'époque, derrière lesquels tout le monde se range depuis longtemps. Pour L. Bertrand, la série mésozoïque était repliée plusieurs fois et très déplacée par les mouvements alpins. Les contours de L. Bertrand sont cependant parfaitement exacts - pour le Trias et le Jurassique entre Grasse et Golfe Juan par exemple - et enveloppent rigoureusement les différentes unités lithologiques qui sont en fait de simples superpositions stratigraphiques de séquences et il n'y avait pas lieu d'y voir des redoublements tectoniques (duplicatures) ainsi que le proposait L. Bertrand.

Le volcanisme tertiaire de Biot - Villeneuve-Loubet a donné lieu à plusieurs interprétations du point de vue de son âge absolu - Éocène à Miocène suivant les techniques d'analyses employées - et l'emplacement des centres volcaniques a été discuté ; certains y ont vu les produits du démantèlement d'un centre émissif situé aujourd'hui en mer ; pour d'autres, l'affleurement actuel est à l'aplomb de la cheminée volcanique.

Apports de la nouvelle édition

Les levers ont été réalisés entre 1991 et 2003, à l'initiative de N. Toutin-Morin. Tous les contours de la 2^e édition de Grasse-Cannes sont originaux. La réalisation de ces contours a posé certains problèmes, en particulier pour la continuité des tracés dans le secteur très urbanisé compris entre le littoral,

le Tanneron et le front de l'arc de Castellane. Dans l'agglomération d'Antibes, les observations ponctuelles ont été complétées par les données de chantiers (travaux publics, terrassement d'immeubles, sondages...) mis à notre disposition par C. Mangan. Concernant le Jurassique, à la densité des propriétés privées s'ajoute la difficulté de se situer de manière certaine au sein des dolomies lorsque leur épaisseur est maximum. Dans le Tanneron et dans les écailles de l'arc de Castellane, les conditions d'observation sont satisfaisantes.

Sur les îles de Lérins, les observations sont limitées aux affleurements du liseré littoral. L'intérieur des îles présente peu ou pas d'affleurements (île Sainte-Marguerite) ou n'est pas accessible (île Saint-Honorat). La lithologie des îlots (la Tradelière, Saint-Ferréol, l'Ilot) est reprise des données de la feuille Antibes à 1/80 000 (1^{ère} édition, 1881), de la feuille Grasse-Cannes à 1/50 000 (1^{ère} édition, 1970) et des observations de Palausi (1964).

Dans le Tanneron, les formations anté-carbonifères ont été redéfinies, un nouveau découpage a été proposé, les structures hercyniennes et plus récentes ont été mises en place ; l'histoire du socle de cette partie du Tanneron s'intègre maintenant à celle des Maures et de l'Estérel situées sur la feuille de Fréjus-Cannes : les formations du socle sur les feuilles de Grasse-Cannes et de Fréjus-Cannes (Toutin-Morin *et al.*, 1994) présentent une partie commune, de sorte que l'on reprendra en partie pour les descriptions des formations de la feuille Grasse-Cannes, celles de la notice de la feuille Fréjus-Cannes.

Pour les terrains mésozoïques, le découpage stratigraphique plus fin met en évidence de nombreuses discordances lithologiques, liées ou non à une tectonique synsédimentaire, des accidents cassants, des écailles, des redoublements de séries, en particulier dans le Trias ou au front de l'arc de Castellane. La géométrie des unités tectoniques est précisée, l'importance de l'héritage ancien et son rejeu apparaissent de façon claire. L'histoire régionale s'intègre et complète celle qui est décrite sur les feuilles voisines de Roquesteron, Fayence, Castellane et Menton-Nice à 1/50 000.

Pour le Cénozoïque, partie importante de par la diversité des terrains (marins, continentaux, volcaniques), des structures (distension oligocène, orogénèse alpine, canyons messiniens), une révision complète de la carte a été réalisée avec le concours de trois collaborateurs (Courme, Dardeau, Dubar).

Dans la première édition de la feuille, la formation des « conglomérats andésitiques (mα) » était considérée comme d'origine détritique, provenant du démantèlement d'un édifice volcanique situé au large de la côte actuelle. Les travaux de J.D. Giraud (1983) ont montré que cette

formation doit en fait sa mise en place à des écoulements pyroclastiques, qui sont l'expression d'un volcanisme explosif autochtone. Son âge, qui restait débattu, a pu être établi et rapporté à l'Oligocène inférieur. Sa parenté et sa contemporanéité avec l'estérellite de la feuille Fréjus-Cannes voisine ont été reconnues (Boucarut, 1971 ; Giraud, 1975). Son caractère calco-alcalin a été établi (Giraud, 1975), ce qui traduit une genèse en rapport avec des phénomènes collisionnels alpins contemporains.

Les dépôts contemporains de l'orogénèse alpine *s.l.* et les formations post-tectoniques ont été entièrement revus : les contours, la lithologie, la stratigraphie ont été révisés et précisés. En particulier il a été fait appel aux biozonations en vigueur (Sierra-Kiel *et al.*, 1998) [Annexe 4, tabl. 5] pour les grands foraminifères et celle de Bolli *et al.* (1985) [Annexe 4, tabl. 4] et à l'échelle paléomagnétique de Cande et Kent (1992) [Annexe 4, tabl. 6]. Volcanisme, plissements, chevauchements, écaillage synsédimentaire, crise messinienne puis progradation du « delta » du Var apparaissent clairement. Cette histoire tertiaire et quaternaire s'intègre à celle qui est décrite sur les feuilles de Fréjus-Cannes et Roquesteron à 1/50 000.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ET FILONS GRANITIQUES DU SOCLE

Le Tanneron oriental est caractérisé par sa lithologie quartzofeldspathique, par l'abondance des orthogneiss et par sa migmatisation bien développée.

Conception générale de la cartographie des formations métamorphiques

Les diverses formations sont présentées suivant l'ordre lithostratigraphique apparent et non par type pétrographique (fig. 1). Les formations métamorphiques sont désignées par leur type lithologique dominant en tenant compte de leurs particularités structurales et minéralogiques. Pour certaines d'entre elles, qui sont homogènes et caractéristiques, un nom de formation correspondant à une localité-type est associé.

Les formations de gneiss migmatitiques sont dans la zone à sillimanite + muscovite. Suivant le type lithologique originel, le caractère migmatitique est plus ou moins accusé à l'échelle de l'échantillon ; mais, à l'échelle de l'affleurement, la plupart des formations montrent des injections de mobilisats concordants ou discordants, aplitiques, pegmatitiques ou mixtes.

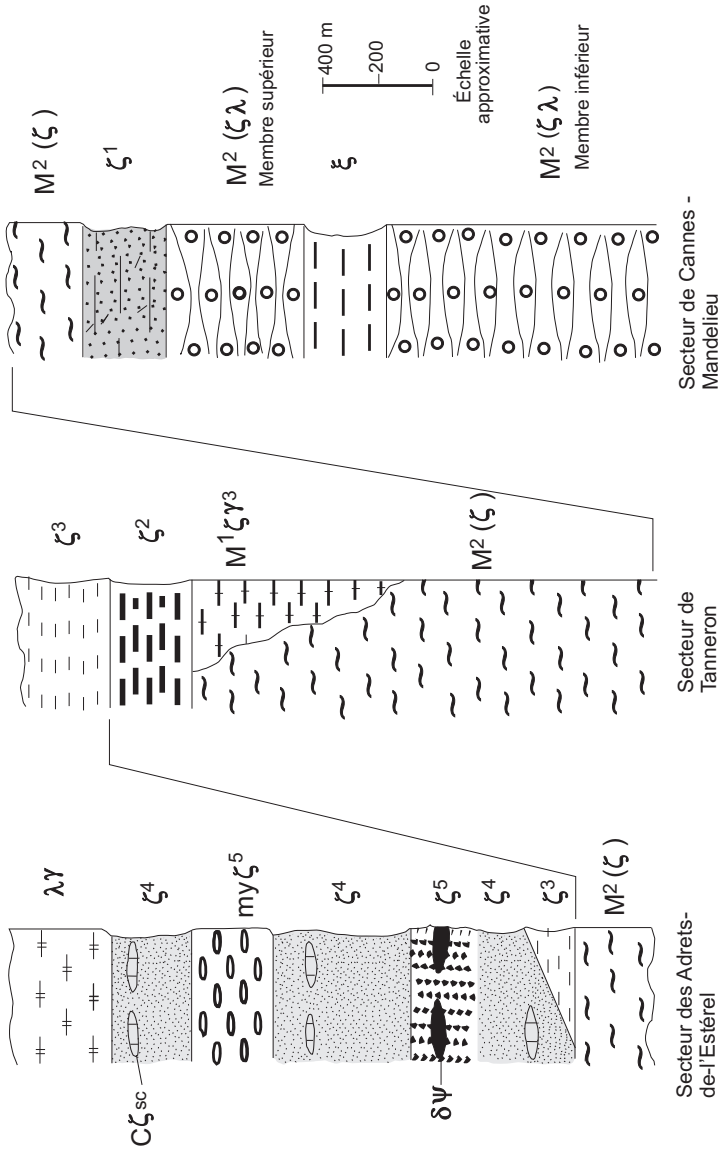


Fig. 1 - Lithostratigraphie apparente de la partie orientale du massif du Tanneron

Ainsi, on distingue, suivant le degré apparent de migmatisation :

- des formations non ou peu migmatitiques, désignées simplement par leur type lithologique ;
- des formations plus migmatitiques ; elles présentent, le plus souvent, des faciès de métatexites (au sens de Menhert, 1971) et peuvent comporter des portions de migmatites litées. Dans la désignation, on ajoutera M¹ avant le type lithologique ;
- des formations essentiellement migmatitiques ; sur la feuille, elles ont un faciès de gneiss rubané, avec parfois des leucosomes larges de plusieurs centimètres. Elles ne contiennent que rarement des portions homogénéisées où la structure de la roche devient floue : de ce fait, le terme de diatexite (au sens de Menhert, 1971) ne leur est pas applicable. Elles seront dénommées gneiss migmatitiques et désignées par M² suivi du type lithologique soumis à la migmatisation.

Les formations orthogneissiques. Certaines formations quartzofeldspatiques très homogènes dérivent d'anciens granitoïdes. On n'utilisera le terme d'orthogneiss que lorsque l'origine granitique sera manifeste dès le stade du terrain : texture grenue conservée, quartz globuleux, lentilles surmicacées dérivant d'enclaves étirées.

Formations métamorphiques

(M²)ζλ. **Gneiss leptynitiques migmatitiques œillés (gneiss de Cannes et de Mandelieu).** Cette formation homogène, d'épaisseur kilométrique, forme le coeur de l'antiforme décakilométrique de Cannes. Placée sous les migmatites d'Auribeau, elle représente le terme apparemment le plus inférieur du Tanneron oriental.

Elle affleure sur le versant occidental de la vallée de la Siagne, depuis le Tremblant, au Sud (feuille Fréjus-Cannes), jusqu'à Cabrol, au Nord. Elle constitue, sur le versant oriental, les petits massifs isolés du Bois des Maures, de la Colle des Juges, du Bois de Ranguin, de la Croix des Gardes, puis, à l'Est de Cannes, celui du Bois de la Maure. Elle peut être divisée en un membre supérieur et inférieur, du fait de l'intercalation en son sein des micaschistes de Mandelieu. Au Nord de la faille de Capitou, les deux membres sont présents, tandis qu'au Sud, seul le membre supérieur affleure, surmontant les micaschistes.

Ces gneiss sont massifs et homogènes, à litage très régulier, le plus souvent de couleur rose, et peuvent présenter un débit en crayon. Ils contiennent des yeux de feldspath potassique (2-3 à 10 cm, exceptionnellement 15 cm). La couleur rose, très caractéristique, n'est cependant pas générale et paraît due à

une paléoaltération ayant affecté les compartiments les plus méridionaux qui ont été recouverts par du Permien. Les gneiss du membre inférieur (gneiss de Cannes) se distinguent de ceux du membre supérieur (gneiss de Mandelieu) par leur teneur en biotite plus importante et par la plus grande abondance des yeux qui atteignent en général de plus grandes tailles. Il existe toutefois dans le membre inférieur, des passées de gneiss tout à fait comparables à ceux du membre supérieur. La migmatisation se traduit par la présence de leucosomes à grain grossier, larges de un à plusieurs centimètres, dans lesquels s'alignent les grands cristaux de feldspath potassique. Il existe aussi des passées concordantes plus épaisses de gneiss à grain fin d'aspect granitique. Au microscope, ces gneiss sont très riches en microcline moiré finement perthitique et en plagioclase de type albite.

Dans les secteurs de Mandelieu et de Cannes on trouve de nombreux filons et filonnets de leucogranite à tourmaline, aplitique, pegmatitique, ou mixte, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Leur mise en place apparaît tardive car ils s'injectent dans les diaclases des plis concentriques tardifs (exemple des rochers de La Bocca, itinéraire I, arrêt 1). Ce sont des roches leucocrates à quartz, orthose, albite, biotite, muscovite, tourmaline et parfois grenat.

ξ. Micaschistes à deux micas, sillimanite, disthène et grenat (micaschistes de Mandelieu). Présents au Nord de l'accident des Termes, ils forment, au sein des gneiss de Mandelieu, une bande continue, dont la largeur varie de 200 à 600 m suivant les compartiments.

Cette formation hétérogène contient des passées métriques à décamétriques très régulières de gneiss de Mandelieu. De même, à l'Ouest du contact avec ces gneiss, on trouve encore une ou deux passées métriques de micaschistes. Des quartzites, en petits bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, constituent des faciès accessoires fréquents. On trouve, à la partie moyenne de cette formation, quelques boules décimétriques d'amphibolite provenant du boudinage d'un niveau plus continu. Des amas de granite aplitique, foliés et replissés, bien visibles dans le talus de la D92, recourent les micaschistes.

Le faciès-type est un micaschiste feldspathique à 2 micas, de couleur brun violacé, riche en sillimanite, qui contient toujours du grenat et montre des amandes quartzo-feldspathiques de couleur claire. Il présente fréquemment un débit en amandes de cisaillement, de taille décimétrique. Il contient parfois du disthène en tablettes bleutées qui dépassent 1 cm, ce minéral étant souvent rétomorphosé en mica blanc. La staurotide et la cordiérite sont très rares. On rencontre parfois des nodules centimétriques à quartz, plagioclase et disthène de grande taille. Disthène et staurotide sont reliques, la paragenèse stable est à sillimanite-muscovite-biotite-grenat ou

cordiérite (Buscaïl, 2000). La présence de minéraux alumineux est en accord avec la chimie de cette roche riche en Al_2O_3 , FeO, MgO et pauvre en SiO_2 [Annexe 1].

On trouve encore, dans cette formation, des micaschistes très quartzeux à muscovite et grenat, des micaschistes très riches en grenat, passant à de véritables grenatites, et des micaschistes feldspathiques qui passent à des gneiss micacés.

ζ^1 . **Alternances de gneiss plagioclasiques et micacés.** Cette formation hétérogène, épaisse de 200 à 500 m, enveloppe les gneiss de Mandelieu et les sépare des migmatites d'Auribeau.

Sur le versant ouest de la vallée de la Siagne, elle se situe à l'Ouest des Gneiss de Mandelieu, alors que sur le versant est, elle les surmonte, moulant ainsi les replis de la charnière de l'antiforme de Cannes. Elle se distingue des deux formations qu'elle sépare, par son hétérogénéité et par son caractère plus micacé et moins migmatitique. Son contact inférieur avec les gneiss de Mandelieu est bien tranché, alors qu'elle passe progressivement vers le haut aux migmatites d'Auribeau.

Elle est constituée par des alternances métriques à décamétriques des types lithologiques suivants :

- gneiss micacés compacts, à grain fin, de couleur sombre ;
- gneiss plagioclasiques à grain moyen ;
- gneiss micacés grossiers, à grosses lamelles de muscovite et à amandes quartzofeldspathiques contenant parfois des grenats.

Elle contient, à sa partie moyenne, un niveau plurimétrique d'orthogneiss à grain fin et à lentilles quartzieuses et feldspathiques très étirées.

La migmatisation, peu développée, se traduit par la présence de mobilisats à grain grossier, d'épaisseur en général centimétrique, l'apparition locale de passées de métatexites et parfois de migmatites plus homogènes. Des quartzites micacés, en niveaux minces, et des gneiss à silicates calciques, en petites lentilles, constituent les faciès accessoires.

$M^2(\zeta)$. **Gneiss migmatitiques rubano-œillés (migmatites d'Auribeau).** Ils affleurent dans la partie centrale du Tanneron oriental, depuis l'Estérel, au Sud, jusqu'au Trias, au Nord-Est d'Auribeau. Ils constituent plusieurs bandes d'orientation subméridienne, larges de 200 m à 2 km, à valeur d'antiformes. Ce sont des roches compactes, généralement homogènes, qui présentent un litage très marqué par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques plurimillimétriques et de lits fins à biotite.

Elles contiennent fréquemment des yeux de feldspath potassique maclé atteignant 2 cm de long. Elles ont, en général, une structure amygdalaire. On note en outre à l'affleurement l'existence de leucosomes concordants, à grain fin millimétrique, d'épaisseur centimétrique, et de pegmatites sécantes foliées. Dans certains secteurs, notamment près de Barbossi, elles contiennent des passées plus micacées ou des passées de gneiss plagioclasiques. Dans le secteur de Castel de Guiol, elles sont très homogènes, évoquant des orthogneiss. Au microscope, les leucosomes sont constitués de plagioclases subautomorphes zonés (An 25-30), de microcline non perthitique de forme quelconque entouré de myrmékites, et de quartz en amas polycristallins englobant des feldspaths. Les lits micacés contiennent uniquement de la biotite, la muscovite et la sillimanite étant très rares.

M¹(o ζ). Orthogneiss migmatitiques à grenat (orthogneiss de Tanneron). Ils constituent dans la partie centrale du Tanneron oriental une bande cartographique principale d'orientation subméridienne, depuis l'Estérel, au Sud, jusqu'au Trias de la Forêt de Peygros, au Nord. Ces orthogneiss sont remarquables, d'une part par l'abondance des faciès de métagranite, dont le caractère alumineux originel se traduit par la présence de cordiérite et de grenat magmatiques, et d'autre part par l'ampleur et la progressivité des transformations métamorphiques en orthogneiss blastomylonitiques d'une part, en gneiss migmatitiques lités d'autre part.

Le contact oriental avec les migmatites d'Auribeau est indistinct. En revanche, le contact avec les formations de gneiss sombres à biotite et hornblende, ou de gneiss micacés des synformes du secteur de Tanneron, se fait par un niveau très caractéristique et très constant de leptynite œillée à grenat, large de 1 à 10 m, ayant valeur de niveau repère, mais qui n'a pas pu être représenté sur la feuille. Sa signification n'apparaît pas clairement : ancien niveau d'arkose surmontant le granite originel et le séparant d'une couverture constituée par les deux formations des synformes (ζ^2 et ζ^3) (Crevola, 1977), ou faciès de bordure de l'ancien granite qui serait alors intrusif dans les formations des synformes ? On peut leur rattacher des passées d'orthogneiss, d'épaisseur métrique à décamétrique, qui apparaissent au sein des migmatites d'Auribeau, l'une à l'Est près de la base de cette formation, sans grenat et parfois œillée, l'autre à l'Ouest, au niveau de la route de Veisseou et de la Colle des Chambards, caractérisée par l'abondance des grenats.

Ils présentent trois faciès-type :

– *métagranite*. C'est une roche compacte, à grain millimétrique (1-5 mm), présentant des phénocristaux automorphes, cimentés par des cristaux plus fins. La texture est grenue, hétérogranulaire, à tendance porphyroïde. Le quartz bleuté, opalescent, est automorphe à subautomorphe. Le plagioclase (An 30-35) est automorphe et zoné. Le feldspath potassique, perthitique,

automorphe, peut atteindre 1 cm. La biotite est parfois entourée d'une couronne de petits grenats réactionnels. Des plages verdâtres à l'œil nu correspondent à de la cordiérite originelle entièrement pseudomorphosée soit en sillimanite et grenat, soit en sillimanite et biotite, soit encore en biotite et muscovite. Le grenat, qui peut atteindre 1 cm, est relativement épargné, s'entourant de sillimanite ou de biotite. Tous les minéraux portent des marques de déformation fragile et ductile. Ce faciès contient quelques rares enclaves sombres, centimétriques, ovoïdes ;

– *orthogneiss blastomylonitique*. Il se distingue du faciès précédent par sa foliation et son pseudolitage blastomylonitique, marqués, en particulier, par des quartz en plaquettes et des traînées biotitiques. Il présente une texture blastomylonitique à résidus montrant encore de nombreux porphyroclastes de feldspath et de grenat. Au microscope, la proportion des minéraux granulés est plus importante et les réactions minéralogiques sont plus marquées ;

– *orthogneiss migmatitique*. Il se différencie, à partir du faciès de métagranite, par l'apparition d'un litage fruste avec alternances de lits quartzo-feldspathiques millimétriques, séparés par des lits de biotite, avec cependant persistance de petits yeux correspondant à des feldspaths et des quartz originels non recristallisés. Dans un stade plus évolué, la roche prend l'aspect d'une migmatite litée banale, sans reliques. Par ailleurs, on note dans ces faciès migmatitiques l'existence de lits aplitiques ou pegmatitiques, concordants ou discordants, d'épaisseur centimétrique. Ce faciès montre des traces de déformations postmigmatitiques : débit amygdalaire et foliation S2 oblique par rapport au litage.

ξ². **Gneiss sombres à biotite et hornblende (gneiss sombres de Tanneron)**. Cette formation se trouve, dans les synformes du secteur de Tanneron, souvent associée, en alternances d'origine tectonique, aux gneiss micacés de Tanneron. Elle est relativement homogène, constituée de deux types de gneiss sombres à biotite, l'un plagioclasiq ue à grain fin et à hornblende sporadique, l'autre lité à hornblende :

– *les gneiss plagioclasiq ues à biotite* sont des roches sombres, compactes, à foliation et litage peu marqués. Il sont constitués de quartz, de plagioclase (An 30-35), de biotite et de sphène. Du microcline et de la hornblende sont parfois présents ;

– *les gneiss lités à biotite et hornblende* montrent de fines alternances de lits quartzofeldspathiques et de lits biotitiques à hornblende millimétrique. Ils contiennent du plagioclase subautomorphe (An 40-45), du microcline avec myrmékite, du quartz en agrégats polycristallins, de la biotite associée à de la hornblende, enfin de l'allanite et du sphène. Une particularité de ces gneiss est de présenter des leucosomes, de largeur millimétrique à centimétrique, à composition tonalitique, qui contiennent de la hornblende pœcilitique associée à du sphène et parfois à du diopside. Ces caractères sont typiques de l'anatexie de roches intermédiaires relativement calciques

(Menhert, 1971). Ces deux types de roches pourraient dériver d'anciennes roches magmatiques intermédiaires telles que diorites quartziques, diorites, ou leurs équivalents volcaniques.

ζ³. **Gneiss micacés à deux micas, sillimanite et tourmaline (gneiss micacés de Tanneron)**. Cette formation est associée, dans les synformes du secteur de Tanneron, à la formation précédente, en alternances d'origine tectonique. Elle devient dominante vers Fonsante d'une part, et dans les petits horsts de socle de l'Estérel d'autre part (feuille Fréjus-Cannes).

Ces roches ont un débit bien marqué en amandes quartzo-feldspathiques résultant du boudinage de lits plus continus. Les muscovites sont parfois de grande taille. La tourmaline, en aiguilles, et la sillimanite, en placages, sont constantes. Le grenat apparaît dans certains échantillons. Au microscope, cette roche est caractérisée par ses plagioclases globuleux, ses grosses muscovites en poisson et sa texture amygdalaire. La sillimanite en fibrolite est associée à la biotite, la tourmaline est fréquente, le microcline absent.

ζ⁴. **Gneiss plagioclasiques à deux micas (gneiss du Vallon du Chemin Charretier)**. Ils affleurent à l'Ouest du méridien de Fonsante, jusqu'au Carbonifère du Reyran, constituant une formation de plus d'un millier de mètres d'épaisseur, qui contient, en intercalation, les formations des leptynites des Adrets, des gneiss de la Moure, des gneiss sombres de Saint-Cassien, et des niveaux de cipolin. À l'Est, les gneiss plagioclasiques surmontent les gneiss micacés de Tanneron qui paraissent se terminer en biseau au niveau de Fond de Sante. Ce sont des gneiss massifs à plagioclases globuleux, hétérogènes, non lités, à foliation fruste.

Tout en présentant un faciès constant de gneiss à plagioclases globuleux, en général dépourvus de sillimanite, ils sont toujours assez hétérogènes à l'échelle de l'affleurement. Ils se présentent, en effet, sous forme d'alternances décimétriques à plurimétriques de gneiss plagioclasiques sombres à grain fin (1 mm), à grain moyen (1-3 mm), ou encore à grain grossier (> 3 mm), et de gneiss plagioclasiques micacés pouvant passer à des micaschistes feldspathiques. On note également des passées métatextitiques et des passées plus biotitiques qui peuvent contenir de la hornblende. Les gneiss à silicates calciques en lentilles décimétriques, le plus souvent associés aux faciès à grain fin, sont également fréquents dans cette formation.

Le faciès-type, à grain moyen à grossier, est caractérisé par ses plagioclases globuleux, son absence de litage, sa foliation fruste. Au microscope, la roche est caractérisée d'une part par ses gros plagioclases (An 25-30) souvent zonés et ses grosses muscovites en poisson, et d'autre

part, par sa texture amygdalaire avec structure C/S très nette. Le microcline entouré de myrmékites est rare. La sillimanite, associée à du quartz en plaquettes, peut constituer dans certains échantillons des travées soulignant les plans de cisaillement. La migmatisation se marque dans cette formation par l'apparition de gneiss métatexitiques avec néosomes d'épaisseur millimétrique, la présence de lits leucocrates concordants et d'amas de pegmatites à muscovite et tourmaline, souvent foliés et replissés.

Cette formation avec ses alternances de gneiss à grain variable et ses faciès accessoires de type gneiss à silicates calciques et cipolins présente les caractéristiques d'une formation paramétamorphique.

ζ⁵. **Gneiss sombres à biotite et grenat (gneiss de Saint-Cassien)**. Ils constituent, au sein des gneiss plagioclasiques, une intercalation de 200 m de puissance contenant des lentilles d'amphibolites à reliques élogitiques. Cette formation forme une bande continue en bordure du Carbonifère, sur les feuilles Grasse-Cannes et Fayence, depuis le Trias, au Nord, jusqu'au Vallon du Chemin Charretier, au Sud.

Ce sont des roches très sombres, massives, à grain fin, sans foliation ni litage. Elles sont fréquemment altérées, se transformant en une arène de couleur brune qui contient des boules plus fraîches à desquamation concentrique. Elles renferment de très nombreux grenats pouvant atteindre 1 cm de diamètre. Au microscope, la roche est riche en plagioclases subautomorphes (An 35-40) et en biotite. Les grenats xénomorphes, parfois pœcilitiques, peuvent être chloritisés.

myζ⁶. **Gneiss œillés mylonitiques (gneiss de la Moure)**. Ces gneiss, inclus dans les gneiss plagioclasiques, sont bien développés plus au Sud sur la feuille Fréjus-Cannes en particulier dans le vallon de la Moure. Sur la présente feuille ils constituent, en limite nord du Tanneron, trois minces bandes, dont deux sont situées à proximité des leptynites. Leurs limites avec les gneiss plagioclasiques encaissants ne sont pas nettement tranchées. Ces gneiss très micacés, sans litage véritable et de couleur brun violacé, sont caractérisés à l'affleurement, d'une part par leur structure œillée à lenticulaire, d'autre part par l'abondance des filons et filonnets aplitiques à pegmatitiques concordants ou franchement sécants, toujours replissés. Au microscope, ils ont typiquement une texture mylonitique amygdalaire, hétérogranulaire. Ils présentent des structures C/S et des micas en poisson. Les grosses amygdales, parfois très étirées correspondent à des phénoclastes de microcline présentant une auréole de plagioclases myrmékistiques. Il existe, par ailleurs des amygdales plus petites constituées de plagioclases polygonaux et des lits granulés de quartz ou de quartz-plagioclase.

λλ. Leptynites roses à grenat (leptynites des Adrets). Cette formation, bien développée dans le secteur des Adrets-de-l'Estérel (feuille Fréjus-Cannes) affleure relativement peu sur la feuille Grasse-Cannes. On la trouve aux Marjoris, en limite ouest de la feuille, et au Nord de la Siagne. Elle se place au sommet de la série du Tanneron oriental. Son origine ortho paraît indiquée par la présence de faciès à texture grenue relique, observés cependant dans un seul affleurement (à proximité du Trias de Grange Neuve). Ces leptynites sont caractérisées à l'affleurement par leur homogénéité, leur compacité, leur couleur rose, mais parfois grise et leur débit en bancs. Macroscopiquement, elles sont à grain fin et présentent un litage très fin avec parfois une structure « en crayons ». La migmatisation se traduit par l'apparition de leucosomes assez épais avec, parfois, des mélanosomes quartzeux.

Au microscope, ces roches sont caractérisées par l'abondance du quartz en plaquettes, des plagioclases xénomorphes (An 10), du microcline moiré bordé de myrmékites. Les micas, biotite et muscovite, sont rares. Le grenat est toujours présent et la tourmaline occasionnelle. La roche présente des marques de déformation intense. Si le débit amygdalaire est peu marqué, en raison de la pauvreté en micas, le litage originel est en partie oblitéré, la granulation des minéraux est fréquente et le quartz est en plaquettes.

δψ. Amphibolites à reliques éclogitiques. En dehors de petites lentilles isolées, elles se groupent, dans le Tanneron oriental, en deux niveaux principaux qui consistent en un chapelet de lentilles. Le premier, le plus oriental, est situé dans une synforme étroite qui apparaît au sein de l'orthogneiss de Tanneron. Le second est compris dans les gneiss de Saint-Cassien, près de la limite nord du massif.

Ces niveaux sont constitués d'amphibolites qui contiennent des lentilles d'éclogites à divers stades d'amphibolitisation. Il convient de signaler que des serpentinites ont été découvertes sur la feuille Fayence dans la prolongation du niveau encaissé dans les gneiss de Saint-Cassien. Alors que les amphibolites sont des roches très sombres, à foliation et litage déjà marqués, les éclogités amphibolitisées sont massives, sans foliation ni litage, à petits grenats rouges millimétriques avec une auréole blanchâtre. Il n'a pas été trouvé d'éclogites vraies à omphacite, mais seulement des éclogités en voie de rétro-morphose. Les stades classiques de rétro-morphose progressive suivants, depuis les éclogités jusqu'aux amphibolites, peuvent être reconnus :
– *éclogite à kélyphitoïde*. Le grenat de la paragenèse éclogitique initiale est entouré d'une auréole de kélyphite à lamelles de plagioclase et baguettes de hornblende. L'omphacite de la paragenèse initiale est totalement transformée en kélyphitoïde constitué d'une association vermiculaire de plagioclase et de diopside. Le rutile tend à se transformer en ilménite ;

– *éclogite amphibolitisée*. Le kélyphitoïde est entièrement transformé en agrégats de hornblende et de plagioclase. Les grenats apparaissent en reliques, au centre de plages claires constituées de plagioclases polygonaux associés à quelques cristaux de hornblende. Le rutile est entièrement transformé en ilménite ;

– *amphibolite à ocelles de plagioclases*. Les hornblendes se disposent en lits entourant des lentilles claires, constituées de plagioclases et dans lesquelles apparaissent encore quelques granules de grenat ;

– *amphibolite banalisée*. La roche montre des alternances de lits à hornblende et de lits ou de lentilles, très étirés, à plagioclases.

C- ξ_{sc} . Cipolins et gneiss à silicates calciques. Dans la partie nord-ouest du Tanneron oriental, ils constituent plusieurs horizons dans les gneiss plagioclasiques, ayant valeur stratigraphique, notamment dans le Gros Vallon, dans la Siagne et surtout sur la rive gauche de celle-ci.

Les cipolins se présentent en lentilles ou en niveaux d'épaisseur métrique à plurimétrique, contenant des intercalations de lits centimétriques à décimétriques de gneiss à silicates calciques, fréquemment boudinés. En dehors de la calcite, ils peuvent contenir du quartz, du plagioclase, du diopside, du grenat, de la hornblende et du sphène.

Les gneiss à silicates calciques se présentent en intercalations centimétriques dans les niveaux de cipolins. Ce sont des roches compactes, sans foliation, de couleur vert clair, caractérisées par leur litage millimétrique à centimétrique. En dehors du plagioclase et du quartz, ils peuvent contenir du diopside, du sphène, de la hornblende verte et du grenat calcique.

Granitoïdes en filons

μ^3 . Microgranites porphyriques. À l'Est du méridien de Tanneron, plusieurs filons de microgranite porphyrique sont disposés parallèlement à la foliation générale des formations métamorphiques. Leur longueur varie de la centaine de mètres à plusieurs milliers de mètres, pour une épaisseur plurimétrique. Ces filons à composition monzogranitique sont remarquables par leurs nombreux phénocristaux pluricentimétriques de sanidine maclée Carlsbad. Ils contiennent aussi des phénocristaux de quartz subautomorphe corrodés, groupés en plages polycristallines globuleuses, des plagioclases généralement altérés et des biotites automorphes parfois chloritisées. Leur mésostase est, le plus souvent, typiquement microgrenue à grain fin en mosaïque. Ils peuvent contenir des enclaves sombres à grain fin.

TERRAINS PALÉOZOÏQUES NON MÉTAMORPHIQUES

Le Paléozoïque est représenté par quelques termes du Permien supérieur au Sud de la feuille où il constitue la terminaison nord et nord-est du massif de l'Estérel. Aucun terrain sédimentaire plus ancien n'existe sur cette feuille.

Permien

Seul terme paléozoïque non métamorphique de la feuille, il affleure sur la bordure sud du massif de Tanneron, dans deux secteurs isolés l'un de l'autre : au Sud-Ouest de la feuille où il forme la bordure nord du graben de l'Argentière et à l'Est de Cannes où il ne subsiste qu'un petit lambeau en bord de mer ; les affleurements cartographiés sur la 1^{ère} édition de la feuille Grasse-Cannes à 1/50 000, dans la ville de Cannes (le Suquet), ne sont plus guère visibles aujourd'hui.

Permien sédimentaire

La série sédimentaire permienne continentale (Toutin, 1980) est très incomplète et seulement représentée par deux formations (voir tableau d'équivalence des formations en Annexe 2).

rBa. Formation de Bayonne (10 à 100 m). C'est elle qui constitue la majorité des affleurements permien de la feuille. Au Nord-Est de la pointe de la Croisette, elle semble reposer directement sur les gneiss du socle du Tanneron tandis que dans le graben de l'Argentière, elle est en contact par faille avec les gneiss et les orthogneiss migmatitiques de ce même massif du Tanneron.

La formation type, azoïque, se situe sur la feuille Fréjus-Cannes, au lieu-dit Bayonne (Toutin-Morin *et al.*, 1994). Elle débute par un conglomérat rosâtre, à blocs et galets, de 1 cm à 1 m, de rhyolites diverses antérieures à l'ensemble volcaniques 7ρ (1ρ à grandes flammes, 2ρ à ponces nombreuses), de grès, de quartzites et de gneiss.

Elle se poursuit par des grès feldspathiques et des arkoses roses à tâches de décoloration verdâtres fréquentes autour des galets. Les galets, de même nature que précédemment mais plus petits (quelques centimètres), sont le plus souvent regroupés en poches. L'analyse des minéraux accessoires indique que 95 % des zircons sont originaires des rhyolites alcalines (Pupin, 1987).

Des intercalations d'argiles vertes ou violet foncé apparaissent localement. Ces argiles qui terminent la formation de Bayonne dans

l'Estérel et le bassin du Bas-Argens (feuille Fréjus-Cannes) ont autrefois été observées à l'occasion de travaux à l'Ouest de Cannes.

rPx. Formation des Pradineaux (100 m environ). Elle affleure sur le bord nord du graben de l'Argentière, dans l'angle sud-ouest de la feuille, où elle repose, en discordance, sur la formation de Bayonne. La maison forestière des Pradineaux, sur les rives de l'Endre (feuille Fréjus-Cannes), lui a donné son nom.

Elle débute par des conglomérats à galets de socle et de rhyolites diverses, en particulier 7ρ localement très abondante. Elle se poursuit par des grès verdâtres, beiges ou bruns, parfois à débit en plaquettes. Les manifestations volcaniques sont fréquentes dans ces niveaux : tufs volcaniques originaires du volcan de Maurevieille situé à moins de 10 km, dans le massif de l'Estérel, et tuffites vert vif, déposées ou remaniées en milieu lacustre.

La série se termine par des argiles vert vif ou brunes, à galettes carbonatées, et constitue, elle aussi, une séquence sédimentaire globalement grano-décroissante.

Au Sud de l'Estérel, des débris végétaux et des pollens ont donné un âge thuringien aux argiles grises et aux grès intercalés entre les coulées acide 1ρ et basique $2\alpha M$ de cette formation (Visscher, 1968) tandis que les traces de vertébrés tétrapodes indiquent le Permien supérieur, sans doute Kougourien-Kazanien inférieur (Demathieu *et al.*, 1992 ; Gand *et al.*, 1995).

Permien volcanique

1ρ . Coulée de rhyolite flammée (2 à 5 m). Elle correspond à la première coulée acide individualisée dans la région et se situe au sommet de la formation d'Ambon. C'est une rhyolite d'aspect fluidal, gris-violacé, aphyrique mais riche en flammes (3 à 7 %) de 1 à 20 cm dans le plan d'aplatissement à la base de la coulée. Elle présente une prismation frustrée au toit et au mur. Les phénocristaux de quartz éclaté, de feldspaths potassiques et d'albite sont peu nombreux.

Elle affleure au Nord du graben de l'Argentière, à l'Ouest des Barnières, mais ses points de sortie se situeraient plus à l'Ouest, à proximité du Reyran (Toutin-Morin *et al.*, 1994). Elle serait à mise en place ignimbrétique.

2ρ . Coulée de rhyolite ignimbrétique à fragments de ponces (20 à 30 m). Elle constitue la première unité ignimbrétique franche dans la région et débute la formation de Bayonne. De couleur rougeâtre, elle contient 10 à 15 % de phénocristaux (feldspaths surtout potassiques et

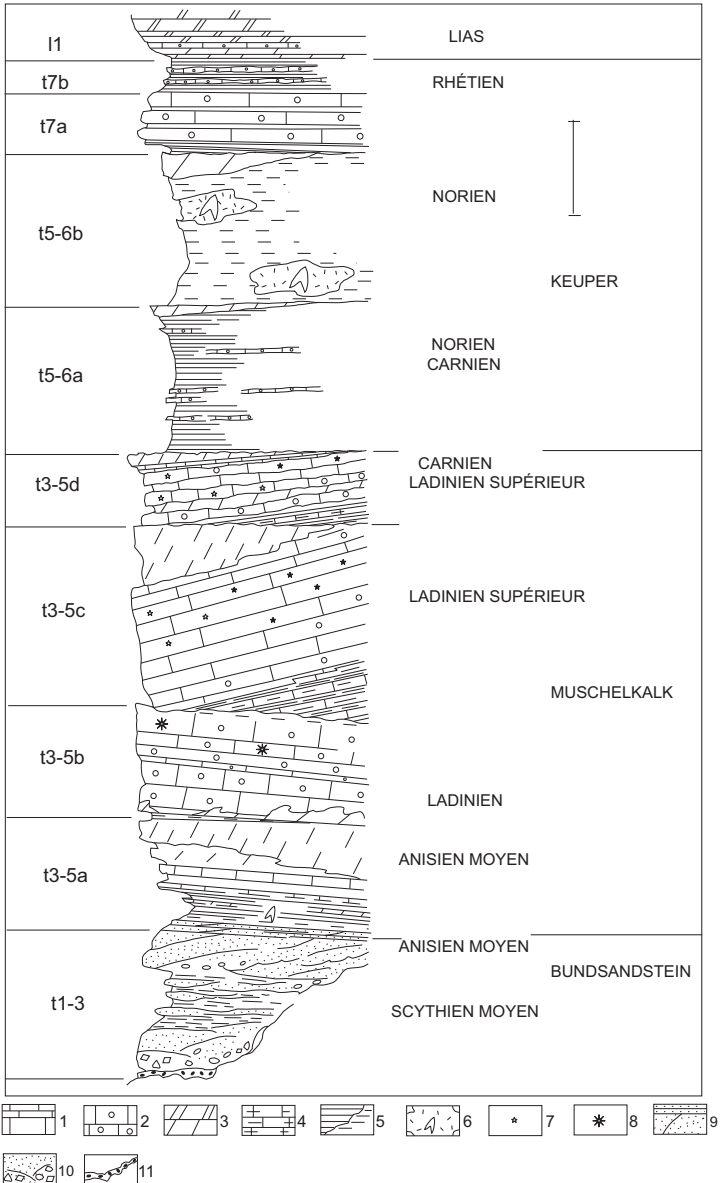


Fig. 2 - Série triasique. Faciès et épaisseurs entre Grasse, Mouans-Sartoux et Mougins, secteur où la série est la plus complète

quartz), des ponces centimétriques et des enclaves énallogènes dispersées dans une pâte à écharde de verre recristallisées. La texture, vitroclastique, est produite par l'éclatement de ponces à canaux.

Elle affleure au Sud de 1ρ et ses points de sortie se situent à l'Ouest, à proximité du Reyran.

11ρ. Rhyolite fluidale (= pyroméride) aphyrique, à sphérolites (200 m). Elle affleure dans l'angle sud-ouest de la feuille, au Nord des Philippons. C'est une rhyolite rose orangé, fluidale, aphyrique, avec de rares phénocristaux de quartz et de feldspaths (quelques pour cent). Sa texture, sphérolitique fluidale, est formée par l'alignement de sphérolites séparés par une mésostase felsitique ; elle correspond à la dévitrification d'un verre volcanique de type obsidienne au cours des temps géologiques. Elle a été datée à 253 ± 10 Ma (âge K/Ar recalculé, Roubault *et al.*, 1970) dans la partie centrale de l'Esterel.

β. Filons et roches basiques indifférenciées (quelques dm à quelques m). Ces roches affleurent le long de la faille bordière du graben de l'Argentière, dans la formation de Bayonne ou séparent 1ρ et 2ρ. Il existe également de nombreux petits affleurements dans le socle du Tanneron qui n'ont pas été reportés sur la carte en raison de leur très petite taille. Les roches, verdâtres à noirâtres, sont très altérées et il est difficile de définir la roche originelle : on les regroupe, en général, sous le nom de dolérites ou de lamprophyres. Dans le Tanneron, le plus souvent, seule la couleur brun-ocre du sol indique encore leur existence. Analogues à celles que l'on observe sur les feuilles Fréjus-Cannes et Saint-Tropez-Cap Lardier, ces roches sont attribuées au Permien car on ne les trouve jamais traversant les terrains mésozoïques ou cénozoïques mais seulement dans le socle, le Carbonifère ou le Permien inférieur.

TERRAINS MÉSOZOÏQUES

Trias

Dans cette partie des Alpes-Maritimes, le Trias est de type germanique ; il débute par des sédiments détritiques (de faciès « Buntsandstein ») recouverts par des dépôts argilo-carbonatés (« Muschelkalk ») et se termine par des marnes à évaporites (« Keuper ») (fig. 2). La plus grande partie de la série a été peu étudiée depuis la 1^{ère} édition de la feuille et les levers de la feuille Grasse-Cannes n'ont pas donné lieu à une révision stratigraphique de la série triasique.

À l'exception du Trias inférieur détritique bien daté du Scythien moyen à l'Anisien moyen (Durand *et al.*, 1988), les âges proposés (Anisien moyen

à Carnien) pour les formations cartographiées du « Muschelkalk » font référence aux datations établies dans les séries voisines de la feuille de Fréjus-Cannes à 1/50 000 (unités C à F définies par Brocard, in Toutin-Morin *et al.*, 1994). Sans aucun élément de datation, les formations du « Keuper » pourraient représenter une partie du Carnien et du Norien *p.p.* ou être attribuées au seul Norien. Terminant la série triasique, les assises du Rhétien sont datées par les faunes du gisement de Courmettes.

Trias détritique

t1-3. Grès rosâtres ou verdâtres et argiles bariolées (Scythien moyen-Anisien moyen) (0 m ou 20 à 80 m). Cette formation représente le Trias détritique (dépôts continentaux détritiques - « grès bigarrés » - à faciès Buntsandstein) et comme pour la feuille Fréjus-Cannes à 1/50 000, les subdivisions tA et tB, classiquement employées dans la région de Toulon, sont difficiles à utiliser ici (ils sont équivalents de l'unité A + B de Brocard, in Toutin-Morin *et al.*, 1994).

Ces « grès bigarrés » affleurent en demi-arc de cercle au Nord et au Nord-Est du massif de Tanneron, depuis le Sud du Tignet à l'Ouest jusqu'à Cannes-Golfe Juan à l'Est. Ils reposent presque partout directement sur le socle. Autrefois, à l'Est et au Nord-Ouest de Cannes, quelques affleurements permettaient de les observer reposant sur le Permien ; ils ne sont plus visibles aujourd'hui du fait de l'urbanisation. Vers l'Est, des niveaux de grès isolés, parfois de quelques mètres carrés seulement, sont encore visibles dans les agglomérations de Golfe Juan, Vallauris et Cannes ; leur cartographie est difficile et les contours de la 1^{ère} édition de la feuille ont été repris dans certains secteurs. En revanche, au Nord de l'autoroute A8, les affleurements restent bien développés et peuvent être cartographiés en continu.

De bas en haut, les « grès bigarrés », peuvent être localement subdivisés en trois unités :

– à la base, un mince niveau conglomératique (moins d'un mètre), seulement visible dans le secteur de Pégomas. Il est caractérisé par la présence d'éléments constitués de quartz d'origine locale, de teinte grise, patinés, picotés et façonnés par le vent au cours de la phase aride du Scythien inférieur à moyen (Durand *et al.*, 1988). Il correspond au « poudingue de Port-Issol » (feuille Toulon), terme le plus inférieur de la série ; selon Durand *et al.* (1988), « le passage du poudingue de Port-Issol » (à galets éolisés) aux grès de Gonfaron (à paléosols carbonatés) traduit la fin d'une période très aride, bien connue dans le Bassin germanique où elle caractérise le « Buntsandstein moyen » (Durand, 1972) ; son âge coïnciderait avec le Scythien moyen en Provence ;

– des grès aux surfaces d’affleurement souvent arrondies par l’érosion, à passées conglomératiques riches en galets peu émoussés de rhyolites permienne diverses, en particulier 7ρ , à auréoles décolorées et quartz à surface vermiculée ; les galets de socle (quartzites blancs, micaschistes, gneiss) sont plus rares ; des traces de galets mous sont visibles localement (Nord-Ouest de Cannes). À la base, les bancs de grès rosâtres, verdâtres ou grisâtres, sont massifs et ravinants, épais de 1 à 2 m ; en montant dans la série, ils deviennent plus minces (une dizaine de centimètres). Ils présentent de nombreux faisceaux de progradation, des dépôts d’accrétion latérale (point bar), parfois de fines stratifications obliques. Des horizons pédogénétiques, de couleur violette, s’individualisent quelquefois au sein de ces grès (bois de la Mourachonne, au Nord de Pégomas). Vers le haut de la série, les intercalations d’argiles sableuses jaunâtres, réséda, rouges ou violettes, à illite dominante et hématite fréquente, de 0,5 à 1 m d’épaisseur, finement litées, s’amenuisent peu à peu.

À Pégomas, elles ont livré vers le sommet une palynoflore bien conservée [Annexe 2] indiquant un âge anisien inférieur (Adloff *in* Durand *et al.*, 1988). Des pistes de reptiles ont été signalées dans des grès blancs dans le secteur de Pégomas (Ginsburg *et al.*, 1970 ; Durand *et al.*, 1988).

Ces grès, plus ou moins équivalents des « grès de Gonfaron » de la région de Toulon, constituent l’essentiel de la série. Ils correspondent à l’arrivée de matériel nouveau et sont, dans le secteur Cannes-Pégomas, des dépôts de cône alluvial installé au débouché de la vallée encaissée d’un cours d’eau venu du Sud, depuis le bloc corso-sarde (Durand, 1988). Ces grès passent progressivement aux grès sus-jacents en plaquettes :

– des grès fins, jaunâtres à rougeâtres, en minces lentilles séparées par des joints argileux verdâtres à jaunâtres ; fréquemment ondulés ou même franchement plissés (Sud du Val du Tignet), d’épaisseur réduite (1 à 3 m, mais le plus souvent moins d’un mètre). La présence de pseudomorphoses de sel indique un dépôt en milieu lagunaire et les premières influences marines dans la région. Ils sont l’équivalent des « grès en plaquettes de Solliès » d’âge anisien moyen (feuille Toulon).

Trias carbonaté

t3-5a. **Argiles grises évaporitiques et dolomies (Anisien moyen ?) (40 à 90 m)**. De bons affeurements existent au Sud du Tignet, à Ranguin et en bordure de l’autoroute A8 ; de bas en haut, la série suivante peut être reconstituée :

– argiles grises ou blanchâtres, pulvérulentes, assez constantes au-dessus des grès en plaquettes du toit de t1-3. Présence d’évaporites mais pas de lentilles importantes comme dans le « Keuper » ;

- calcaires et dolomies, en bancs minces, dans des marnes et des marno-calcaires ;
- dolomies à patine ocre ou rousse, en bancs épais séparés par des marnes ;
- dolomies massives, affleurement d'aspect « pierre à trous ». Elles se développent entre Grasse, où elles sont peu épaisses, et Cannes où leur puissance est maximum.

Cette formation semble associée aux grès en plaquettes sous-jacents ; elle vient en on-lap sur le socle cristallin du bois de la Maure. Elle serait équivalente des argiles grises et dolomies ocres de Provence d'âge anisien moyen ? (Durand *et al.*, 1988) et de l'unité C de Brocard (*in* Toutin-Morin *et al.*, 1994).

t3-5b. Calcaires lités, bioclastiques, gris ou brun (Ladinien ?) (0 ou 30 à 100 m). Ils forment une barre et affleurent bien au Sud du Tignet, à la Roquette-sur-Siagne, à Ranguin au-dessus de l'autoroute. Ces calcaires, souvent vermiculés, riches en débris d'organismes benthiques, renferment parfois des constructions (polypiers ?) et se terminent fréquemment par des encroûtements de stromatolites. Ils affleurent de façon discontinue, conservés dans des petites dépressions en pied de faille, et renferment parfois des dépôts de faciès bréchiq. Leur âge serait Ladinien, en équivalence avec l'unité D de Brocard.

t3-5c. Marnes, calcaires à crinoïdes et dolomies grises massives (Ladinien supérieur ?) (environ 100 m). Cette formation est la plus développée du Trias carbonaté ; de bons affleurements existent le long de la pénétrante Grasse-Cannes, à Mouans-Sartoux, à Vallauris, au Sud de Peymeinade, au Cannet-Rocheville. De bas en haut, elle est formée de plusieurs unités :

- marnes et marno-calcaires, bien représentés au Nord de l'accident Valbonne-Mougins ; cette unité pourrait être équivalente de l'unité E de Brocard, datée du Ladinien supérieur par des spores et pollens ;
- calcaires lités en bancs épais, bioclastiques, à intercalations bréchiq. et horizons à grosses entroques. Cette unité présente l'extension géographique la plus importante, débordant tous les affleurements triasiques plus anciens ; elle viendrait directement sur le socle à Vallauris ;
- dolomies à patine grise, bien développées au Nord de l'accident Valbonne-Mougins, renfermant des intercalations de calcaires bioclastiques et de marnes. Cette unité et les calcaires sous-jacents à crinoïdes seraient équivalents d'une partie de l'unité F de Brocard, datée du Ladinien supérieur par des crinoïdes et des brachiopodes.

t3-5d. Marno-calcaires, calcaires à crinoïdes et dolomies blanches en plaquettes (Ladinien supérieur et Carnien ?) (20 à

50 m). Les bons affleurements sont vers Bar-sur-Loup, Mougins, au Sud de Grasse, au Tignet, à Peymeinade. Plusieurs unités la constituent de bas en haut :

– marnes et marno-calcaires blanchâtres ou gris-beige, plutôt localisés au Nord de l'accident Valbonne-Mougins ;

– calcaires bioclastiques gris-beige parfois en bancs épais, souvent dolomités, avec des niveaux riches en entroques de grande taille, formant une barre de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, plus épaisse vers Peymeinade et Grasse. Cette unité correspondrait à la partie supérieure de l'unité F de Brocard, datée du Ladinien supérieur par les crinoïdes et les brachiopodes ;

– calcaires bioclastiques lités, en bancs minces, ou en plaquettes, surmontés par des dolomies blanches à grain fin, à cassure plus ou moins conchoïdale, formant une petite corniche de 2 à 3 m localisée entre le Tignet et Grasse. D'après Brocard, ces dolomies marquent le toit du Trias carbonaté en Provence ; la microfaune d'ostracodes et foraminifères du sommet de l'unité F indique un âge carnien.

Trias marneux et évaporitique

t5-6a. **Marnes gris-bleu à bancs de calcaires roux (Carnien-Norien p.p. ?) (0 à 100 m).** Quelques affleurements existent au Nord de Peymeinade, entre Grasse et Cabris ; ailleurs ces marnes sont identifiables par la morphologie de talus qu'elles déterminent et par de rares affleurements discontinus où l'érosion a exhumé quelques bancs de calcaires roux. Ces marnes existent presque partout sauf entre Opio, Plascassier et Valbonne, ainsi qu'entre Vallauris et le collet Saint-Antoine. L'épaisseur maximum est entre le Tignet, Grasse, Pré du Lac et Bar-sur-Loup. Leur contact avec le Trias moyen n'a pas été observé ; il semble brutal, sur les dolomies terminant t3-5d (vers le Tignet) ou plus souvent sur les calcaires à entroques de t3-5d (entre Grasse et Mougins).

Ces marnes, très argileuses, sont caractérisées par leur plasticité, leur couleur gris-bleuté et l'absence d'efflorescences blanchâtres fréquentes dans les marnes à évaporites qui les recouvrent. Elles renferment des bancs plus ou moins épais de calcaires roux, bioclastiques, riches en débris de lamellibranches, rappelant certains faciès du Rhétien. Ces bancs calcaires semblent isolés et espacés dans les marnes, sans qu'il existe de corniches. Une petite barre (quelques mètres) de gros bancs dolomitiques à patine gris-clair, bien stratifiés, termine la série lorsqu'elle est complète (en contrebas de Cabris ; sortie vers Peymeinade à Grasse). Cette formation n'avait pas été séparée des marnes à évaporites dans la 1^{ère} édition de la feuille Grasse-Cannes.

t5-6b. **Marnes gris-beige, versicolores, à évaporites (Norien p.p. ?) (0 à 120 m).** Ces marnes, comme les précédentes, forment des talus à la morphologie molle et les bons affleurements sont rares ; les évaporites ont été exploitées en carrières et on peut les observer au Sud de Peyloubet, au Nord de Plascassier, à Magagnosc, au Nord d'Opio, entre Grasse et Cabris, à Pré du Lac. Les variations d'épaisseur de la formation sont comparables à celles des marnes gris-bleu sous-jacentes : les surépaisseurs et amincissements se produisant aux mêmes endroits du bassin, elles manquent aussi entre Opio, Plascassier et Valbonne. Elles recouvrent cependant une plus grande surface, s'étendant au-delà de Cannes et du collet de Saint-Antoine jusqu'à Vallauris et Antibes.

Les marnes grises ou beiges sont pulvérulentes en affleurement, caractérisées par des efflorescences blanchâtres ; elles renferment des intercalations argileuses violacées ou vertes, des bancs plus ou moins épais de cargneules orangées, de rares bancs de calcaires bioclastiques roux et des lentilles d'évaporites (gypses) de couleur blanche, rouge, rose ou grise, qui, suivant les endroits du bassin, existent à la base ou au sommet de la formation. Lorsque la série est complète, elle se termine par une barre (quelques mètres) de dolomies ou de calcaires dolomitiques beige clair, à débit parallélépipédique rappelant celui de l'Hettangien de faciès provençal ; latéralement ces dolomies seraient remplacées par des cargneules rousses, d'aspect ruiniforme.

Rhétien

t7a. **Marnes vertes, alternances marnes-calcaires bioclastiques gris-beige (Norien ou Rhétien p.p. ?) (0 à 40 m).** La formation affleure bien à Courmettes, et, avec une morphologie de plateau, entre Mouans-Sartoux, Plascassier, Valbonne, Opio et le Rouret. Elle existe jusque vers Cannes, le collet Saint-Antoine et Vallauris ; elle manque entre Cabris, le Tignet, Grasse, Pré du Lac, les Gorges du Loup, Tourrettes-sur-Loup et dans toute la partie nord de la feuille, dans les écaillés de Saint-Vallier, de Caussols et de la Montagne de Thiey.

À la partie inférieure, des marnes vertes et des calcaires bioclastiques en bancs minces, de faciès comparable à ceux qui terminent l'unité suivante du Rhétien, affleurent de façon discontinue avec de fortes variations d'épaisseur, vers Plascassier et Valbonne. Au-dessus, viennent des marnes et des bancs épais (0,5 à 1 m) de calcaires bioclastiques gris-beige ou bruns, riches en débris de lamelibranches, qui affleurent largement autour de Plascassier. Ces différents faciès viennent sur des assises triasiques d'âge varié : Norien (entre Mougins et Cannes) ou Ladinien-Carnien (entre Valbonne et Opio) ; cette formation semble donc cartographiquement discordante.

t7b. **Marnes versicolores, calcaires lumachelliques roux, calcaires dolomitiques (Rhétien) (30 à 40 m)**. De bons affleurements existent près de Valbonne, à Chateaufort-de-Grasse, vers Opio, à Cabris, au Nord-Est de Vallauris ; la formation, d'épaisseur assez constante, existe sur toute l'étendue de la feuille de Grasse-Cannes. Elle débute par des marnes versicolores -rouges, vertes ou noires- où s'intercalent des bancs minces de calcaires bioclastiques gris-roux ou bleutés riches en lamellibranches, des bancs minces et des plaquettes centimétriques de calcaires micritiques beiges et des bancs plus épais de dolomies orangées. Vers le haut de la formation, les intercalations marneuses diminuent d'épaisseur, les bancs carbonatés se resserrent, les intercalations bioclastiques sont plus espacées puis disparaissent, la dolomitisation envahit les dépôts micritiques, la série présente progressivement le faciès des dolomies « hettangiennes » gris-cendré.

Son âge est rhétien, d'après les faunes de Courmettes. Vertébrés : Placodontes : mandibules, plaques dermiques ; Nothosaures : vertèbres, côtes ; Poissons : dents, vertèbres, écailles, épines dorsales, fragments osseux ; tous les squelettes ont été démembrés après la mort et les fragments dispersés ; pas d'os en connection retrouvés. Invertébrés - *Pinna sp.* ; *Anomya sp.* ; *Mytilus sp.* ; *Avicula contorta* ; *Diademopsis sp.*

Jurassique

L'abondance des faunes et la précision des datations varient de façon très inégale suivant les différents secteurs et suivant les niveaux de la série, en liaison avec une dolomitisation croissante du Nord vers le Sud de la feuille. Au Nord, dans les écailles de l'arc de Castellane aux séries moins dolomitiques, les brachiopodes et les ammonites ne sont pas rares et permettent de caractériser la plupart des étages du Jurassique. Au Sud, dans l'autochtone, la découverte de faunes (brachiopodes) pas toujours bien conservées, permet de caractériser l'étage ou une fourchette d'âge pour les différents faciès dolomitiques : une modification essentielle de cette nouvelle édition est la division en étages ou parties d'étages proposée pour le Jurassique « indéterminé » (JD) de l'édition précédente entre Grasse et Antibes (fig. 4, hors texte). Dans le secteur d'Antibes-Juan les Pins, certains contours sont complétés par ceux des cartes anciennes (Antibes à 1/80 000, 1^{ère} et 2^e édition).

L'échelle stratigraphique utilisée est celle du Groupe Français d'Étude du Jurassique (1997).

l1. **Dolomies grises (Lias : Hettangien ?) (0 à 80 m)**. Souvent qualifiées d'azoïques, les dolomies grises livrent cependant quelques macrofossiles mal conservés (lamellibranches, gastropodes, stromatolites)

sans signification stratigraphique ; les microfossiles et nannofossiles souvent très altérés, ne fournissent pas davantage d'indications relatives à l'âge, dans les bancs dolomitiques ou dans les interbancs marneux. La formation a été attribuée localement à l'« Hettangien provençal » (Lanquine, 1929 ; Bertrand, 1943) mais pourrait aussi représenter une partie plus importante du Lias (Dardeau, 1983) ; le débit en prismes (cubes ou parallélépipèdes) est caractéristique et les intercalations bréchiques existent à tous les niveaux.

Deux faciès peuvent être reconnus : des dolomies grises à intercalations marneuses versicolores, des dolomies grises à intercalations de marnes vertes ; la série liasique comprend l'un des deux faciès ou les deux faciès superposés, le faciès à marnes vertes terminant la série :

– dolomies grises et marnes versicolores (0 à 80 m). Elles affleurent uniquement entre Valbonne, Mougins et le Cannet ; formées de deux ou trois grosses barres souvent en relief (ex. : au centre héliomarin au Nord du Cannet), ces barres sont constituées par des bancs minces de dolomies grises à grains très fins, par des bancs épais montrant des stromatolites bien conservés ou parfois démantelés en brèches, des laminations obliques ou conformes à la stratification, et par des bancs de dolomies à gros grains ou à débris coquillers à l'origine d'anciens calcaires bioclastiques. Entre ces barres carbonatées s'intercalent quelques mètres de marnes versicolores (grises, vertes, rouges ou noires) renfermant des bancs espacés de dolomies jaunâtres et des marno-calcaires dolomitiques rognoneux plus ou moins bien stratifiés, versicolores ;

– dolomies grises et marnes vertes (0 à 50 m). Elles sont bien représentées entre Grasse et les gorges du Loup et entre Vallauris et Antibes ; elles manquent ou sont peu développées dans l'arc de Castellane et entre Valbonne, Mougins et le Cannet dans le secteur caractérisé par les dolomies grises et marnes versicolores. À la base, les bancs dolomitiques s'épaississent progressivement vers le haut pour former une barre massive, renfermant des laminites, des stromatolites, des restes de bioclastes indéterminables ; au sommet, les bancs sont plus minces, séparés par des interbancs marneux verts ; le toit de la formation est parfois rubéfié, violacé, plus ou moins encroûté et ferruginisé, localement recoupé obliquement par une surface d'érosion (la Sarée).

La superposition des deux faciès, dolomies grises à marnes versicolores puis dolomies grises à marnes vertes, existe au cap d'Antibes et entre Valbonne, Roquefort-les-Pins, le Rouret et Opio ; la série liasique est peu épaisse (30 à 50 m) et les intercalations à marnes vertes du sommet peu développées (10 à 20 m).

j2-3a. **Calcaires à chailles et dolomies (Bajocien supérieur ? et Bathonien inférieur et moyen) (30 à 50 m)**. Des récoltes de faunes laissent supposer qu'une partie du Bathonien (inférieur et moyen *p.p.*) serait représentée dans cette unité (Dardeau et Laurin, 1982 ; Dardeau, 1983). Plusieurs coupes (les Bouillides, Valbonne, Chateauneuf-de-Grasse, gorges du Loup, Pont-du-Loup) ont livré à des niveaux différents des rhynchonelles d'âge vraisemblablement bathonien moyen ; les fossiles ne sont pas assez nombreux et souvent incomplets, ne permettant pas de proposer une détermination et un âge plus précis. Sur les feuilles voisines, la base de ces niveaux a livré des faunes du Bajocien (Draguignan à 1/50 000), des fossiles d'affinité bathonienne ont été trouvés à Saint-Jeannet et des faunes du Bajocien à Aiglun (Roquesteron à 1/50 000) ; dans la 1^{ère} édition de Grasse-Cannes, cette unité (j1) représentait le Bajocien.

Les assises carbonatées de la base du Dogger peuvent donc représenter une partie du Bajocien (supérieur) et du Bathonien (inférieur et moyen) ; elles sont discordantes sur les sédiments du Lias et du Rhétien ; leur toit n'a sans doute pas partout le même âge car il est cartographiquement recoupé en oblique par les marno-calcaires du Bathonien moyen-supérieur. Plusieurs types de coupes se rencontrent suivant le développement des accidents siliceux et de la dolomie.

Dans les écailles de l'arc de Castellane, cette unité du Dogger est fortement en relief et souligne l'ossature des structures alpines. Elle est formée de calcaires bioclastiques gris-brun, en bancs épais, ou de dolomies gris sombre massives (40 à 50 m), à gros grains, rares chailles, recouvrant les dépôts réduits du Lias ou directement ceux du Rhétien ; à la Colle des Maçons et près du col de Ferrier (écaille de Caussols), un conglomérat s'intercale, marquant la lacune et la discordance cartographique.

Entre Cabris, Grasse, les gorges du Loup et Valbonne (secteur nord-ouest de l'autochtone), cette unité se présente comme une barre massive à la base des falaises du Jurassique ; elle comprend deux faciès superposés. À la base (20 à 40 m), des calcaires gris-brun en bancs épais, à chailles nombreuses, riches en bioclastes (lamellibranches, brachiopodes, polypiers, crinoïdes, gastropodes, bryozoaires, spongiaires, oncolites), foraminifères et grains micritiques. La dolomitisation se développe entre Grasse et Cabris. Le toit des calcaires est marqué par des accidents siliceux jointifs, parfois stratiformes. À la Sarée, les calcaires sont discordants sur les dolomies grises du Lias. Au sommet (0 à 20 m), des calcaires bioclastiques riches en oncolites, dépourvus d'accidents siliceux, sont couronnés par un niveau rubéfié et ferruginisé, formé d'une accumulation d'oncolites jointifs (quelques décimètres) ; localement, une surface durcie termine la série. Ces calcaires à oncolites n'existent pas au Sud de Valbonne.

Entre Valbonne et Antibes (secteur sud-est de l'autochtone), cette unité est moins aisément identifiable dans la morphologie par suite du développement des assises liasiques et de la pénéplanation de ce territoire au Tertiaire ; de bonnes coupes existent dans la vallée de la Brague au Sud-Est de Valbonne. Des dolomies gris sombre (40 à 50 m) renfermant des chailles sur toute leur épaisseur et quelques bancs de calcaires bioclastiques gris-brun à chailles (5 à 10 m) dans leur partie médiane, se développent dans ce secteur en particulier vers Antibes. Le toit est érodé, karstifié, et les morphologies anciennes ont été mises à jour lors de l'exploitation à ciel ouvert des argiles qui les colmataient. Les dolomies et calcaires à chailles affleurent au cap d'Antibes ; elles affleuraient encore dans l'agglomération d'Antibes-Juan-les Pins à la fin du XIX^e siècle (Antibes à 1/80 000, 1^{ère} édition).

j3b. Argilo-calcaires et calcaires, à pholadomies et rhynchonelles (Bathonien moyen et supérieur p.p.). (10 à 70 m). Cette unité est partout fossilifère et la seule qui soit bien datée dans l'autochtone. Elle a livré de bas en haut (Dardeau et Laurin, 1982 ; Dardeau, 1983) : *Burmirthynchia mediterranea nov. sp.*, puis *B. turgida* Buckman (Bathonien moyen et supérieur) dans la moitié inférieure plus argileuse ; *B. decorata* (Schlotheim) *Kiliani nov. subsp.* (Bathonien supérieur) dans la moitié supérieure plus carbonatée. Deux types de coupes peuvent être reconnus, avec un développement partout peu important de la dolomie.

Dans les écaïlles de l'arc de Castellane, les argilo-calcaires du Bathonien moyen et supérieur (30 à 40 m) forment un large talus au-dessus de la falaise gris sombre du Bajocien-Bathonien. À la base, des argilo-calcaires jaunâtres, parfois orangés ou roux, en bancs arrondis par l'érosion, présentent des intercalations de calcaires marneux à oncolites violacés ; au-dessus, des calcaires beiges en bancs épais, à patine gris clair et cassure brune, riches en oncolites, lamellibranches, brachiopodes, foraminifères ; au sommet, quelques mètres de calcaires micritiques beiges, avec des interbancs d'argiles vertes très minces, et des dolomies à grain fin, livrent *B. decorata*.

Dans l'autochtone, cette unité présente des faciès plus diversifiés dont les épaisseurs et l'extension horizontale varient rapidement. Entre Cabris, Grasse, les gorges du Loup et Valbonne, la série débute par des marnes noires (0 à 10 m) renfermant des débris végétaux, du quartz, des micas, des charophytes, des ostracodes, des échinodermes et des foraminifères. Ces marnes, absentes entre Bar-sur-Loup et Valbonne, se développent entre la Sarée et Cabris ; leur extension géographique est identique à celle des calcaires à oncolites sous-jacents et elles occupent dans la série la même position que les argiles de Vallauris. Au-dessus viennent des argilo-calcaires jaunâtres à roussâtres renfermant fréquemment des débris végétaux, puis des calcaires bioclastiques, des dolomies à grain fin, enfin quelques mètres de calcaires beiges à argiles vertes livrant *B. decorata* ; vers Cabris, des

pholadomies sont nombreuses dans les argilo-calcaires jaunâtres des rhynchonelles (*B. mediterranea*, *B. turgida*) étant fréquentes dans les calcaires bioclastiques entre la Sarée et les gorges du Loup. De Valbonne à Antibes, la série présente des faciès et des épaisseurs comparables (40 à 70 m) et débute par les argiles de Vallauris qui se développent au Sud des Bouillides ; elles ont été autrefois exploitées à ciel ouvert et en galeries pour la poterie à Vallauris ; ces argiles manquent autour de Valbonne. Elles colmatent des dépressions du toit des calcaires et dolomies à chailles sous-jacents. Au-dessus, des brèches et des argilo-calcaires pauvres en rhynchonelles livrent d'abondantes pholadomies, huîtres, gastropodes, débris végétaux ; des dolomies et des calcaires en bancs massifs avec de minces interbancs d'argiles vertes renfermant *B. decorata* terminent la série.

j3c et j3d. **Calcaires bioclastiques et dolomies à oncolites (Bathonien supérieur)**. Ces deux unités entièrement carbonatées ont livré à divers niveaux quelques rhynchonelles (*B. decorata*) indiquant le Bathonien supérieur sur l'ensemble de la feuille : aux Bouillides, vers le Rouret, dans les gorges inférieures du Loup, aux Vallettes, à Bar-sur-Loup, à la Sarée, sur le plateau Napoléon, vers la chapelle Saint-Christophe, près du col de Ferrier, entre Cabris et Saint-Vallier. Les deux faciès peuvent être cartographiés séparément entre Antibes et les gorges du Loup ; moins bien individualisés, ils ont été regroupés entre les gorges du Loup, Grasse et Cabris, ainsi que dans les écailles de l'arc de Castellane.

j3c. **Calcaires bioclastiques beiges (Bathonien supérieur) (10 à 30 m)**. Ils affleurent bien, en bancs épais, à patine gris clair, cassure conchoïdale beige, entre Antibes et les gorges du Loup. Les interbancs marneux sont réduits ou absents et leur faciès bioclastique est comparable à celui des niveaux calcaires intercalés dans l'unité plus argileuse j3b sous-jacente. Le toit de cette unité marque la limite cartographique entre les calcaires et les dolomies très épaisses qui se développent au-dessus dans l'autochtone ; les calcaires ne seront plus présents dans la série avant la fin du Jurassique et la limite Jurassique-Crétacé.

j3d. **Dolomies brunes à oncolites (Bathonien supérieur) (30 à 40 m)**. Très massives, en bancs épais, et de patine gris sombre, elles affleurent entre Antibes et les gorges du Loup, comme les calcaires j3c qu'elles recouvrent. De cassure brune, saccharoïde, elles renferment des oncolites de grande taille (1 à 5 mm) plus ou moins épargnés par la dolomitisation, gris clair, dissous en surface par l'altération météorique, conférant à la patine sombre un aspect tacheté caractéristique. Ces dolomies forment le soubassement du Fort Carré et d'Antibes.

j3c-d. **Calcaires gris beiges et dolomies brunes (Bathonien supérieur) (30 à 70 m)**. Dans le reste de la feuille (bordure nord de

l'autochtone et arc de Castellane), ces unités forment une seule falaise qui couronne le talus des argilo-calcaires jaunâtres j3b. Cette falaise comprend plusieurs niveaux d'oncolites, dans des calcaires ou des dolomies le plus souvent en bancs très épais ; des intercalations de dolomies brunes à grains fins et de calcaires bioclastiques beiges très graveleux ou à grains plus fins, existent à différents niveaux. Le toit de ces unités est souvent très marqué dans la morphologie, car le ressaut qu'il forme est recouvert par des dolomies ou des calcaires en bancs minces constituant un talus en retrait.

j4-5a. Calcaires fins gris clair et calcaires glauconieux ; dolomies blanches à oncolites et dolomies brunes fines à surfaces rubéfiées (Callovien à Oxfordien moyen p.p.) (25 à 70 m). Les coupes bien datées se rencontrent dans l'écaille de Caussols, au plateau de Cavillone, au pic de Courmettes, près de la ferme du Caire, et vers Vence. Cette unité forme un talus de couleur gris clair au-dessus de la falaise à patine sombre des dolomies bathoniennes. Des calcaires lités se débitant parfois en plaquettes, dépourvus d'interbancs marneux, à patine gris clair et cassure beige, renfermant à la base des intercalations plus ou moins développées de dolomies brunes à grains fins, constituent l'essentiel de cette unité (30 à 70 m) ; ils ont livré des ammonites indiquant un âge callovien : *Reineckeia sp.*, *Hecticoceras sp.* (Callovien inférieur et moyen probable) ; *Paraspidoceras sp.*, *Rursiceras sp.*, *Peltoceras sp.*, *Kosmoceras gr. duncani*, *K. gr. spinosum* (Callovien supérieur). Au sommet, des calcaires lités en bancs minces, plus argileux, à débit en plaquettes ou en boules, à patine beige ou jaunâtre (2 à 3 m), ont livré de rares ammonites de l'Oxfordien inférieur (*Peltoceratoïdes sp.*, *Properisphinctes bernensis*). Le toit de ces calcaires est occupé par un banc de calcaires rognoneux (0,2 à 0,3 m), roussâtres, à cassure grise et rosée, glauconieux, ferrugineux, conglomératiques (galets de 1 à 3 cm), renfermant des bélemnites et des ammonites de l'Oxfordien moyen : *Cardioceras tenuiserratum*, *Taramelliceras sp.*, *Euaspidoceras sp.*, *Trimarginites sp.*, *Glochiceras sp.*, *Sowerbyceras sp.*, *Phylloceras sp.* (zone à Antecedens et surtout zone à Transversarium, sous-zone à Parandieri).

Des coupes comparables existent entre Ferrier, la Montagne de Doublier, Saint-Vallier-de-Thiery, le Lautéron et Cabris, ainsi qu'entre Grasse, Bar-sur-Loup et les gorges du Loup. Très dolomitisés, les différents faciès sont peu fossilifères, livrant quelques Hecticoceratidés et Périssphinctidés probablement d'âge callovien au col de Ferrier et vers la Sarée ; les calcaires glauconieux du sommet sont également assez peu fossilifères, renfermant des bélemnites et quelques empreintes d'ammonites de l'Oxfordien moyen au col de Ferrier ; ils manquent entre Cabris et les gorges du Loup. Cette unité, dont l'épaisseur varie peu (30 à 40 m), forme un talus entre la falaise du Bathonien supérieur et celle de l'Oxfordien-Kimméridgien ; lorsque la dolomitisation est presque complète (Gourdon,

Cabris), les contours de ces falaises permettent de proposer une cartographie approximative pour l'unité j4-5a.

Des gorges du Loup à Antibes, la dolomitisation est complète et les éléments de datation rares et peu précis. Cette unité comprend des dolomies blanches à gros oncolites, à cassure saccharoïde, en bancs massifs à patine noirâtre (20 à 30 m), puis des dolomies brunes à grain fin, à patine gris sombre, en bancs minces (15 à 20 m) ; elle livre à différents niveaux des rhynchonelles attribuables au Callovien moyen ou supérieur sur la côte est du cap d'Antibes (entre la Garoupe et la pointe Bacon), et à l'Oxfordien entre le fort Carré et le Nord du vieil Antibes. Ces dolomies doivent donc représenter le Callovien et une partie de l'Oxfordien. Dans les gorges inférieures du Loup, aux Courraouts, au Plan, aux Bouillides et Nord d'Antibes, les dolomies brunes du sommet montrent des intercalations de dolomies jaunâtres en bancs rognoneux dont les surfaces à patine rouille ou violacée évoquent les sédiments oxfordiens, plus argilo-dolomitiques ferrugineux et glauconieux, des coupes de l'arc de castellane ; de telles surfaces datées de l'Oxfordien sont également connues dans l'arc de Nice, en particulier au cap Ferrat, où elles caractérisent les sédiments de faciès « argovien ».

j5b-6a. Argilo-calcaires « argoviens » et calcaires lités ; dolomies brunes (Oxfordien moyen et supérieur, Kimméridgien p.p.) (60 à 100 m). À la base de cette unité, des argilo-calcaires de faciès « argovien » (15 à 30 m) sont bien développés dans les écailles de l'arc de Castellane (Baous, Cavillone, Caussols), formés d'alternances de bancs calcaires beiges et d'interbancs de marnes et de calcaires grumeleux beiges ou rosés ; ils ont livré des ammonites de l'Oxfordien moyen et supérieur : *Euspidoceras sp.*, *Taramelliceras sp.*, *Trimarginites sp.*, *Ochetoceras sp.*, *Glochiceras sp.*, *Paraspidoceras sp.*, *Sowerbyceras sp.*, *Phylloceras sp.* et de nombreux périsphinctidés. À Ferrier et à la Montagne de Doublier, le faciès « argovien » (10 m) n'est pas aussi caractéristique, remplacé par des alternances où dominant des calcaires peu fossilifères (rares *Ochetoceras sp.*, *Sowerbyceras sp.*). Entre Saint-Vallier-de-Thiey, Cabris, Grasse et les gorges du Loup, des calcaires en bancs minces ou des dolomies (quelques mètres), présentant de rares empreintes d'ammonites, peuvent représenter le faciès « argovien » à la base des dolomies massives de l'unité suivante. Entre les gorges du Loup et Antibes, la coupe est aussi imprécise, l'« Argovien » pouvant être compris dans les surfaces rubéfiées qui terminent l'unité callovo-oxfordienne j4-5a, ou se situer à la base des dolomies massives de l'Oxfordien-Kimméridgien, ou ne s'être pas déposé.

Au-dessus, l'essentiel de cette unité est formé par des calcaires lités dans les écailles de l'arc de Castellane, ou par des dolomies brunes dans l'autochtone. Les calcaires lités (50 à 80 m), à grain fin, en bancs minces, s'intercalent entre les argilo-calcaires « argoviens » et les bancs massifs de

calcaires à chailles et faunes du Kimméridgien supérieur de l'unité suivante. Ils renferment des bancs plus épais, discontinus, riches en éléments figurés, plus ou moins bréchiques. À Caussols, ils ont livré d'abondantes ammonites (Ataxioceratinae) du Kimméridgien inférieur ; entre les Plans de Canjuers et l'Audibergue, à l'Ouest et au Nord de la feuille, ces niveaux ont fourni de riches faunes de l'Oxfordien terminal, du Kimméridgien et de la base du Tithonien (Atrops, 1982). À Ferrier et à la Montagne de Doublier, les calcaires lités, très pauvres en ammonites, renferment des bancs de dolomies brunes à grain fin ; ces dolomies envahissent une grande partie de la série à Cabris et la totalité de celle-ci entre Grasse et les gorges du Loup. Les dolomies brunes (70 à 100 m) forment deux ou trois barres massives séparées par des talus, entre les gorges du Loup et Antibes ; des bancs épais, massifs, à grain grossier, à cassure saccharoïde, s'intercalent à la base de ces dolomies mal stratifiées, à patine sombre, à grain fin et à cassure brune. Les dolomies brunes viennent au-dessus de dolomies renfermant des brachiopodes du Callovien et de l'Oxfordien (j4-5a), elles livrent des rhynchonelles d'âge oxfordien ou kimméridgien (vers Saint-Paul-de-Vence) et elles sont recouvertes par des dolomies plus claires, parfois à chailles, équivalentes des niveaux à chailles d'âge kimméridgien supérieur. Elles occupent dans la série une position qui peut donc correspondre à celle des calcaires lités oxfordien-kimméridgiens.

j6b-7a. Calcaires massifs et dolomies ; dolomies claires saccharoïdes (Kimméridgien supérieur, Tithonien p.p.) (80 à 140 m). Cette unité est partout identifiable par ses affleurements massifs, mal stratifiés, à cassure beige ou blanche, et par les constructions récifales qu'elle renferme à plusieurs niveaux. La base est datée du Kimméridgien supérieur dans les écailles de l'arc de Castellane, par les brachiopodes (*Lacunosella trilobata*) présents à la partie inférieure de calcaires à chailles (au Caire, au plateau de Cavillone, à Caussols, à la Colle des Maçons, dans le vallon de Nans) ; il n'y a pas de faune dans l'autochtone, mais les accidents siliceux de la base des dolomies « récifales » peuvent correspondre au même niveau. Le sommet, dont l'âge serait encore tithonien, est marqué par la disparition des calcaires massifs et des dolomies. Plusieurs types de séries peuvent être rencontrés :

Une série presque entièrement calcaire (120 m), au col de Ferrier, avec de bas en haut : des calcaires à chailles, des calcaires bioclastiques renfermant des îlots de dolomies saccharoïdes, des calcaires construits ; latéralement, les calcaires bioclastiques et dolomies sont remplacés par des calcaires micritiques (20 à 30 m) en dalles très minces, renfermant des restes de vertébrés marins et des lamellibranches (*Exogyra virgula*) (Kilian et Guébbard, 1902 ; Tempier, 1972) ; ce faciès particulier existe dans Caussols, dans les Baous au Nord de Vence (feuille Roquesteron) et à Escragnolles (feuille Fayence).

Des séries calcaires et dolomitiques dans le secteur nord et nord-ouest de la feuille, peu épaisses en bordure nord de l'autochtone (80 à 90 m entre Gourdon, Grasse et Cabris), se développant dans les écaillles de l'arc de Castellane (100 à 130 m). Elles comprennent des calcaires bioclastiques sans stratification ou en bancs épais, riches en gastropodes, lamellibranches, algues, microbrèches et constructions ; ces calcaires forment deux barres très massives séparées par des dolomies à cassure saccharoïde, claire, contenant des îlots de calcaires construits, en affleurements ruiniformes ; la dolomie peut envahir une grande partie de la série (entre Bar-sur-Loup et les gorges du Loup).

Une série entièrement dolomitique entre les gorges du Loup et Antibes (90 à 140 m), formée de trois ensembles à patine sombre : deux barres massives de dolomies saccharoïdes à cassure gris clair, séparées par des dolomies à grain plus fin et à cassure brune. La barre massive inférieure renferme des restes d'accidents siliceux (au Nord d'Antibes ; entre Vence et Saint-Paul-de-Vence) et des traces de rhynchonelles indéterminables (au Nord d'Antibes) ; la barre massive supérieure, dont le toit est parfois calcaire, est couronnée par les calcaires lités « purbeckiens », parfois dolomitisés à la base. Ces trois ensembles pourraient être équivalents des trois ensembles lithologiques rencontrés entre Cabris et Gourdon.

j7b-n1-2. **Calcaires lités à marnes vertes et cailloux noirs « purbeckiens » (Tithonien *p.p.*, Berriasien, Valanginien) (30 à 80 m)**. Les dépôts « purbeckiens » affleurent en bancs réguliers, à patine claire, au toit des falaises massives du Jurassique, sous le talus des marnes et marno-calcaires crétacés. Ces dépôts sont conservés en totalité dans les écaillles de l'arc de Castellane et dans l'autochtone entre Cabris, les gorges du Loup, la Gaude et Roquefort-les-Pins ; au Sud de cette localité, les sédiments « purbeckiens » ont été érodés en partie ou en totalité au début du Tertiaire.

Les éléments de datation sont rares dans ces dépôts ; dans le secteur de la feuille, ils ont été attribués au Berriasien et au Valanginien, le faciès à marnes vertes et cailloux noirs ne dépassant pas le Berriasien (Donze, 1958 ; Cotillon, 1972). Sur la feuille de Roquesteron (Ginsburg *et al.*, 1980) et dans la région niçoise (Dardeau et Pascal, 1982), ils représentent une partie ou la totalité du Berriasien, le Valanginien correspondant à un arrêt de sédimentation (Thomel, 1961).

Plusieurs faciès constituent les séries les plus complètes situées entre Roquefort-les-Pins, Tournettes-sur-Loup et la Gaude : des calcaires micritiques beiges, gris clair ou brun fumé, en bancs minces, séparés par des interbancs de calcaires rognoneux à marnes vertes et cailloux noirs ; des dolomies grises ou brunes à grain très fin ; des calcaires bioclastiques en

bancs épais ; des lentilles calcaires à éléments anguleux ou renfermant des galets arrondis. Les surfaces de bancs sont fréquemment durcies, encroûtées de matériel ferrugineux, craquelées, bréchifiées, usées par les courants, parfois profondément ravinées. Les figures sédimentaires et les microfossiles indiquent des milieux de dépôt très superficiels avec des émergences temporaires (fentes de dessiccation, birdeyes, microstalactites, clypéines, charophytes, coprolites..), ou des milieux plus franchement marins et ouverts (stromatolites, foraminifères, algues, crinoïdes, gastropodes, lamellibranches, bryozoaires, souvent brisés en débris roulés).

Ces faciès s'organisent pour former des ensembles lithologiques plus ou moins complets comportant de bas en haut : des calcaires bioclastiques, des calcaires à marnes vertes et cailloux noirs, des dolomies ; les différents faciès sont plus ou moins développés et certains peuvent manquer, en particulier les dolomies. Du Nord au Sud de la feuille, les dépôts « purbeckiens » présentent un ou plusieurs ensembles lithologiques de ce type : un seul ensemble (30 à 50 m) à Ferrier, dans le vallon de Nans et à la Bergerie du Montet ; deux ensembles (40 à 50 m) dans l'Est du plateau de Caussols et à Gourdon ; trois ensembles (70 à 80 m) entre la Gaude, Vence, Tournettes-sur-Loup, la Colle-sur-Loup et Roquefort-les-Pins. La variation d'épaisseur de la série semble plus ou moins liée au nombre d'ensembles lithologiques qui la composent ; cette unité ne représente sans doute pas partout la même durée.

Le toit des calcaires « purbeckiens » est partout occupé par une surface durcie, érodée, encroûtée de matériel phosphaté et ferrugineux, matérialisant un arrêt de sédimentation dont la durée est variable, le Crétacé inférieur pouvant manquer en partie ou en totalité.

Crétacé

La réduction ou l'absence de sédiments néocomiens et le développement des dépôts cénomaniens caractérisent les séries du Crétacé ; leur sommet est partout tronqué, par l'érosion fini crétacé-tertiaire dans l'autochtone ou par les chevauchements alpins (*s.l.*) dans l'arc de Castellane (fig. 5, hors texte). Les dépôts crétacés manquent ou ont été érodés avant le dépôt du Tertiaire sur la plus grande partie de l'autochtone. Les datations sont empruntées à la bibliographie, à des données inédites et de nouvelles récoltes notamment dans les assises du Néocomien. La zonation utilisée est celle de P.J. Hoedemaeker, M. Company *et al.* (1993) et G. Thomel (1992).

Une surface d'érosion encroûtée de matériel ferrugineux, plus ou moins argileux et discontinu, tronque partout le sommet des calcaires blancs (« Purbeckien ») dont les derniers bancs sont le plus souvent d'âge crétacé

inférieur (fig. 4, hors texte : Berriasien supérieur (Cotillon, 1971) ou Valanginien inférieur (Donze, 1958 ; Ginsburg, 1960 ; Cotillon, 1971) suivant les coupes, comme sur les feuilles voisines de Roquesteron (Ginsburg et Montenat, 1980), de Menton-Nice (Gèze et Nestéroff, 1963) et de Fayence (Mennessier 1967) ; dans l'arc de Nice, le toit de ces calcaires est daté du Berriasien supérieur (Dardeau et Pascal, 1982). Cette surface d'érosion est scellée en discordance par des marnes, des alternances marno-calcaires et des calcaires glauconieux (faciès « héli-pélagiques ou néritiques » de P. Cotillon, 1971) du Crétacé inférieur ou par des marnes et des grès du Crétacé supérieur (faciès « littoraux » de G. Thomel, 1992). Sur la feuille, plusieurs types de séries sont figurés : - les séries où le Néocomien peut être subdivisé - les séries où le Néocomien est trop mince pour être détaillé - les affleurements isolés, d'étendue limitée, souvent d'âge imprécis.

La base du Néocomien peut être subdivisée à Maison Nègre sur le plateau de Caussols, dans le soubassement de la montagne de Thiey où affeure la série suivante :

n2-3. Marno-calcaires et calcaires gris-beige (Valanginien ?) - Hauterivien inférieur) (20 m). De bas en haut : - marno-calcaires gris, à patine ocre ou jaunâtre, se délitant en plaques et formant une petite vire en retrait au-dessus des calcaires blancs ; pistes de vers, bélemnites et rares ammonites (Valanginien ?) (3 à 4 m) ; - calcaires gris clair, en ressaut, livrant de grandes ammonites (base de l'Hauterivien, zone à *Radiatus*) (environ 7 à 8 m) ; - talus en retrait de marnes et marno-calcaires gris-beige, glauconieux au sommet (Hauterivien inférieur, zone à *Sayni* ?) (10 m).

n3-4. Calcaires beiges, glauconieux, conglomératiques (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur (et supérieur ?) (8 à 10 m). Barre de calcaires beiges à patine gris clair, renfermant un conglomérat glauconieux à la base, des lamellibranches, gastropodes, nautilus et ammonites de l'Hauterivien supérieur (zone à *Angulicostata*) et du Barrémien inférieur (zone à *Hugii*) ; le toit est érodé et recoupé obliquement par une surface ferruginisée, encroûtée par un conglomérat de couleur rouille ayant livré des faunes du Barrémien supérieur (Vermeulen, 1980 ; Delanoy, 1997) sur la coupe voisine d'Escagnolles (feuille de Fayence) et des faunes de l'Aptien à Caussols (feuille de Roquesteron).

La base du Néocomien est trop mince pour être subdivisée à Val Estrech près de la Gaude, à Saint-Vallier, entre le château de la Malle et Gourdon.

n2-5. Calcaires à oolites ferrugineuses, marno-calcaires et calcaires glauconieux (Valanginien ?, Hauterivien, Barrémien, Aptien p.p.) (4 à 5 m). À Val Estrech, sur les calcaires blancs qui pourraient être valanginiens comme vers Gattières (Donze, 1958), en bordure

de la feuille de Roquesteron, viennent de bas en haut (Autran et Delanoy, 1987) : - des calcaires en bancs peu épais (0,5 m), plus ou moins riches en oolites ferrugineuses, parfois dolomitisés, à débit rognoneux, livrant de nombreux fossiles : lamellibranches (alectryonies, exogyres), gastropodes (nérinées) et ammonites (Hauterivien inférieur, zone à *Radius*) ; la base serait encore valanginienne ; - des marno-calcaires glauconieux et des marnes (1 m) attribués à l'Hauterivien ; - des calcaires gris glauconieux dont les bancs s'épaississent vers le haut et forment une petite barre (0,8 m) ; le toit est mamelonné, encroûté, plus ou moins silicifié, livrant des ammonites de grande taille (Barrémien inférieur, zone à *Compressissima*) ; - des marnes, marno-calcaires puis calcaires gris clair peu glauconieux (1,5 m) ; - des marno-calcaires et des calcaires rognoneux très glauconieux (0,8 m), avec de minces niveaux de conglomérats livrant des ammonites du Barrémien supérieur (zones à *Sartousiana*, *Feraudianus*, *Giraudi* et *Sarasini*) ; - au sommet, des calcaires rognoneux gris-rose (quelques centimètres), glauconieux, conglomératiques, en placages discontinus, à faunes de l'Aptien supérieur (Gargasien), remaniant les dépôts du Barrémien, certains débris d'ammonites étant d'âge barrémien inférieur.

Entre Saint-Vallier-de-Thiery, Gourdon et les gorges du Loup, des placages marneux ou carbonatés, glauconieux, ferrugineux, souvent conglomératiques, très peu épais, quelquefois fossilifères représentent le Valanginien (?), l'Hauterivien et le plus souvent le Barrémien ; l'Aptien et l'Albien inférieur sont rarement caractérisés. Ces affleurements sont discontinus et souvent très limités en étendue et directement recouverts par les marnes bleues de l'Albien supérieur ou les différents termes du Cénomaniens. Ces placages peuvent être observés dans de bonnes conditions : - à Saint-Vallier-de-Thiery, où les calcaires glauconieux du Barrémien, discontinus, viennent directement sur les calcaires blancs ; - à l'Embarrier, entre le château de la Malle et Gourdon, des brèches à éléments de calcaires blancs (blocs de 1 à 20 cm), plus ou moins glissées, affleurent au toit des calcaires blancs ; ces brèches (berriasiennes ?), fracturées et érodées, sont recouvertes par un conglomérat (0 à quelques centimètres), à ciment marno-calcaire ocre ou roussâtre, glauconieux, à éléments calcaires gris ou rosés de 0,5 à 1 cm et ammonites du Barrémien inférieur ; - à l'Ouest de Gourdon, les calcaires roux barrémiens, discontinus, sont plus ou moins silicifiés et affectés de nombreuses petites cassures ; - près de Turrettes-sur-Loup, de Vence, au Poutaouchoun et vers la Gaude, des calcaires roux, parfois à oolites ferrugineuses (Hauterivien), souvent conglomératiques et glauconieux (Barrémien), affleurent sur le toit érodé et fracturé des calcaires blancs.

Sommet du Néocomien et base du Crétacé supérieur

n₆-c_{1a}. Marnes bleues (Albien et Cénomaniens inférieur *p.p.*) (40 à 80 m). Elles forment un large talus au-dessus de la corniche barrémienne et deviennent progressivement plus carbonatées et plus grises vers le sommet. Dès la base, sur la coupe voisine d'Escragnolles (feuille de Fayence), les faunes indiquent la limite aptien-albien (« Clansayésien ») et l'Albien supérieur (« Vraconien ») (Vermeulen, 1980) ; à l'Embarnier, entre le château de la Malle et Gourdon, la base des marnes renferme des lentilles de grès glauconieux conglomératiques gris clair datées de l'Albien inférieur à moyen (Dauphin, 1973) ; ailleurs ces lentilles gréseuses, plus rousses, présentent le faciès de l'Albien supérieur. Au-dessus, quelques bancs plus carbonatés s'intercalent dans les marnes à Val Estrech et à la montagne de Thiey ; à Caussols (feuille de Roquesteron), les marnes qui recouvrent ces bancs sont datées du Cénomaniens inférieur (Thomel, 1992). Entre Gourdon et le château de la Malle, les marnes bleues recouvrent parfois directement les calcaires blancs et les variations d'épaisseur affectent surtout la partie cénomaniens des marnes (réduite à 5 m à Gourdon), l'épaisseur de la partie attribuable à l'Albien supérieur (environ 20 à 30 m) variant peu.

c_{1b}. Marno-calcaires et calcaires gréseux beiges, rognoneux, à orbitolines et exogyres (Cénomaniens inférieur et moyen *p.p.*) (10 à 50 m). Cette unité forme un ressaut au-dessus du talus des marnes bleues ; de bonnes coupes existent à Val Estrech, au Nord-Ouest de Gourdon et à l'Est du château de la Malle. Des marno-calcaires à patine beige, à débit rognoneux, renferment des intercalations carbonatées gréseuses de plus en plus nombreuses vers le haut où elles forment une barre de calcaires gréseux beige-jaunâtre épaisse de 5 à 25 m. Les faunes sont abondantes et variées (Thomel, 1992) : foraminifères benthiques (orbitolines), lamellibranches (principalement des ostracées), spongiaires, brachiopodes, échinodermes ; les huîtres (*Exogyra columba*) sont partout présentes et à tous les niveaux, les orbitolines (*O. concava*) paraissant plus fréquentes dans la moitié inférieure. Les ammonites indiquent le Cénomaniens inférieur et moyen.

Dans le secteur compris entre Turrettes-sur-Loup et Vence, ces dépôts viennent directement sur le toit des calcaires blancs.

c_{1c}-2. Marnes, alternances marno-calcaires et calcaires à silex, gréseux et glauconieux (Cénomaniens supérieur-Turonien *p.p.*) (20 m ?). La série la plus complète affleure entre Vence, la Gaude et Val Estrech où elle forme un large talus au-dessus de la corniche des calcaires gréseux à huîtres ; les exogyres sont encore présentes à plusieurs niveaux ; de bons affleurements existent également vers Gourdon, tronqués au sommet

par l'écaïlle de Caussols. Des intercalations gréseuses, glauconieuses, des bioturbations et des terriers de grande taille sont fréquents vers Vence ; les dépôts semblent moins détritiques vers Gourdon et au Nord de Val Estrech, leurs faciès de marno-calcaires alternants paraissant assez proches de ceux des feuilles voisines de Roquesteron et de Menton-Nice.

c2. Grès verts ou gris à silex, marnes vertes, grès roussâtres (Turonien p.p.) (0 à 10 m ?). Ils affleurent bien à l'Est de Vence, souvent difficiles à séparer des grès de l'Éocène inférieur de Vosgelade ; la superposition des deux formations peut être observée en bordure de la route reliant Vosgelade au Poutaouchoun. Ces grès verts, qui seraient d'âge turonien (Thomel, 1992), sont discontinus, paraissant piégés entre Vence, Tourrettes-sur-Loup et Roquefort-les-Pins ; dans ce dernier secteur, quelques affleurements de grès verdâtres pourraient représenter le Cénomanién supérieur et (ou) le Turonien (carrières de la Vanade ; Nord de Saint-Paul).

Il n'a pas été trouvé de sédiments crétacés plus récents que le Turonien ; il faut cependant mentionner des conglomérats d'âge inconnu ravinant les dépôts du Cénomanién supérieur, ceux du Turonien étant préservés sur une coupe proche, près de Tourrettes-sur-Loup (Thomel, 1992) ; au Nord de Saint-Paul, un conglomérat ravinant les calcaires glauconieux à orbitolines et exogyres est scellé en discordance par les calcaires à nummulites de l'Éocène. Ces divers conglomérats pourraient être turoniens ou fini-crétacés, de tels conglomérats ne semblant pas exister localement à la base de l'Éocène.

Affleurements isolés d'âge imprécis. Dans tout le secteur compris entre Roquefort-les-Pins, la Colle-sur-Loup, Vence et Tourrettes-sur-Loup, l'érosion en dégagant le toit des calcaires blancs, a exhumé des placages de dépôts crétacés d'âge variés ; le plus fréquemment ce sont des calcaires glauconieux roux du barrémien ou des marno-calcaires beiges à orbitolines et exogyres du Cénomanién, conservés en pellicules sur la surface érodée des calcaires blancs ou piégés dans des petites structures faillées. Certains affleurements ont été reportés avec les contours de la première édition, les conditions d'observation n'étant plus aussi favorables aujourd'hui

TERRAINS CÉNOZOÏQUES

Éocène

La répartition des affleurements éocènes sur la feuille de Grasse-Cannes est conditionnée par le sens des transgressions au cours de cette période et par la tectonique post-éocène. Les limites actuelles montrent la part importante de l'érosion. Il suffit pour cela de considérer la surface actuellement dépourvue de formations éocènes entre Saint-Vallier-de-Thiery (Ouest de la

feuille) et les premiers affleurements de la Commune de Roquefort-les-Pins ou de Tournettes-sur-Loup. Outre la difficulté d'accéder à tous les affleurements (lorsque ceux-ci se situent en agglomération par exemple), se présente le problème des faciès mêmes du Bartonien et Priabonien. Il concerne les termes supérieurs du Bartonien, marneux, et les termes inférieurs du Priabonien lorsque celui-ci débute lui aussi par des marnes ou des marno-calcaires. Seule l'analyse micropaléontologique permet alors de les différencier et de fixer une limite précise. Les tableaux 4 et 5 (annexe 3 et 4) illustrent les biozonations adoptées dans cette notice, celle de Serra-Kiel *et al.* (1998) pour les Grands Foraminifères, et celle de Tourmarkine et Luterbacher (*in* Bolli *et al.*, 1985) pour les Foraminifères planctoniques. Enfin, l'échelle de polarité magnétique de S.C. Cande et D.V. Kent (1992) est présentée sur le tableau 6 (annexe 4).

Éocène inférieur

e1-3. **Sables bariolés de Biot (Éocène inférieur) (0 à 45 m).** *Faciès types : sables arkosiques, bariolés, sables blancs, grès meuliérisés, argiles sableuses.* La formation des sables bariolés a été rapportée à l'Éocène inférieur par A.F. de Lapparent (1938).

Les affleurements sont actuellement conservés dans la partie orientale de la carte (secteurs de Tournettes-sur-Loup – Vence, Roquefort-les-Pins, Biot, Cap Gros). Les faciès peuvent varier rapidement du Sud au Nord, variations liées aux conditions de dépôts des sédiments.

Dans le secteur de Biot, la formation est essentiellement représentée par des sables et des grès « meuliérisés » ou non (fig. 6A, hors texte).

Les sables sont constitués de grains de quartz hétérométriques, de galets et de graviers hétérométriques et hétérogènes, provenant des formations environnantes (socle et sédimentaire), de galets d'argile gris vert (boues fluviales), de concrétions ferrugineuses et manganésifères, de minéraux lourds (magnétite, illménite, rutil, zircon et anatase) (Deb, 1938). Des lentilles de grès ferrugineux et des concrétions siliceuses peuvent se rencontrer à la partie supérieure des bancs sableux.

Ces sables sont soit bariolés, violines (coloration due aux oxydes et hydroxydes de Mn) à gris bleuté, soit blancs ou jaunâtres (coloration due aux oxydes et hydroxydes de fer).

Des argiles blanc-jaunâtre, kaoliniques, et grises, montmorillonitiques, constituent la matrice. Les lits et concrétions d'oxydes de manganèse sont surtout liés à l'argile montmorillonitique (Perseil, 1968).

Les grès « meuliérisés » vacuolaires montrent des figures de base de bancs (flute-casts) ou de ravinement et des poches d'argile gris-vert parfois vidées de leur contenu.

L'altération pédologique des niveaux argileux lors des périodes d'assèchement libère la silice responsable de cette silicification, climatique dans ce contexte.

Dans le secteur de Roquefort-les-Pins, prédominent des sables rouges, des argiles bariolées et des grès soit massifs, à stratification oblique, soit vacuolaires. Dans le secteur de Tourrettes – Vence, des sables rouges et des grès blancs caractérisent la formation.

L'épaisseur maximale des sables a été observée au Sud de la carte dans le secteur de Biot (45 m) (fig. 6A, hors texte), les épaisseurs minimales se généralisant vers le Nord dans les secteurs de Roquefort-les-Pins (4-5 m) et de Vence (9 m), et au Sud de Biot (3 m au Cap Gros).

Cette formation azoïque repose sur un substratum varié : calcaires ou dolomies jurassiques, calcaire marneux ou grès crétacés. Elle est surmontée par les faciès bartoniens (meulières ou calcaires gréseux).

Éocène supérieur

Bartonien

Les formations attribuées au Bartonien reposent sur un substratum soit Éocène inférieur, soit crétacé, soit enfin jurassique. La transgression bartonienne atteint la partie orientale de la carte, mais n'arrive pas jusqu'au secteur occidental où le Priabonien repose directement sur les formations mésozoïques (Saint-Vallier-de-Thiery).

e6C. Meulière et grès calcaire du Pra de Julian (Bartonien inférieur) (Zone P12 p.p. à P14, SBZ17) (0 à 30 m). *Faciès types : conglomérat, argiles bariolées, sables, calcaire gréseux ou grès calcaire, argiles sableuses.* Les faciès prédominants sont des calcaires gréseux généralement plus grossiers à la base de la formation ; ils admettent toujours une certaine proportion de carbonates. Les grès s'affinent dans les strates supérieures, mais sont toujours carbonatés, d'où des faciès qui varient entre le grès calcaire et le calcaire gréseux. Ils sont gris à beiges, gris bleuté à gris-beige. Ils peuvent être massifs ou en plaquettes, à joints irréguliers ou non.

La plupart du temps, ces calcaires gréseux reposent sur des conglomérats qui marquent la base de la transgression. La nature de leurs galets est

hétérogène, leur origine pouvant être sédimentaire aussi bien qu'appartenir au socle.

À la Chapelle Saint-Lambert, ces conglomérats n'existent pas et sont remplacés par un ensemble de grès meulièrement, de faciès bréchiqes ou pseudo-bréchiqes à silex et *Microcodium* (fig. 6B, hors texte).

Précédant les calcaires gréseux à Nummulites, de milieu marin franc, se développent des calcaires fins, micritiques, à faune caractérisant un environnement marin restreint (Miliolidés).

Les premières Nummulites (*N. biarritzensis*, *N. variolarius*) sont d'abord accompagnées d'Alvéolines (*A. fusiformis*) et d'Orbitolites (*O. complanatus*), d'Operculines, d'Hétérostégines, et de Gypsinidae (*Sphaerogypsina globulus*). Des Rupertiidae et Planorbulinidae (*Planorbulina*) traduisent le caractère subrécifal de l'environnement (arrière-récif).

Les Alvéolines et *Orbitolites* disparaissent ensuite. Les autres formes subsistent avec par contre, pour les Nummulites, une association à *N. variolarius*, *N. striatus* et *N. cf. chavannesi* accompagnées des premières Discocyclines et Astérocyclus. Les Algues (Dasycladacées et Mélobésiées) sont toujours présentes.

e6C-M. Calcaire gréseux et marnes de la Chapelle Saint-Lambert (Bartonien supérieur) (P15 p.p., SBZ18) (0 à 30 m). *Faciès types* : calcaire gréseux ou grès calcaire, calcaire bioclastique, marno-calcaire, marnes. Le Bartonien supérieur (fig. 6B, hors texte) présente deux faciès essentiels : les calcaires et les marnes.

Les calcaires sont plus ou moins grossiers, beiges ou gris clair, massifs ou en plaquettes, à fraction détritique variable. Les marnes et marno-calcaires sont blanchâtres, gris à gris-bleu, à cassure conchoïdale.

Il repose sur e6C, plus rarement sur le Jurassique (entre le Cloteirol et le Jas Madame).

La faune est variée et abondante. Parmi les grands Foraminifères, les Nummulites sont représentées par *Nummulites chavannesi*, *N. striatus*, des Gypsinidés fréquemment encroûtants (*Sphaerogypsina globulus*), des Discocyclines et Astérocyclus, des Operculines et Hétérostégines.

L'association de Foraminifères planctoniques *Globigerinatheka subconglobata subconglobata*, *G. s. luterbacheri*, *Globigerina linaperta*, *Acarinina spinuloinflata*, *Truncorotaloides topilensis* confère un âge bartonien à la formation avec en plus, dans les niveaux sommitaux, une

association à *Turborotalia cerroazulensis cocoaensis*, *G. index tropicalis*, *Globorotalia increbescens* [Annexe 4]. De petits Foraminifères benthiques et macrofaune en débris accompagnent ces formes planctoniques.

O. de Villoutreys, A. Blondeau et D. Decrouez (1987) signalent une macrofaune d'échinodermes et de bivalves à la Vanade, et au bois d'Apollon (Nord-Est de Vence) ($x = 986,35$ et $y = 3\ 170,35$) [Annexe 4].

Priabonien

La transgression marine dépasse les limites bartoniennes. Le Priabonien affleure dans le secteur oriental de la feuille et son extrémité occidentale (Saint-Vallier-de-Thiery).

Les faciès priaboniens sont assez proches de ceux du Bartonien : calcaire gréseux ou grès calcaire et marno-calcaires et/ou marnes. La fraction marneuse est cependant plus développée que dans le Bartonien. Le Priabonien repose en continuité sur le Bartonien, ou en discordance sur un substratum crétacé ou jurassique. Des faciès grossiers se développent alors à la base des niveaux transgressifs : conglomérats ou microconglomérats (Saint-Vallier-de-Thiery).

Lorsque le double contact Bartonien-Priabonien et Priabonien - laves andésitiques ou Priabonien-Guargo peut être observé, l'épaisseur de ce Priabonien approche les 40 m (Jas Madame, la Boyère,) ou même 60 à 90 m (les Vignasses – Biot).

e7C. Calcaire de Sainte-Claire (Priabonien , zone P15, ZBZ19) (3 à 11 m). *Faciès type : calcaire gréseux, grès calcaire.* Les faciès calcaires sont soit en gros bancs massifs (2 m) soit en bancs minces de 10 à 50 cm d'épaisseur ou même en plaquettes à joints irréguliers (Saint-Vallier-de-Thiery). Ils ont une cassure gris clair ou beige clair. Ils peuvent être graveleux, lumachelliques.

Ils n'affleurent pas toujours sous les marnes e7M (le Pioulier, fig. 7B, hors texte ; secteur du Jas Madame, au Sud de la D2085). Ils sont très peu représentés dans le vallon de Saint-Julien – les Issarts (Biot) (2 m aux Issarts) ou à Saint-Paul-de-Vence (fig. 7C, hors texte). À la Chapelle Saint-Julien, il s'agit de marno-calcaires plutôt que de calcaires gréseux.

Les Nummulites y sont essentiellement représentées par *N. fabianii*, *N. bouillei*, *N. garnieri*, des Operculines, des Discocyclines et des Gypsinidae. Quelques foraminifères planctoniques leur sont parfois associés (*Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*).

e7M. **Marnes de Saint-Paul-de-Vence (Priabonien) (0 à 60-90 m).**
Faciès type : marnes, marno-calcaire. Les marnes priaboniennes surmontent le calcaire de Sainte-Claire. Elles sont jaunâtres, beige clair à grises, bleutées ou blanchâtres, plus rarement gris-vert et contiennent des foraminifères planctoniques tels que *Globigerina angiporoides*, *Globigerinatheka index tropicalis*, *G. subconglobata luterbacheri*, association du Priabonien. Leur sont associés de nombreux foraminifères benthiques [Annexe 4].

À l'Ouest de la Colle-sur-Loup, au lieu-dit le Lauron (x = 981,65 et y = 3 165,40), des marnes vertes à blocailles d'éruptif, et blocs de Jurassique, hétérométriques, surmontées d'un niveau continu d'andésite ont livré d'abondants *Microcodium*, des débris divers (bivalves, échinides), de rares foraminifères benthiques et des Foraminifères planctoniques dont *Globigerinatheka index tropicalis*, *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis* d'âge priabonien. Les blocs d'éruptif, hétérométriques, ne sont pas tous roulés. Le fait d'avoir ces blocs à l'intérieur des marnes priaboniennes, incite à penser soit que ces blocs ont un âge sub-contemporain du dépôt des marnes, dans ce cas les projections volcaniques sont du Priabonien terminal, soit que les blocs sont remaniés dans des marnes à faune priabonienne remaniée elle aussi, ce qui en ferait des marnes oligocènes. Des datations effectuées sur ces blocs n'ayant donné aucun résultat, l'incertitude demeure.

La progression des transgressions bartonienne et priabonienne et leur environnement se suivent d'Est en Ouest grâce aux faciès des dépôts. Pour le Bartonien, la succession verticale des faciès (fig. 8, hors texte) fait apparaître trois domaines : un domaine de plate-forme interne avec *des faciès laguno-évaporitiques* (argiles bariolées ou conglomérats, structures pseudo-bréchiqes, structures algaires etc..., Terres Blanches, Saint-Lambert, le Pioulier...) et *des faciès bioclastiques* (calcaires finement gréseux à petits benthiques et bivalves, la Rine, les Terres Blanches), un domaine de plate-forme externe, domaine des Nummulites (calcaires gréseux, tous les sites), avec des faciès variés (paléorécifs à Montmeille, la Rine par exemple), un domaine de bassin (marnes, calcaires fins, Jas Madame, le Pioulier etc...). Les domaines de plate-forme et de bassin se retrouvent au Priabonien.

Oligocène

Il est représenté, parfois de manière associée, par une formation détritique continentale et par une formation volcanique.

e-g. **Formation de la Gouargo (Éocène terminal ? – Oligocène) (5 à 20 m)** *Faciès type* : marnes sableuses, marnes, grès, cailloutis, brèches et conglomérats. Les termes du Priabonien terminal n'existent pas, semble-t-il sur la feuille de Grasse-Cannes. Cette émergence généralisée

correspond à une nouvelle période d'érosion. Les matériaux mobilisés, tous d'origine locale, vont se présenter sous deux aspects : soit en épandage sur un substratum varié, soit dans des bassins effondrés.

Les épandages conglomératiques sont localisés sur la commune de Roquefort-les-Pins, au lieu-dit la Vaugailière – le Touar ($x = 981,45$ et $y = 3\ 161,875$), dans le secteur de Saint-Paul-de-Vence, à Passe-Prest, dans le secteur du Seren au lieu-dit la Prée et dans le secteur de la Vanade.

Les bassins effondrés sont nombreux. Sur la première édition de la feuille, L. Ginsburg (1970 *et al.*) signale cette formation à Villeneuve-Loubet (la Vanade) et à Roquefort-les-Pins (la Gouargo, les Terres Blanches). Ultérieurement, une étude très détaillée en a été réalisée par C. Mangan (1982) : la formation de la Gouargo est très bien représentée tant au Sud (Cap d'Antibes, Biot, Valbonne) qu'au Nord-Est (Saint-Paul-de-Vence, la Colle-sur-Loup, la Gaude).

Trois cas peuvent se présenter :

- 1 - la formation andésitique repose directement sur **e-g** (les Vignasses) ;
- 2 - **e-g** repose sur les andésites et dans ce cas **e-g** devrait remanier des éléments de cette même formation, sauf s'il s'agit d'intrusions filoniennes (ce qu'il faudrait pouvoir affirmer avec certitude) (la Noria) ;
- 3 - **e-g** repose sur différents termes de l'Éocène et peut être scellé par la molasse (le Seren) ou par la formation andésitique (Biot).

Ces différentes situations donnent à penser que le remplissage des fossés n'est pas partout synchrone et qu'il a pu débuter dans la partie méridionale de la feuille, et se propager vers le Nord. Deux causes principales sont à l'origine de cette structuration : le poinçonnement alpin d'une part, puis l'ouverture du golfe de Gênes d'autre part. Enfin, il faut tenir compte du relief qui devait exister à la fin du Priabonien et qui contrôlait l'épaisseur des épandages continentaux : accumulation plus importante dans les zones basses, faible épaisseur sur les points hauts.

$g_1E(\alpha)$. Dépôts d'écoulements pyroclastiques andésitiques. Ils forment d'importants affleurements dans les secteurs de Biot – Villeneuve-Loubet (le Terme Blanc, les Aspres, la Vanade, le Jas Madame) et du Cap d'Antibes (0,5 x 2,5 km), ainsi que d'autres affleurements isolés de taille très réduite, à Roquefort-les-Pins, à l'Est de la Gaude (Chapelle Sainte-Pétronille) et près de Saint-Vallier-de-Thiery (Villa Maure). L'affleurement de Biot – Villeneuve-Loubet, le plus étendu, se présente comme une ample structure synclinale d'axe N140. La puissance maximale observée y atteint 200 m. C'est celui qui, en raison de bonnes conditions d'observation dues

à une urbanisation encore limitée, se prête le mieux à la description des caractères de cette formation.

• *Âge*. Les formations volcaniques reposent le plus souvent sur les marnes bleues priaboniennes (e7-6), mais elles en sont parfois séparées par la formation de la Gouargo (e-g), qui correspond à un court cycle sédimentaire d'âge oligocène basal. On observe localement au sommet des marnes bleues des galets d'andésite, qui sont maintenant considérés comme mis en place à la faveur de resédimentations à partir de la formation supérieure (Giraud, 1983). La formation andésitique est recouverte localement par les argiles pliocènes. Des galets et des blocs d'andésite sont remaniés dans le conglomérat basal de la molasse burdigalienne (m1) de Vence, ce qui fournit une limite supérieure pour l'âge du volcanisme.

Des datations radiométriques relativement anciennes par la méthode K/Ar (Baubron, 1974 ; Baubron, 1980, *inédit* ; Bellon et Brousse, 1971 ; Bellon et Giraud, 1978, *inédit*) ont fourni un spectre d'âges assez large allant de 50 à 22 Ma (Giraud, 1983). Ces âges posent le problème de la durée réelle du volcanisme ainsi que pour certains, celui de leur signification. Cependant H. Bellon (1981) restreint ce spectre à 32,5-30,8 Ma pour les affleurements de Biot – Villeneuve-Loubet – Antibes, avec toutefois un âge plus récent à 26,2 Ma pour le Bois Fleuri (au Nord-Ouest de Biot).

Par ailleurs, des datations récentes (Féraud *et al.*, 1995) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des intrusions d'estérellite (feuille Fréjus-Cannes) et des volcanites andésitiques de Saint-Antonin (feuille Roquesteron), dont la contemporanéité avec cette formation est admise et qui présentent les mêmes caractères pétrochimiques, ont fourni un âge moyen de 31 Ma. Ainsi, ces données, tant stratigraphiques que radiométriques, indiquent un âge oligocène inférieur pour ce volcanisme.

Il faut cependant remarquer qu'on trouve aussi en quelques points dans la molasse burdigalienne de Vence des blocs d'andésite, intimement associés au sédiment, qui pourraient témoigner d'un remaniement de ces blocs d'andésite ou d'une autre phase de volcanisme contemporaine de la sédimentation de la molasse et donc plus jeune que le volcanisme oligocène (Irr, 1973).

• *Caractères*. La formation andésitique, grossièrement stratifiée, est constituée d'alternances de niveaux métriques à décamétriques de cinérites, de tufs à lapillis ponceux ou scoriacés, d'agglomérats ou de brèches, et de quelques niveaux sédimentaires ou volcano-sédimentaires.

Les cinérites, à texture fine, sont constituées de fragments vitreux compactés et souvent dévitrifiés, de cristaux automorphes éclatés à enveloppe vitreuse et, parfois, de quelques lapilli scoriacés ou ponceux.

Certains niveaux sont très riches en cristaux automorphes (« cristal lapilli »), principalement des plagioclases. On trouve souvent à la partie supérieure des niveaux cinéritiques des fentes de dessiccation (« mud-craks ») témoignant d'une mise en place aquatique sous faible tranche d'eau.

Les agglomérats, brèches et tufs contiennent des éléments volcaniques vésiculés ou massifs, anguleux comme arrondis, parfois fluidaux et striés, pouvant dépasser le m³. D'aspect chaotique, ils présentent un caractère *strictement monogénique*. Le ciment contient une phase vitreuse abondante, montrant parfois une soudure à chaud.

Les niveaux sédimentaires ravinent et remanient sur place les niveaux volcaniques, principalement les cinérites ; ainsi on y trouve des cristaux de plagioclase, de pyroxène et de hornblende intacts. Ils contiennent parfois des passées argileuses à mud-cracks. Il faut souligner que dans l'affleurement de la Villa Maure à l'Est de Saint-Vallier, la formation andésitique présente les caractères d'un lahar : elle est polygénique contenant aussi des blocs du substratum sédimentaire jurassique ou tertiaire.

Les niveaux à végétaux fossiles. On trouve à la base de certains niveaux volcaniques des bois carbonisés dont l'étude par spectroscopie infrarouge montre qu'ils ont été portés à des températures de 350° à 400°. Trois niveaux particuliers à végétaux fossiles, pour la plupart non carbonisés, sont intercalés dans la formation (Rostan, 1981 ; Frölich *et al.*, 2001). Le premier, sédimentaire et d'épaisseur métrique, est situé dans la partie inférieure de la formation ; il contient des débris de bois et des feuilles fréquemment pliées. Le second, également sédimentaire, épais de 20 m, est assez continu pour être représenté sur la carte. Il est situé à la partie moyenne de la formation et peut être considéré comme un horizon stratigraphique repère. Il contient de nombreux troncs ou fragments de troncs d'arbres silicifiés (originellement, longueur dépassant 12 m pour 1,2 m de diamètre), dont certains en position de vie, ainsi que beaucoup de débris végétaux. Le troisième, situé vers le sommet de la formation, est représenté par des fragments de troncs et de plantes silicifiés ou carbonisés, disséminés à la base d'un niveau d'agglomérat. En dehors des bois silicifiés, cantonnés à des niveaux particuliers, les phénomènes de silicification se marquent par des remplissages siliceux de fractures sous forme de veines et veinules d'opale bleue (Frölich *et al.*, 2001). Du chrysocolle (silicate de cuivre hydraté) lui est associé (Giraud, 1983).

La présence de filons ainsi que de necks d'andésite démantelés dans les secteurs du Terme Blanc et des Hauts de Vaugrenier est révélée par des alignements d'amas de blocs et attestée par des mesures géophysiques. Dans l'affleurement du Cap d'Antibes, plusieurs filons ont été reconnus, dont celui de la Pointe du Crouton qui est accessible.

• *Pétrographie des laves*. Les andésites *s.l.* de couleur brune à gris brun sont des laves microlitiques *très porphyriques*, parfois vésiculées. Les phénocristaux sont des plagioclases zonés (bytownite à labrador), des clinopyroxènes (augite) et souvent aussi de l'orthopyroxène (hypersthène), ainsi que parfois de l'amphibole (hastingsite à édenite). Ils sont associés à des microlites de plagioclases en baguettes (labrador) et à des microcristaux de pyroxène dans une mésostase vitreuse. Les minéraux accessoires sont des opaques (titanomagnétite et magnétite), de l'apatite et du zircon. On trouve dans ces roches des enclaves homogènes de même composition et à texture grenue. Dans la nomenclature de A. Peccerillo et S.R. Taylor (1976), basée sur le diagramme K_2O/SiO_2 (Annexe 5), ces roches correspondent à des basaltes, des andésites basaltiques, des andésites et des dacites. Les andésites basaltiques et les andésites sont prédominantes, les basaltes peu représentés et les dacites très rares.

Les basaltes ($SiO_2 < 52\%$) et les *andésites basaltiques* ($52\% < SiO_2 < 56\%$) sont à plagioclase et clinopyroxène ou deux pyroxènes, avec dans un seul cas de l'olivine. Les *andésites* ($56\% < SiO_2 < 63\%$) sont à plagioclase, clinopyroxène ou deux pyroxènes, et parfois amphibole.

Les données géochimiques [Annexe 5] montrent que ces roches, alumineuses et moyennement à fortement potassiques, sont à hypersthène et quartz normatifs et qu'elles constituent une série magmatique *calco-alcaline*. Les andésites du gisement de la Villa Maure se distinguent toutefois par une plus grande richesse en K_2O (analyses 6, 7 et 11). Cette série magmatique calco-alcaline est tout à fait comparable à celles des magmatismes de marge active ou d'arc insulaire.

Miocène

Les affleurements miocènes sont localisés au Nord de la feuille et se développent entre Tourrettes-sur-Loup, Vence et le Seren, d'où le terme de bassin miocène de Vence fréquemment utilisé. Leur extension se poursuit plus au Nord sur la feuille Roquesteron. L'âge des différents niveaux a évolué entre les premiers travaux (Tournouër, 1877) et ceux de G. Gohau et J. Veslin (1960). Ces derniers font débiter la série miocène dans l'Aquitaniens en se basant sur la microfaune. Cette datation est reprise par M.O. Obobode (1976, 1982), R. Campredon et P. Gigot (1984), L. Ginsburg *et al.* (1998). Cependant, les résultats des dernières analyses remettent en question cette datation. Un âge burdigalien est attribué à la base du Miocène, âge déjà proposé par A.F. de Lapparent (1938).

Les biozonations de Foraminifères planctoniques utilisées ici sont celles de H.M. Bolli, J.B. Saunders et K. Perch-Nielsen (1985).

m_{1cg}. Formation du Bausset (Burdigalien basal) (0 à 5 m). *Faciès type : molasse grossière, grise.* Cette molasse affleure largement au Sud et au Sud-Est de Tourrettes-sur-Loup. Son ciment est plus ou moins argileux. Ses éléments sont très grossiers dans la partie inférieure (quartz, galets), hétérométriques (jusqu'à 20 cm). Un conglomérat de base est fréquemment observé. Il remanie des fragments du substratum sur lequel il repose : Mésozoïque (Jurassique ou Crétacé), Éocène ou andésites. Les fragments de Pectinidés y sont fréquents.

En x : 980,685 et y : 3 168,15 (Sud du Plan Bouisson) (fig. 9A, hors texte), la molasse repose en discordance sur le Jurassique avec un pendage de 5 à 10° vers l'Ouest et montre des bancs de 20 à 30 cm, à galets hétérométriques (jusqu'à 20 cm) de Jurassique essentiellement, des pistes de vers et des niveaux à Pectinidés [*Oopecten rotundatus*, *Pecten subbenedictus*, *Aequipecten* cf. *pavonaceus*]. L'association Pectinidés et échinides caractérise le Burdigalien. Au sommet, une surface, perforée par des organismes lithophages, supporte une molasse à petits galets, débris coquilliers. Celle-ci, très indurée, en bancs de 1 à 2 m, représente la base de la Formation de Tourrettes-sur-Loup, qui, depuis cet endroit, affleure largement au-dessus, jusqu'à Tourrettes-sur-Loup.

Les nombreux débris de la molasse basale peu consolidée (bryozoaires, échinides, *Miogypsina* sp. cf. *gunteri*), aussi bien que ceux de la molasse basale indurée (Mélobésiées, crinoïdes, Balanes, bivalves et bryozoaires, formes remaniées) témoignent d'un milieu néritique agité.

Les niveaux molassiques sus-jacents, en bancs massifs (1 à 2-3 m) ou en bancs plus minces intercalés de niveaux argilo-sableux, sont riches en bioclastes (crinoïdes, bivalves, bryozoaires). Des galets gréso-ferrugineux y sont fréquents.

m_{1M}. Formation de Tourrettes-sur-Loup (Burdigalien inférieur) (12 à 30 m). *Faciès type : conglomérat, molasse blonde, sables marno-gréseux, marnes grises.* Cette molasse affleure largement autour de Tourrettes-sur-Loup et de Vence. Elle est transgressive sur m_{1cg} ou discordante sur le substratum mésozoïque.

Dans les environs de Tourrettes-sur-Loup (fig. 9A, B, hors texte), les niveaux de base se présentent sous un faciès : 1) à petits galets de quartz et débris divers (bivalves, bryozoaires), *Miogypsina* ; 2) sableux jaunâtre à nodules blanchâtres argileux et galets jurassiques usés. Les nodules sont de taille variée n'excédant cependant pas les 3 cm de diamètre. Ils peuvent présenter un alignement. Ce niveau repose sur des calcaires jurassiques ; 3) à galets hétérogènes arrondis à subarrondis de petite taille (1 à 5 cm). Le ciment molassique est alors glauconieux. Les galets sont des calcaires jurassiques. Des galets d'andésite peuvent leur être associés.

Des microfaunes miocènes, essentiellement des foraminifères benthiques (*Cibicides*, *Elphidium*) sont accompagnés de *Miogypsina* sp., de débris de Mélobésiées et bryozoaires. Un niveau moins induré a livré une microfaune benthique appartenant au Burdigalien.

Au-dessus de ces niveaux grossiers ou conglomératiques, se développe une molasse très fossilifère, à *Scutella*, *Clypeaster* et Pectinidés [*Gigantopecten* (*Oopecten*) *rotundatus*, *Aequipecten* cf. *pavonaceus*] aussi bien dans le secteur de Tourrettes-sur-Loup que celui de Vence et du Seren. Encore grossière, bioclastique, avec quelques niveaux à galets plus ou moins continus, elle est soit massive, en bancs de 3 à 4 m d'épaisseur, soit en petits bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur à stratification oblique. Au Seren, cette molasse, à *Scutella*, beige clair, est microconglomératique.

Au Nord-Est de Vence, une molasse grossière coquillière, constituée de coquilles, puis fine, toujours très fossilifère, fait suite aux niveaux de base. Elle est beige, jaune clair, en bancs compacts, indurés, encadrés par des niveaux plus marneux. De petits lits oxydés s'apparentent à des surfaces durcies et témoignent des variations du niveau marin. Dans les lits marneux, la microfaune peu abondante permet d'attribuer cette molasse à la base du Burdigalien (base N5) avec *Globigerinoides primordius*.

Plus au Nord-Est, la molasse est finement fossilifère, massive, claire à lentilles très grossières riches en Pectinidés et Ostréidés, et lentilles plus marneuses. On y reconnaît : *Miogypsina* cf. *irregularis* Michelotti, *Operculina complanata*, de nombreux débris (bivalves, bryozoaires, échinodermes, algues, balanes) et des formes remaniées (fig. 9D, hors texte).

Les accumulations lenticulaires de bivalves, dans une molasse grossière, font penser à des faciès d'accumulation dus à des courants de marée. La composition faunique uniforme de ces lentilles, consiste en bivalves nageurs (Pectinidés : *Gigantopecten rotundatus*) ou soudés à un substrat (Ostréidés) ; s'ils ne sont pas en place, ils reflètent cependant la composition faunistique du milieu ambiant et ont plus ou moins le même milieu de vie.

L'association faunique de ces premiers niveaux molassiques est liée à des conditions de vie dans un environnement de type littoral, peu profond, sous un climat tropical. La présence de débris de Mélobésiées, de bryozoaires et de Miogypsines suggère l'existence, localement, de constructions isolées à caractère récifal. Certains foraminifères benthiques (*Biasterigerina*, *Cibicides*, *Discorbis* etc...) vivent fixés sur des algues ou tout autre support, dans des conditions de milieu plus ou moins ouvert, lagon ou baie, peu profond (quelques dizaines de mètres), à salinité normale. Echinides et bivalves pouvaient se développer dans un tel milieu.

Les niveaux supérieurs de la molasse de base sont intercalés de lits marneux ou de sables marno-gréseux. Marnes et sables marno-gréseux prédominent ensuite. Dans les marnes, beiges, sableuses, les Foraminifères benthiques sont nombreux et variés. Les Foraminifères planctoniques livrent une association du Burdigalien sans plus de précision.

La macrofaune est abondante en échinides et Pectinidés mais peu variée [Annexe 4].

Dans ces niveaux, les conditions du milieu deviennent plus favorables pour les foraminifères benthiques qui sont plus nombreux, avec des formes d'eau plus profonde mais aussi des formes d'eau peu profonde (*Ammonia*, *Elphidium*, Rosalines, etc...). Le dépôt se fait en zone circalittorale proximale (50-100 m). Cet environnement à fond sableux est favorable au développement des échinides et bivalves.

Les sables marno-gréseux ou argileux, sont beiges, beige jaunâtre, jaunâtres ou gris beige, très fossilifères. Ils peuvent montrer un débit en boules et des lentilles concrétionnaires correspondant à des constructions stromatolithiques. Les fossiles (Pectinidés) sont soit dispersés dans le sédiment, soit disposés en lits.

Les foraminifères planctoniques *Globigerinoides primordius*, *Globigerinoides* gr. *trilobus*, *Globorotalia obesa* caractérisent le Burdigalien inférieur (base zone N5). Les foraminifères benthiques, peu variés dans les niveaux inférieurs, deviennent très variés et très abondants dans les niveaux supérieurs.

La macrofaune est essentiellement représentée par des bivalves dont *Gigantopecten rotundatus*, *Aequipecten pavonaceus*, *Ostrea* (*O. lamellosa*) sous-espèce *offreti* forme du Miocène du bassin méditerranéen et de la Paratéthis, et *Neopycnodonta cochlear*.

Les niveaux inférieurs de ces sables se déposent dans la zone circalittorale supérieure à inférieure (profondeur variant de 50-100 m à 100-200 m). Ces variations montrent l'instabilité du fond marin. Mais le milieu n'atteint jamais la zone littorale. Les formes benthiques fixées sur des Algues ou un support quelconque (*Cibicides*, *Biasterigerina*, *Elphidium*) suggèrent l'existence de secteurs en eau moins profonde, avec herbiers possibles, atteints par des courants de marée ou de tempête. De fortes tempêtes, en détruisant les herbiers, entraînaient les organismes dans des zones qui ne correspondaient pas à leur habitat. Inversement, dans ce bassin ouvert, des formes préférant des eaux plus froides pouvaient remonter jusqu'à la plate-forme externe.

Dans les niveaux supérieurs, l'abondance de Foraminifères benthiques tels que Uvigérines ou Lenticulines tendraient à marquer un approfondissement du milieu qui se déplace vers le domaine épibathyal (100-200 m à 200-300 m). Les formes benthiques d'eau peu profonde sont rares.

À leur partie supérieure, les sables marno-gréseux sont intercalés puis surmontés de marnes (fig. 9, hors texte) dont la fraction sableuse diminue vers le haut. Elles sont beige-brun à gris-beige, gris-bleu à gris foncé, jaunâtres ou encore, grises, ocres lorsqu'elles sont altérées. Elles ont un débit soit prismatique, soit en boules, une cassure conchoïdale lorsqu'elles sont compactes, et sont toujours très fossilifères.

L'association de foraminifères planctoniques donne un âge Burdigalien inférieur (zone N5), lorsque *G. primordius* est présent et associé à *Globigerinoides trilobus trilobus*. Les Foraminifères benthiques sont très variés et abondants.

La macrofaune, fréquente mais très fragile, est représentée par des bivalves (Lucinidae, *Pycnodonta* sp., *Chlamys* sp., Veneridae, Teredinidae), des gastéropodes, des bryozoaires encroûtants et des madréporaires solitaires, l'ensemble témoignant d'un mélange de formes (épifaune, endofaune, faune flottée).

La profondeur du milieu ne varie guère au cours du dépôt des marnes (50-150 m et 100-200 m). De faibles oscillations du niveau marin déplacent le milieu sur la zone circalittorale entre une position proximale ou plus distale. Le mélange de formes liées à des herbiers ou fixées sur un substrat, en faible nombre, et de formes de milieu profond, suggère l'existence d'une côte rocheuse plus ou moins éloignée.

m1-2M. Formation de Vence (Burdigalien inférieur – Langhien)

(40 à 200 m). *Faciès type* : marnes, marnes gréseuses, grès argilo-sableux. Au Nord et Nord-Nord-Est de Tournettes-sur-Loup (fig. 9C, hors texte), la molasse burdigalienne est surmontée de marnes bleutées à gris-bleu, grises ou beiges, avec ou sans nodules limonitiques. Ces marnes montrent un débit feuilleté ou une cassure conchoïdale. Quelques niveaux sableux jaunâtres de 20 à 50 cm d'épaisseur peuvent y être intercalés, de même que, vers le haut, des lentilles plus carbonatées ou des lentilles ferrugineuses. Elles sont parfois très fossilifères.

Parmi les Foraminifères planctoniques des niveaux inférieurs, citons *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. t. immaturus*, *G. altiapertura*, *G. bulloides*, *Globorotalia obesa*, *Globoquadrina baroemoenensis* et des formes remaniées de l'Éocène à l'Oligo-Aquitainien.

L'ensemble peut être attribué au Burdigalien, limité à la base de N7 si l'on se base sur les formes à répartition paratéthysienne (*G. bulloides* et *G. baroemoenensis*). Si cette faune planctonique montre une faible diversité en espèces, par contre les Foraminifères benthiques sont nombreux en individus et variés en espèces. Leur association montre une nette prédominance de formes appartenant au milieu circalittoral (100-200 m).

Au-dessus de ces premiers niveaux, des blocs hétérométriques et hétérogènes (de nature triasique, jurassique, crétacée ou miocène) s'observent en différents points, depuis la Grette à l'Ouest jusqu'aux Cambreniers à l'Est. Au Plantier (x = 980,80 et y = 3 169,30), les marnes du liant de ces blocs ont donné une microfaune pauvre du Burdigalien inférieur à moyen. Ces amas sont assimilés à des olistolithes. Ils sont recouverts par des marnes et grès argilo-gréseux qui livrent des associations caractérisant les zones N7-N8 (Burdigalien supérieur - Langhien inférieur) (*Globigerina diplostoma*, *Globoquadrina langhiana*, *Globorotalia birnagae*).

Les foraminifères benthiques présentent de nombreuses espèces et individus.

Au Nord et Nord-Est de Vence, les marnes sont gris-marron à gris foncé ou bleutées, parfois très fossilifères. Des lits marno-sableux jaunâtres de 20 cm à 40 cm, parfois indurés, s'intercalent dans les marnes inférieures.

L'âge de ces niveaux a été attribué au Langhien inférieur (N7-8) à la base, au Langhien supérieur (zone N9) sans *Orbulines* pour le sommet.

La microfaune s'est révélée abondante en individus et en espèces, ces dernières se retrouvant déjà, pour la plupart dans les formations de Tourrettes-sur-Loup. Les Foraminifères planctoniques sont représentés par *Globigerinoides sacculifer subsacculifer*, *Globorotalia semivera*, *G. opima continuosa*, *Globigerina venezuelana*, *G. bulloides*, *Globoquadrina langhiana*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta*. Leur est associée une abondante faune de Foraminifères benthiques.

La macrofaune est parfois très abondante dans les marnes. Ont été récoltés des bivalves (*Neopycnodonta navicularis*), des scléroractiniales (cf. Turbinolidae), des gastéropodes (*Turritella [Archimediella] triplicata*, *Galeoda* cf. *echinophora*, *Ancillaria glandiformis*, des scaphopodes (*Dentalium [Entalis] badense*). Une telle association du Miocène méditerranéen se rencontre de la transition infra-circalittoral au circalittoral moyen (association identique dans le Tortonien de Crète [Merle *et al.*, 1988]). *T. triplicata* et *A. glandiformis* évoquent plutôt la biocénose des fonds détritiques côtiers. *Neopycnodonta navicularis* est encore peu abondante mais présente dans ce type d'environnement. La bathymétrie pourrait être de l'ordre de 60 à 80 m.

m2A. **Formation de Notre-Dame-des-Fleurs (Langhien) (3 à 20 m).** *Faciès types : calcaire à Lithothamniées, calcaire bioclastique, calcaire gréseux et calcaire micritique bioclastique.* Entre la Grivolle (Nord-Ouest de Vence ; $x = 982,30$ et $y = 3\ 170,75$) et les Costes (Nord de Tourrettes-sur-Loup ; $x = 980,60$ et $y = 3\ 169,90$) (fig. 10, hors texte). Les calcaires à Algues affleurent sous forme d'une barre discontinue car elle se trouve compartimentée par des accidents. À l'Ouest des Costes, ce niveau s'individualise beaucoup moins et se charge en lentilles conglomératiques.

Sous le Caire, des bancs conglomératiques à Algues surmontent les marnes du Burdigalien puis, latéralement, une brèche à éléments carbonatés jurassiques (fig. 10, hors texte). En rive droite de ce même vallon, les bancs conglomératiques à Algues sont remplacés par une molasse grossière à niveaux conglomératiques et minces lits de Pectinidés (4). Cette molasse grossière est séparée d'une brèche (1), identique à celle de la rive gauche, par un conglomérat à petits galets jurassiques et quartz, à débris variés, reposant directement sur la brèche (2) mais surmonté d'une molasse sableuse jaune et saumon azoïque (3). Les niveaux (2, 3) semblent continentaux.

Entre le Caire et Courmettes, les calcaires à Algues disparaissent. Ils s'observent de nouveau sous les Courmettes et affleurent jusqu'aux Défends. On y retrouve les faciès de calcaire à Algues des Plantiers ou de la Chapelle Saint-Raphaël (fig. 10B et C, hors texte).

Aucun marqueur planctonique ne permet de préciser l'âge de ces calcaires à Algues. Mais si l'on se base sur l'âge des marnes sous-jacentes des Plantiers (Langhien, zone N9, pour les plus récentes), ces niveaux ne peuvent qu'être contemporains ou postérieurs au Langhien (zone N9).

Avec le dépôt des Calcaires à Algues, la tranche d'eau diminue et le milieu reste agité. Les formes qui peuvent supporter un tel milieu sont soit fixées (Cibicididae, Bryozoaires) soit pourvues d'un test épais, très orné ou épineux (*Lenticulina calcar*, *Elphidium* etc..). Des courants font remonter des faunes d'eau plus profonde et plus froide (Lenticulines, Uvigérines) d'un environnement marin ouvert situé plus à l'Est ou Sud-Est. La présence de Mélobésiées (algues rouges calcaires), encroûtantes, et des faciès carbonatés détritiques permet d'envisager ici un fond marin de faible profondeur, - 30 à - 50 m environ, une eau tropicale, claire, à salinité normale (Poignant, 1976), très agité sur les bordures occidentales, beaucoup moins au centre du bassin.

m2P. **Formation des Plantiers (Serravallien) (0 à 3 m).** *Faciès type : calcaire à Pectinidés.* Un mince niveau de calcaire à Pectinidés a été individualisé au-dessus des calcaires à Algues (fig. 10, hors texte). Il est bien développé aux Plantiers où son épaisseur est maximale, puis diminue

pour ne montrer aux Costes que 0,50 m environ. Il disparaît vers l'Ouest de « les Costes ». Au Nord de le Bau, les seuls témoins de ce niveau sont quelques grands Pectinidés que l'on trouve dans les calcaires bioclastiques à lentilles conglomératiques décrits dans m2A.

Grâce aux bivalves, un âge serravallien peut être attribué à ce niveau. Il s'agit de l'association *Flabellipecten fraterculus* (= *F. vindascinus*), *Aequipecten gentoni*, *Pecten* aff. *subbenedictus*, *Aequipecten scabriusculus*, *A. scabriusculus* morphe *cavarum*, *Gigantopecten* sp., *Aequipecten* sp. [Annexe 6].

Parmi ces Pectinidés, trois espèces ont un intérêt stratigraphique (communication M. Bongrain) : *Aequipecten gentoni*, *A. scabriusculus* et *A. scabriusculus cavarum* et permettent de dater ce niveau à pectinidés du Serravallien.

Une telle association est caractéristique d'un milieu circalittoral. Après l'épisode récifal à subrécifal des formations à Mélobésiées, le milieu tend à devenir plus profond (100-150 m).

m3. Formation de la Grivolle (Serravallien ? Tortonien ?) (0 à 20 m). *Faciès type* : molasse, molasse conglomératique. Cette formation affleure depuis la Grivolle à l'Est jusqu'au Caire à l'Ouest. Elle est discordante sur le niveau à Pectinidés, les calcaires à Algues et le Jurassique (la Grivolle, le Caire).

Le faciès type est une molasse grise à beige clair, fine à l'Est, plus grossière vers l'Ouest. D'une épaisseur de 5-6 m à l'Est, elle se réduit à 2-3 m à l'Ouest.

Dans le secteur de la Grivolle (fig. 13, hors texte), elle est fossilifère, intercalée, à la base, de lits marno-sableux. La microfaune y est abondante. Dans les niveaux de base, elle donne un âge langhien (N8 - base N9) avec le marqueur planctonique *Globigerinoides sicanus*, et des Foraminifères benthiques. La macrofaune a livré des bivalves (*Venus multilamella* et Pectinidés indéterminables). Les niveaux supérieurs n'ont pu être datés.

Vers l'Ouest, aux Plantiers, des calcaires gréseux, d'abord peu grossiers puis conglomératiques, font suite aux calcaires à Pectinidés et sont surmontés d'une molasse très grossière, à galets ronds ou ovoïdes, hétérogènes. Tous ces niveaux montrent de nombreux débris dans la matrice (Mélobésiées, bryozoaires, bivalves, échinodermes etc...).

À l'Ouest des Baou et sous le Caire, des marnes blanches et beiges séparent les calcaires à Algues (fig. 10, hors texte) du conglomérat m4.

Elles ne montrent que des formes remaniées, des débris de bivalves, Algues et bryozoaires, et des *Microcodium*, témoins de l'altération des calcaires sous-jacents.

Au Sud du Jas Vieux (Sud-Ouest du Caire), la molasse est très gréseuse, microbréchique, à grain fin et moyen, à nombreux débris d'organismes remaniés.

m4. Formation du Caire (Serravallien ? Tortonien ?) (> 10 m).
Faciès type : conglomérat, brèche. D'Est en Ouest, les conglomérats sommitaux reposent en discordance sur la molasse m³ jusqu'au Caire, le Jurassique et le calcaire à Algues (les Défends) (fig. 10, hors texte).

Ces conglomérats ont des éléments homométriques d'abord (3 cm de diamètre) puis de plus en plus hétérométriques et hétérogènes (galets miocènes, jurassiques, éocènes etc..).

Au Défends, la formation débute par un conglomérat à petits galets de la taille des arénites à celle des graviers. La matrice de ces galets montre d'abondants *Microcodium*. Au-dessus de ces premiers niveaux, les éléments acquièrent des tailles du m³ à 10 m³ et des caractères bréchiques. Il s'agit de masses olistolithiques de calcaires jurassiques et éocènes à Nummulites.

À Saint-Vallier-de-Thiey, des poudingues reposent sur l'Éocène à Nummulites fortement altéré. Aucune faune n'y a été trouvée.

Ces derniers dépôts sont attribués par L. Ginsburg *et al.* (1988) au Tortonien. Les auteurs se basent sur une association de Pectinidés et d'un fragment de molaire (m³) d'*Aceratherium (Alicornops) simorreense*. Le tableau [Annexe 6, tabl. 2] en donne la répartition stratigraphique proposée par ces auteurs. Il apparaît clairement que cette molasse caillouteuse peut aussi bien appartenir au Serravallien supérieur qu'au Tortonien inférieur.

Si les derniers résultats permettent de préciser l'âge de m²P situé sous les conglomérats sommitaux, il n'en est pas de même pour ces derniers qui sont laissés dans le Serravallien supérieur (?) - Tortonien (?) en conservant une incertitude.

Mio-Pliocène

Br. Brèche de Valbonne. Éléments calcaires (5 à 10 m). Comme dans la région de Carros (feuille de Roquesteron) ou de Pont-Saint-Jean (feuille de Fréjus), des brèches à éléments locaux sont présents sous les

dépôts pliocènes en divers points de la ria de la Siagne (Pégomas) ou en marge de la ria du Var (Saint-Claude). Ces brèches, équivalent de la brèche de Carros (Ginsburg, 1964), sont antérieures à la transgression pliocène, et donc d'âge messinien (Clauzon, 1978) ou infra-Pliocène (Irr, 1984).

Pliocène : les deltas du Var et de la Siagne

Les dépôts pliocènes de la carte de Grasse-Cannes correspondent aux anciens deltas du Var et de la Siagne. Les deux appareils, quoique différents dans leur géométrie et leur gabarit, le premier étant bien sûr beaucoup plus puissant que le second, ont une genèse commune : ils s'édifient dès le début de la transgression pliocène dans les canyons messiniens transformés en ria profonde. L'arrière-pays montagneux détermine l'importance et le calibre des apports. Aujourd'hui, les dépôts, soulevés et profondément disséqués par l'érosion, montrent pratiquement l'intégralité des dispositifs au-dessus de la surface d'érosion messinienne. Ce sont essentiellement des dépôts pentus de progradation sous-marine (foresets) qui sont visibles. La pente d'origine sédimentaire varie entre 10 et 25°. L'épaisseur des dépôts visibles et reconnus par sondages est considérable dans le Var, environ 400 m près de l'embouchure actuelle. Pour la Siagne, cette épaisseur est d'au moins 180 m. Les faciès lithologiques sont déterminés par le grano-classement amont-aval, des cailloutis grossiers de plaine alluviale d'amont aux marnes épi-bathyales marines. Du fait de ce dispositif fondamentalement isochrone, la distinction entre une semelle à dominante marneuse p1 et son recouvrement de poudingue p2 de l'édition précédente n'a été reprise qu'en surcharge à titre d'indication lithologique. Pour le Var, vers l'Ouest (région d'Antibes-Biot) des faciès plus littoraux se développent en marge du delta, à la faveur de l'existence d'une assez large plate-forme en bordure de la côte. Dans ces zones, les pentes sédimentaires sont plus faibles et l'épaisseur des dépôts s'amenuise considérablement.

La cartographie réalisée est chronologique et est établie d'après l'étude des microfaunes marines (Irr, 1984) en suivant les biozones de foraminifères en vigueur (Bizon, 1972, Cita, 1975 ; Spaak, 1983 ; Bolli *et al.*, 1985 ; Rio *et al.*, 1990) (tabl. 10 ; annexe 7). La série stratigraphique du Var est la plus complète, non seulement de la feuille de Grasse-Cannes, mais aussi de tout le littoral entre Marseille et Gênes.

Les faciès sont indiqués par des surcharges.

Pliocène inférieur : Zancéen (5,32 à 3,58 Ma)
(Berggren *et al.*, 1995)

p1a. **Marnes et conglomérats de la base des deltas du Var et de la Siagne, discontinus à l'affleurement, localisés au fond des rias (zone à *Sphaeroidinellopsis*) (200 m).** Des marnes, sables et brèches de la base de la transgression sont reconnus dans les fonds de golfe (Auribeau-sur-Siagne ; la Colle-sur-Loup) ou dans l'axe de la vallée du Var (Saint-Martin sur la feuille de Nice). Des brèches d'écroulement sont associées à ces dépôts sur la bordure ouest (la Colle et Saint-Paul) où le paléolittoral est en falaises et matérialisé par des perforations de lithodomes. Dans ces secteurs, les associations microfaunistiques abondantes et perturbées par des remaniements intraformationnels attestent de l'âge Pliocène basal (zone à *Sphaeroidinellopsis*). Une malacofaune remarquable à grands lamellibranches (*Pelecypora gigas* et *Callista italica*) a été signalée à la Colle (Cataliotti-Valdina, 1987).

p1b. **Marnes, sables et conglomérats des deltas, formant le corps principal du delta de la Siagne (zone à *Globorotalia margaritae*) (180 m).** Ces dépôts à pente forte vers le Sud affleurent principalement dans la région de Pégomas. Des terrains équivalents et de même âge existent dans le delta du Var. Dans l'aire de la carte de Grasse-Cannes, ils affleurent essentiellement vers l'Ouest. Ce sont : 1) des marnes dans la région de Saint-Paul et du Malvan qui correspondent à un faciès distal du système deltaïque progradant ; 2) des sables infra-littoraux (région de Biot-Antibes) se développant en marge du delta (molasse à Amphistégines).

p1c. **Marnes, sables et conglomérats des deltas, constituant le corps principal du delta du Var (zone à *Globorotalia margaritae*/*Globorotalia puncticulata*) (200 m).** Les plus puissantes accumulations détritiques correspondant au corps principal (foreset beds) progradant du delta du Var appartiennent à cette zone. Les pendages atteignent des valeurs supérieures à 20° et l'épaisseur de la formation est supérieure à 200 m (région de la Gaude). Les poudingues y sont largement dominants. Ces dépôts sont caractérisés par de nombreux accidents intraformationnels au niveau du lit : plis, colonnes de galets, slumps, avalanches. De grands chenaux attestent de la forte énergie des ravinements sous-marins. De nombreuses failles normales synsédimentaires affectent ces dépôts : il peut s'agir de déformations simplement gravitaires mais dans l'ensemble elles témoignent d'un contexte littoral jouant en flexure (Irr, 1984).

Pliocène supérieur : Plaisancien (3,58-2,60 Ma) et Gélasien (2,60-1,77 Ma) (Berggren *et al.*, 1995 ; Raffi, 1986)

p2. **Marnes, sables et conglomérats du delta plaisancien du Var (zone à *Globorotalia puncticulata*/*Globorotalia crassaformis*) (3,58-2,60 Ma) (100 m)**. Le Plaisancien est représenté seulement dans le bassin du Var sous forme de dépôts marno-conglomératiques (région de Montaleigne – les Vaux à Saint-Laurent) correspondant au front progradant du delta ou des marnes des dépôts marginaux du delta (Vaugrenier). Il semble y avoir continuité géométrique avec les dépôts du Zancléen, cependant un puissant paléosol rouge, visible localement (les Vaux) marque la limite de séquence. Les dépôts transgressifs qui surmontent le paléosol ont livré (Courme, inédit) une microfaune à *Globorotalia puncticulata* abondante (alors que *Globorotalia margaritae* est absente) et à *G. aemiliana* caractéristique de la base du Plaisancien. La transgression atteint son amplitude maximum vers 3,3 Ma : elle est caractérisée par la présence locale de *G. crotonensis* à côté de *G. crassaformis*.

p3. **Marnes, sables et conglomérats du delta gélasien du Var (zone à *Globorotalia inflata*) (2,60-1,77 Ma) (50 m)**. Le Pliocène terminal ou Gélasien à *G. inflata* et *Globigerinoides obliquus extremus* est représenté par un nouvel ensemble deltaïque progradant, marno-conglomératique frontal, épais de plus d'une centaine de mètres et emboîté dans le système plaisancien. Dans l'axe du Var, un lambeau de nappe alluviale à grands galets à Grimond correspond à la plaine alluviale au moment de la progradation maximum. Sur la rive gauche, ce niveau à grands galets repose sur les topsets sablo-conglomératiques eux-mêmes sus-jacents aux foresets à intercalation marneuse à *G. inflata*. La série deltaïque du Gélasien y est donc complète.

PLÉISTOCÈNE

Pléistocène inférieur (1,77-0,95 Ma)

Br1. **Brèche à éléments locaux de la vallée du Loup (Villafranchien) (2 à 10 m)**. Brèche très hétérométrique à éléments calcaires locaux des Valettes dans la vallée du Loup, affectée par de la tectonique rapportée tantôt au Miocène supérieur (Masurel, 1964), tantôt au « villafranchien » (Julian, 1980). C'est ce dernier âge qui paraît le plus probable, en considérant que ce secteur très proche du front subalpin a pu être encore affecté par des contraintes tectoniques au Pléistocène inférieur.

Mv. **Marnes, sables et conglomérats de front des deltas du Var et terrasse marine de 50 m (Calabrien) (1,77-0,95 Ma) (10 à 50 m)**. Le

Calabrien est caractérisé dans la région de Nice par l'apparition de *Hyalinea balthica* (Iaworsky et Le Calvez, 1974 ; Dubar *et al.*, 1999). À l'Ouest du Var, secteur de Saint-Véran – les Malvans, les dépôts marno-conglomératiques du début du Calabrien (épaisseur supérieure à 50 m) constituent un système progradant (foresets infralittoraux vers l'altitude de 20 m) à fort pendage (20 à 30°) vers le Sud-Est, superposé en conformité au système gélasien mais séparé de lui par un paléosol d'émersion. Les topsets correspondant à ces foresets calabriens se situent à une altitude de 55 m aux Vaux à l'Est de Cagnes-sur-Mer. Dans le secteur des Malvans, il a été montré d'après les données paléomagnétiques, que le premier niveau de terrasse emboîté apparaît pendant le Calabrien vers 1,1 Ma. L'emboîtement est de l'ordre de 40 m. L'étagement morphologique des dépôts qui devient alors la règle sur ce littoral, semble combiner à la fois un soulèvement accéléré du continent et une tendance générale à l'abaissement du niveau marin (Dubar *et al.*, 1999). On note que ce début d'étagement est ici plus récent que la limite Pliocène-Pléistocène (1,7 Ma). Le littoral calabrien se trouvait alors vers 50 m d'altitude comme en témoignent les lambeaux résiduels des Vaux. Deux témoins estuariens rapportés à ce niveau calabrien ont été cartographiés en rive droite de la basse vallée du Var, vers la Tour à une altitude de 90 m environ. Une déformation du rivage (subsidence du littoral) s'est donc produite après le Calabrien. D'autres lambeaux également rapportés au Calabrien existent entre 65 m et 75 m au Nord-Est d'Antibes (le Puy et les Bastides). L'ensemble reflète donc une morphologie complexe où interagissent des variations eustatiques et des mouvements tectoniques.

Pléistocène moyen (0,95-0,13 Ma)

Pléistocène moyen inférieur (0,95-0,5 Ma)

Mw. Terrasse marine de 30 mètres. *Sables et galets lités, marne* (2 à 11 m). Une terrasse marine du Pléistocène moyen inférieur est bien développée entre le Var et Antibes vers 30 m d'altitude. Les dépôts peuvent atteindre 11 m d'épaisseur et comprennent un soubassement marneux lagunaire (niveau à *Cardium*) recouvert par des sables marins (niveau à tellines) puis des galets correspondant à l'installation des cordons en fin de transgression. Ces dépôts ont livré des rongeurs dont *Pytimys gregaloides* (Dubar *et al.*, 1981) et les restes de *Rhinoceros etruscus brachycephalus* (Irr, 1975, Guérin, 1980). La polarité magnétique directe associée à ces faunes permet de dater cette terrasse entre 0,73 Ma (âge de l'inversion Brunhes/Matuyama) et 0,5 Ma âge-limite pour *R. etruscus brachycephalus*. Cette période correspond au Cromérien (Biozone 21 de Guérin). Le sol de surface développé sur roche-mère calcaire ou silicatée, de type fersiallitique fortement dégradé (Dubar, 1989), est très caractéristique de ce niveau. En rive droite du Var, il n'apparaît plus que très ponctuellement vers l'amont, masqué le plus souvent par des colluvions et des altérites.

Pléistocène moyen supérieur (0,5-0,13 Ma)

Ux. Travertin. *Faciès carbonatés à tiges, faciès à mousse et faciès à oncolithes* (10 à 20 m). Des travertins anciens sont présents en deux points de la carte : dans la vallée de la Siagne et à Grasse. En ce dernier lieu, des épaisseurs considérables se sont constituées à la faveur de résurgences proches du front subalpin. Le réservoir est situé dans le Bajocien et le Bathonien, tandis que le Keuper argilo-gypseux forme l'imperméable. L'entablement de travertins passe vers l'aval à des alluvions anciennes situées à environ 80 m au-dessus du réseau hydrographique actuel. La surface des travertins est recouverte d'un sol rouge fersiallitique épais de plus d'un mètre. Ces caractères aussi bien morphologiques que pédogénétiques sont ceux de formation ancienne du Pléistocène. Une datation U/Th (Cérek 6146) a en effet donné un âge non fini supérieur à 0,44 Ma sur le site de Chiris (tabl. 12, annexe 8).

Mx. Terrasse marine de 10-12 mètres. *Galets et sables lités* (2 à 6 m). Une terrasse marine bien représentée sur le littoral un peu au-dessus d'une dizaine de mètres d'altitude est rapportée à un haut-niveau marin interglaciaire du Pléistocène moyen. Un âge U/Th effectué sur des coraux (*Cladospira*) a donné un âge supérieur à 0,367 Ma (Dubar *et al.*, 1993 et Annexe 8). Le sol de cette terrasse est de type fersiallitique en voie de dégradation (déferrification partielle). Ce niveau se poursuit dans l'estuaire du Var où son extension en rive droite est remarquable, associé à des talus plus ou moins colluviaux. Il apparaît même que les dépôts de ce niveau ont recouvert le niveau plus ancien MW qui n'apparaît plus que ponctuellement.

Fx. Haute terrasse fluviatile de la vallée du Loup. *Galets* (3 à 4 m). Cette terrasse est située à 50 m au-dessus du lit actuel au droit de Bar-sur-Loup. Sa forte granulométrie correspond à une phase fluvio-glaciaire importante, vraisemblablement la glaciation de Riss (0,18-0,13 Ma). Dans la vallée du Var, une terrasse rissienne existe dans le secteur de Gattières-Carros (feuille de Roquesteron). Plus en aval, elle disparaît, en raison de sa forte pente longitudinale, sous les alluvions de la terrasse estuarienne du Tyrrhénien (My). Le sol, caractéristique, est de type rouge fersiallitique.

Pléistocène supérieur (0,13-0,012 Ma)

Br2. Brèche de pente cryoclastique. *Éléments très hétérométriques calcaires* (5 à 6 m). Cette brèche est particulièrement développée sur le front et dans l'arc subalpin, ces faciès sont liés majoritairement aux froids de la dernière glaciation (Würm). Il existe des éboulis cryoclastique francs (grèzes litées) au pied des parois ou des falaises jurassiques dans la région de Gourdon en particulier. Des éboulis plus chaotiques et plus argileux sont

aussi très développés dans le secteur de Cabris et de Bar-sur-Loup. Des épaisseurs de 5 ou 6 m de brèches et de cailloutis sont visibles dans ces secteurs. Ces éboulis sont polygéniques et correspondent vraisemblablement à des phases anciennes du Würm voire même dans certains cas pour des niveaux inférieurs indurés à des phases anté-würmiennes (Julian, 1980).

My. Basse terrasse marine et estuarienne (Tyrrhénien). *Galets, sables, marnes* (2 à 6m). La basse terrasse marine du bord de mer n'a pas été distinguée pour des raisons de commodités cartographiques de la basse terrasse estuarienne du Var, pourtant ces deux terrasses correspondent vraisemblablement à deux stades de haut-niveau marin différents.

En bordure de mer, les dépôts de la basse terrasse marine (sables infratidaux, graviers et galets des cordons) sont situés entre 4 et 10 m d'altitude. Le niveau marin correspondant devait se trouver entre 9 et 11,5 m (altitude actuelle). Les faunes du Tyrrhénien de la Côte d'Azur comprennent des malacofaunes marines (*Strombus bubonius*, non retrouvé dans le cadre de la feuille de Grasse-Cannes) et terrestres (faune « ligure » à *Retinella herculeus*) indiquant un climat plus chaud et humide que l'actuel (Dubar, 1986 ; Dubar, 1995). Des datations U/Th ont donné un âge voisin de 130 ka tout à fait cohérent avec le stade isotopique 5.5 (Dubar *et al.*, 2008, annexe 8).

La basse terrasse estuarienne du Var inférieur située vers 15 m d'altitude, dépourvue de faune chaude « ligure » est antérieure au stade 5.5 ; elle semble correspondre au stade 7.1 contemporain d'un haut-niveau de la mer vers 180 ka. Sur les côtes d'Espagne, la présence de *S. bubonius* dans des dépôts du stade 7.1 marquerait l'arrivée des faunes « chaudes » en Méditerranée (Zazo *et al.*, 2003). L'étage tyrrhénien pourrait alors être étendu à ce stade. Cette conception climatostratigraphique n'est pas strictement retenue (Cità *et al.*, 2005). Nous l'adoptons pour les commodités cartographiques sus-mentionnées.

Fy. Basse terrasse fluviale du Loup (Würm). *Galets* (1 à 3 m). Cette basse terrasse située à une douzaine de mètres au-dessus du lit actuel de la rivière, est attribuée au Würm ancien sur la foi des mollusques terrestres marquant un net refroidissement climatique par rapport au niveau précédent. Dans la vallée du Var la terrasse würmienne, à très forte pente longitudinale, passe sous les alluvions de fond de vallée un peu à l'aval de Saint-Martin. Le cône du maximum würmien (18 000 BP) qui lui correspond, est actuellement ennoyé vers - 120 m (Savoie et Piper, 1993).

HOLOCÈNE

Fz. Alluvions de fond de vallées ; Mz. Sables et galets des cordons littoraux (2 à 5 m) de la fin du remblaiement holocène des basses

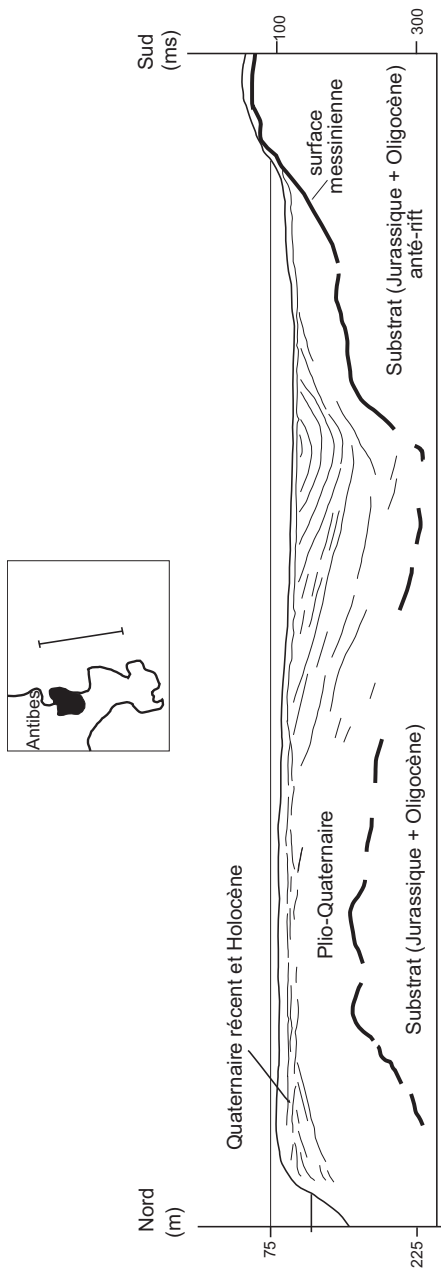


Fig. 11 - Profil géologique restitué d'après la sismique réflexion (Savoie et Piper, 1993) le long de la plate-forme sous-marine d'Antibes

vallées côtières. Ce remblaiement connu par de multiples carottages atteint pratiquement une centaine de mètres d'épaisseur au droit des embouchures des fleuves et correspond à la transgression post-glaciaire. Il est daté de 12 000 à 4 000 BP (L'Homer, 1984 ; Dubar, 1987a). Comme partout sur la Côte d'Azur, l'ingression marine à l'intérieur des terres et dans les basses vallées a été ample (11 km pour la vallée de l'Argens, 2,5 km pour la Brague, 6 km pour le Var). Les modalités du phénomène ont été décrites en détail (Dubar et Anthony, 1995) et sont résumées dans le paragraphe suivant. À l'affleurement, à côté des limons et des galets des plaines alluviales se trouvent, souvent masqués par les aménagements anthropiques, les cordons littoraux caillouteux mis en place à la fin de la remontée postglaciaire. Les nombreuses dates C14 obtenues sur ces niveaux (Dubar, 2003) correspondent aux derniers stades de la remontée marine et à un épisode de sédimentation dunaire importante (Sivan et Dubar, 2006) [tabl. 12-2a et b, annexe 8].

C. Colluvions récentes et dépôts anthropiques (2 m). Dépôts superficiels argilo-limoneux et caillouteux résultant du ruissellement, d'origine naturelle ou anthropique (agriculture, déforestation, industrie...).

GÉOLOGIE MARINE

Terrains affleurants

Les dépôts meubles superficiels forment une couverture épaisse de plusieurs mètres, continue au Nord du Cap d'Antibes (fig. 11). Au Sud et à l'Ouest, ces dépôts sont moins épais et localement le substrat rocheux affleure en plusieurs points (Nestéroff, 1958 ; Bourgeois *et al.*, 1975).

Sables terrigènes

Ils constituent une bande littorale pratiquement continue et prennent un développement considérable au Nord du Cap d'Antibes dans la zone d'alluvionnement du Var où, du reste, les plages sont constituées de galets et graviers.

Herbier

Il s'agit de prairies de posidonies occupant une superficie considérable depuis 3 à 4 m de profondeur jusqu'à 20-25 m. L'herbier à posidonies se développe sur substratum rocheux (la Fourmigue, Nord de Sainte-Marguerite, Cap d'Antibes) mais surtout sur des fonds sableux indurés. Abrisant de riches faunules de Mollusques, l'herbier alimente massivement sur son talus externe les accumulations de sables coquilliers. Les apports terrigènes importants lui sont très défavorables, ainsi au Nord du Cap d'Antibes, dans une zone dominée par les épandages du Var, l'herbier disparaît.

Sables coquilliers

Ils sont formés essentiellement (80 %) de débris de coquilles et d'algues encroûtantes et de tests de foraminifères. La fraction purement minérale siliceuse est très faible (moins de 10 %).

Vases

Les vases pélagiques occupent un très large domaine au-delà de l'isobathe de 100 m, sur le talus et dans les têtes de canyons.

Deux dates C14 (Savoie et Piper, 1993 et Annexe 8) obtenues au large du Cap d'Antibes sur les sédiments meubles montrent que leur dépôt s'effectue en continu depuis la fin de la glaciation würmienne jusqu'à l'Actuel.

Affleurements rocheux sous-marins

Ils sont présents à partir du Cap d'Antibes en direction sud-ouest, vraisemblablement à l'emplacement d'une ancienne dorsale. Les attributions précises sont difficiles, cependant à l'Est du Cap d'Antibes, il s'agit de Jurassique supérieur, tandis qu'à l'Ouest de ce Cap, c'est le Jurassique inférieur qui affleure. Au large de Cannes, le haut fond rocheux est attribué au Trias, vraisemblablement le Muschelkalk (comm. C. Mangan).

Terrains non affleurants

À l'Ouest du Cap d'Antibes, sous les sédiments meubles superficiels, se trouve le substrat rocheux dont la nature ne peut être que déduite des informations (partielles) apportées par les secteurs voisins où il affleure.

À l'Est du Cap, le substrat des sédiments meubles superficiels est connu par des profils sismiques réalisées ces dernières années (Savoie et Piper, 1993) : il y a une assise de terrains peu consolidés (marno-sableux) de plus de 80 m d'épaisseur, puis au-dessous le substrat acoustique attribué au Jurassique et à l'Oligocène (fig. 11). Les terrains peu consolidés réalisent localement une synforme sans doute en rapport avec de la subsidence locale. Ces terrains marno-sableux sont vraisemblablement d'âge plio-quaternaire et correspondent aux alluvions sous-marines du paléo-Var.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

SOCLE VARISQUE

Les formations métamorphiques du Tanneron oriental, sont pour la plupart quartzo-feldspathiques et migmatitiques. Elles ont subi un métamorphisme

barrowien dans la zone à sillimanite-muscovite et présentent une migmatisation plus ou moins bien exprimée suivant leur lithologie. Il faut remarquer que le métamorphisme garde la même intensité dans tout le Tanneron oriental comme dans tout le compartiment de socle situé à l'Est de l'accident de Grimaud-Joyeuse, dont il fait partie. La nature quartzofeldspathique et migmatitique et le caractère monotone de la plupart des formations rend délicate l'identification de leur protolite. Néanmoins l'origine de certaines d'entre elles peut être mise en évidence ou suspectée à partir de leurs caractères pétrographiques et de leur disposition à l'affleurement.

Ainsi plusieurs formations *d'origine granitique* peuvent être identifiées. Parmi celles-ci, l'orthogneiss de Tanneron est le plus proche d'un granite ; il présente des textures préservées, des minéraux magmatiques conservés ou en voie de transformation, ainsi que des enclaves micacées. D'autres formations qui sont œillées et monotones dérivent probablement aussi d'anciens granites. Des niveaux peu épais d'amphibolites à reliques éclogitiques sont intercalés à divers niveaux de la série. Ils correspondent à des intrusions de roches basiques, gabbros ou dolérites, mises en place sous forme de filon-couches dans la série. La présence de serpentinite dans l'un de ces niveaux confirme ce type de gisement : on aurait même ainsi localement des intrusions basiques à ultrabasiques. L'identification des formations *d'origine sédimentaire* s'avère plus délicate. Cependant l'une des formations, celle des gneiss du Vallon du Chemin Charretier, qui est assez épaisse, peut être considérée comme une formation d'origine sédimentaire en raison de ses alternances de gneiss plagioclasiques de grain ou de composition variable et de ses intercalations de cipolins et de gneiss à silicates calciques.

PERMIEN

Les formations permienes de la feuille sont situées à la bordure nord du graben de l'Estérel (l'Argentière, les Barnières) et de son prolongement vers l'Est (Cannes). Au Permien, le graben de l'Esterel, d'orientation E-W, se présente comme un bassin intramontagneux subsident recevant les apports détritiques de ses deux bordures cristallines : le massif de Tanneron au Nord et le massif des Maures au Sud, actuellement submergé. Il est en outre le siège d'un volcanisme volumineux dont le démantèlement contribue à la sédimentation.

La série sédimentaire a une épaisseur d'environ 1 500 m et montre de nombreux ravinelements. Elle contient en intercalation plusieurs coulées de rhyolite et de dolérite dont l'épaisseur cumulée est de 1 000 m. Les formations sédimentaires sont de type déritique, grossier à fin, et plus rarement, de type argileux et carbonaté. Les milieux de sédimentation sont

des cônes de déjection, des réseaux fluviatiles chenalissants, des plaines d'inondation, enfin des lacs à bordures palustres.

Les coulées acides 1ρ et 2ρ sont peu épaisses et mises en place à la base de la colonne sédimentaire. Leurs textures (flattes, ponces, échardes de verre) suggèrent une mise en place de type ignimbrétique. Elles précèdent les deux coulées ignimbrétiques majeures 5ρ et 7ρ . La mise en place de ces coulées ignimbrétiques est de type fissural et se fait à la faveur du dispositif distensif. La coulée 11ρ est différente par sa texture aphyrique et fluidale et sa mise en place sous forme de dômes ou de dômes-coulées. Les roches basiques de la feuille, filoniennes et très altérées et à texture mal définie, sont différentes des autres formations volcaniques basiques de l'Estérel, en filons-couches et coulées doléritiques très étendues.

Ce magmatisme alcalin à prédominance acide est typique d'un environnement distensif intra-continental. Il serait issu de la cristallisation fractionnée d'un magma basique.

TRIAS

Ébauche de la structure du bassin pendant le Scythien-Anisien et début de la transgression marine à l'Anisien (t1-3).

Les accumulations de produits détritiques peuvent être interprétées (Durand, 1988) comme des cônes de déjection de torrents étalant en milieu continental, entre Cannes et Pégomas, le matériel issu de l'érosion de territoires situés au Sud.

– L'extension réduite du poudingue de base - équivalent du poudingue de Port-Issol - ne permet pas de reconstituer la morphologie locale du bassin. Comme dans le Var et en Provence occidentale, il représente les reliques d'un épisode climatique considéré comme désertique (Durand, 1988) qui permet des corrélations chronologiques avec d'autres bassins où un âge (Scythien inférieur à moyen) a pu être proposé pour cet épisode. Il faut cependant remarquer qu'il est conservé vers Pégomas-Peygros où les grès bigarrés présentent leur épaisseur la plus forte.

– Les conglomérats et grès - équivalents des grès de Gonfaron - forment l'essentiel de la formation, paraissant remplir des poches ou s'accumuler au droit des reliefs de faille. Ils sont particulièrement épais et grossiers à leur base, vers Pégomas et Peygros, dans un secteur où le socle est découpé par des failles ; d'après M. Durand (1988), cette région serait un cône alluvial au débouché d'un torrent venant du Sud. Au sommet, un faciès violacé plus ou moins épais, parfois inexistant, semble assez développé au Tignet (au Nord-Ouest) et vers Golfe Juan (au Sud-Est), à l'aplomb de deux zones hautes au Trias : la première, ancienne, située dans le prolongement nord

du seuil permien du Reyran (Toutin, 1980) ; la seconde, permienne (?) et (ou) triasique occupant le revers sud-est du massif du Bois de la Maure. À cette époque (Scythien-Anisien), le bassin triasique semble donc déjà découpé en petits blocs dont les parties affaissées étaient comblées par les produits de l'érosion du substratum permien et cristallin.

– les grès fins en plaquettes - grès de Solliès - et argiles dolomitiques d'épaisseur réduite qui terminent la formation (Anisien moyen) sont partout présents, en particulier entre le Tignet et Mouans-Sartoux. La sédimentation détritique s'affine et la plus grande partie du territoire est ennoyée. Les faciès jusqu'alors franchement continentaux, traduisent maintenant un environnement soumis, pour la première fois au Mésozoïque, à des influences marines avec le développement de stromatolites, de dolomies et d'évaporites.

Le caractère marin s'accroît à la fin de l'Anisien (t3-5a) et la mer ouverte recouvre le bassin au début du Ladinien (t3-5b) ; la structuration du bassin n'apparaît pas encore très clairement.

– L'apport détritique cesse, des marnes à évaporites se déposent sur presque tout le territoire, la sédimentation carbonatée s'installe ensuite rapidement, d'abord dolomitique puis calcaire. Les argiles à évaporites semblent mieux représentées entre Mougins et Grasse, les dolomies étant surtout développées vers Cannes. Du Nord-Ouest au Sud-Est, la série (t3-5a) se modifie donc de façon progressive, en faciès et en épaisseur. La fin de l'Anisien pourrait correspondre à une période de subsidence d'ensemble de cette partie du bassin, apparemment plus ouvert en direction du Nord ou du Nord-Ouest.

– L'ouverture du milieu s'accroît et est maximum au Ladinien, lors du dépôt des calcaires bioclastiques à constructions récifales (t3-5b) ; dans le Var, la profondeur lors du dépôt de cette unité ne devait pas être très importante, d'après le caractère relativement littoral de la flore et de la faune. Localement le toit de cette formation est marqué par des encroûtements stromatolitiques qui traduisent le comblement du bassin et un état proche de l'émersion à la fin du dépôt. Le caractère discontinu des affleurements paraît assez étroitement lié à la structure du bassin, les témoins de cette formation existant entre des accidents N20-30 (failles de Peygros, de Valbonne-Mougins, de Cannes, du Bois de la Maure..) qui ont pu déterminer des parties affaissées dans le bassin (fig. 3, hors texte). Mais la formation a peut-être été faillée et érodée après son dépôt ? Cette disposition semble en tout cas synsédimentaire. Le toit de la formation correspond donc à une discontinuité d'importance régionale qui se traduit par une discordance cartographique des formations plus récentes.

Fracturation, basculement et jeu de blocs, pendant le dépôt en discordance des formations marines du Ladinien supérieur et du Carnien (t3-5c-d).

– Les marnes, calcaires à crinoïdes et dolomies (t3-5c) de la formation la plus développée du Trias moyen recouvrent en discordance les termes plus anciens du Trias : les grès bigarrés (t1-3) vers Vallauris, les argiles à évaporites (t3-5a) vers Pégomas, les calcaires bioclastiques (t3-5b) vers Cannes. De plus, l'enneigement paraît progressif : les marnes de la base manquent au Sud de l'accident de Valbonne-Mougins, les calcaires à crinoïdes présentent l'extension géographique maximum, les dolomies du sommet se développant entre Mougins et Grasse. Au Ladinien supérieur, la structure du bassin était donc bien différenciée, avec des zones affaissées au Nord de l'accident Valbonne-Mougins et des zones surélevées en partie érodées au Sud entre Cannes et Vallauris ; il est même possible que les calcaires et dolomies (t3-5c) aient pu se déposer directement sur le cristallin du bois de la Maure. Ce massif peut être considéré comme un relief - petit bloc basculé - existant dès cette époque ; délimité au Nord-Ouest par un accident N40, il présente une structure dissymétrique : le versant nord-ouest redressé le long de la faille présente des séries antérieures au « Keuper » très réduites, discontinues et incomplètes (entre le collet Saint-Antoine et Vallauris), le versant sud-est moins incliné étant recouvert à la même époque par des séries épaisses, plus continues et plus complètes (vers Golfe Juan).

– Les dépôts du Ladinien supérieur-Carnien (t3-5d) sont plus complets et plus épais au Nord de l'accident Valbonne-Mougins ; le bloc du bois de la Maure influence moins la sédimentation. Les assises ladinienne (t3-5c), dont le toit est de faciès différent, sont recouvertes en discordance par des sédiments ladino-carniens et carniens de faciès également variés : par les marnes de la base vers Peygros, par les calcaires à crinoïdes sur l'ensemble du bassin, par les dolomies blanches à grains fins entre le Tignet et Grasse. Au Carnien, la discordance cartographique est peu marquée, les variations d'épaisseur peu contrastées, résultant d'un basculement modeste de l'ensemble du territoire ou d'un déplacement de la sédimentation par suite du comblement du bassin.

Rejeu modeste des structures du bassin, progressivement ennoyées par des sédiments marins puis de milieu restreint au Carnien-Norien (t5-6a-b), affaissement d'ensemble et début de la « transgression liasique » au Rhétien (t7a-b).

– Les marnes du Carnien-Norien (t5-6a) sont épaisses entre le Tignet, Bar-sur-Loup et l'accident de Valbonne-Mougins ; elles manquent entre le Sud d'Opio, Valbonne et Plascassier et sont réduites entre Mougins et Cannes ; elles disparaissent vers Vallauris et Antibes. Elles semblent donc conservées dans des aires affaissées entre les horsts du Trias moyen carbonaté, structures ayant plus ou moins joué au Trias supérieur. Les dépôts évaporitiques du Norien (t5-6b) ont une extension géographique plus large, débordant celle des marnes sous-jacentes jusqu'à Vallauris et Antibes ; ils recouvrent en partie les

sédiments du Ladinien-Carnien entre Plascassier, Valbonne et le Sud d'Opio, et ont pu venir directement sur le socle du Bois de la Maure ; ils sont donc discordants cartographiquement, le substratum paraissant s'affaisser dans son ensemble. Le dépôt des évaporites dans cet environnement restreint, en partie lié à des causes climatiques, intéresse une grande partie des plates-formes européennes à la même époque.

– Les dépôts marins de la fin du Norien et du Rhétien (t7a-b) présentent partout un faciès presque identique et leur variations d'épaisseur sont peu marquées. D'abord à dominante carbonatée (t7a), ils paraissent piégés dans le secteur compris entre Plascassier, Valbonne et Cannes, entre les zones hautes du Reyran et du bois de la Maure ; ils y recouvrent des sédiments d'âge différent, norien (t5-6b), norien-carnien (t5-6a), carnien-ladinien (t3-5c-d) ; à la fin de cet épisode, le bassin ne présente plus aucune structure particulière, faille, horst ou graben. Pendant le Rhétien (t7b), les dépôts ligniteux traduisent la proximité d'aires émergées, des dolomies grises de faciès « hettangien » se déposent. Les sédiments marins littoraux ou élaborés en milieu peu profond recouvrent tout le territoire avec partout des épaisseurs et des faciès comparables ; il semble que la « transgression liasique » débute avec le Rhétien.

JURASSIQUE

Au Lias (l1), milieu marin restreint, sédimentation incomplète, rejeu des structures triasiques, contrôle structural individualisant des aires émergées et plusieurs aires de dépôt au toit de panneaux plus ou moins basculés.

Les dolomies grises du Lias se déposent en milieu marin peu profond, inter à supratidal, pauvre en organismes, où la dolomitisation serait de diagénèse très précoce. Des apports détritiques discrets (quartz, argiles versicolores, argiles vertes) proviennent de l'altération et de l'érosion de terrains cristallins émergés (Maures ?) ou de leur enveloppe sédimentaire. La sédimentation liasique est sans doute très incomplète dans cette partie du bassin, bordée au Sud par des terres émergées rattachées au bloc corso-sarde et ouverte à l'Ouest vers le bassin provençal où les sédiments sont de même faciès (Fréjus-Cannes à 1/50 000). Au Nord, entre la montagne de Thiey, Caussols et les Baous, les dépôts liasiques manquent ou sont très réduits ; ce secteur représente le rebord méridional du haut-fond jurassique du moyen Verdon (Tempier, 1972). Entre Grasse et Antibes (fig. 4, hors texte), la répartition des faciès et des épaisseurs du Lias paraît liée au rejeu des structures triasiques : les accidents SW-NE du Reyran, de Mougins-Valbonne et du bois de la Maure, délimitent des panneaux affaissés plus ou moins basculés vers le Sud-Est où les séries sont très épaisses le long des failles (le Rouret, le Cannet, Antibes) ; à l'aplomb des accidents, les séries sont réduites (Grasse, Pré du Lac, Vallauris) ou manquent (Valbonne). Le faciès des dolomies grises et marnes versicolores est plus ou moins limité au panneau compris entre

les failles de Mougins-Valbonne et du bois de la Maure ; ce secteur correspond à l'aire de subsidence maximum du Lias et elle ne se superpose pas géographiquement à l'aire de subsidence maximum du Rhétien qui s'étendait plus largement, entre le Cannet et le Rouret.

Ouverture du milieu de dépôt et affaissements différentiels à la fin du Bajocien (?) et au début du Bathonien, puis émergence au Bathonien moyen (j2-3a) ; retour du milieu marin au Bathonien supérieur (j3b) ; ennoisement généralisé et début de la subsidence d'ensemble à la fin du bathonien (j3c-d).

Succédant aux environnements restreints du Lias, le retour des milieux marins s'effectue apparemment sans transition ; les calcaires et dolomies à accidents siliceux (j2-3a) ennoient des formations de faciès ou d'âges différents : les dolomies grises et marnes versicolores d'Antibes à Valbonne, les dolomies grises et marnes vertes entre Valbonne et Grasse, les argiles du Rhétien de Caussols aux Baous. La discordance cartographique est marquée, dans la sédimentation, par un conglomérat à Caussols, par une érosion et un basculement du toit du Lias à la Sarée. Les calcaires et dolomies s'élaborent en milieu marin infralittoral, proche d'intertidal, éloigné du large situé à l'Ouest et au Nord.

Au Bathonien moyen, tout le territoire situé au Sud de Valbonne émerge et les argiles de Vallauris (j3b) se déposent dans des cavités karstiques du toit de j2-3a ; au Nord de Valbonne, le comblement du bassin continue et s'achève par le dépôt des calcaires à oncolites violacés dont le sommet est érodé, altéré et colmaté par des argiles noires à végétaux j3b. Ce matériel argileux proviendrait de l'érosion d'un territoire émergé proche, situé au Sud de Vallauris et adossé au bloc corso-sarde.

Les argilo-calcaires et calcaires j3b se déposent en milieu très superficiel, comme précédemment ouvert au Nord et à l'Ouest, lors du retour des eaux marines au Bathonien supérieur. Entre Antibes et Valbonne, l'environnement de dépôt demeure littoral, caractérisé par des apports argileux encore importants et des faunes de lamellibranches (huîtres, pholadomies) ; de Valbonne à Grasse, le milieu est plus ouvert, sans doute plus profond, avec des faunes de brachiopodes ; au Nord, de Caussols aux Baous, les influences littorales sont plus discrètes, l'apport argileux plus dilué dans les dépôts carbonatés. Ces différents faciès sont recouverts par les calcaires à argiles vertes et *B.decorata* qui se déposent sur l'ensemble du territoire ; ils témoignent d'un certain comblement du bassin, d'un milieu calme, peu ouvert, très peu profond avec des émergences temporaires, où les apports d'origine continentale ne sont pas rares. Il n'y a plus de contraste d'épaisseurs entre les différentes aires de dépôt, ce qui est interprétable comme une modification du style de déformation du tréfonds : un affaissement d'ensemble succède à la subsidence différentielle caractérisant le Trias, le Lias et le début du Dogger.

L'enneiement généralisé du bassin se produit à la fin du Bathonien avec le dépôt des calcaires et dolomies brunes à oncolites et brachiopodes (j3c-d) ; les apports continentaux ont disparu et cet épisode marque la fin d'une sédimentation de type plate-forme interne sur la totalité de ce territoire.

Affaissement généralisé au Callovien, puis au Kimméridgien, marqué par le déplacement des milieux de bassin sur le haut-fond du moyen Verdon et le reflux des milieux de plate-forme vers le Sud ; entre ces deux épisodes, pendant l'Oxfordien, réductions des dépôts, émergences probables au Sud (j4-5a ; j5b-6a).

Pour la première fois au Jurassique, des calcaires à ammonites se déposent, caractérisant les séries calloviennes de l'arc de Castellane et de la bordure nord de l'autochtone ; les faciès à céphalopodes marquent une nette ouverture sur le bassin dauphinois situé au Nord, qui résulte de l'affaissement du haut-fond du moyen Verdon. Le milieu calme, plus profond, est favorable au dépôt de boues micritiques à microfilaments et ammonites. Au même moment, des dolomies à oncolites et des dolomies à grains fins de diagénèse précoce, s'élaborent au Sud, dans des estrans peu ouverts éloignés du large, où vivent quelques brachiopodes.

Des conditions de dépôt assez comparables existent au Kimméridgien, avec la même polarité sédimentaire et la même répartition géographique des faciès.

Entre ces deux invasions marines, la sédimentation oxfordienne est réduite et présente d'importantes lacunes ; les sédiments sont argilo-calcaires, conglomératiques, glauconieux et riches en ammonites, en bordure et sur le haut-fond du moyen Verdon alors moins affaissé. Entre le bloc corso-sarde plus ou moins émergé et la bordure sud du haut-fond, des dolomies à grains fins de diagénèse précoce se déposent à la même époque ; les surfaces rubéfiées qu'elles présentent, résulteraient d'émergences temporaires dans des estrans distants du bassin dauphinois. Cet épisode coïnciderait avec la régression connue dans ce bassin à la même époque (Dardeau *et al.*, 1994 ; de Graciansky *et al.*, 1999).

Pendant toute cette période, le jeu synsédimentaire des accidents n'est plus identifiable : l'affaissement du substratum paraît généralisé.

Installation et développement d'un complexe récifal, fin Kimméridgien-Tithonien (j6b-7a) ; comblement de l'arrière-récif, régression et émergence au Berriasien-Valanginien (j7b-n1-2).

La barrière récifale s'installe au Nord de Caussoles, dans le Cheiron (Roquesteron à 1/50 000) et à l'Est des Baous, dans la région niçoise

(Menton-Nice à 1/50 000), prolongeant le complexe récifal de la Provence (Tempier, 1972 ; Dardeau, 1983). Le large se situe au Nord, dans le Bassin dauphinois, et le territoire de la feuille Grasse-Cannes occupe l'arrière des constructions principales établies dans le Cheiron. Le milieu de sédimentation est donc abrité, sans apports de matériels et d'organismes pélagiques (calpionelles, ammonites). Des calcaires bioclastiques (j6b-7a) s'y élaborent, renfermant de petites constructions isolées, dans un environnement peu profond, agité, sans apport argileux ; localement des étendues d'eaux calmes sont favorables au dépôt de boues micritiques finement stratifiées comme les calcaires en plaquettes de Ferrier. Les sables bioclastiques, de forte porosité, subissent une dolomitisation de diagenèse tardive ; ces dolomies saccharoïdes envahissent la série, épargnant plus ou moins les îlots plus homogènes que constituent les constructions. En s'éloignant de la barrière récifale, vers le Sud, la dolomitisation est de plus en plus complète ; pendant toute cette période, le territoire de la feuille se situe à nouveau sur la partie interne de la plate-forme provençale.

Le complexe récifal disparaît à la fin du Tithonien ou au début du Berriasien, scellé par les calcaires « purbeckiens » (j7b-n1-2). Ces dépôts s'élaborent dans des lagunes soumises alternativement à des influences marines venues du bassin vocontien (ex. : dauphinois) et à des influences continentales traduisant la proximité d'une aire émergée proche, située au Sud. Des apports de marnes vertes et de sédiments sapropéliques noirs, démantelés et roulés (cailloux ou grumeaux), proviennent de ces terres émergées ou naissent en partie dans ces lagunes ; les émergences sont fréquentes (Cotillon, 1971).

La fin de cet épisode de régression est marqué par un arrêt de sédimentation plus ou moins long, lié à l'érosion et à l'émergence généralisée de tout ce territoire.

CRÉTACÉ

Début du Crétacé inférieur (Berriasien à Barrémien inférieur) : émergence ; transgression ; fracturation ; affaissement modeste de la plate-forme.

Le territoire de la feuille se situe à ce moment en milieu marin relativement ouvert (faciès néritique ou hémi-pélagique ; Cotillon 1971) sur la plate-forme provençale émergente (au Sud), en bordure du bassin vocontien qui s'affaisse (au Nord). À l'Ouest, en Provence, c'est l'époque du développement des complexes urgoniens sur la plate-forme provençale ; ils sont inconnus dans les Alpes-Maritimes.

L'émergence, liée à la régression eustatique de la limite Jurassique-Crétacé, est marquée par une surface encroûtée au toit du « Purbeckien » (j7-n1). La surface enregistre les effets de l'altération sous-marine (durcissement, dissolution), de l'activité biologique (bioturbation, perforation) et des émergences (bréchification, dissolution karstique). Ces émergences, plus ou moins longues, se produisent entre le Berriasien terminal et le Valanginien ou l'Hauterivien inférieur dans l'arc de Castellane ; dans le Nord de l'autochtone, elles semblent plus longues, englobant parfois tout le Néocomien. Ces surfaces d'omission sont particulièrement bien exposées vers la Montagne de Thiey, à Caussols et près de la Gaude (fig. 5, hors texte).

Des cassures de rejets décimétriques à pluri-métriques décalent les calcaires « purbeckiens », délimitant parfois des petits horsts-grabens ; les différentes surfaces sont encroûtées par du matériel argilo-ferrugineux ou par des conglomérats remaniant des fossiles du Barrémien à l'Albien moyen ; l'ensemble est scellé par les glauconites, marnes et marno-calcaires de l'Albien supérieur (« Vraconien »). Ces cassures sont attribuables à la tectonique distensive d'âge Crétacé inférieur affectant le bassin vocontien et ses bordures (Cotillon, 1985 ; Dardeau et de Graciansky, 1987) ; cet épisode tectonique a été mis en relation avec le rifting de l'Atlantique nord (Golfe de Gascogne) (de Graciansky et Lemoine, 1988). Jusqu'au Barrémien (fig. 5, hors texte), la tectonique influence peu les variations d'épaisseur (0 à 20 m pour n2-3 et n3-4, ou n2-5) mais a peut être contribué à l'affaissement modéré (basculement d'ensemble ?) des secteurs de Caussols et de Thiey en bordure d'un domaine plus ou moins émergé entre le château de la Malle et la Gaude. Les structures liées à cette tectonique d'âge crétacé inférieur peuvent être observées à Saint-Vallier-de-Thiey et entre le château de la Malle et Gourdon.

Milieu du Crétacé inférieur (Barrémien supérieur à Albien moyen) : condensation ; lacunes et érosion ; fracturation ; basculement différentiel.

En Provence, cette période est marquée par plusieurs événements (Cotillon, Philip, in Debrand-Passard *et al.*, 1984) : la disparition des complexes urgoniens à la suite d'un approfondissement (à l'Aptien) ; une tectonique synsédimentaire importante accompagnée d'une forte reprise d'érosion (à l'Aptien inférieur, puis à l'Albien supérieur) ; l'émergence progressive du bombement durancien, qui sera complète à l'Albien supérieur ; l'élaboration et le piégeage des bauxites ; le développement des marnes bleues (Aptien-Albien) dans le bassin vocontien. La plupart de ces événements ne sont pas identifiés dans les Alpes-Maritimes.

Sur le territoire de la feuille, les sédiments de la fin du Barrémien à l'Albien moyen manquent ou sont conservés en minces lentilles d'étendue restreinte jalonnant le toit de n3-4 ou celui de n2-5 ; elles renferment

plusieurs zones d'ammonites et la plupart des étages et sous-étages sont caractérisés par des sédiments et des faunes, à l'exception de l'Aptien et de la base de l'Albien connus seulement par de rares fragments d'ammonites remaniés ; ces niveaux condensés (Cotillon, 1971) sont les témoins les plus méridionaux des avancées marines sur une partie haute de la plate-forme.

La morphologie haute a pu être entretenue, voire rajeunie, par des mouvements tectoniques ayant la même origine que ceux qui se sont succédés ailleurs du Bédoulien à l'Albien supérieur. Au Nord et à l'Est (feuilles de Roquesteron, de Saint-Martin-Vésubie et de Menton-Nice), ces déformations méso-crétacées sont connues, se produisant entre la fin du Barrémien et le début de l'Albien supérieur (Ricou et Frizon de Lamotte, 1986 ; Montenat *et al.*, 1997) ; elles ont également été reconnues dans le Sud du bassin subalpin (Hibsch *et al.*, 1992) et en Provence (Philip *in* Debrand-Passard *et al.*, 1984). Pour ces auteurs, une compression modérée avec une composante nord-sud, serait à l'origine de décrochements et de déformations à grande échelle, scellés en discordance par les glauconites de l'Albien supérieur ou les marno-calcaires du Cénomaniens. Cet épisode tectonique serait à mettre en relation avec le début de la translation-rotation du bloc ibérique et l'amorce de la fermeture de l'océan piémontais.

Fin du Néocomien et début du Crétacé supérieur (Albien supérieur, Cénomaniens et Turonien p.p.) : émerision ; ultime transgression ; régression généralisée ; premières compressions alpines.

Dans le Sud-Est de la France (Philip, Debrand-Passard et Autran, *in* Debrand-Passard *et al.*, 1984), c'est une période de régression marquée par la diminution de l'étendue du bassin subalpin et l'émerision de la Provence ; le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur enregistrent cependant une nette tendance transgressive. Des déformations importantes (mouvements pyrénéo-provençaux) ont lieu à la fin du Crétacé supérieur, liées à l'affrontement Europe-Afrique qui conduit à la fermeture de l'océan piémontais. Ces divers événements sont plus ou moins bien identifiés dans les Alpes-Maritimes.

Sur le territoire de la feuille, les structures issues des déformations médio-crétacées (zone haute de Tournettes-sur-Loup et de la Gaude) sont progressivement ennoyées par du matériel détritique (grès, glauconites, argiles) à l'Albien supérieur et au Cénomaniens inférieur (n6-c1a) ; (fig. 5, hors texte) ; le milieu de dépôt, d'abord marin et relativement ouvert (brachiopodes, ammonites) devient progressivement littoral (orbitolinidés, ostracées) à la fin du Cénomaniens inférieur et au Cénomaniens moyen (c1b) ; le secteur de Tournettes-sur-Loup et de la Gaude est encore en position haute.

Des sédiments de milieu ouvert (marnes et calcaires à ammonites), sans doute encore proches du littoral (ostracées), recouvrent l'ensemble du territoire au Cénomaniens supérieur et à la base du Turonien (C1c-2). Entre Tourrettes-sur-Loup, Vence et la Gaude, ils sont érodés et recouverts en discordance par des grès (et conglomérats) attribuables au Turonien (C2) ; ce matériel détritique paraît accumulé dans une gouttière d'érosion E-W qui recoupe la série du Jurassique supérieur au Turonien (calcaire à ammonites) basculée vers le Nord. L'ensemble est scellé par les différents faciès de l'Éocène. La formation et le remplissage de cette gouttière pourraient être contemporains des déformations pyrénéo-provençales, ici syn- ou post-Turonien et anté-Éocène.

CÉNOZOÏQUE

Trois cycles sédimentaires marins : Éocène, Miocène et Pliocène entrecoupés d'une émergence généralisée : Paléocène, Oligocène, fini-Miocène (Tortonien – Messinien).

Le Paléocène n'est pas caractérisé sur la feuille. L'émergence qui s'est installée à la fin du Crétacé supérieur, résulte des déformations du substratum anté-paléocène. La couverture crétacée est fortement décapée et ne subsiste que localement (synclinal de Vosgelade, Montmeille par exemple). Le Jurassique lui-même est altéré et montre une surface karstifiée. À l'Éocène inférieur, la sédimentation s'effectue donc sur cette surface d'érosion.

La forte altération des carbonates crétacés explique la présence fréquente des *Microcodium* à la base de l'Éocène. Comme le faisait remarquer J. Bodelle (1972), ces faciès à *Microcodium* sont variés. En effet, ils peuvent être soit fluviaux et deltaïques, soit laguno-lacustres ou laguno-marins, soit encore laguno-saumâtres et continentaux. On les trouve associés à des sables bariolés, des calcaires lacustres à lits de silex ou enfin à des calcaires crayeux crétacés.

ÉOCÈNE

Éocène inférieur : régime continental pérenne ; forte altération et arénisation ; transports fluviaux actifs ; cuvettes lacustres.

Le régime continental a perduré. La sédimentation de type fluviale s'est effectuée sur une surface déformée, érodée et karstifiée. L'apport des clastes s'est produit dans un réseau de chenaux dont la source était située au Sud et au Sud-Ouest de la feuille. Ces chenaux arrivaient jusqu'à un

bassin situé à l'Est qui correspondait au bassin des flyschs des zones ligurienne et piémontaise. La répétitivité des niveaux grossiers dans les séries (coupe des sables de Biot) est en liaison avec les périodes de collision active qui rajeunissaient les reliefs.

Éocène moyen-supérieur : premier cycle cénozoïque transgressif ; arrivée des faciès marins progressivement d'Est en Ouest.

Les faciès marins progressent d'Est en Ouest à partir des bassins de Vienne et Padan. Les Nummulites qui pullulaient dans ces bassins, trouvent des milieux encore favorables dans le secteur étudié. Mais elles ne l'atteignent qu'à partir du Bartonien, les faciès marins du Lutétien restant cantonnés à l'Est de Nice. Le seul affleurement pouvant être éventuellement rapporté au Lutétien, est situé dans le secteur de Saint-Vallier-de-Thiery, à l'Ouest de la feuille, sous le faciès de calcaire à *Cérithiidae* (*Campanile sp.* de l'Éocène moyen), de milieu saumâtre par analogie avec les « Couches à Cérithes » qui caractériseraient le Lutétien terminal dans les Alpes méridionales (Synthèse géologique du Sud-Est de la France, 1980).

Les formations bartoniennes et priaboniennes correspondent alors à l'extrémité méridionale d'une rampe carbonatée limitant à l'Ouest le bassin d'avant-pays qui se développait en réponse à la surcharge du chevauchement alpin (Gupta, 1999). Du Bartonien au Priabonien, ces formations marines (calcaires à Nummulites et marnes), de milieu marin peu profond, se déposent sur un substratum varié, selon une discordance basale, et progressent en onlap vers l'Ouest sur l'avant-pays européen. La réponse sédimentaire à l'onde de subsidence flexurale, induite par l'avancée de la charge que représentait le chevauchement alpin, ne conduit pas, dans ce secteur, au stade bassin de flyschs (grès d'Annot, de Champsaur, etc...) qui caractérise l'approfondissement important observé plus à l'Est de la feuille.

Localement, le Bartonien supérieur est en discordance sur le Bartonien inférieur (la Garoupe) ; le Priabonien l'est sur le Bartonien (à Saint-Paul-de-Vence, le Bartonien, très réduit, supporte un Priabonien qui débute par un conglomérat à gros éléments). Dans le Bartonien et, pour une moindre part, dans le Priabonien, subsiste une fraction importante de matériel détritique. La source de ce matériel est à situer au Sud du bassin (palécontinent Provence – ensemble Maures-Corse-Sardaigne, et leur prolongement vers l'Est qu'il faut rechercher en Méditerranée) mais éventuellement aussi au Nord (Argentera – Mercantour).

En conclusion, la marge péri-alpine éocène du secteur de Grasse-Cannes ne pouvait avoir de communication ni avec la Méditerranée, ni avec l'Atlantique, les communications marines ne se faisant que par l'Est.

Fin Éocène supérieur - Oligocène : régime continental ; distension : formation de fossés ; volcanisme andésitique.

Les dépôts marins du Priabonien terminal sont absents. L'Oligocène est entièrement continental. La fin du premier cycle marin débute donc dès la fin de l'Éocène supérieur. Les dépôts fini-priaboniens à oligocènes sont conservés dans deux types de bassins ou en épandage. Dans le premier cas, les bassins correspondent à : 1) des synclinaux à remplissage d'âge éocène conservé seulement dans un karst ou limités par des flexures peu apparentes ; 2) des bassins d'effondrement à remplissage éocène supérieur-oligocène, ou seulement post-éocène. Ces bassins sont limités par une ou deux failles normales. Leur direction est majoritairement N-S, mais on observe aussi des directions W-E à WNW-ESE, plus rarement SW-NE.

Dans tous les cas, la datation précise des fossés ne peut être réalisée faute de faune ou microfaune oligocène. On peut seulement dire qu'ils se sont constitués entre l'Éocène supérieur et le Burdigalien (synclinal de Vosgelade). Par comparaison avec d'autres structures situées plus au Nord (bordure externe de l'arc de Castellane), ou datées par des faunes oligocènes (secteur nord Varois), ces fossés peuvent être rattachés à l'Oligocène. Dans le synclinal de Saint-Antonin (au Nord de la feuille Roquesteron), des marnes ont livré une microfaune qui peut encore être priabonienne et des datations absolues réalisées sur des andésites donnent un âge très proche de la limite éocène-oligocène ($33,9 \text{ Ma} \pm 1,5 \text{ Ma}$, zones P17-P18) (Baubron, 1984) et même éocène terminal (P17) si l'on se réfère à l'échelle de S.C. Cande et D.V. Kent [tabl. 6, annexe 4]. Notons enfin que des mouvements anté-oligocènes ont été mis en évidence par P. Cotillon *et al.* (1973) dans la partie sud de l'arc de Castellane.

De la fin de l'Éocène à la fin de l'Oligocène, dans la région de Villeneuve-Loubet – Biot, prennent place de nombreuses phases d'éruption volcanique dans un milieu continental de type fluvial.

Les dépôts pyroclastiques andésitiques de par leur contenu pétrographique, leur disposition à l'affleurement grossièrement stratifiée, voire chaotique, *leur caractère monogénique* et, enfin, l'abondance de la phase vitreuse dans le ciment des tufs, brèches et agglomérats, peuvent être interprétés comme des dépôts de nuées ardentes (Giraud, 1983). Ce mode de mise en place est confirmé par la présence de fragments de bois carbonisés qui ont été portés à des températures de 350 à 400°. Les blocs arrondis ou anguleux correspondent alors à des fragments de dômes ou de culots andésitiques obturant la cheminée qui ont été pulvérisés et dispersés par les nuées. Certains niveaux présentant une soudure à chaud ont des caractères d'ignimbrite. Tous ces caractères, comme la présence de filons recoupant les pyroclastites, montrent qu'il s'agit d'un volcanisme aérien autochtone à écoulements pyroclastiques. Le centre

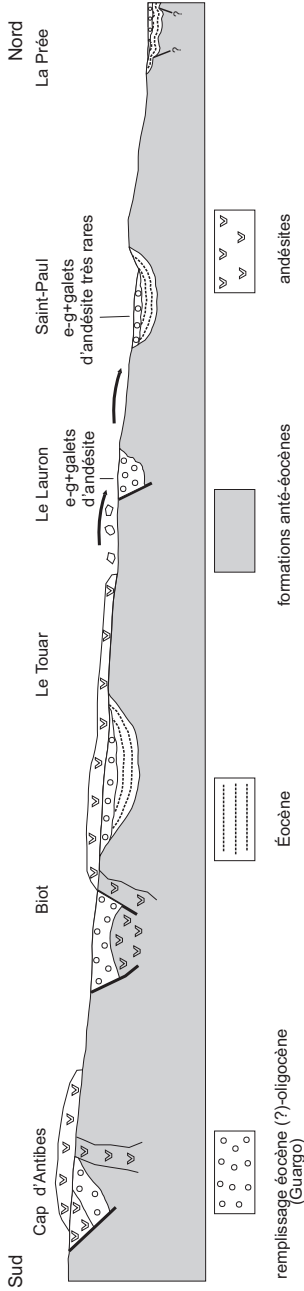


Fig. 12 - Relations entre les andésites oligocènes et les différents types d'accumulation de la Formation de La Guargo (Éocène terminal ? Oligocène)

d'émission principal peut être situé au Terme Blanc dans le secteur de Biot – Villeneuve-Loubet, où les filons démantelés sont abondants. Les dépôts pyroclastiques constitueraient le remplissage d'une caldera d'une dizaine de kilomètres de diamètre ou « appareil de Biot », dont les contours sont maintenant effacés, et les autres affleurements se répartiraient à son pourtour. Il convient de souligner que cette formation était considérée, dans la 1^{ère} édition de la feuille, comme mise en place par épandage de produits provenant du démantèlement d'un appareil plus ancien situé plus au Sud.

Les niveaux sédimentaires se mettent en place lors de phases de repos du volcanisme pendant lesquelles peuvent s'installer des lacs, peut-être à l'intérieur d'une caldera. Ainsi, le niveau sédimentaire à bois silicifiés intercalé dans les pyroclastites témoigne de l'installation d'une végétation arborée au bord d'une étendue d'eau douce. Les arbres, tombés naturellement ou abattus par les nuées ardentes, sont flottés et échoués sur le rivage où ils effectuent un séjour aérien, comme en témoignent des perforations d'insectes xylophages (Rostan, 1981). L'existence de passées argileuses à mud-cracks suggère également un dépôt sous faible tranche d'eau.

La tectonique distensive de direction sensiblement N-S, caractéristique de l'autochtone sédimentaire, et dont l'expression la plus manifeste est la faille d'Antibes, a été active à plusieurs reprises pendant la période du volcanisme. Elle se marque d'abord à la fin de l'Éocène par l'individualisation de fossés de direction N-S, tels que celui de la Vanade, dans lesquels s'installe la formation détritique de la Gouargo. Elle se manifeste ensuite pendant le volcanisme en dirigeant la mise en place de filons, en affectant les pyroclastites et en chenalisant certains dépôts sédimentaires.

Les conglomérats continentaux contemporains des andésites (comme celui de la Gouargo précité) ont leur source dans des reliefs voisins du bloc corsarde qui était encore soudé à l'Europe, mais aussi des Maures et du Tanneron qui émergèrent à partir de l'Éocène supérieur. Ces épandages sont scellés localement par la molasse burdigalienne (la Prée) ou par les andésites (Biot) (fig. 12). Les plis à faible rayon de courbure (pendages de 20° maximum) qui affectent localement les formations éocènes (synclinal de Vosgelade, synclinal de Biot) et sont cachetés par la molasse miocène sont contemporains des grabens oligocènes et, comme eux, liés à un régime de raccourcissement E-W et d'extension N-S. Dans le Sud de l'arc alpin, à cette période, la convergence s'effectuait selon une direction ENE-WSW (Choukroune *et al.*, 1986).

MIOCÈNE

Au Burdigalien : 2^e transgression du Cénozoïque. Sédimentation de bordure de bassin : formation de molasses ; sédimentation grossière en fin

de cycle (soulèvement alpin, émergence de l'avant-pays) ; Messinien : creusement de canyons et des vallées.

L'extension de la transgression est cependant limitée à la partie nord de la région. Les dépôts sont caractéristiques d'une sédimentation de bordure de bassin, littoraux à circalittoraux (molasse grossière, molasse fine) ou plus profonds, épibathyaux (marnes, grès argilo-sableux ou marnes sableuses). Les foraminifères montrent une affinité paratéthysienne plus que méditerranéenne, caractère déjà évident pour les sédiments marins oligo-aquitaniens dans les canyons des Stoechades (Bellaïche *et al.*, 1976). La molasse burdigalienne montre des onlaps entre ses différents termes, ce qui peut correspondre à des périodes de sédimentation plus active. Son dépôt est suivi d'un approfondissement du milieu au cours duquel se mettent en place les marnes burdigaliennes à langhiennes. Entre le vallon des Costes (sous le Caire) et les Cambreniers, des paquets de brèches sont implantés dans les marnes burdigaliennes et surmontés de marnes langhiennes. Ces paquets sont assimilés à des olistolithes et marquent le début de l'instabilité de ce secteur pour la période comprise entre Burdigalien et début du Langhien.

Les calcaires à Algues langhiens qui surmontent les marnes, marquent le début d'une période régressive. La tranche d'eau diminue en épaisseur mais s'étale d'abord plus largement dans un bassin qui déborde ses limites précédentes (jusqu'aux Défends) et qui comporte des hauts-fonds émergés (entre le Caire et Courmettes) (fig. 13, hors texte). Les faciès conglomératiques sont parfois très grossiers sur les bordures et induisent le rajeunissement fréquent des reliefs.

Au Serravallien, les calcaires à Algues occidentaux (les Défends, Courmettes, vallon des Costes) sont soumis à l'érosion. Le basculement de la région vers l'Est et le Nord-Est est responsable de cette situation. Les calcaires à Pectinidés et la molasse de la formation de la Grivolle (m³) se développent dans le domaine littoral et circalittoral d'un bassin dont le rivage se situe un peu à l'Ouest des Plantiers, aux environs des Costes. Les calcaires à Pectinidés, véritables lumachelles, correspondent à l'accumulation de coquilles sur un fond vaseux carbonaté, peu profond, parcouru par des eaux riches en oxygène et substances nutritives. Ces faciès sont relayés latéralement par des faciès molassiques fins (la Grivolle). Lumachelle à Pectinidés et molasse fine témoignent d'une période relativement stable ; seules des particules détritiques fines sont associées à ces dépôts. Le comblement du bassin s'initie donc d'abord à l'Ouest et se propage progressivement vers l'Est et le Nord-Est.

La molasse m³ (Serravallien ?) s'est déposée dans un contexte différent. Avec ses faciès très détritiques à l'Ouest du Caire, sous le Jas Vieux, très grossiers à conglomératiques aux Plantiers, elle témoigne d'un retour à

l'instabilité de la région, instabilité qui se fait peu sentir à l'Est (la Grivolle, fig. 14) puisque les faciès fins subsistent. Les limites du bassin n'ayant pas changé, on peut supposer qu'un golfe existait alors à l'Ouest du Caire, communiquant avec le bassin par le Nord.

Les conglomérats et les brèches de la formation du Caire (m⁴) sont les derniers dépôts miocènes [Serravallien (?) - Tortonien (?)]. Ils traduisent le comblement du bassin, totalement réalisé avec l'émersion de tous les secteurs (surface d'érosion et d'altération dans tous les secteurs) et une phase alpine soit serravallienne, soit tortonienne. Ils sont discordants sur tous les termes sous-jacents (jurassique à miocène). Au Caire, ils reposent sur la molasse serravallienne. Aux Défends, brèches et conglomérats surmontent les calcaires à Algues langhiens. Des *Microcodium* à la base des conglomérats accompagnent une émersion plus précoce dans ce secteur. À Saint-Vallier-de-Thiery, les conglomérats continentaux reposent sur l'Éocène.

Les conglomérats et brèches sont impliqués dans des déformations (la Grivolle, fig. 14).

Le Messinien est représenté dans le secteur de Grasse-Cannes par la brèche de Valbonne, équivalent latéral de la brèche de Carros (feuille de Nice). Ces brèches à mégablocs sous-jacentes aux couches du Zancéen se sont mises en place au moment de l'épisode régressif et correspondent à de puissants phénomènes d'érosion créés par l'abaissement drastique du niveau de base de la Méditerranée.

PLIO-QUATERNAIRE

Début du Pliocène : 3^e cycle transgressif du Cénozoïque ; les rias et leur remblaiement deltaïque ; Pléistocène : formation des terrasses.

La série sédimentaire plio-quadernaire du Var et, dans une moindre mesure, celle de la Siagne, est commandée en continu par l'eustatisme depuis 5,3 Ma dans un contexte d'arrière-pays montagneux actif. Pendant toute cette période, l'apport détritique fluvial est intense et « adapté » en quelque sorte au vide de cette marge abrupte, dépourvue de talus continental, si bien que finalement le remblaiement des petits bassins côtiers y est total.

Ainsi, l'ensemble plio-quadernaire montre-t-il une certaine homogénéité et une continuité de fonctionnement sur 5 Ma (fig. 15). Le changement de disposition des sédiments est cependant considérable depuis l'époque du remblaiement deltaïque principal zancéen jusqu'à celle des terrasses étagées pléistocènes. Cette évolution s'est faite en fonction de la place

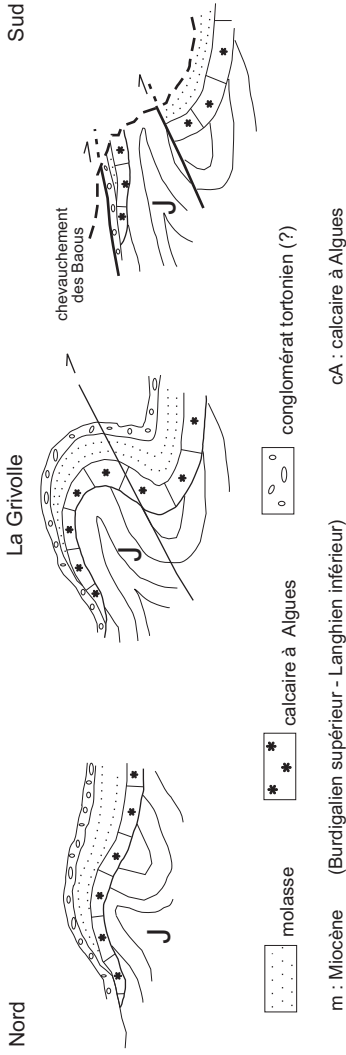


Fig. 14 - Les déformations alpines affectant les niveaux du Langhien au Serravallien ? - Tortonien ? dans le secteur de la Grivolles (Est de Vence)

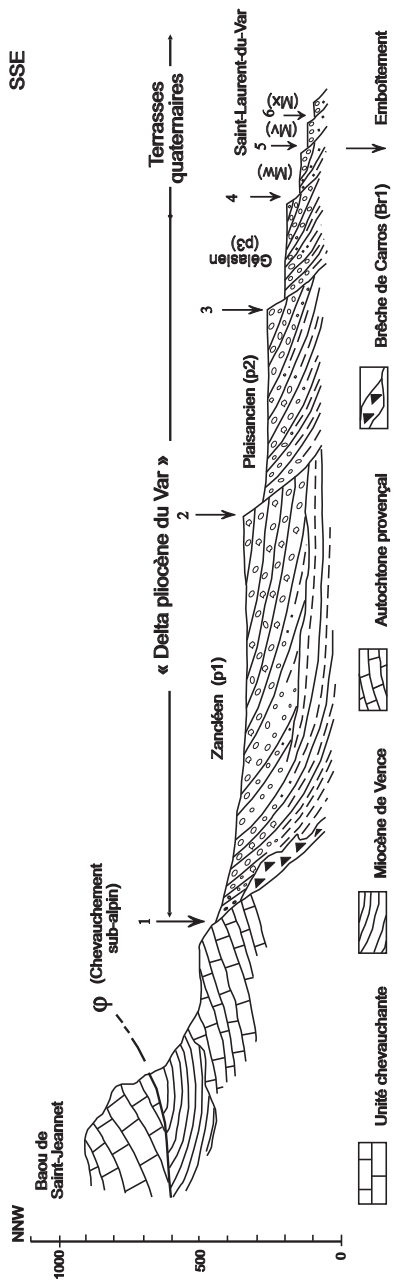


Fig. 15 - Schéma du dispositif deltaïque plio-pléistocène selon une coupe amont-aval (NNW-SSE) au droit de Saint-Jeanet. Les emboîtements ont été exagérés mais reposent sur des observations ou faits tangibles : paléosol de régression forcée en 2, différence de bathymétrie d'après les associations de foraminifères en 3, morphologie pour les terrasses

disponible, de la fréquence des battements eustatiques et du soulèvement tectono-isostatique du continent.

Les prismes pliocènes : emboîtement des dispositifs deltaïques, accentuation de la pente sédimentaire en bordure du milieu marin profond.

Avec la remise en eau brutale de la Méditerranée vers 5,3 Ma, les sillons terrestres messiniens, en tête des canyons sous-marins jusque-là siège d'épandages bréchiqes grossiers (brèche de Carros, brèche de Valbonne) sont transformés en rias. L'ingression est ample et rapide : le maximum de la transgression est atteint dès la base du Zancéen (zone à *Sphaeroidinellopsis*).

La ria du Var devait atteindre au moins une trentaine de kilomètres, jusqu'à Clans (Faure-Muret *et al.*, 1954 ; Vernet, 1982). Sa morphologie (grande profondeur d'eau, parois abruptes dans un cadre montagneux) prédétermine le type de remblaiement qui va s'y créer : un cône de matériel grossier à forte pente (delta de type Gilbert). Le matériel fluvial piégé initialement à l'amont, dans le fond de la ria, ne tarde pas à gagner l'aval par progradation. Dans la basse vallée du Var, les niveaux marneux annoncent la progression du cône dans un contexte de bathymétrie épibathiale. La géométrie du corps principal progradant avec ses pentes frontales fortes (20 à 25°) indique que la construction du delta se fait avec grande rapidité à partir des décharges de la rivière. Le talus avant du delta atteint des profondeurs importantes (d'après les associations de foraminifères, de l'ordre de 200 m pour le Var [Annexe 7]). Il est affecté par des phénomènes gravitaires (slump, courants turbides, avalanches).

Ce mode de remblaiement avec occupation linéaire de l'espace disponible de la ria est largement prépondérant au Zancéen, et dure jusqu'à ce que les biseaux atteignent la partie du bassin ouverte sur le large et affectée par la subsidence (Chaumillon, 1992) : le gain d'espace se fait alors avec une composante verticale, ce qui contribue à la puissance de l'édifice zancéen. Les prismes zancéens s'édifient alors que le niveau marin est stabilisé en position haute vers 80 m NGF entre 5,3 et 3,58 Ma (Hardenbol *et al.*, 1998).

Une chute du niveau eustatique vers 3,8 Ma amène ce niveau vers le zéro actuel et conduit à l'arrêt des processus de sédimentation sur les marges des continents. Dans le bassin du Var, on attribue à cette phase de régression forcée la formation d'un paléosol rouge, avec altération et encroûtement des galets sous-jacents (secteur des Vaux, § « Description des terrains »). Ce paléosol se situe pratiquement au niveau de la limite paléontologique avec le Plaisancien.

La transgression du Plaisancien qui suit (inondation maximum vers 3,3 Ma) a préservé localement cette altérite sur 1,5 à 2 m d'épaisseur. Les dépôts reprennent avec la même géométrie, continuant la progradation du système

zancéen mais il existe forcément à ce niveau un emboîtement morphologique (sur la courbe de référence mondiale de Hardenbol *et al.*, 1998, l'abaissement eustatique instantané est supérieur à 80 m, l'abaissement à long terme n'est que d'une vingtaine de mètres).

En ce qui concerne le dispositif du Gélasien (2,6-1,77 Ma), la réalité de l'emboîtement dans le prisme plaisancien est mise en évidence par l'observation des faciès et par les implications de bathymétrie microfaunistique (comm. M.D. Courme). En effet, en rive gauche du Var (feuille Menton-Nice à 1/50 000), le dispositif gélasien a conservé son toit (topset beds marins et plaine alluviale) ; en rive droite (feuille Grasse-Cannes), seul un témoin de plaine alluviale est visible au lieu-dit Grimond. Ces dépôts de bathymétrie nulle situés à la même cote que les foresets plaisanciens attestent d'une chute du niveau marin relatif et d'un emboîtement des deux prismes qui pourrait atteindre 100 m.

Les dispositifs du Plaisancien et du Gélasien sont du même type que celui du Zancéen ; cependant en raison de leur position frontale, les appareils sont très pentus, les décharges alluviales gagnant rapidement les milieux marins profonds, leur extension horizontale reste réduite.

Les terrasses pléistocènes ; contexte tectonique et variations du niveau marin d'origine climatique : le modèle du dernier cycle climatique.

Une émergence survient au tout début du Calabrien (Mv), vers 1,6-1,7 Ma, mise en évidence sur la coupe de Saint-Véran – les Malvans (Dubar *et al.*, 1999) un peu avant les premiers niveaux à *H. balthica*. Elle met clairement en évidence l'instabilité du niveau marin relatif local et préfigure l'abaissement durable (d'une quarantaine de mètres) qui suivra et conduira à la mise en terrasse des dépôts vers 1,1 Ma. La cause en est le soulèvement de l'avant-pays alpin qui se manifeste depuis le Pliocène supérieur et qui s'étend de l'Est, à partir de l'arc de Nice qui est en surrection, vers l'Ouest (Dubar *et al.*, 1993). L'abaissement du niveau marin relatif qui en résulte est modulé par des mouvements de va-et-vient d'origine glacio-eustatique (à la fréquence de l'excentricité soit 0,1 Ma). Ces battements rapides induisent la démarcation d'autant de niveaux de terrasses si le soulèvement du continent est suffisant comme à l'Est du Var (feuille de Menton-Nice) où l'on en compte six. À l'Ouest (feuille de Grasse-Cannes), l'étagement n'est pas pleinement réalisé en raison d'un soulèvement trop faible : le nombre de terrasses est de quatre seulement (fig. 16, hors texte).

Ainsi, sur le littoral niçois, le passage du dispositif sédimentaire de type accretion-progradation traditionnel du Pliocène, au dispositif de type étagé morphologiquement du Pléistocène est tout à fait tangible.

Les terrasses côtières et les terrasses des basses vallées sont constituées en période de haut-niveau marin, à la fin des remontées glacio-eustatiques. En

sondage, les soubassements de ces terrasses montrent toujours des semelles épaisses de marnes : ce sont les dépôts de lagunes précédant l'ingression marine.

Le modèle complet d'une séquence glacio-eustatique peut être établi pour la dernière déglaciation, du maximum régressif (18 000 BP) aux cordons de fin de transgression (3 000 BP), en utilisant les données sous-marines (Savoye et Piper 1993) et en les complétant par les données des carottages côtiers et estuariens (Dubar, 1987a ; Dubar et Anthony, 1995). L'amplitude de l'oscillation est d'environ 120 m. Au moment du maximum glaciaire, un petit prisme de bas-niveau établi sur la plate-forme d'Antibes vers 110 m de profondeur, reconnu par la sismique réflexion, indique une progradation sableuse. Avec la remontée rapide du niveau marin, le rivage se déplace rapidement vers la ligne de côte actuelle (vers 12 000 BP) et les estuaires sont ennoyés, par exemple celui de la Brague. La sédimentation se fait désormais par piégeage des sédiments au rythme de la remontée (0,9 cm/an). Le phénomène est parfaitement suivi et calibré sur le carottage de la Brague grâce aux datations C14 (Nicol-Pichard et Dubar, 1998 et Annexe 8). Les biseaux d'accrétion rétrogradent vers l'intérieur des terres jusqu'au point qui correspond à l'ennoyage maximum (vers 7 500 BP, le niveau marin est vers - 15 m). Durant cette phase, les sédiments qui atteignent la basse vallée et le rivage sont de plus en plus fins (sables, limons, vases). Puis la remontée marquant un ralentissement net et l'espace disponible diminuant, la progradation des biseaux débute alors, emmenant des sédiments de plus en plus grossiers vers l'aval : c'est le prisme de haut-niveau. C'est l'époque où se constituent les plaines alluviales dans les basses vallées et le long de la côte. Les milieux lagunaires se développent un certain temps avant qu'ils ne soient recouverts d'alluvions plus grossières ou par les cordons littoraux. Le niveau marin est alors pleinement stabilisé et le seul espace disponible pour les sédiments se situe vers le large, justement là où l'énergie de houle ou de courant va les disperser : l'évolution latérale est seule possible avec constitution de cordons littoraux. Ce sont ces faciès terminaux qui constituent, dans les cycles du Pléistocène, les terrasses littorales ou estuariennes.

SÉDIMENTS SOUS-MARINS

Comme sur toute la marge ligure, le littoral de la feuille Grasse-Cannes est caractérisé par l'exiguïté du plateau continental et la forte pente du talus. Les sédiments meubles superficiels (sables et vases) se sont mis en place à la fin du glaciaire et au début de l'Holocène (Savoye et Piper, 1993). Les dépôts du Pléistocène ont une épaisseur considérable sur le haut du talus mais surtout sur le glacis et au bas de la pente (Chaumillon, 1992), tout particulièrement sur la plate-forme au Nord-Est d'Antibes (fig. 11) qui est la zone de décantation des eaux du Var. Vers la cote - 100 m, en bordure de plate-forme se trouve un petit

système deltaïque progradant correspondant au prisme de bas-niveau marin du maximum glaciaire (vers 18 000 BP) : c'est le plus récent des prismes de bas-niveau eustatique du Quaternaire et le seul conservé ou visible. Les prismes plus anciens, correspondant aux glaciations antérieures ont été certainement détruits ou sont enfouis. Des figures de charges visibles sur les profils sismiques indiquent bien que les accumulations sont considérables et que le littoral est soumis à une certaine subsidence.

ÉVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

SOCLE VARISQUE DU MASSIF DU TANNERON

Étapes de l'évolution tectonométamorphique

Le socle métamorphique de la partie orientale de la Provence varisque présente une évolution tectono-métamorphique comportant quatre stades métamorphiques successifs, correspondant à des régimes de pression décroissante, ainsi que trois phases tectoniques principales. On distingue ainsi les stades métamorphiques suivants :

- un stade précoce antéfolial relique, de haute pression (HP) ;
- un stade principal de moyenne pression - moyenne température (MP-MT), atteignant l'anatexie, contemporain d'une phase plicative synfoliale D1 ;
- un stade à caractère rétromorphique dans des conditions de basse pression - haute température (BP-HT) lors d'une phase plicative transpressive D2 ;
- un stade rétromorphique tardif de basse pression - basse température (BP-BT) lors d'une phase D3 à plis droits.

Âges de l'évolution tectonométamorphique

Dans les massifs de Tanneron et des Maures, les âges du métamorphisme et de la structuration ont pu être précisés récemment grâce à des datations U-Pb sur zircon et monazite (Moussavou, 1998 ; Demoux *et al.*, 2008) et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole et micas (Morillon *et al.*, 2000 ; Bosse, 2000 ; Corsini *et al.*, 2009).

Dans le Tanneron oriental, la migmatisation est datée à 309 Ma (âges U-Pb sur monazite, Demoux *et al.*, 2008). L'âge de la mise en place de l'orthogneiss de Tanneron est fixé à 310 Ma (âge U-Pb sur monazite, Demoux *et al.*, 2008), ce qui conduit à le considérer comme dérivé d'une intrusion syntectonique. À la Bocca, un filon leucogranitique, à mise en place post-tectonique, est daté à 297 Ma. Les âges de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite vont de 311 à 315 Ma (Bosse, 2000 ; Corsini *et al.*, 2009).

Dans le Tanneron central, l'orthogneiss du Bois de Bagnols a un âge compris entre 440 et 410 Ma (U-Pb sur monazite, Demoux *et al.*, 2008) dont l'interprétation est difficile : mise en place du protolithe ou événement métamorphique ancien ? L'anatexie est datée à 317 Ma (âge U-Pb sur monazite, Demoux *et al.*, 2008) et les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de refroidissement sur muscovite vont de 320 à 307 Ma (Corsini *et al.*, 2009). Dans le Tanneron occidental, la mise en place du granite post-tectonique du Rouet est fixée à 302 Ma (U-Pb sur monazite, Demoux *et al.*, 2008).

Pour le massif de Tanneron ces données conduisent aux interprétations suivantes (Demoux *et al.*, 2008) :

- les âges U-Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ namuro-stéphaniens sont dans l'ensemble voisins, voire concordants, ce qui indiquerait une exhumation rapide ;
- les âges de l'anatexie et du refroidissement sont plus vieux à l'Ouest de l'accident N-S ductile-fragile de la Moure, qui jouerait donc un rôle majeur lors de la structuration et en particulier lors de l'exhumation du massif de Tanneron. La présence de bassins stéphaniens fixe une limite supérieure à l'évolution thermique ;
- la mise en place de granites précoces (orthogneiss de Tanneron), le métamorphisme et l'anatexie correspondent au même événement thermotectonique ;
- l'évolution se termine par la mise en place de granitoïdes post-tectoniques dans un encaissant devenu rigide (Rouet et la Bocca).

Cette évolution peut être comparée à celle des Maures orientales, à structuration analogue. Dans les Maures orientales, le métamorphisme HP a été daté sur des éclogites à 430 Ma (U-Pb sur zircon, Moussavou, 1998). Puis le métamorphisme MP-MT et la migmatisation qui l'accompagne prennent place vers 345-330 Ma, soit à la fin du Viséen (U-Pb sur zircon, Moussavou, 1998). L'exhumation s'effectue ensuite avec des vitesses différentes de part et d'autre de l'accident de Grimaud, comme le montrent des âges à 300-306 Ma à l'Est, et à 323-317 Ma à l'Ouest ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite, Morillon *et al.*, 2000).

Ainsi, les données disponibles montrent des évolutions thermiques sensiblement différentes, d'une part au sein d'un même massif et, d'autre part, entre Maures et Tanneron. Cependant ces différents blocs du socle provençal ont des structurations *a priori* identiques. Ces diachronismes résulteraient en premier lieu de l'exhumation différentielle des différents blocs crustaux à la faveur des grandes failles N-S, de Grimaud-Joyeuse et de la Moure. Ces âges sont comparables à ceux obtenus dans les massifs cristallins externes des Alpes et en Corse – Sardaigne.

Caractères tectonométamorphiques

Dans le Tanneron oriental, les éclogites rétro-morphosées témoignent d'une première phase de haute pression. Ensuite à la phase D1, à métamorphisme MP-MT, correspond l'essentiel des cristallisations métamorphiques et la migmatisation avec réalisation de la foliation régionale S1. En fait, les paragenèses MP-MT caractéristiques ne sont présentes que de façon sporadique dans la formation des micaschistes de Mandelieu : disthène et staurotide reliques dans des roches à biotite, muscovite et sillimanite (Crevola, 1977 ; Buscail, 2000). Les plis attribuables à D1 sont rares. Dans l'interphase D1-D2 se mettent en place des mobilisats anatectiques sécants sur S1 et affectés par D2.

La phase D2 est une phase rétro-morphique dans un climat BP-HT avec cristallisation de sillimanite et de muscovite. La foliation S1 est transposée en une foliation S1-S2 à caractère blastomylonitique. Elle développe des plis sub-isoclinaux P2 à S1-S2 de plan axial, d'axes de direction voisine de ceux des plis P1. Ces plis sont de toutes tailles jusqu'à des mégastructures kilométriques. Les linéations d'étirement omniprésentes sont parallèles aux axes des plis P2. Leur type « longitudinal » traduit une tectonique en transpression dextre.

La phase D3 est une phase tardive post foliale surtout marquée par des plis d'axe N-S, droits ouverts à charnière ronde. Ces plis sont de toute taille, jusqu'aux mégastructures décakilométriques. La rétro-morphose dans des conditions BP-BT est généralement peu marquée. Dans le secteur de Cannes et Mandelieu, des filons et filonnets de leucogranite recoupent les plis P3.

Mégastructures cartographiques à l'échelle de la feuille

Deux types de mégastructures cartographiques ont été identifiés (fig. 17, hors texte) ; leur superposition rend compte de l'architecture des formations métamorphiques de la feuille et des dispositifs cartographiques observés :

- de grandes structures P2, hectométriques à kilométriques, ont été mises en évidence cartographiquement dans le secteur de Tanneron (voir ci-dessous) où l'on compte 4 synformes hecto à kilométriques, d'axe subméri-dien, à plan axial subvertical ; ce sont des plis subisoclinaux à foliation S1-S2 de plan axial, à charnières épaissies et à flancs très étirés ;
- deux mégastructures P3 décakilométriques, d'axe subméri-dien, structurent le Tanneron oriental. Elles sont marquées par l'attitude de la foliation, redressée dans leurs flancs et plus plate et ondulée dans leur charnière, le style d'ensemble étant coffré. Elles replissent les grandes structures P2 qui sont disposées à plat dans la charnière et verticalement dans les flancs. Ce sont l'antiforme de Cannes qui s'étend de Mandelieu à Vallauris Golfe-Juan, mais dont la partie nord est recouverte par des terrains plus récents et la synforme du Reyran dont seule la moitié orientale se trouve sur la feuille.

Distinction de trois secteurs structuraux

Le socle de la feuille peut être divisé en trois secteurs distincts par leur succession lithostratigraphique et leur structure. Ils sont décrits d'Est en Ouest.

Le secteur de Cannes – Mandelieu (largeur 14 km)

Il s'étend de part et d'autre de la basse vallée de la Siagne et correspond au domaine de l'antiforme de Cannes. Il présente les formations structurellement les plus inférieures du Tanneron oriental. Les gneiss leptynitiques œillés de Cannes et de Mandelieu qui en constituent le cœur sont enveloppés par les migmatites d'Auribeau. Sur le versant ouest de la basse vallée de la Siagne, la foliation passe d'une direction N-S au Sud à une direction N30-N50 au Nord au niveau de l'accident la Fénerie – Tanneron. Ainsi cette amorce de virgation traduit le passage du flanc à la charnière de l'antiforme de Cannes. En effet, sur l'autre versant de la vallée de la Siagne, les foliations ont un pendage faible et sont affectées d'ondulations de toute taille ce qui correspond à la charnière. À l'Est de Cannes, le Bois de la Maure, où les pendages sont dirigés vers l'Est, correspondrait à l'amorce du flanc est.

Le secteur de Tanneron (largeur 4 km)

Il est caractérisé, d'une part, par des pendages de la foliation très redressés, généralement dirigés vers l'Ouest, et, d'autre part, par l'existence de répétitions lithologiques, de symétries et d'une terminaison périclinale hectométrique (au Sud du Pénier) qui démontrent l'existence de grands plis isoclinaux, à plans axiaux redressés par la déformation D3. Ainsi, les migmatites d'Auribeau et les orthogneiss de Tanneron constituent des bandes à valeur d'antiforme séparées par des bandes à valeur de synforme, contenant des gneiss micacés et des gneiss sombres à biotite et hornblende (fig. 17, hors texte).

Le secteur des Adrets-de-l'Estérel (largeur 4 km)

Ce secteur, dont seule la moitié nord est observable sur la feuille, montre les formations les plus supérieures du Tanneron oriental, qui se placent au dessus des formations des synformes du secteur précédent. Les pendages précédemment redressés s'atténuent à partir du méridien de Fonsante, marquant le passage du flanc est de la synforme du Reyran à sa charnière. Celle-ci est affectée par des ondulations secondaires hectométriques à kilométriques, mais sur la feuille on ne peut en observer qu'un seul exemple au niveau des Marjoris, où une terminaison périclinale de largeur hectométrique est formée par des leptynites.

Tectonique cassante tardi à post-varisque

Postérieurement à la tectonique souple, le massif de Tanneron est affecté par une tectonique distensive de direction N-S au Westphalien supérieur -

Stéphanien (soit à environ 300 Ma), et de direction E-W au Permien (essentiellement entre 270 et 240 Ma).

La tectonique distensive carbonifère permet l'individualisation du bassin houiller du Reyran à remplissage détritique avec niveaux houillers (feuilles Fréjus-Cannes et Fayence).

La tectonique permienne se marque par la l'individualisation entre les massifs des Maures et de Tanneron du graben de l'Estérel, qui se prolonge vers l'Est jusqu'à Cannes, et dans le massif de Tanneron par de grands accidents de direction globalement EW (N80 à N120). Les plus importants sont du Sud au Nord : le groupe des accidents bordiers du fossé de l'Estérel, ceux des Termes, de Capitou et de la Fènerie – Tanneron. Ils peuvent occasionner des décalages verticaux de plusieurs centaines de mètres, voire d'un millier de mètres entre compartiments, montrant ainsi les divers niveaux d'une même structure. Les trois premiers accidents délimitent des compartiments abaissés vers le Sud tandis que le compartiment situé au Nord de l'accident de la Fènerie – Tanneron est abaissé vers le Nord. Les compartiments abaissés vers le Sud correspondent à des gradins de faille du graben principal de l'Estérel, à remplissage volcano-détritique, dont la bordure Nord affleure en limite sud de la feuille. Au centre du massif, le bloc de Tanneron, limité par les accidents de Capitou et de la Fènerie – Tanneron est en position haute par rapport aux autres compartiments.

Une direction de fracturation NE-SW à NNE-SSW est traduite dans la partie nord-est du Tanneron par la disposition du réseau hydrographique et des reliefs. Cependant, l'accident du Grand Vallon de Salomon en est la seule expression cartographique. Par contre, sur la bordure du socle depuis la forêt de Peygros jusqu'à la Roquette-sur-Siagne, de nombreuses failles de cette direction affectent le socle et sa couverture triasique. Cette tectonique est d'âge triasique avec éventuellement plusieurs rejeux successifs (voir ci-dessous).

Enfin il faut signaler aussi l'existence d'un grand accident de direction N165, en grande partie caché, qui limite le versant ouest abrupt de la basse vallée de la Siagne à partir de la Fènerie. Il est responsable de la dissymétrie de la vallée actuelle de la Siagne et a favorisé le creusement du canyon messinien dans le socle. Cet accident se poursuit plus au Sud en mer où il est reconnu par la géophysique marine.

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE AUTOCHTONE (plate-forme provençale et bassin de Vence)

Structuration mésozoïque

Le début du Trias est marqué par une pénéplanation des reliefs formés à la fin de l'histoire varisque. La surface d'érosion et de discordance du Trias

peut-être observée au Sud de Grasse (forêt de Peygros). Ensuite la transgression du Trias s'effectue sur un substratum fracturé lié au jeu distensif d'accidents NE-SW. Certains de ces accidents prolongent des fractures du socle (vers Auribeau-sur-Siagne – Pégomas). Des réductions d'épaisseur et des lacunes se produisent au toit des reliefs (horsts) délimités par ces failles, sur le prolongement du seuil du Reyran, entre Mougins et Valbonne, à l'aplomb du bois de la Maure. Le dispositif d'ensemble évoque un système de petits blocs ou de horst-grabens plus ou moins basculés.

Ce dispositif hérité du Trias rejoue au Lias et au Jurassique moyen ; les mêmes accidents sont toujours actifs mais leur jeu combiné a pour effet d'épaissir fortement les séries au Sud de l'accident Mougins-Valbonne. Au Nord-Ouest de cet accident et jusqu'au front des écailles de l'actuel arc de Castellane, le rejeu des accidents triasiques conduit à une réduction des épaisseurs, les séries liasiques pouvant même manquer dans les écailles. La structure résultante évoque un héli-graben dont l'affaissement serait entretenu en bordure nord du bois de la Maure. Ce dispositif persiste jusqu'au Bathonien supérieur.

Du Bathonien supérieur à la fin du Tithonien, il se produit un affaissement d'ensemble. Le rejeu des accidents triasiques n'est plus perceptible.

Dès la fin du Jurassique et pendant tout le Crétacé vont se succéder des déformations marquant la fin de la distension téthysienne (Crétacé inférieur) et le début de la compression alpine (Crétacé supérieur). Les sédiments réduits du Crétacé inférieur se déposent pendant un épisode de la fracturation distensive affectant les calcaires du Tithonien-Berrasien. Ces fractures de faibles importances mais nombreuses, sont bien exposées au toit de l'unité de Caussols, près de Gourdon au toit de l'unité du Doublier et à Saint-Vallier-de-Thiery au toit de l'unité du Lautéron. La direction de ces fractures est variable, NNW-SSE à N-S.

À Saint-Vallier-de-Thiery, les accidents d'âge crétacé inférieur et les séries qui les fossilisent, sont scellés en discordance par les sédiments de l'Éocène eux-mêmes repliés en un synclinal E-W ; la discordance et le plissement sont attribués aux mouvements compressifs provençaux.

Les terrains du Crétacé supérieur existent au toit de l'unité de Caussols et dans l'avant-pays entre Vence et la Gaude ; plus au Sud, ils manquent en raison des émergences contemporaines ou consécutives à l'édification des reliefs provençaux. Ces mouvements compressifs provençaux ont créé une gouttière E-W où sont conservés les sédiments crétacés et les sédiments contemporains du plissement d'âge post-turonien à éocène inférieur. Aujourd'hui, cette gouttière occupe une position en relief (Tourrettes-sur-

Loup, Vosgelade, la Gaude), sorte de horst délimitant localement la bordure nord de l'avant-pays ; l'inversion structurale est d'âge peu précis, mais intervient vraisemblablement dès l'Éocène.

Structures et régimes de contraintes paléogènes

Éocène

Le dépôt des sables continentaux de l'Éocène inférieur est étroitement lié à l'existence de dépressions au toit des séries crétacées ou des séries jurassiques déjà tronquées par une surface d'érosion karstifiée. Ces sables recouvrent le plus souvent les terrains du Jurassique supérieur (Purbeckien), mais aussi ceux du Jurassique moyen (Terres Blanches, les Courraouts), ou du Crétacé (Vosgelade, Montmeuille etc...). L'absence de Lutétien dont la limite orientale se maintient à l'Est de Nice, suggère une longue période d'émersion avant l'arrivée des dépôts marins du Bartonien (Éocène moyen). Ceux-ci reposent aussi sur le Purbeckien, puis vers l'Ouest, sur des termes plus anciens (Kimméridgien par exemple). La fossilisation des sables de l'Éocène inférieur sous les formations bartoniennes et l'érosion importante de ces mêmes sables un peu plus à l'Ouest, suggèrent un basculement vers l'Est et le Nord-Est à la faveur d'une flexuration de la marge européenne en avant du front pennique (Jolivet, 1995 ; Laurent *et al.*, 2000). Il est possible que des rejeux modestes aient affecté les failles anciennes (hercyniennes ou crétacées), sans pour autant que des fossés se soient initialisés. On peut préciser d'après l'âge des dépôts de plus en plus récents vers l'Ouest, que l'affaissement se propage d'Est en Ouest. Dans ce contexte distensif, des fossés ont pu exister à l'Éocène supérieur et jouer le rôle de piège à sédiments (le Lauron, vallée du Loup).

Oligocène

L'ancienne plate-forme provençale est basculée, érodée, localement plissée mais surtout fracturée. Cela se traduit par l'ouverture de nombreux petits fossés méridiens et par des émissions volcaniques. D'après l'analyse microtectonique locale (Ritz, 1986), à l'Oligocène existe une compression NE-SW en domaine nord-oriental alpin alors qu'au Sud-Ouest (avant-pays de la feuille), règne un régime d'extension NW-SE responsable du jeu des anciennes failles hercyniennes (N-S à NNE-SSW). Ainsi le synclinal de Vosgelade à axe N-S témoigne d'un secteur en compression alors que, un peu plus au SSW, se constituent des fossés. Ces fossés sont de petites dimensions, 5 km de long tout au plus (Puissanton) et de largeur kilométrique au maximum (la Vanade). Le plus souvent il s'agit de microfossés, de quelques dizaines ou centaines de mètres de large, aux parois abruptes. Les rejets verticaux sont également généralement faibles, de 30 à 100 m, leur importance croît d'ailleurs d'Ouest en Est (Mangan, 1982). Le poinçonnement alpin, puis l'ouverture du golfe de Gênes sont responsables de cette structuration (voir aussi § « Description des terrains »).

Le remplissage de ces fossés est largement dominé par les dépôts éocènes (Éocène inférieur à Éocène supérieur) préservés par affaissement. On trouve aussi des formations détritiques grossières d'origine locale (cailloutis de la Gouargo) et surtout des épandages pyroclastiques qui scellent souvent les fossés. Les relations du volcanisme et de la fracturation sont discutées dans le § « Conditions de formation des entités géologiques ». La fracturation N-S aurait induit essentiellement la mise en place des filons de roches volcaniques. Le volcanisme calco-alcalin d'âge oligocène est réparti à la périphérie de l'arc alpin, de la Méditerranée (estérellite, Biot – Villeneuve-Loubet, Cap d'Ail) à la Suisse (Taveyannaz) avec les jalons intermédiaires du Champsaur et de Saint-Antonin (Boyet *et al.*, 2001).

Il trouve ici une expression spectaculaire par son caractère autochtone : présence des anciennes bouches d'émissions, et par son importance volumétrique (Giraud, 1983).

ARC SUBALPIN DE CASTELLANE
(*écailles tectoniques du Nord de Grasse et de Vence*)

La structure actuelle des différentes unités tectoniques de la feuille Grasse-Cannes résulte d'un écaillage de la couverture du domaine alpin externe, qui aurait été ainsi accrétée jusqu'à la limite du massif ancien Maures-Tanneron. Les structures chevauchantes principales, à vergence sud, sont celles de l'Audibergue (E-W) et celle des Baous (NE-SW).

Dans le détail on peut définir du Nord au Sud les unités suivantes : unité du Cheiron, unité de l'Audibergue, de Calern et des Baous, unité de Thiey et de Caussols ; l'unité de Cavillone s'intercale entre celle de Calern et de Caussols. Ces différentes unités montrent un déplacement tangentiel significatif vers le Sud, le plus important concernant les Baous, soit 13 km (Laurent *et al.*, 2000).

Au Sud de ces écailles, les autres unités sont moins déplacées ; du Nord au Sud : l'unité du Briasq, du Doublier et du Nord de Grasse, l'unité du Lautéron qui chevauche l'autochtone provençal.

Ces différentes unités tectoniques sont affectées de décrochements NW-SE et NE-SW, cette dernière direction étant interprétée comme une direction de faille de transfert ou zone de relais pour la déformation. L'une des zones est particulièrement importante sur la feuille, c'est celle du Loup moyen (NNE-SSW à NE-SW) qui se situe dans le prolongement d'une direction de fracturation majeure du socle du Tanneron. Cette zone a permis à la déformation de se propager vers le Sud en rive droite plus loin (jusqu'à la latitude de Grasse) qu'en rive gauche, si bien que cette partie de l'arc est dissymétrique.

Dans l'ensemble, le style de la déformation est souple et les chevauchements restent faibles. Ce style est relié à la large prépondérance des chevauchements plans sur surface érodée héritée (Laurent *et al.*, 2000). Seules les unités chevauchantes de Calern et des Baous présentent la géométrie classique du palier-rampe.

La structuration de l'arc de Castellane est essentiellement d'âge Miocène. Au front de la zone de déformation, des dépôts en conservent le témoignage ce qui permet d'ébaucher une chronologie entre la vallée du Loup et Vence. Les premiers chevauchements apparaissent au Burdigalien. Au Langhien, la présence d'olistolithes à éléments jurassiques dans des marnes marines (les Cambreniers, le Caire) évoque l'activité du front de nappe des Baous. Ces déformations burdigaliennes et langhiennes sont d'ampleur limitée. L'effet de la tectonique se fait surtout sentir par une émergence progressive d'Ouest en Est au début du Serravallien. Cette émergence se généralise par la suite au Serravallien-Tortonien. Des dépôts continentaux (molasse lacustre, poudingue) recouvrent les dépôts marins déformés comblant des morphologies plissées récemment formées (secteur de Saint-Raphaël, les Plantiers) et annonçant vraisemblablement l'ébauche du chevauchement des Baous. Ces chevauchements ont pu se produire presque jusqu'à la fin du Miocène. En effet, dans la vallée du Var, secteur du Broc, le chevauchement du Baou de Saint-Jeannet est scellé par la brèche de Carros rapportée au Messinien évaporitique (5,5 Ma) (Clauzon, 1978).

BASSIN DU VAR

Le bassin du Var se situe entre l'arc de Castellane et celui de Nice qui n'apparaît pas sur la feuille de Grasse-Cannes. Cependant la genèse de l'arc de Nice, tant sur le plan des structures que sur celui de la chronologie permet de mieux comprendre la nature tectonique de la discontinuité dite « accident du Var ». Après une phase de plissement oligo-miocène (Pérez, 1975), l'arc de Nice prend sa forme au Pliocène en écailles chevauchantes vers le Sud-Ouest guidées par deux rampes latérales : à l'Est l'accident décrochant sénestre de Breuil – Sospel – Monaco, à l'Ouest le décrochement dextre Vésubie – Férion – Saint-Blaise – Aspremont. Au Sud, ce dernier longe le bassin pliocène du Var en l'impliquant dans la déformation. Sous le bassin du Var, d'autres entités structurales sont présentes en relation avec l'accident de bordure et jouant en relais entre l'arc et l'avant-pays provençal. Le substrat du bassin est structuré par un ensemble de failles subméridiennes, certaines bien visibles à l'affleurement comme la faille de la Cagne mais également d'autres suspectées par la géophysique sous les poudingues pliocènes (Horn *et al.*, 1965 ; Guglielmi, 1993). Il y aurait ainsi toute une série de horsts et de grabens juxtaposés hérités de l'Oligocène et constituant un fossé tectonique. Ce fossé est recoupé par une autre direction de failles plus récentes, NE-SW,

visibles localement en surface et apparaissant à l'analyse morphostructurale sous forme de linéaments plurikilométriques (Guglielmi, 1993). Ce double système de fractures, fossés méridiens et accidents obliques NE-SW peut rendre compte de l'ensemble des déformations subies par le bassin pliocène du Var, sous l'effet de la dynamique compressive plio-quadernaire de l'arc de Nice, caractérisée par une direction régionale de raccourcissement subméridienne (Ritz, 1986 ; Dubar *et al.*, 1993). Dans le bassin, les anciens horsts et grabens oligocènes, parallèles à cette direction, sont alors réactivés selon la composante d'extension, en failles normales, favorisant la subsidence et l'accumulation des sédiments lors de la transgression du Pliocène inférieur. L'avant-pays provençal (feuille Grasse-Cannes) reste ainsi en extension un certain temps, cependant au fur et à mesure de la progression de l'arc de Nice vers le Sud, la compression déborde sur le bassin, transmise par les accidents NE-SW. Le résultat le plus spectaculaire est un exhaussement dissymétrique du delta : la bordure orientale du bassin pliocène a été surélevée de 600 ou 650 m au contact de l'arc de Nice, tandis que la déformation est beaucoup plus faible à l'Ouest (feuille Grasse-Cannes), de l'ordre de 250 m (Irr, 1984). Dans l'axe du delta du Var, les mouvements verticaux positifs débutent à la fin du Plaisancien (vers 3 Ma), se poursuivent au Pliocène terminal aggravant l'exondation du bassin et, au cours du Pléistocène, provoquant l'étagement des terrasses du Quaternaire (fig. 16, hors texte et § « Conditions de formation des entités géologiques » et « Géodynamique récente »). Le secteur du Var inférieur est aujourd'hui faiblement sismique.

BORDURE SOUS-MARINE : CANYONS ET ACCIDENTS STRUCTURAUX

Seule la partie littorale de la marge ligurienne apparaît sur la carte mais cependant deux traits fondamentaux de cette marge sont visibles : 1) les canyons sous-marins et 2) les grands accidents.

Les canyons sous-marins se situent dans le prolongement des grandes entailles fluviales. Cette morphologie d'érosion qui se poursuit pratiquement jusqu'aux plaines bathyales (vers - 1 700 m) est à mettre en rapport avec une exondation d'une partie de la marge lors de la crise de salinité du Messinien (Savoye et Piper, 1991). À ce moment-là, un phénomène d'érosion régressive de grande ampleur, se propageant à partir du niveau de base de la Méditerranée située alors vers 1 000-1 200 m en-dessous du zéro actuel, provoque des entailles sur l'ancienne marge exondée (les futurs canyons sous-marins) et dans les basses vallées du continent (les futures rias pliocènes).

Les grands accidents repérés en mer par la géophysique (Bellaïche, 1969, Pautot, 1970) restent en partie hypothétiques, cependant une direction subméridienne (NNE à NNW-SSW à SSE) semble s'individualiser

confirmant ainsi le prolongement en mer des grands accidents du continent (faille de la Siagne et failles du Cap d'Antibes). Cette direction est conjuguée à une direction oblique ENE-WSW au Cap d'Antibes. Ces deux directions qui sont conformes aux grands accidents régionaux auraient rejoué dès la fin du Miocène lors de la structuration de la zone externe alpine (Irr, 1984) dans laquelle la marge ligure paraît impliquée (Bigot-Cormier, 2002).

SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE

Ce paragraphe tente de résumer l'évolution géodynamique telle qu'elle peut être reconstituée à partir des travaux de terrain sur le secteur de Grasse-Cannes, complétés par les données de la bibliographie. L'évolution du socle cristallin se rattache essentiellement à l'histoire de la chaîne varisque ; celle de la couverture est étroitement liée à l'ouverture de l'océan téthysien et de l'océan atlantique puis à la formation des Alpes et à l'ouverture de la Méditerranée.

SOCLE VARISQUE

La Provence varisque, isolée en bordure de la Méditerranée, est composée des massifs des Maures et de Tanneron et des bassins permienens attenants. Elle formait au Paléozoïque, avec la Corse et la Sardaigne un ensemble unique qui sera fragmenté ensuite par la tectonique distensive permienne, puis par l'ouverture de la mer ligure au Tertiaire (de 24 à 19 Ma). En effet, il existe de bonnes corrélations entre les zonations structurales et métamorphiques du socle provençal et celles du bloc corso-sarde (Orsini *et al.*, 1980 ; Elter *et al.*, 2004). L'ensemble corso-sarde-Provence présente une structuration comparable à celle des massifs cristallins externes des Alpes ce qui conduit à rassembler ces différents socles orientaux dans une « branche varisque méridionale » qui apparaît distincte du Massif Central aux temps varisques.

On retrouve en Provence varisque les diverses phases d'évolution tectonique, métamorphique et magmatique caractéristiques de la chaîne varisque ouest-européenne (Ledru *et al.*, 1989). Ces analogies pétrographiques, structurales ou géochronologiques permettent d'interpréter l'évolution géodynamique du socle provençal comme typique d'une chaîne de collision.

La période pré-varisque (de 630 à 450 Ma)

La présence d'anciens granites précambriens est attestée par des âges portant sur des orthogneiss des Maures orientales (617-630 Ma, Moussavou, 1998).

Le magmatisme bimodal des séries leptyno-amphiboliques de Collobrières et de la Forêt des Arcs-Gassin, daté à 548 Ma, (Innocent *et al.*, 2003), traduit

une phase de distension continentale, reconnue à cette époque dans toute l'Europe varisque.

La période éo-varisque (de 450 à 350 Ma)

Cette période est caractérisée par le métamorphisme précoce de haute pression, daté à 430 Ma dans les Maures (Moussavou, 1998), dont témoignent des éclogites, mais aussi des schistes blancs. Comme ailleurs en Europe varisque à cette époque, il traduit un phénomène de subduction lié à la résorption d'espaces océaniques ou proto-océaniques.

La période médiovarisque (de 350 à environ 310 Ma)

Cette période correspond à l'étape collisionnelle. Le métamorphisme MP-MT (barrowien) majeur et l'anatexie sont datés dans les Maures à 345-330 Ma (Moussavou, 1998) et dans le Tanneron à 320-310 Ma (Demoux *et al.*, 2008). D'éventuelles grandes nappes de socle n'ont pas été reconnues en Provence. Des granitoïdes sub-synchrones de cette phase se mettent en place (orthogneiss de Bormes, granite de l'Hermitan et tonalite de Reverdi dans les Maures, tonalite de Prignonet et granite de Tanneron dans le Tanneron).

La période néo-varisque (d'environ 310 à 295 Ma)

C'est la phase post-collisionnelle d'exhumation et d'amincissement de la chaîne qui s'accompagne de la décroissance du métamorphisme. Elle se marque d'abord par une phase transpressive à plis isoclinaux kilométriques, puis par une phase qui voit la formation de mégastructures en dômes et cuvettes, associées dans les Maures à des failles normales de détachement. Divers granitoïdes se mettent en place de 320 à 300 Ma. Les accidents de Grimaud (Maures) et de la Moure (Tanneron) jouent en décrochement à plusieurs reprises. Un premier jeu dextre de l'accident de Grimaud accompagne la mise en place du granite de Plan-de-la-Tour – Rouet (Onézime *et al.*, 1999). Ensuite, à la limite Westphalien-Stéphanien, ces deux accidents commandent l'installation du bassin houiller de Plan-de-la-Tour dans les Maures et de celui du Reyran dans le Tanneron.

La période post-varisque (de 295 à 245 Ma)

Couvrant tout le Permien, elle est caractérisée par une phase majeure de distension traduite dans le bâti cristallin par de grandes failles normales d'orientation E-W qui déterminent la formation de larges grabens d'allongement E-W. Elle est accompagnée par un volcanisme acide et basique particulièrement développé dans le graben de l'Esterel.

COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Cette histoire est actuellement interprétée d'un point de vue mobiliste (tectonique des plaques) et la région Provence-Côte d'Azur occupe une position clé dans les reconstitutions ; elle est située sur la marge continentale européenne entre deux océans - l'océan atlantique (golfe de Gascogne) et l'océan piémontais téthysien (aujourd'hui disparu) - issus des mouvements relatifs entre les plaques européenne et africaine. La succession de ces événements peut être ainsi résumée (Boillot *et al.*, 1984) : au Trias et au Jurassique, rifting et ouverture de l'océan téthysien ; au Crétacé, rifting et ouverture du golfe de Gascogne ; ces espaces océaniques sont en partie résorbés au Crétacé supérieur, au Paléocène et à l'Éocène, première phase de serrage ; ouverture de la Méditerranée occidentale pendant l'Oligocène et le Néogène et nouveaux serrages.

Les terrains de la couverture ont enregistré la plupart des événements relatifs à l'évolution de ces deux océans et à la formation des Alpes et de la Méditerranée. Ces grandes étapes de l'évolution géodynamique correspondent à des modifications de la paléogéographie et de la nature des séries provençales et azuréennes, en particulier des faciès et des épaisseurs des sédiments (Debrand-Passard *et al.*, 1984).

Rifting et ouverture téthysienne : leurs effets s'expriment par un découpage (socle et permo-carbonifère) en blocs plus ou moins basculés dès le Trias et une accentuation de la subsidence différentielle au Lias-Jurassique opposant une aire affaissée aux dépôts argileux (le bassin dauphinois) et une zone haute à sédimentation carbonatée (la plate-forme provençale) bordée au Nord par le haut-fond du moyen-Verdon (Tempier, 1972). La plate-forme, en bordure du bloc Corse-Sardaigne alors soudé à la Provence, est ennoyée à plusieurs reprises par les sédiments marins lors des transgressions ; elle émerge en partie ou en totalité au cours du Lias, du Bathonien et à la limite Jurassique-Crétacé.

Rifting et ouverture du golfe de Gascogne : au Crétacé inférieur, ils provoquent une réactivation du jeu des blocs et de la subsidence différentielle entre le bassin vocontien (ex. : bassin dauphinois) et la plate-forme provençale où s'installe le système urgonien. Ces épais calcaires construits à rudistes, de milieu marin peu profond, se développent vers Toulon, en Provence et entre l'Ardèche, le Vercors et le Jura ; ils n'existent pas sur le territoire de la carte, remplacés par des sédiments peu épais de milieu marin plus profond.

Déplacements relatifs de l'Afrique et de l'Europe, résorption de l'océan téthysien : ils seraient à l'origine de la disparition progressive du bassin vocontien et de l'émersion généralisée du Sud-Est de la France au Crétacé

supérieur, au Paléocène (non représenté sur la feuille) et à l'Éocène. C'est la période du dépôt des marnes bleues dans le bassin, de l'émersion de l'isthme durancien et de l'élaboration et du dépôt des bauxites sur la plateforme, des premières déformations tectoniques de la couverture (plis « provençaux »). Dans les Alpes-Maritimes, ces plis sont submergés par un retour de la mer (au cours de l'Éocène) qui dépose en discordance des calcaires et des marnes à nummulites, des grès et des flyschs. Les Maures, l'Estérel et le Tanneron devaient être émergés à cette époque. Les déformations « alpines » débutent dans la partie orientale de la couverture.

Ouverture de la Méditerranée occidentale, dérive du bloc Corse-Sardaigne : ces deux phénomènes sont le résultat d'une évolution rapide de la convergence Afrique-Europe à l'Oligocène et au début du Miocène. Ils s'inscrivent dans le contexte d'extension qui caractérise depuis la fin de l'Éocène tout le domaine européen situé en avant du front compressif alpin (fig. 18A, hors texte). Le territoire de la feuille Grasse-Cannes appartient à ce domaine et s'est trouvé affecté de nombreux petits fossés auxquels sont associées des manifestations volcaniques. Ce volcanisme de type andésitique calco-alkalin correspond à la partie méridionale (province ligure) d'un arc volcanique périalpin démantelé qui s'étendait de la Suisse à la Méditerranée (Giraud, 1983). Ce volcanisme est à mettre en rapport avec l'orogénèse alpine et est associé à un phénomène de subduction lithosphérique dont la vergence n'est pas établie (voir § « Évolution tectono-métamorphique »).

Pendant le Miocène : la rotation du bloc Corse-Sardaigne s'achève, la mer transgresse en Provence et les mouvements alpins (collision et surrection) s'intensifient avec la mise en mouvement en Provence et dans les Alpes méridionales des arcs chevauchants (Digne, Castellane et protoarc de Nice) dans un contexte de raccourcissement NNE-SSW. La plupart des événements ont été enregistrés dans le bassin de Vence. La création d'un volume montagneux important favorise le creusement des canyons (Var, Siagne) qui est imputable pour l'essentiel à un abaissement de près de 1 000 m du niveau de la Méditerranée lors de la crise de salinité messinienne (5,8-5,3 Ma).

Au Pliocène et au Quaternaire : vers - 5 Ma, l'ouverture du détroit de Gibraltar provoque le retour de la mer qui envahit le Languedoc et la vallée du Rhône. Les structures alpines, déjà en place au Miocène, sont soulevées dans leur ensemble et érodées. C'est le cas de l'Argentera qui, comme tous les massifs cristallins externes, est soumis à une réactivation compressive au Pliocène supérieur (à partir de 3 Ma). La structuration de l'arc de Nice en est la conséquence. Au niveau de la marge ligure, le phénomène de compression (N-S) se manifeste par une déformation (bassin perché à l'Est) dont le moteur serait un chevauchement aveugle dans le socle (Bigot-Cormier, 2002). À la fin du Pliocène (vers 2 Ma) ou au début du Quaternaire, les oscillations

eustatiques d'origine climatique, ajoutées au soulèvement du continent, contrôlent le dépôt des terrasses quaternaires dans les anciennes rias pliocènes ou le long du continent.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

(Néotectonique et sismicité, évolution géomorphologique)

L'évolution géodynamique récente s'enracine dans l'histoire de l'arc alpin et de la marge ligure et est marquée à l'échelle du Quaternaire par une néotectonique active. L'étagement différentiel des terrasses à l'Est et à l'Ouest du bassin du Var (fig. 16, hors texte) traduisent fondamentalement cette activité. Bien sûr le phénomène interfère avec les mouvements eustatiques et avec la morphodynamique climatique propres aux temps quaternaires.

Néotectonique

La néotectonique quaternaire de la région de Nice est essentiellement représentée par le soulèvement des terrasses à l'Est du Var. Ce soulèvement a été mis clairement en relation avec la tectonique de l'arc de Nice et n'est pas le seul fait de la compensation isostatique consécutive aux glaciations quaternaires. En effet, il a été montré le caractère tangible de la déformation au niveau microtectonique et même l'existence de failles inverses (Dubar et Pérez, 1989).

Le décalage altitudinal des terrasses des deux rives du Var mis en évidence en utilisant des niveaux repères (Dubar 1987b) est parfaitement cohérent avec la dissymétrie du bassin pliocène déjà décrite (Irr, 1984) : il est de l'ordre de 40 m pour la nappe sommitale du Gélasien (âge moyen de 1,82 Ma) et de l'ordre de 4 m pour le niveau tyrrhénien (0,13 Ma). Entre ces deux extrêmes, les décalages ont des valeurs intermédiaires. Ces données ont été utilisées pour calculer l'évolution du taux de soulèvement relatif des deux rives (Dubar *et al.*, 2001). Le résultat principal est un léger accroissement de ce taux au cours du Quaternaire correspondant ainsi vraisemblablement à une activation récente de la tectonique de l'arc de Nice.

À l'Ouest du Var (feuille de Grasse-Cannes), dans la basse vallée et sur le littoral, le soulèvement quaternaire a été relativement faible et s'amenuise vers l'Ouest. Il a été montré (§ « Conditions de formation des entités géologiques ») que les dépôts du Quaternaire ancien qui se font initialement en accréation au front du delta du Var, se disposent par la suite en terrasses étagées. Cette transition est mise en relation, grâce à l'analyse microtectonique (Dubar *et al.*, 1992) avec la progression vers l'Ouest du régime compressif à partir de l'arc de Nice au cours du Quaternaire (Guardia *et al.*, 1996).

Dans l'arc de Grasse et sur son front, des indices d'activité néotectonique ont été signalés dans la vallée du Loup, en particulier près du pic de Courmettes où des brèches du Quaternaire ancien d'âge U/Th supérieur à 0,18 Ma (Annexe 8) sont faillées et basculées en sens inverse de la pente du versant (Julian, 1980, Guardia *et al.*, 1996). À Grasse, quartier Chiris, de puissants travertins du Quaternaire datés de plus de 0,44 Ma (Annexe 8) sont affectés par une faille N160-170 située dans le prolongement de l'accident qui limite vers le Sud-Ouest le Doublier. Ces indices témoignent d'une activité néotectonique au Quaternaire ancien. On note qu'aujourd'hui, cette zone n'est pas exempte de séismes.

Séismicité

L'avant-pays de Grasse-Cannes se situe entre la zone à très faible séismicité du Tanneron (Combes, 1984) et celles à activité beaucoup plus forte des arcs alpins de Grasse au Nord et surtout de Nice à l'Est.

La séismicité de l'arc de Grasse n'est pas négligeable comme le prouvent les séismes historiques de Castellane-Chasteuil du 9 août 1863 d'intensité VII et VIII ou celui de Vence du 24 février 1818 (intensité VIII). Récemment (02/06/2006), un petit séisme de magnitude 2,0 a été localisé un peu au Nord de Tourrettes-sur-Loup, prouvant une activité du front subalpin de l'arc de Grasse, probablement le long de failles reconnues comme actives au Quaternaire (voir § « Géodynamique récente »). Sur l'avant-pays, à Cagnes-sur-Mer, Antibes et Cannes, de petits séismes sont ressentis de temps à autres. Ces séismes ont une origine ligure, terrestre et sont liés à des failles connues ou sous-marines et d'explication plus difficile (Chaumillon, 1992). Ainsi, le séisme du 2 septembre 2006 ressenti sur tout le littoral de Cagnes-sur-Mer à Cannes, avait pour épicerentre la zone de Baiardo en ligurie italienne et sa magnitude était de 4,2.

Les « tsunamis » récents signalés à Cannes (20 juin 1970) et Antibes (16 octobre 1979) n'ont pas été reliés à des séismes : le premier serait dû à une lame déferlante provoquée par un résidu de houle (renseignement A. Laurenti, site Azurséisme.com), le second serait dû (rapport DDE) à un glissement de terrain sous-marin de 150 millions de m³ en tête du canyon du Var.

Morphodynamique de surface

Le littoral

La morphologie émergée est inféodée pour une large part à l'exhaussement du continent dont le résultat est un bel ensemble de terrasses étagées. La morphologie sous-marine (talus abrupt, quasi-absence de plateau, canyons) est largement héritée de la genèse de la marge (rifting, déchirure corso-sarde,

détumescence thermique) et de la crise messinienne. Le modelé de la tranche des 120 m supérieurs porte les traces des multiples épisodes glacio-eustatiques du Quaternaire, en particulier le replat du dernier maximum glaciaire, bien développé entre Antibes et l'embouchure du Var.

Les basses vallées et les estuaires

L'évolution morphologique des basses vallées est largement commandée, surtout à l'Est (vallée du Var), par l'exhaussement du continent qui conduit à un encaissement des rivières au cours du temps. Le corollaire est un rétrécissement des lits majeurs des fleuves et des rivières, au fur et à mesure du soulèvement du continent. Le résultat est un emboîtement général des formes des basses vallées, et selon le principe de conservation de l'espace disponible, les appareils alluviaux sont, au fil du Quaternaire, de plus en plus étroits et longs (fig. 19, hors texte).

Les versants et les vallées de l'arrière-pays

Les hauts des versants ont été affectés par les climats froids du Quaternaire, au-dessus de 600 m. Ainsi en bordure ou à l'intérieur de l'arc alpin, de grands éboulis lités de matériel calcaire gélifracé se sont constitués au cours du dernier glaciaire (Würm) mais aussi lors de glaciaires plus anciens (ces éboulis plus ou moins anciens sont notés indifféremment Br₂ et sont distingués des éboulis d'obédience tectonique, encore plus anciens, notés Br₁).

D'autres phénomènes que la gélifraction sont en cause, en particulier dans les zones plus basses ou plus argileuses comme dans le secteur de Bar-sur-Loup où la solifluxion semble avoir eu un rôle primordial. Localement la solifluxion reprend des éboulis de gélifraction comme par exemple vers Cabris.

Ainsi, au front de l'arc alpin, la masse de matériel mobilisé sur les versants et dans le lit des rivières au cours des phases climatiques les plus agressives fut considérable et contribua à un adoucissement des formes vives du relief. Cependant, le déblaiement des fleuves vers la mer, amplifié lors des chutes du niveau glacio-eustatique, fut également fort efficace et la morphologie locale reste caractérisée par des gorges, par de grands vallons incisés et par une susceptibilité à l'érosion extrêmement forte (Julian, 1980).

Les massifs karstiques

La karstification des massifs carbonatés offre des conditions très variables en fonction de leur âge et des polyphasages liés aux phénomènes d'érosion et aux variations de leur niveau de base.

- Le karst triasique

C'est le plus ancien. Il offre une organisation classique, mais apparemment peu étagée, du fait du calage initial de ses exutoires au toit de l'imperméable sous-jacent. Il correspond à un stade d'évolution sénile, marqué par un remplissage très avancé de ses formes superficielles et souterraines. L'exploration spéléologique y est difficile et la morphologie de surface reste souvent peu perceptible. On note par contre la présence de belles dolines actives au Cannet, à Mouans-Sartoux et à Grasse, ainsi que le développement de quelques cavités pénétrables dans ces secteurs.

- Le karst jurassique de l'autochtone provençal

La karstification du massif est nettement polyphasée et témoigne de phases successives d'activité et de colmatage, parmi lesquelles on retrouve au moins quatre grands épisodes de karstification, au moins en partie méridionale de l'affleurement, au Sud de la vallée du Loup (Mangan, 1982) :

- une karstification anté-bathonienne, dont certains témoins sont fossilisés par les argiles à poterie bathoniennes ;
- une karstification anté-éocène, marquée par de nombreux remplissages de sable argileux de l'Éocène inférieur ;
- une karstification anté-oligo-miocène, avec des remblaiements karstiques de cailloutis oligocènes (formation de la Gouargo) ou de tufs volcaniques ;
- une karstification plio-quadernaire, fortement influencée par les variations eustatiques et dont l'évolution se poursuit de nos jours.

Les formes superficielles sont bien représentées, surtout sur le plateau de Roquefort-les-Pins et s'estompent progressivement sous des remblaiements en allant vers le Sud.

Les réseaux souterrains montrent un étagement réduit, en liaison avec les fluctuations du niveau de la mer, mais la pénétration humaine y reste difficile du fait d'un colmatage avancé des conduits. Certains réseaux actifs offrent néanmoins un développement intéressant à la suite d'opérations de pompage (réseau de la Baume Robert, développé dans la dolomie hettangienne au Rouret, et réseau de Béget, développé dans le calcaire bathonien à Valbonne).

- Le karst jurassique de la frange subalpine

La karstification de ces massifs karstiques est nettement plus récente et se traduit par une morphologie tout à fait caractéristique, en particulier sur les plateaux de Saint-Cézaire – Saint-Vallier, de la Malle et de Caussols. Les formes exokarstiques y sont toutes représentées, fréquemment alignées sur les axes tectoniques majeurs, et offrent parfois une densité et une variété étonnantes : lapiès, vallées sèches, dolines, embuts, gouffres.

En liaison avec l'enfoncement progressif du réseau hydrographique jusqu'à la semelle imperméable triasique, les drainages souterrains ont subi de notables adaptations, permettant le creusement de réseaux étagés. Les principales émergences sont donc couplées à des exutoires de trop-plein, avec lesquels les différences altimétriques évoluent de 50 à 250 m : Foux de Saint-Cézaire/grotte de Pâques en rive gauche de la Siagne, source de Bramafan/grotte du Revest et source des Fugerets/trop-pleins en rive droite du Loup.

Dans ces massifs, la pénétration spéléologique est nettement plus aisée, aussi bien depuis les exutoires temporaires que depuis les gouffres qui percent les plateaux. Elle a permis la reconnaissance de réseaux actifs sur des développements importants : 20 km sur le plateau de Saint-Vallier, en liaison avec la Foux de Saint-Cézaire ; 15 km sur les plateaux de la Malle, du Montet et de Caussols, connectés aux sources des Fugerets et de Bramafan (Audra *et al.*, 2002).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL ET GÉOGRAPHIE HUMAINE

Du fait de sa situation entre les Alpes et la Méditerranée, le secteur de la carte présente un raccourci bioclimatique remarquable. Il comprend trois étages successifs (Julian, 1980) :

L'étage eu-méditerranéen (0-600 m) qui comprend la frange littorale, est caractérisé par une douceur thermique favorisant les peuplements végétaux xérothermiques : pins, chênes verts, oliviers, laurier. La garrigue reste prépondérante. Les sols sont le plus souvent maigres et résiduels : sols bruns calciques sur alluvions ou sur terra rossa, rendzines anthropiques sur calcaires friables. Le grand talus marneux qui sépare l'avant-pays du bord subalpin calcaire porte cependant une végétation plus dense de feuillus, d'oliviers, de magnolias et de taillis touffus.

Sur le socle silicaté (Tanneron), les profils des sols sont extrêmement ténus, sauf sur les alluvions anciennes occupées par des paléosols quaternaires de type fersiallitique. Le couvert forestier comprend essentiellement le chêne-liège, le pin maritime et l'arbousier, le sous-bois étant formé par les landes à bruyère.

Globalement, cet étage est fortement marqué depuis longtemps par l'érosion anthropique des sols.

L'étage méditerranéen est bordé au Nord par le rebord subalpin calcaire, et en est séparé par un vaste talus marneux (Trias) ou grés-marneux

(Tertiaire). Ce talus est jalonné de sources au contact des calcaires sur les marnes, il est soumis à un climat moins rude plus franchement méditerranéen. Une végétation plus dense de feuillus, d'oliviers, de magnolias et de taillis souvent touffus, s'y développe. Au droit de certaines sources se sont implantés les villes et villages de Cabris, Grasse, Gourdon, Tourrettes-sur-Loup, Vence, Saint-Jeannet. Pour la plupart, la renommée de ces agglomérations est liée à la culture des fleurs (mimosas, œillets, roses, jasmins..) destinées à l'ornement ou la parfumerie. Ce sont aussi de hauts lieux touristiques pour les panoramas qu'ils offrent sur l'avant-pays, le littoral et la mer, ou pour les vallées encaissées qui entaillent les chaînons calcaires (gorges du Loup vers Gourdon ; gorges de la Siagne près de Saint-Vallier-de-Thiery).

L'étage oro-méditerranéen (600-1 100 m) voit le développement de la forêt caducifoliée (chênaie pubescente) et des pins sylvestres. Les deux essences sont séparées ou bien mélangées et constituent la série mixte du chêne pubescent et du pin sylvestre. Aujourd'hui, la forêt est en pleine reconquête en raison de l'abandon des pratiques pastorales, mais les landes et pelouses occupent encore de grands espaces.

La pluviométrie, plus importante, permet la formation de véritables sols bruns forestiers, principalement sur les marno-calcaires. Les profils restent cependant faibles en raison de la présence de calcaire et de leur âge récent (holocène).

Sur les pieds de falaises, les éboulis portent des rendzines postglaciaires bien stabilisées par la végétation de feuillus (ostryaie avec chêne pubescent).

L'étage montagnard supérieur (1 100-1 700 m), présent seulement dans le coin nord-ouest de la feuille, est la suite de l'étage précédant. La forêt-type est la chênaie caducifoliée parsemée de pins sylvestres, de genévriers. Le hêtre et le sapin apparaissent discrètement mais se développent surtout au-delà de la limite nord de la carte.

Les sols forestiers (sols bruns), développés sur les hubacs restent peu épais. Les plateaux (Caussols) sont couverts essentiellement de pelouses (pelouses à *brachypodium*) et ne portent que de maigres sols : argile de décalcification, terra rossa résiduelle.

L'agriculture traditionnelle était principalement développée sur **l'étage eu-méditerranéen** : cultures maraîchères, horticulture, oléiculture. Les deux étages supérieurs étaient voués à l'élevage ovin (lieu d'hivernage des troupeaux de moutons et de chèvres descendus du massif de l'Argentera).

Aujourd'hui, ces activités sont en voie de disparition ou liées à la villégiature ou au tourisme. L'oléiculture est en pleine expansion mais la production est destinée essentiellement à une consommation locale (production familiale) ou régionale. L'horticulture subsiste localement (basse-vallée de la Siagne) grâce au mimosa et aux eucalyptus ornementaux. L'industrie des parfums, liée autrefois à l'horticulture locale (rose, jasmin, œillet, mimosa) et à vocation cosmétique, a fondé la renommée de nombreuses villes et villages (Grasse, Tourrettes-sur-Loup, Vence, ...); elle s'est tournée aujourd'hui vers l'agro-alimentaire et a bénéficié de la proximité de nouveaux centres de recherche privés ou publics (université de Nice, INRA) à Sophia-Antipolis ou à Mandelieu.

Globalement, la frange littorale s'est transformée en une mégalopole qui s'étend de Mandelieu jusqu'à Nice, créant ainsi des problèmes d'approvisionnement (eau, électricité), de déplacement (routes, transport en commun), de sécurité (feux, inondations) dont la résolution est un des enjeux majeurs des prochaines années. En réalité, le développement lié au tourisme d'autrefois s'est accru considérablement ces vingt dernières années par un afflux démographique provoqué par un enjeu économique nouveau fondé sur l'informatique (Sophia-Antipolis).

Cet accroissement considérable de population de la frange côtière a débordé sur l'arrière-pays, moins pris au dépourvu cependant et capable d'organiser avec les soutiens régionaux et départementaux une gestion de l'habitat nouveau autour des villages, en conservant un attrait touristique fort.

La montagne reste préservée de l'afflux de population du fait de son accès parfois difficile (gorges du Loup) ou de son hostilité (plateau de Caussols). La mise en valeur du patrimoine naturel (parcs départementaux, réserve naturelle volontaire de Courmettes) semble garantir sa protection.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Formations rocheuses

Elles constituent la majeure partie des surfaces de la feuille Grasse-Cannes : gneiss du Tanneron, dépôts carbonatés triasiques, jurassiques et éocènes, tufs volcaniques aquitaniens, molasse miocène et poudingues pliocènes.

Ces faciès nécessitent l'utilisation de moyens de déroctage puissants lors des travaux de terrassement (minage ou brise-roches), mais offrent par contre une bonne aptitude générale aux fondations et à la stabilité des talus.

Les principales contraintes géotechniques résultent des variations de faciès, des altérations superficielles ou internes et de la karstification dans les roches carbonatées (Mangan, 1985).

Formations marneuses et argileuses

Il s'agit pour l'essentiel des dépôts hétérogènes du Trias supérieur (Keuper et Rhétien), des formations franchement marneuses (Priabonien, Langhien-Serravallien et Zancéen) et de faciès particuliers et de moindre extension (argile bathonienne de Valbonne-Vallauris et phase argileuse des dépôts sableux de l'Éocène inférieur).

Le Trias supérieur se caractérise par une extrême hétérogénéité et pose de nombreuses difficultés géotechniques à tous les niveaux (terrassment, fondation, stabilité), tant du fait des mauvaises caractéristiques mécaniques de la phase argileuse, que des risques de dissolution au sein des lentilles gypseuses ou d'un contexte hydrogéologique parfois délicat.

Les marnes priaboniennes, langhiennes, serravalliennes et pliocènes sont nettement plus homogènes et l'approche géotechnique doit toujours y privilégier, en terrain pentu, les conditions de stabilité.

Les argiles bathoniennes de l'avant-pays provençal présentent des conditions de gisement très variables. Elles ont posé de multiples difficultés d'adaptation sur nombre de chantiers du site de Sophia-Antipolis, tant au niveau des terrassements que des fondations ou du drainage. Leur exploitation ancienne en carrières ou par puits et galeries a en outre généré des contraintes spécifiques pour la fondation des bâtiments (Mangan, 1999).

Les sables argileux de l'Éocène inférieur qui affleurent de façon éparse à l'Est de la feuille ont un comportement très variable en fonction du faciès : grès très consolidé, sable siliceux, argile sableuse ou argile pure. Les faciès les plus riches en argile sont sensibles aux travaux de terrassement et peuvent poser des problèmes de stabilité.

Formations alluviales

Les dépôts alluviaux des basses-vallées et du littoral comprennent une large gamme de faciès et offrent une grande variabilité de leur aptitude aux fondations. Les argiles vaseuses et tourbeuses, en particulier, sont fréquemment compressibles et peuvent nécessiter des fondations profondes. La proximité de la nappe constitue une contrainte majeure dans ces domaines à topographie très douce, lorsque les aménagements imposent l'encastrement de plusieurs niveaux (parkings enterrés).

RISQUES NATURELS

Séismes

La feuille Grasse-Cannes s'inscrit dans une aire sismique, à cheval sur la zone Ib de faible sismicité pour ses parties occidentale et médiane, et sur la zone II de sismicité moyenne pour sa partie orientale (Godefroy et Despeyroux, 1986). Il convient donc d'y respecter, dans le cadre des projets d'aménagement, les règles constructives en vigueur sur la base des critères réglementairement retenus pour chacune des zones administratives.

Inondations

La forte intensité des épisodes pluvieux qui caractérise la région engendre des risques de saturation des sols et de débordement du réseau hydrographique. Cet état conduit régulièrement à des sinistres qui s'accroissent avec l'urbanisation des sites et avec le non respect des règles élémentaires de protection des zones sensibles. Deux types d'environnement sont particulièrement confrontés à ce problème.

Les bas-fonds et les dépressions fermées des reliefs karstiques

Le drainage y est généralement bien assuré par la voie souterraine, du fait de la forte perméabilité de l'assise carbonatée. Lors des concentrations pluvieuses extrêmes, les réseaux d'évacuation souterrains ou les points d'absorption (avens, embuts) peuvent s'avérer insuffisants pour absorber le débit de pointe, du fait de leur morphologie propre, de leur colmatage par des embâcles ou de l'inadaptation des aménagements réalisés par l'homme. Il en résulte une inondation des dépressions fermées (dolines et poliès) et une mise en fonctionnement exceptionnelle de certains « vallons secs ».

La crue spectaculaire du 26 juin 1994 a, par exemple, entraîné des dégâts très importants sur les communes de Saint-Vallier et de Saint-Cézaire.

Les basses vallées alluviales

Par opposition au cours encaissé et en forte pente de la partie amont ou moyenne de leur bassin, les basses vallées alluviales présentent une faible pente longitudinale et un endiguement fréquent de leur lit mineur. Ces facteurs favorisent les débordements de crue dans le lit majeur, que peuvent accentuer l'imperméabilité des rives et/ou l'existence d'émergences des eaux souterraines. Les conséquences de ces inondations sont d'autant plus graves pour les populations riveraines qu'elles touchent des zones à vocation naturelle agricole sur lesquelles l'urbanisation a progressé de façon galopante durant les dernières décennies. Toutes les basses vallées du secteur sont concernées à des degrés divers (Siagne, Brague, Loup, Cagne

et Malvan, Var) et l'on citera pour mémoire les deux événements les plus graves de la dernière décennie :

- les inondations du 26 juin 1994 dans la basse vallée de la Siagne ;
- les inondations du 5 novembre 1994 dans la basse vallée du Var, qui ont eu des effets destructeurs sur la partie occidentale de Nice.

Mouvements de terrains

Éboulements et chutes de blocs

De tels événements caractérisent les abrupts rocheux façonnés par l'érosion naturelle (falaises) ou résultant d'entailles créées par terrassement (carrières, talus de déblais).

Ils exposent particulièrement les réseaux routiers qui longent les vallons (gorges du Loup, traversée des massifs gneissiques) et les aménagements réalisés sur les versants de pied (front des Baous de Saint-Jeannet et de Vence).

Glissements

Ces mouvements sont caractéristiques des formations argilo-marneuses et mobilisent le plus souvent leur frange d'altération et/ou leur couverture ébouluse, sous contexte hydrogéologique défavorable.

Les versants de Trias supérieur sont fréquemment modelés par des glissements emboîtés et donnent lieu à des réactivations périodiques d'origine naturelle ou anthropique (Grasse, Mouans-Sartoux, Mougins).

Des glissements de couverture typiques affectent également les marnes au toit desquelles est établie une nappe souterraine à fortes fluctuations intersaisonnnières : marne miocène au front des Baous, versants marneux plaisanciens de la Colle-sur-Loup et de Saint-Paul-de-Vence.

Les formations de l'Éocène inférieur offrent aussi des conditions de stabilité-limite lorsque leur phase argileuse est prédominante. Des indices de petits désordres sont ainsi reconnus entre la Gaude et Saint-Jeannet et un glissement d'une ampleur supérieure façonne le versant de rive gauche de la Lubiane au lieu-dit Pra de Julian (Vence).

Affaissements et effondrements

Ces mécanismes constituent les répercussions superficielles de processus de dissolution et/ou de soutirage qui se produisent à plus ou moins grande profondeur, au sein des réseaux karstiques parcourus par des eaux souterraines.

Les formations carbonatées sont principalement concernées, mais la lenteur des évolutions à l'échelle de temps humaine n'y entraîne que

rarement de telles manifestations. Leur probabilité de survenance et donc leur éventuelle incidence sur les aménagements humains concernent plus particulièrement les secteurs soumis à une activité permanente ou régulière (dolines absorbantes, vallées sèches, périphérie de source). On peut citer comme exemple l'effondrement brutal qui, en 1957, a totalement absorbé le débit de crue véhiculé par la Miagne, affluent du Mardaric, sur la commune de Roquefort-les-Pins.

De tels mécanismes sont également reconnus à un degré moindre dans la molasse miocène, en particulier au quartier de la Sine à Vence.

Mais les manifestations les plus fréquentes et les plus dangereuses pour les aménagements humains affectent les lentilles gypseuses du Keuper, du fait de la solubilité plus élevée de la roche et de sa moindre résistance mécanique lorsque l'altération est amorcée. L'évolution du mécanisme est rapide et les conséquences superficielles du processus de karstification souterraine se manifestent périodiquement sur toute l'auréole triasique de la feuille, en particulier, sur les communes de Grasse, Châteauneuf, Opio, Mouans-Sartoux et Mougins (Gilli *et al.*, 2004).

RESSOURCES EN EAU

Eaux de surface

Le réseau hydrographique est constitué par un ensemble de fleuves côtiers. Seul le Var, avec un débit d'étiage de l'ordre de 10 m³/s, offre un régime soutenu du fait de l'extension de son impluvium. À l'exception de la Brague, les autres cours d'eau (Cagne, Loup, Siagne) prennent naissance au coeur des premiers chaînons de l'Arc subalpin de Castellane. Ils entaillent en gorges profondes les massifs calcaires jurassiques, parfois jusqu'à leur semelle triasique, et bénéficient à leur traversée d'importants apports karstiques. Leur débit d'étiage reste pourtant faible, sous l'influence conjuguée du captage des exutoires karstiques dans le haut-bassin et de l'exploitation intensive des nappes karstiques et alluviales dans l'avant-pays.

À noter le prélèvement dans la Siagne de la ressource en eau utilisée pour l'A.E.P. de la commune de Mandelieu après traitement à l'usine des Termes (4 millions de m³/an).

Eaux souterraines

Les principaux réservoirs aquifères de la feuille sont représentés par les massifs carbonatés du Muschelkalk et du Jurassique qui y couvrent d'importantes surfaces et par les remplissages alluviaux qui se développent

le long du littoral et dans les basses vallées côtières (fig. 20, hors texte). Ils sont d'ailleurs très largement sollicités pour l'alimentation en eau.

Des ressources de moindre importance existent dans d'autres formations, mais leur utilisation est le plus souvent délaissée aujourd'hui, du moins pour les usages domestiques.

Ressources mineures

- Le massif gneissique du Tanneron

Il est peu perméable dans l'ensemble et ne donne lieu à des petites nappes suspendues et à des circulations significatives que dans sa frange d'altération et à la faveur de chenaux fissurés développés le long des failles majeures.

- Le Trias supérieur (Keuper-Rhétien)

Dans l'affleurement de Rhétien qui auréole le socle, une petite nappe suspendue se développe au toit des marnes argileuses du Keuper. Elle est sollicitée par d'anciens puits fermiers et par des forages destinés à l'irrigation.

Les lentilles dolomitiques et gypseuses du Keuper font l'objet de circulations souterraines le plus souvent limitées, drainées par des sources éparses et de faible débit (Riou Merlet et source du Ribas à Valbonne, Font Vieille et Font Neuve à Mougins).

- Le calcaire éocène

La formation calcaire enserrée entre des sables argileux à la base et des marnes au sommet offre une bonne perméabilité de type fissural et karstique, mais la réduction de son impluvium et la faible épaisseur de l'horizon limitent l'importance de la réserve en eau souterraine.

- Les tufs volcaniques aquitaniens

Le massif volcanique des Aspres et du Terme Blanc constitue un réservoir en cuvette, bien circonscrit et surimposé aux marnes priaboniennes qui forment son assise imperméable (Mangan, 1982). Bien que la perméabilité des roches constitutives soit faible, l'importance de la fracturation du massif y permet l'établissement d'une nappe dont les sources jalonnent le contact basal de l'affleurement au Nord et à l'Ouest (Font Rousse et Font Bertrane à Villeneuve-Loubet, sources de Saint-Julien, de Giraud et du Baou à Biot) et dont les écoulements suralimentent de façon occulte les nappes alluviales des basses-vallées et du littoral à l'Est et au Sud, entre le Loup et la Brague.

- La molasse miocène

Les caractéristiques de la roche varient en fonction de sa cohésion qui la fait passer d'un grès sableux parfois déconsolidé dans la région de Vence à un calcaire gréseux massif vers Tourrettes-sur-Loup. Il en résulte une perméabilité de type poreux à fissural, accompagnée du développement d'une karstification dans certains secteurs (quartier de la Sine à Vence).

- Les cailloutis et poudingues pliocènes

Ils constituent un réservoir de forte épaisseur (300 à 400 m en moyenne), où la fracturation est intense, mais développée de façon très irrégulière. La perméabilité d'interstices de la formation est relativement réduite dans l'ensemble (de 10^{-5} à 10^{-6} m/s) et nourrit de petites sources éparses (la Tour à Saint-Laurent-du-Var), mais les exutoires majeurs sont incontestablement liés aux grands axes de fracturation : le Piol à Nice (10 l/s) et les Tines à Cagnes-sur-Mer (250 l/s), celles-ci relayant à la faveur d'un cheminement complexe (horst de la Gaude, puis graben de la Cagne) les infiltrations sur les plateaux jurassiques de l'avant-pays provençal (Mirhosseini, 1983 ; Guglielmi, 1993).

Ce réservoir aquifère est en outre largement drainé par les nappes alluviales des basses-vallées du Loup, de la Cagne et du Var, et alimente des exutoires sous-marins où peuvent s'établir des échanges avec l'eau de mer (contamination chlorurée sodique des captages des Tines).

Ressource karstique du Muschelkalk

Les formations carbonatées du Muschelkalk sont intensément karstifiées, mais le colmatage fréquent des conduits confère à ce réservoir aquifère un comportement relativement isotrope, proche de celui d'un massif fissuré. L'alimentation de la nappe est assurée par les infiltrations directes sur son impluvium et complétée par de fréquentes pertes du réseau hydrographique qui traverse le massif et par un drainage retardé des petits réservoirs dolomitiques et gypseux du Keuper qui surmontent l'appareil aquifère. Les pertes de vallons et les apports directs du Keuper entraînent une contamination sulfatée du réservoir.

Le réseau de failles transverses qui découpent le massif joue un rôle primordial dans la délimitation des unités de drainage. Ses principaux exutoires sont localisés au toit de l'imperméable basal et très largement étagés d'Ouest en Est : sources des Veyans, en bordure de la Siagne (700 à 800 l/s), source du Vivier, en bordure du vallon de Saint-Antoine (20 à 25 l/s), Foux de Mouans-Sartoux, en bordure du vallon de Tiragon (200 à 250 l/s), source de Carimaï, en bordure du vallon du même nom (15 à 20 l/s).

Les sources des Veyans et la Foux de Mouans-Sartoux sont utilisées pour A.E.P.

Ressource karstique du Jurassique

Le réservoir aquifère offre une puissance de l'ordre de 500 m et repose sur les assises imperméables du Trias supérieur (Julian, 1972 ; Mangan, 1976 et 1989 ; Baïssas, 1984). Les conditions structurales et paléogéographiques contrôlent directement la diversité des unités karstiques et les modalités du drainage souterrain :

- dans l'autochtone provençal, la tectonique cassante méridienne influence les circulations collectées par les fossés d'effondrement, et le report en mer du niveau de base génère un drainage sous-marin ou une suralimentation des nappes alluviales du littoral ;
- au front de l'arc subalpin de Castellane, les circulations profondes sont distribuées suivant l'axe des plis ou à la faveur des principales failles transverses et les exutoires jalonnent le toit du Trias, généralement en bordure des fleuves côtiers.

• Le réservoir aquifère de l'autochtone provençal

En partie sud-ouest du massif, les dépôts d'argile bathonienne déterminent deux aquifères karstiques superposés (Mangan, 1982 et 1987). Ce cloisonnement de la série, couplé à un intense découpage topographique et tectonique, entraîne un morcellement complexe en petites unités hydrogéologiques souvent isolées, ce qui se traduit par une multiplicité d'émergences de faible débit (quelques l/s).

Ces émergences ne sont généralement plus utilisées aujourd'hui, mais de nombreux forages sollicitent cette ressource pour irrigation (particuliers et golfs). Un ouvrage de 120 m de profondeur exploite en outre la nappe inférieure pour l'A.E.P. de Mouans-Sartoux dans le fossé tectonique de Pinchinade et fournit un débit journalier de 800 m³ (Mangan, 1994 ; Guglielmi *et al.*, 1997 ; Reynaud *et al.*, 1999).

En partie orientale du massif, hors de l'influence des argiles bathoniennes, le réservoir karstique est unique et plonge à l'Est sous d'épaisses formations tertiaires et quaternaires. Son drainage est directement influencé par la structure et s'effectue vers quatre groupes principaux d'émergence : sources du Noyer et du Lauron dans la moyenne vallée du Loup, à l'arrière du graben des Terres Blanches ; sources romaines dans la basse vallée de la Brague, contre le fossé de Biot ; sources des Tines et du Loubet dans la basse vallée du Loup ; suralimentation de la nappe alluviale dans la basse vallée du Var (Guglielmi, 1993).

Cette ressource en eau est abondante et très largement utilisée pour l'A.E.P. des collectivités périphériques. Au-delà du captage direct des exutoires, des régularisations par forages ont récemment été mises en œuvre dans la basse vallée de la Brague (forages de la Louve et de la Sambuque) et dans la basse vallée du Loup (forages de Villeneuve-Loubet et du Loubet).

- Le réservoir aquifère du front de l'arc subalpin

Le drainage souterrain des diverses unités est totalement conditionné par la structure, avec calage des principaux collecteurs le long des charnières synclinales d'axe E-W et réapparition des eaux au recoupement basal du réservoir karstique par les profondes entailles du réseau hydrographique jusqu'à sa semelle triasique (Mangan, 1989).

Cette ressource en eau est intensément exploitée pour l'A.E.P. des communes périphériques et parfois même véhiculée par des canaux jusqu'aux agglomérations littorales. On retiendra, en particulier, les usages suivants :

- captage en rive gauche de la Cagne de la source Féraud et des Fonts Neuve, de la Peïro et du Bœuf pour l'A.E.P. de la Gaude et de Saint-Jeannet (60 à 80 l/s) ;
- captage en rive droite de la Cagne des émergences des Sourcets et du Riou de Vence, véhiculées jusqu'à Vence par un canal enterré (350 à 380 l/s) ;
- captage de la Foux de Grasse pour l'A.E.P. de Grasse (90 l/s) ;
- dérivation dans le canal du Loup des eaux des sources de Bramafan (500 l/s) et dans le canal de la Siagne des eaux de la Foux de Saint-Cézaire (600 l/s) pour l'A.E.P. de la région cannoise.

Ressources alluviales

Les remplissages alluviaux des basses vallées comblent les paléothalwegs pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur à proximité du littoral (Haddad, 1980 ; Mirhosseini, 1983 ; Etim, 1989 ; El-Hamwi, 1990 ; Guglielmi, 1993).

Les nappes qu'ils contiennent sont généralement libres et uniques à l'amont, où le réservoir aquifère est essentiellement gravelo-sableux. Elles se digitalisent par contre vers l'aval en plusieurs nappes superposées (libre, semi-captives, captives), du fait du cloisonnement complexe du réservoir par l'intercalation de niveaux imperméables, organisés en relais et fréquemment lenticulaires.

Leur alimentation est en majeure partie assurée par les cours d'eau, avec lesquels elles entretiennent des échanges privilégiés, mais le rôle des

apports de côteaux depuis le calcaire jurassique et le poudingue pliocène reste également important pour les gisements orientaux. Seul le réservoir alluvial de la Siagne ne bénéficie pas de telles suralimentations, du fait de l'imperméabilité générale de son soubassement et de ses bordures (socle gneissique et marne plaisancienne).

La ressource alluviale est très utilisée pour l'A.E.P. des communes littorales, avec des prélèvements concentrés dans trois basses vallées :

- Basse vallée du Var

Il s'agit du réservoir le plus sollicité, avec plusieurs champs de captage établis sur les deux rives du fleuve. En comptabilisant également les sollicitations du site aéroportuaire de Nice (A.E.P., climatisation, irrigation) et les pompages des agriculteurs, des industriels et des particuliers, le prélèvement global y atteint environ 65 millions de m³ par an.

- Basse vallée du Loup

Des pompages relativement restreints sont effectués en partie amont de la basse vallée pour l'A.E.P. de Bar-sur-Loup (Pralong) et de Vence (Lauron), mais les prélèvements principaux concernent l'A.E.P. de Villeneuve-Loubet et de Cagnes-sur-mer.

À Villeneuve-Loubet, 4 puits d'une dizaine de mètres de profondeur captent la nappe superficielle (3 millions de m³/an). À Cagnes-sur-mer, sur le champ de captage des Tines, il s'agit de 5 puits superficiels d'une quinzaine de mètres et d'un puits profond de 70 mètres (3,5 millions de m³/an).

- Basse vallée de la Siagne

La nappe est exploitée par 3 puits à drains rayonnants de 20 à 30 m de profondeur, implantés en bordure de la Siagne entre Auribeau et Pégomas. Ils permettent l'A.E.P. des communes d'Auribeau, la Roquette-sur-Siagne, Pégomas, Mougins et Cannes (40 millions de m³/an).

SUBSTANCES UTILES ET CARRIÈRES

Calcaires et dolomies

L'affleurement triasique (Muschelkalk) est jalonné d'anciennes carrières aujourd'hui délaissées qui exploitaient le calcaire en gros bancs de teinte grise à brune (Auribeau-sur-Siagne, Grasse, la Roquette-sur-Siagne, Mouans-Sartoux, Mougins, le Cannet, Vallauris, Antibes).

Anciennement utilisée pour la fabrication de la chaux, la roche a ensuite fourni des blocs, des dalles et des pierres à bâtir.

Les dépôts jurassiques ont été intensément exploités dans le passé à des degrés divers, pour fabriquer de la chaux, puis comme matériaux de construction, dalles, enrochements et, plus récemment, pour la fabrication de granulats après concassage.

Aujourd'hui, les carrières sont en majorité fermées et, pour certaines, remblayées ou aménagées. Les quelques carrières encore en activité exploitent les horizons du Portlandien (Vence, Roquefort-les-Pins, Villeneuve-Loubet), ainsi que la série compréhensive du Bajocien au Kimméridgien (Bar-sur-Loup et Gourdon).

Tufs volcaniques

De nombreuses petites carrières disséminées ont jadis été ouvertes dans des horizons cinéritiques du massif des Aspres (Villeneuve-Loubet et Biot). La roche était utilisée pour ses qualités réfractaires et servait à la construction de fours de boulangerie, puis de pizzérias (Palausi, 1966b).

Plus récemment, une carrière a été exploitée à Villeneuve-Loubet (la Vanade) pour permettre un apport de silice aux marnes utilisées dans la fabrication du ciment.

Sables de l'Éocène inférieur

L'utilisation des sables siliceux de l'Éocène inférieur est ancienne et couvre des usages multiples et évolutifs au cours du temps (fabrication de mortiers, enduits de façades, décapage des métaux et des façades, filtration des eaux, couverture des courts de tennis, engraissement des plages). Les anciennes exploitations sont disséminées sur les communes de Saint-Vallier, Roquefort-les-Pins, Valbonne, la Colle-sur-Loup, Biot et Antibes.

Seules deux carrières sont encore en activité : la carrière artisanale des « Sables Rouges » à Roquefort-les-Pins qui exploite le mélange brut de sable siliceux dans sa matrice argileuse rougeâtre, et la carrière des « Silices Réfractaires » de Biot qui exploite le matériau par lançage et produit un sable siliceux blanc, parfaitement calibré.

Marne pliocène

Les gisements de marne plaisancienne ont été exploités pour l'industrie de la briquetterie et de la tuilerie. Les diverses carrières sont aujourd'hui fermées et en cours de réaménagement : Mandelieu, Abadie (vallée de la Siagne), la Colle-sur-Loup, Biot et Cagnes-sur-Mer (bassin du Var).

Argiles

Au sein des sables siliceux de l'Éocène inférieur, quelques amas d'argile très pure (kaolinite) ont jadis été exploités par les potiers de Biot, mais ce sont surtout les argiles bathoniennes qui ont fait l'objet d'importantes recherches et ont fait la célébrité de l'industrie céramique de Vallauris (poterie culinaire d'abord, puis céramique d'art).

Cette argile a également été utilisée en moindre quantité pour la fabrication de tuiles, briques et carrelages.

Son exploitation a été menée en carrières et en puits avec galeries. Elle est aujourd'hui totalement stoppée, mais de nombreux indices de terrain témoignent de l'intensité des activités passées (Mangan, 1999).

Alluvions

D'anciennes gravières et sablières ont exploité le remplissage alluvial des basses vallées de la Siagne et du Var. Elles sont aujourd'hui fermées et en cours de réaménagement.

Gypse

Le gypse a fait l'objet d'une utilisation intensive dans le passé pour alimenter des fours à plâtre. Son exploitation s'est effectuée en carrières ou par galeries souterraines creusées suivant la méthode des piliers tournés.

La toponymie locale (la Plâtrière, la Gipièrre) permet souvent de localiser les sites d'extraction, aujourd'hui abandonnés et rarement visitables.

MÉTALLOGÉNIE ET INDICES MINÉRAUX

Gîtes de manganèse

La mise en évidence d'indices de manganèse et de fer sur les communes de Biot, Roquefort-les-Pins, Villeneuve-Loubet, Antibes et la Colle-sur-Loup est très ancienne. Elle a généré les concessions du Bois de la Garde et de la Valmasque, qui ont donné lieu à des exploitations plus ou moins épisodiques entre les années 1853 et 1935. Le minerai, sous forme de todorokite (hydroxyde de manganèse) disséminée en rognons, grains concrétionnés et fragments anguleux, forme des amas dans les sables et grès de l'Éocène inférieur, près de leur contact avec les formations carbonatées du Jurassique (Pierrot *et al.*, 1974 ; Mari et Mari, 1982).

Gîtes de fluorite

Le champ filonien de Fonsante, encaissé dans les gneiss du Tanneron à l'extrême sud-est de la feuille, est le plus important gisement de fluorite de la Provence cristalline. Au sein de la province fluoro-baritique provençale, d'âge permien supérieur probable, il fait partie d'un ensemble de gisements et d'indices filoniens liés aux failles EW de la bordure nord du graben de l'Estérel. Ces filons sont encaissés soit dans le socle du Tanneron soit dans le permien volcanique de l'Estérel (feuille Fréjus-Cannes). Le gisement de Fond de Sante comporte une vingtaine de filons subparallèles de direction EW, conformes aux failles de la bordure sud du Tanneron, qui présentent localement des minéralisations et des altérations hydrothermales diffuses ; un indice a été reconnu par travaux miniers aux Barnières sur l'une de ces failles. Les filons ont quelques centaines de mètres de longueur pour une extension verticale de 250 m au maximum et une puissance de 1 à 7 m (Mari, 1979 ; Détang, 1981). La fluorite est associée à la barite et au quartz et dans certains filons à la sellaïte (MgF_2) qui peut être abondante. Le gisement de Fond de Sante a été exploité en mine souterraine, pendant plus d'un siècle, d'abord de façon artisanale ou semi-industrielle puis, plus récemment de 1970 à 1987, de façon industrielle. Durant cette période, une installation de flottation a notamment permis l'exploitation du tout-venant et non simplement des passées de bonne qualité métallurgique comme auparavant.

À côté des minéralisations filoniennes de la bordure nord du graben de l'Estérel, des minéralisations stratiformes de fluorite sont disséminées dans une bande de terrain allant de Fond de Sante au Sud au Gros Vallon au Nord (Détang, 1981 ; Crevola et Sonnet, 1984). Elles sont liées à des gneiss à silicates calciques transformés, toujours peu épais et discontinus, compris dans la formation des gneiss du vallon du Chemin Charretier. Ces minéralisations apparaissent liées à l'évolution tectonométamorphique du socle. Elles se distinguent donc des minéralisations fluorées filoniennes et se rapprocheraient en revanche des minéralisations stratiformes en scheelite que l'on trouve dans le même secteur.

Gîtes de tungstène

Plusieurs petits indices de scheelite ($CaWO_4$) ont été reconnus dans la formation des gneiss du vallon du Chemin Charretier dans le secteur des Adrets-de-l'Estérel, à la fin des années 60, ainsi qu'au début des années 80. La scheelite se présente en grains millimétriques dans des niveaux de gneiss à silicates calciques le plus souvent associés à des niveaux de cipolins. Ces niveaux porteurs sont généralement très discontinus, d'épaisseur décimétrique à métrique, avec des teneurs de quelques pour cent. Mais en raison de conditions locales favorables (répétitions par la tectonique isoclinale, pendages faibles, proximité de la surface) l'un de ces indices a donné lieu à une exploitation en carrière de 1981 à 1985 à la Favière, au Nord

des Adrets-de-l'Estérel (feuille Fréjus-Cannes). Sur la présente feuille, les indices sont pour la plupart localisés dans une bande de terrain allant de Fond de Sante au Sud à Grange Neuve au Nord. Ces minéralisations de type stratiforme sont liées à l'évolution tectonométamorphique du socle et pourraient avoir une origine péri-anatectique (Sonnet *et al.*, 1984).

Curiosités minéralogiques

On peut citer les feldspaths du massif du Tanneron (Pierrot *et al.*, 1974 ; Mari, 1979, Mari et Mari, 1982) et les silicifications du massif volcano-sédimentaire des Aspres et du Terme Blanc (Palausi, 1974 ; Pierrot *et al.*, 1974 ; Rostan, 1981 ; Mari et Mari, 1982 ; Frölich *et al.*, 2001).

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

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

Collections de fossiles - faunes du Jurassique : collection Dardeau, Institut des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne, Dijon. Faunes du Crétacé : collections Delanoy et Thomel, Museum d'Histoire Naturelle de Nice. Faunes du Tertiaire : collection Irr, Museum d'Histoire Naturelles de Nice ; collection Courme, Université d'Orléans.

ITINÉRAIRES D'EXCURSIONS GÉOLOGIQUES

Plusieurs itinéraires et excursions sont proposés, ciblés sur des thèmes différents (fig. 21, hors texte) :

– trois grands itinéraires : 1) dans le socle de Tanneron, entre Mandelieu et le lac de Saint-Cassien ; 2) dans la couverture autochtone, de Pégomas à Valbonne, Vence et le Caire (recoupant l'ensemble des terrains) ; 3) dans la couverture autochtone et les écaillés de l'arc subalpin de Castellane, entre Peymeinade, Grasse, Caussols et Pré du Lac (les terrains tertiaires sont peu ou pas concernés) ;

– quatre excursions plus modestes : 4) le chevauchement de Courmettes (excursion de sentier en montagne) ; 5) le Tertiaire de Biot (avant, pendant et après le volcanisme de Biot et Villeneuve-Loubet) ; 6) le Jurassique du Cap

d'Antibes (géologique et touristique) ; 7) le cadre naturel de la ville de Cannes (panorama).

Repérage géographique utilisé pour les itinéraires de la notice de Grasse-Cannes : carte Michelin Nice-Toulon à 1/100 000 ; cartes topographiques IGN à 1/25 000 : - Top 25 3543ET, 3643ET, 3742OT, 3544ET - série bleue 3643-O Grasse, 3743-O Nice Antibes Monaco, 3644-O Cannes Antibes.

Le guide géologique régional « Alpes-Maritimes, Maures, Estérel » (Campredon et Boucarut, 1975), le guide du BRGM « À la découverte des paysages géologiques de Marseille à Menton » (Horon, 1973) fournissent des itinéraires intéressants.

L'attention du lecteur est attirée sur les faits suivants : les carrières sont des propriétés privées et leur accès est soumis à une autorisation ; la visite d'une carrière présente toujours des dangers tels que chutes de pierres et éboulements. Les talus de l'autoroute A8 et de la pénétrante Grasse-Cannes offrent de belles coupes, mais les conditions de sécurité ne permettent pas toujours de les observer.

Les conditions d'observation ont pu changer depuis la rédaction et la parution de la notice de la feuille.

ITINÉRAIRE I - LA PARTIE ORIENTALE DU MASSIF DE TANNERON

Cet itinéraire permet d'étudier les terrains métamorphiques de la feuille d'Est en Ouest, c'est-à-dire aussi de bas en haut, suivant la succession lithostratigraphique apparente. On pourra aussi consulter pour cet itinéraire le guide géologique régional « Alpes-maritimes, Maures, Estérel » (Campredon et Boucarut, 1975), itinéraire 2.

• **Arrêt 1** : la plage « des rochers » au niveau de la gare SNCF de la Bocca (Massif de la Croix des Gardes). Les affleurements rocheux de la plage des « rochers » permettent d'effectuer d'excellentes observations sur la pétrographie et la structure des gneiss leptynitiques migmatitiques ocellés de Cannes et de Mandelieu.

Ces gneiss, de couleur le plus souvent rose, sont caractérisés par l'abondance et la grande taille de leurs yeux de feldspath potassique maclé (jusqu'à 15 cm), ainsi que par la présence de passées concordantes, décimétriques à métriques, de granites leucocrates à grain fin, ayant valeur de mobilisats anatectiques. Les plis qui les affectent sont des plis isoclinaux peu marqués et, surtout, des plis concentriques plus tardifs, de toute taille (jusqu'à la dizaine de mètres) auxquels sont associées des linéations de

microplissement. Ces derniers plis, omniprésents dans l'unité de Cannes – Mandelieu, doivent être considérés comme des plis mineurs associés à l'antiforme en dôme de Cannes. Des filons d'épaisseur décimétrique de pegmatite à tourmaline s'injectent dans les diaclases qui affectent les plis concentriques, en particulier dans celles qui sont perpendiculaires à leurs axes. Ces filons doivent être considérés comme les témoins d'une phase anatectique tardive, postérieure à la dernière phase plicative.

• **Arrêt 2 : les Termes.** Dans Mandelieu – les Termes, prendre la D92 en direction de Tanneron. Les trois premiers kilomètres de la montée s'effectuent dans un compartiment constitué par les gneiss de Mandelieu. Ces gneiss leptynitiques et migmatitiques, de couleur rose, sont parfois œillés et présentent des lits leucocrates, de un à plusieurs centimètres d'épaisseur ; ils sont ici affectés par de grandes ondulations décamétriques à hectométriques.

• **Arrêt 3 : route de Tanneron.** Au-delà de la faille des Termes qui passe à la sortie de Mandelieu au niveau du carrefour de la D92 avec le Bld Mistral, on pénètre dans des compartiments tectoniques où peuvent s'observer, le long de la route, des alternances métriques à décamétriques de gneiss leptynitiques de Mandelieu et de micaschistes de Mandelieu. Ces derniers sont des micaschistes feldspathiques de couleur brun mauve, à sillimanite et grenat, avec parfois aussi disthène et staurotide. Des filons et des amas de pegmatites péríanatectiques recoupent ces formations.

• **Arrêt 4 : panorama de la route de Tanneron.** Depuis le grand tournant à gauche, immédiatement après la borne kilométrique 7, on jouit d'un vaste panorama qui permet d'observer les principaux ensembles géologiques régionaux : au Sud le massif de l'Estérel, depuis le Mont Vinaigre jusqu'à la pointe de l'Aiguille ; du Nord à l'Est, la plaine plio-quadernaire de la Siagne, les petits massifs métamorphiques satellites du Tanneron (Bois des Maures, Colle des Juges, Bois de Ranguin, Croix des Gardes, Bois de la Maure) et la dépression triasique péri-tanneronnaise ; à l'arrière-plan, les plateaux jurassiques de Valbonne, les plans de Grasse et la ligne des Baous, enfin le massif cristallin externe de l'Argentera.

• **Arrêt 5 : Miéran.** 1 km après le Grand Duc, on atteint la surface d'aplanissement sommitale d'âge oligo-miocène où se localisent les divers hameaux qui constituent la localité de Tanneron. Aux environs de la stèle à la mémoire d'Antoine Mourgue (après la borne kilométrique 9), on pourra observer les migmatites litées et œillées d'Auribeau, assez homogènes, recoupées par des filons de pegmatite. À la stèle même, apparaît au sein de ces migmatites, un métagranite à grain millimétrique et à quartz subautomorphe, dont on pourra observer la transformation progressive en migmatite litée.

• **Arrêt 6** : le Pénier. Prendre à gauche le C16 en direction des Margoutons. Après avoir traversé les migmatites d'Auribeau qui constituent une bande de 2 km de large, on recoupe, au niveau d'une dépression subméridienne bien marquée, une synforme isoclinale occupée par des gneiss à biotite et amphibole. Il s'agit de la synforme la plus orientale de la suite de plis kilométriques isoclinaux à plans axiaux redressés du Tanneron oriental. On pourra observer ces gneiss à biotite et amphibole sur le chemin qui conduit au mémorial des sapeurs-pompiers.

On pourra ensuite observer l'orthogneiss de Tanneron sur le chemin des Barrières qui part vers l'Ouest à partir du mémorial. Dans cette formation, on peut voir le passage de faciès de métaгранite à des orthogneiss blastomylonitiques ou migmatitiques, voire à des migmatites litées homogènes.

• **Arrêt 7** : de Miéran à Tanneron. Au carrefour de Miéran, reprendre la D92 en direction de Tanneron. Les migmatites rubanées et œillées affleurent jusqu'aux abords du carrefour de Valcros où on recoupe la synforme décrite précédemment, marquée par une dépression morphologique de direction subméridienne. Limitée à l'Est comme à l'Ouest par des orthogneiss migmatitiques à grenat, elle contient à ce niveau uniquement des gneiss à biotite et amphibole, qui sont très altérés à l'affleurement.

Ensuite la montée vers Tanneron s'effectue pendant 2 km sur des orthogneiss migmatitiques à grenat (orthogneiss de Tanneron) que l'élargissement récent de la route permet de bien observer. Au niveau du village de Tanneron, on passe à une autre synforme dans laquelle alternent des gneiss à biotite et amphibole et des micaschistes à biotite et sillimanite. Ces derniers peuvent être observés le long de la rue qui part de la place vers le Sud en direction des entrepôts municipaux.

Au-delà de Tanneron, vers Saint-Cassien des Bois, on traverse successivement 2 bandes de gneiss migmatitiques à valeur d'antiforme et 2 bandes de gneiss micacés à valeur de synforme. Les pendages qui étaient redressés jusqu'ici deviennent plus faibles lorsqu'on va vers l'Ouest, marquant le flanc oriental de la synforme du Reyran.

• **Arrêt 8** : les gorges de la Siagne à Saint-Cassien des Bois. Cette coupe permet d'observer un certain nombre de types lithologiques caractéristiques de la partie ouest du Tanneron oriental (secteur des Adrets-de-l'Estérel). Elle emprunte successivement du Nord-Ouest au Sud-Est, la D94 en amont de la chapelle de Saint-Cassien, puis les berges de la rive droite de la Siagne, jusqu'au-delà du confluent avec le Biançon.

Au niveau du virage situé à 300 m au Nord-Ouest de la chapelle de Saint-Cassien, on recoupe des passées d'éclogites amphibolitisées, intercalées dans

les gneiss sombres à biotite et grenat que l'on suit jusqu'à la chapelle de Saint-Cassien. Dans le lit de la Siagne, sous la chapelle, on pourra observer le passage des gneiss sombres à biotite et grenat à des gneiss plagioclasiques. Ce contact est jalonné de lentilles décimétriques à métriques d'amphibolites, de cipolins et de gneiss à silicates calciques, recoupées par des filons de pegmatites. En ce point, l'ancien talweg a été recréé récemment en une gorge étroite profonde d'une dizaine de mètres. La coupe se poursuit vers l'aval par des gneiss plagioclasiques qui deviennent de plus en plus migmatitiques et passent progressivement, au-delà du confluent avec le Biançon, à des migmatites litées avec parfois de larges mobilisats.

• **Arrêt 9 : Auribeau.** Le village d'Auribeau est bâti sur une colline de gneiss migmatitiques (migmatites d'Auribeau) qui sépare la dépression pliocène de Cante-Perdrix – le Moulin Vieux, de la gorge étroite où coule la Siagne. La vallée actuelle s'est surimposée au Quaternaire sur le versant droit de l'ancienne vallée pliocène. Au sommet du village, de la place de l'église, on jouit d'un vaste panorama sur les environs d'Auribeau : forêt de Peygros, couronnée par des bancs de conglomérat du Trias inférieur, dépression pliocène de Cante-Perdrix et de Moulin Vieux, aux formes molles, graben triasique du Couloubrier effondré dans le socle. Un filon de microgranite porphyrique à gros phénocristaux de sanidine, intrusif dans les gneiss, est visible sous la place de l'église.

ITINÉRAIRE II - LES TERRAINS DE LA COUVERTURE AUTOCHTONE

L'ensemble de la série est recoupé, en partant du contact socle-Trias près de Pégomas, jusqu'au chevauchement des Baous sur le Miocène à la ferme du Caire.

• **Le Trias, de Pégomas à Valbonne.** À Pégomas, prendre la D209 le long de la Mourachonne, en direction de Mouans-Sartoux ; le contact du socle et des grès t1-3 affleure dans le virage accentué vers les Canebiers (arrêt 1), puis la route recoupe les grès t1-3, les marno-calcaires et dolomies t3-5a, le long de la route qui longe les alluvions des Canebiers ; les calcaires et dolomies t3-5b sont bien exposés dans la carrière, puis les marno-calcaires et dolomies t3-5c et t3-5d jusqu'à Mouans-Sartoux (bons affleurements de Trias moyen dans le parc de l'Argile, le long de la voie ferrée entre Mouans-Sartoux et le Ranguin, le long de la D909 au Ranguin).

À Mouans-Sartoux, prendre la route de Plascassier ; au départ, le replat relatif emprunté par la voie ferrée, correspond plus ou moins au toit du Trias carbonaté t3-5d. Lorsque la pente s'accroît et qu'on atteint les Gipières, la route traverse le Trias supérieur marneux t5-6a et évaporitique t5-6b (Gipières) à partir du canal de la Siagne jusqu'au replat du sommet avant Plascassier. Ce

village est établi sur les niveaux inférieurs du Rhétien t7a. Descendre en direction des Plâtrières et du centre équestre de la Fontaine de l'Ormeau : ancienne plâtrière, évaporites du Trias supérieur t5-6b (arrêt 2). Retour à Plascassier et emprunter la route qui traverse le Rhétien t7a au Nord de Castellaras (arrêt 3) jusqu'à la D3 qui mène à Valbonne.

Prendre la D3 jusqu'au Sud de Valbonne, en traversant le Rhétien t7b et des lambeaux de Lias l1 ou de Jurassique moyen j2-3a coincés le long de la faille de Mougins-Valbonne.

• **Le Lias et le Jurassique, de Valbonne à Vence.** À l'entrée sud de Valbonne, coupe (arrêt 4) du Rhétien t7b, de l'Hettangien l1 et de la base du Jurassique moyen j2-3a, le long du cimetière et au-dessus de la vallée de la Brague. Rejoindre la D4 de Valbonne à Biot et tourner pour prendre la D204 en direction du golf et du Plan, pour recouper les calcaires, argilo-calcaires j3b, j3c, et dolomies à oncolites j3d du Bathonien (arrêt 5) en arrivant au Plan (à partir du Plan, départ du circuit des Terres Blanches et de la Vanade : voir plus loin).

Du Plan à Roquefort-Notre Dame, la D507 traverse les dolomies à oncolites j3d et j4-5a, du sommet du Jurassique moyen et de la base du Jurassique supérieur. Prendre ensuite la D7 qui joint Roquefort-Notre Dame à la vallée du Loup, en recoupant les différents faciès dolomitiques du Jurassique supérieur ; dans le virage dominant la vallée du Loup, panorama sur les Baous et la vallée (arrêt 6). Rejoindre le lit du Loup à Vallon Rouge ; il est possible de recouper toute la série jurassique du « Purbeckien » à l'Hettangien, en remontant le cours du Loup par la D6 (arrêt 7), la partie inférieure du Jurassique moyen est plusieurs fois faillée.

De Vallon Rouge dans les sables de l'Éocène inférieur, à la Colle-sur-Loup, la D6 empreinte la vallée du Loup et recoupe le Jurassique supérieur-« Purbeckien », le Crétacé et l'Éocène à la chapelle Saint-Donat, puis le Pliocène à la Colle-sur-Loup ; les marnes et conglomérats pliocènes ennoient des anciens reliefs : le Canadel, qui fut une abbaye, est établi sur un lambeau de Jurassique coincé entre deux failles et conservé en relief au milieu du Pliocène érodé (arrêt 8).

Entre la Colle-sur-Loup et Saint-Paul, la D7 suit le Pliocène en contrebas du paléorelief formé par les calcaires du Jurassique supérieur exhumés par l'érosion ; à Saint-Paul, le Crétacé et l'Éocène affleurent à gauche en montant à la fondation Maeght (musée), le long d'un chemin dominant la route (arrêt 9).

De Saint-Paul à Vence, la route recoupe l'Éocène et le Jurassique supérieur dont les failles sont scellées par les marnes et conglomérats du

Pliocène ; le contact du Pliocène avec son substratum redressé et tectonisé peut être observé (arrêt 10) le long de la D236 de Vence à Cagnes-sur-Mer, à quelques dizaines de mètres du carrefour des routes de Vence et de Saint-Paul.

• **Le Crétacé et l'Éocène, circuit du synclinal de Vosgelade et du Val Estrech.** À Vence, prendre la D36 menant à Cagnes-sur-Mer en recoupant le Crétacé supérieur C1b-C1c-2 à l'Est de Vence, puis descendre à Vosgelade en traversant les grès et les calcaires à nummulites du flanc ouest du synclinal ; traverser le cœur du synclinal ; remonter la série du flanc est jusqu'au contact Éocène-Crétacé bien observable au niveau du virage en coude (arrêt 11) avant de descendre vers Poutaouchoun, en recoupant les grès à silex C2, puis les calcaires à orbitolines C1b-C1c-2 et les marnes bleues n6-C1a qui affleurent peu.

Revenir au cœur du synclinal et longer le centre de rééducation, puis descendre vers la station d'épuration : le chemin (arrêt 12) recoupe les calcaires à Nummulites, les grès meuliérisés à silex et *microcodium* éocènes reposant sur les argiles crétacées des berges et dans le lit du torrent.

Reprendre la route et se diriger vers Saint-Lambert, le Pra Julian et l'école Freinet ; la route traverse les calcaires à nummulites, les marnes et les grès de l'Éocène, les grès à silex C2, les calcaires à orbitolines C1b-C1c-2, dans les lacets de la route au-dessus du Poutaouchoun.

De l'école Freinet à Sainte-Colombe, la route emprunte les niveaux marneux qui terminent l'Éocène ; retour à Vence dans les molasses brunes et les marnes gréseuses du Miocène.

Le Crétacé inférieur du Val Estrech : à Vence, prendre la D2210 menant à Saint-Jeannet ; elle passe devant la chapelle du Rosaire (décorée par Matisse) ; à Saint-Jeannet, au rond-point, prendre la route parallèle à la D18 menant à la Gaude ; à 500 m à droite après le rond-point, emprunter la piste qui descend à une ferme établie sur le versant d'un ravin menant à la Cagne : le Crétacé inférieur affleure dans le ravin (arrêt 13), formé de quelques mètres de calcaires fossilifères n2-3, n3-4, n6-C1a.

• **L'Éocène et l'Oligocène, circuit des Terres Blanches et de la Vanade.** Au Plan, prendre la D2085 menant à Villeneuve-Loubet ; après le Colombier, tourner en direction des Terres Blanches. Dans ce secteur (arrêt 14), divers chemins et petites routes parcourent les marnes et les calcaires à nummulites, et le contact stratigraphique de l'Éocène et du Jurassique supérieur est marqué par la réduction ou l'absence des grès de base. À Vaugailière, dans un virage accentué de la D2085 (arrêt 15), conglomérat de Gouargo de l'Éocène terminal.

Prendre la route menant des Terres Blanches à la Vanade ; elle recoupe des reliefs à ossature jurassique ennoyés par l'Éocène, puis elle entre dans les tufs oligocènes. La route carrossable est prolongée par une piste qui descend dans les andésites ; délaissant la piste, prendre le chemin de l'ancienne carrière (arrêt 16) où affleurent des faciès variés de roches volcano-sédimentaires, blocs, cendres... Revenir à la piste descendante qui atteint d'autres carrières, cette fois dans le « Purbeckien » ; le contact entre l'Éocène et son substratum calcaire peut être observé dans de très bonnes conditions (arrêt 17) ; les grès de base sont extrêmement réduits ou manquent. En continuant la piste, on recoupe les différents faciès des calcaires et marnes à nummulites qui viennent buter (arrêt 18) contre un relief constitué de tufs andésitiques formant une falaise ; ce second affleurement de terrains volcano-sédimentaires est la prolongation vers le Nord, de la masse principale des tufs du Terme Blanc.

Retour aux Terres Blanches et au Plan.

• **Le Miocène, de Vence au Caire.** Les marnes du Miocène affleurent de façon discontinue entre Vence et Saint-Jeannet, le long de la D2210 ; de bons affleurements des différents faciès molassiques existent dans Vence et à la sortie ouest de la ville, le long de l'ancienne voie ferrée aujourd'hui D2210a.

À la Valière, dans les virages de la D2210 avant d'arriver à Tourrettes-sur-Loup, (arrêt 19) la base de la molasse miocène renferme des amas d'andésites (remaniement ? ou dépôt contemporain ?).

À Tourrettes-sur-Loup, le contact entre le Miocène et son substratum jurassique peut être observé le long de la D2210 à la sortie ouest du village (arrêt 20). Autour du village, plusieurs faciès molassiques existent : une molasse grise, claire, massive, peu ou pas stratifiée, qui affleure bien au Nord-Ouest de Tourrettes-sur-Loup ; une molasse rousse en petits bancs, qui affleure dans le village ; une molasse rousse plus argileuse, souvent difficile à séparer des marnes qui affleurent bien en montant au Caire.

Coupe d'ensemble du Miocène entre Tourrettes-sur-Loup et le Caire. En quittant le village, la route monte dans des molasses et des marnes miocènes chevauchées par un anticlinal couché (les Virettes), dont le cœur jurassique est traversé par deux virages en lacets très serrés. Au-delà des lacets, la route recoupe les molasses rousses, puis les molasses grises qui forment une première barre très massive dans la topographie. Le passage de cette barre est marqué par des virages assez prononcés, suivis d'un large replat qui correspond à des molasses rousses et des marnes, d'abord molassiques, puis de plus en plus argileuses formant les versants du vallon des Costes. Au fond du vallon, la route s'élève brutalement par une

succession de virages serrés à la traversée d'une seconde barre carbonatée formée par les calcaires à algues et les conglomérats qui les recouvrent. À ce point (arrêt 21), la route atteint le replat du Caire établi dans les terrains du Trias supérieur et du Jurassique moyen de l'unité chevauchante des Baous. Panorama sur la région niçoise, le littoral, l'avant-pays de Grasse-Cannes, le massif de Tanneron.

ITINÉRAIRE III - L'AUTOCHTONE ET LES ÉCAILLES DE L'ARC SUBALPIN DE CASTELLANE

L'excursion traverse les séries autochtones de Grasse et de Saint-Vallier-de-Thiery, puis les écailles de la Malle-Doublier et de Caussols ; retour à Pré-du-Lac, en recoupant à nouveau les séries de Caussols et de l'autochtone. Cet itinéraire donne un aperçu sur les variations de faciès des séries mésozoïques ; les formations tertiaires sont peu concernées.

Les terrains de la couverture peu ou pas décollée, entre le Tignet et Saint-Vallier-de-Thiery.

• **Le Trias, de Peymeinade à Grasse.** Au Tignet, prendre les pistes qui vont au domaine de la Grange Neuve, ou emprunter le GR51.E7 « Balcons de la Côte d'Azur » (arrêt 1) dans les grès t1-3, les marnes à évaporites et dolomies t3-5a ; voir également les grès à la forêt de Peygros.

La D2562 du Tignet à Peymeinade et Grasse parcourt un talus correspondant aux terrains du Trias moyen et supérieur ; le contact entre les calcaires t3-5d et les marnes t5-6a est visible à Maupas (arrêt 2), le long de la D2562 et sous le Tignet, marqué par un banc de dolomies claires.

Traverser Grasse et dans le centre ville, prendre la montée vers le plateau Napoléon par la N85 ; dans la vieille ville de Grasse (arrêt 3), voir les travertins quaternaires qui forment le relief affleurant près de l'église.

• **Le Lias et le Jurassique, de Grasse à Saint-Vallier-de-Thiery.** Sous le plateau Napoléon, à la sortie de Grasse, la route longe le Rhétien t7b, la falaise de Lias l1, puis traverse un vallon avant d'atteindre la route de Cabris ; plusieurs carrières sont ouvertes dans les calcaires à chailles et calcaires bioclastiques j2-3a du Bathonien inférieur et moyen (arrêt 4) ; de bons affleurements dans le Lias et le Bathonien peuvent être parcourus le long de la D111 dans les virages de Saint-Christophe et de Super Grasse, puis le long de la N85 (arrêt 5).

Prendre la D11 menant à Cabris ; au départ, calcaires et argilo-calcaires j3b et j3c-d, du Bathonien supérieur ; à partir du golf de clos Amic, la route

longe l'Hettangien l1 ou le Rhétien t7b jusqu'à Cabris, et quelques replis dans les calcaires du Bathonien.

À Cabris, gagner la D4 conduisant à Saint-Vallier-de-Thieu ; au départ de Cabris, sous la ligne électrique, la série jurassique présente des replis très serrés, puis en atteignant la crête, de larges affleurements (arrêt 6) de dolomies bathoniennes j3d et de calcaires et dolomies récifales du Jurassique supérieur. Entre le virage situé sur la crête et Saint-Vallier-de-Thieu, la D4 recoupe deux fois la série du Jurassique moyen-supérieur ; le redoublement est dû à une faille inverse N105, très peu inclinée vers le Nord, qu'on peut observer au niveau des Oudines.

• **Le « Purbeckien », le Crétacé et l'Éocène de Saint-Vallier-de-Thieu.** En arrivant à Saint-Vallier-de-Thieu, avant de rejoindre la N85, la D4 traverse de larges surfaces (arrêt 7) occupées par les calcaires récifaux massifs j6b-7a du Jurassique supérieur, puis par les calcaires bien lités du « Purbeckien » j7b-n1-2. Dans le village de Saint-Vallier-de-Thieu, plusieurs petites failles synsédimentaires sans doute d'âge crétacé inférieur, orientées N-S, les décalent avec leur couverture discontinue de terrains crétacés n2-5 (affleurant plus ou moins bien vers le cimetière). Le replat de Saint-Vallier-de-Thieu est occupé par le Crétacé supérieur (Albien-Cénomaniens) qui affleure au Nord-Ouest du village, entre Sainte-Anne et le Puas. L'Éocène (et le Miocène, qui affleure peu) peut être recoupé à la sortie du village en direction de Castellane. Les terrains du Tertiaire affleurent dans de meilleures conditions à la ferme de Fontmichel (arrêt 8) : prendre le sentier qui part du col du Pilon et qui monte à la Gardette, traversant le « Purbeckien », les calcaires gréseux de l'Éocène et les tufs andésitiques de l'Oligocène, plusieurs fois faillés, puis au-dessus de la ferme, le Crétacé inférieur n2-5 et son substratum « Purbeckien ».

Les séries mésozoïques replissées, chevauchantes, du front de l'arc subalpin de Castellane.

• **Les unités de la Gardette, de la Malle-Doublier et de Caussols.** Elles forment l'arrière-pays montagneux dominant le replat de Saint-Vallier-de-Thieu ; pour les recouper, prendre la route D5 de Caussols, immédiatement à la sortie nord du village. Après la traversée des séries jurassiques de la Gardette qui forment un pli anticlinal plus ou moins couché et chevauchant vers le Sud, s'arrêter au col de Ferrier (arrêt 9) dans les calcaires et dolomies récifales j6b-7a du Jurassique terminal de l'unité de la Malle-Doublier ; gagner la carrière de calcaires lithographiques en plaquettes de Ferrier, considérés comme un faciès de lagon interne dans l'édifice récifal.

Du col de Ferrier, en continuant vers le Nord, la D5 traverse la série jurassique (dépourvue de Lias), puis un vallon très marqué qui correspond

au contact chevauchant de l'unité de Caussols. Au niveau de la bifurcation entre D5 et D12 de Caussols, la base de l'unité chevauchante est fracturée par un important décrochement dextre N160 que l'on suit depuis la montagne de Thiey au NNW jusqu'au Doublier au SSE ; ce décrochement est relayé au Sud-Est par des accidents de direction voisine jusqu'à Grasse. Au-delà de cet accident, la D12 recoupe la série jurassique moins dolomitisée de l'unité de Caussols, puis le Crétacé inférieur (qui affleure en direction de Canaux, en dehors du territoire de la feuille ; voir Roquesteron à 1/50 000).

Avant de rejoindre la D12 qui parcourt le toit de Caussols, prendre la route secondaire plus au Sud qui parcourt des paysages de dolomies ruiniformes, véritable chaos dû à l'érosion différentielle des calcaires et dolomies j6b-7a du Jurassique supérieur (arrêt 10) ; au Sud de la route, l'horizon est occupé par les sommets de Caussols et du Haut Montet (dans les calcaires bathoniens) et ceux de la Colle du Maçon (dans les calcaires en dalles du Callovien et de l'Oxfordien) ; au Nord de la route, l'horizon est barré par les reliefs peu accidentés de l'unité chevauchante de l'Audibergue où sont édifiées les coupoles de l'observatoire de Calern (établis sur les calcaires du Bathonien et du Callovien). Entre les deux reliefs, la dépression est occupée par les marno-calcaires du Crétacé supérieur (Cénomanien pour l'essentiel). Rejoindre à l'Est la route D12 de Gourdon à Caussols, et monter jusqu'au replat (arrêt 11) ; voir les différents faciès du « Purbeckien » j7b-n1-2 et le toit de la formation au contact avec le Crétacé inférieur ; en prenant la D12 qui va vers Saint-Lambert, s'arrêter à l'Embut de Caussols (arrêt 12) dont le réseau de galeries, long de plusieurs kilomètres, débouche dans la vallée du Loup à la source du Revest près de Bramafan, au Nord de Pont du Loup.

• **L'unité de Caussols et l'autochtone, entre Gourdon et Pré du Lac.** La D12 descend à Gourdon, d'abord sur le versant sud du vallon de Pierre Feu, en recoupant les calcaires bien stratifiés du « Purbeckien » j7b-n1-2, les calcaires construits massifs et les dolomies récifales j6b-7a, puis les calcaires fossilifères (ammonites) en bancs réguliers du Kimméridgien et de l'« Argovien » j5b-6a ; ces divers faciès sont également bien visibles sur le versant nord du vallon. Après un virage accentué, la route traverse le talweg (point coté 964 m) : à cet endroit (arrêt 13) affleurent des argilo-calcaires très minces et des calcaires rognoneux glauconieux fossilifères j4-5a caractérisant la limite Callovien-Oxfordien. Puis la D12 emprunte le versant nord du talweg et descend dans la série du Callovien j4-5a puis du Bathonien j3c-d. Elle traverse ensuite le plan de chevauchement de l'unité de Caussols puis une unité intermédiaire entre Caussols et l'autochtone de Gourdon, formée de replis de terrains jurassiques discordants sur le Crétacé supérieur de l'autochtone.

Gourdon (arrêt 14). L'entablement de Gourdon est installé sur le toit des calcaires « purbeckiens » j7b-n1-2 dont les bancs réguliers et les différents faciès peuvent être vus le long de la D3 qui mène à Pré du Lac, ou le long du sentier (Chemin du Paradis) qui descend à Pont-du-Loup. Le contact entre « Purbeckien » et Crétacé inférieur affleure de façon discontinue entre Gourdon et la vallée du Loup, vers le NNE en direction de Bramafan, la D3 suivant le contact entre les deux formations ; de bons affleurements de marno-calcaires du Crétacé inférieur n2-5 peuvent être observés au débouché du vallon de la Carbonnière, à l'Ouest de Gourdon, près des réservoirs.

Depuis Gourdon, le panorama est un des plus beaux des Alpes-Maritimes, avec d'Est en Ouest : le Rhétien et le Jurassique du pic de Courmettes chevauchant le Jurassique et le Tertiaire discordant de l'autochtone, entaillés par la vallée du Loup, tout l'avant-pays d'Antibes, Cannes, Grasse et le littoral jusqu'au massif de Tanneron et de l'Estérel, les pentes marneuses du Trias à Bar-sur-Loup et Pré du Lac, les calcaires tabulaires du Jurassique autochtone du Rouret et de la Sarrée, le chevauchement de Caussols ; au Nord, dominant Gourdon, le chevauchement de Cavillone qui prolonge celui de l'Audibergue.

En descendant de Gourdon à Pré du Lac, la D3 recoupe les calcaires récifaux et les dolomies j6b-7a du Jurassique supérieur ; quelques belles vues sur le site perché de Gourdon. La série jurassique est ensuite envahie par la dolomitisation jusqu'aux carrières de la Sarée. Ces carrières (arrêt 15) exposent les différentes formations du Bathonien supérieur : marnes noires j3b, calcaires à rhynchonelles, argilo-calcaires et calcaires bioclastiques j3c, calcaires à oncolites j3d. En quittant les carrières, la route traverse le large replat de la Sarrée où une riche faune de rhynchonelles a été trouvée, puis elle recoupe les calcaires à chailles j2-3a du Bathonien inférieur et moyen, discordants sur les dolomies claires de l'Hettangien l1. Jusqu'à Pré du Lac, les pentes plus douces sont établies dans le Rhétien t7b et le Trias marneux à évaporites t5-6b.

ITINÉRAIRE IV - GORGES DU LOUP, PIC DE COURMETTES

La D6, au Nord de Pont-du-Loup, entre dans les gorges du Loup et recoupe l'ensemble de la série (arrêt 1) du Rhétien au Crétacé inférieur ; la limite entre les calcaires lités du « Purbeckien » et les marno-calcaires du Crétacé inférieur se situe en dehors des limites de la feuille (voir Roquesteron à 1/50 000). Continuer jusqu'à Bramafan puis prendre la D503 menant à Courmes. Le sentier GR51.E7 conduit de Courmes au replat de Courmettes ; au virage de la piste (point coté 876 m), descendre vers le Nord (arrêt 2) en direction du rebord de la falaise surplombant les gorges du Loup et recouper le Tertiaire (Miocène supérieur). Remonter vers

le point coté 876 m et emprunter la piste qui descend du virage vers le Sud, (arrêt 3) en direction du Rhétien (t7a, t7b) ; une riche faune de vertébrés a été trouvée dans cette falaise.

Rejoindre la piste qui mène au domaine de Courmettes ; à l'aplomb de la falaise du Rhétien, un poteau indicateur signale le départ du sentier conduisant au pic de Courmettes (arrêt 4). Se rencontrent successivement : les marnes, calcaires roux et dolomies du Rhétien, les dolomies, calcaires argileux et calcaires du Bathonien (dans la végétation), les calcaires lités du Callovien (au sortir de la végétation), la limite entre Callovien et Oxfordien (qui correspond à un large replat dans ces calcaires lités), les calcaires lités en bancs plus épais de l'« Argovien » et du Kimméridgien (jusqu'au sommet du pic de Courmettes) ; quelques ammonites peuvent être trouvées.

Le panorama depuis le sommet est exceptionnel : à l'Est, l'Argentera, le mont Agel au-dessus de Monaco, l'arc de Nice, la vallée du Var, les Baous ; au Sud, l'avant-pays de Vence, d'Antibes, de Valbonne et de Cannes, les îles de Lérins, l'ensemble du littoral depuis le Var jusqu'au Tanneron ; à l'Ouest, le pays grassois, les unités subalpines du Doublier, de Caussols, du Cavillone ; au Nord, celles de l'Audibergue, du Cheiron, du Puy de Tourrettes (même unité que le Pic de Courmettes, prolongement de l'Audibergue).

L'excursion peut également être entreprise à partir du domaine de Courmettes ; pour y accéder, prendre la petite route du domaine au départ de la D2210, entre Tourrettes-sur-Loup et Pont du Loup.

ITINÉRAIRE V - LE TERTIAIRE DES ENVIRONS DE BIOT

L'accès s'effectue par la route du bord de mer N98 ou par la N7, puis la D4 au niveau de la gare de Biot (et de Marineland).

L'Éocène inférieur, gréseux, versicolore, affleure au niveau du golf de la Bastide du Roy, près de l'embranchement de la route conduisant à Sophia Antipolis, dans des carrières (arrêt 1) délimitées vers l'Ouest par un accident N-S qui se prolonge jusque vers Antibes et vers Biot où il est scellé par les dépôts du Pliocène.

En montant à Biot, le long de la D4, les molasses pliocènes sont bien visibles (arrêt 2) jusqu'au virage accentué dans le village ; ces grès ne sont pas affectés par les failles.

Traverser le village jusqu'à l'embranchement de la chapelle Notre-Dame établi dans l'Éocène marneux et grésocalcaire ; quelques affleurements de calcaires jurassiques pointent (paléoreliefs) à travers les dépôts de l'Éocène.

Quitter la D4 et prendre la route de Saint-Julien dans les marnes de l'Éocène supérieur, puis dans les tufs de l'Oligocène ; monter jusqu'à la crête (arrêt 3) où sont bien exposés les blocs dans les tufs andésitiques. Ces matériaux scellent les sédiments éocènes, et sont repris par la tectonique miocène (affleurement dans le village de Biot, au Nord, sous les molasses miocènes).

ITINÉRAIRE VI - LE TOURISME GÉOLOGIQUE AU CAP D'ANTIBES

Malgré l'urbanisation, quelques affleurements intéressants méritent d'être visités.

Les dolomies du Lias (l1) à la batterie du Grillon en bordure de mer (arrêt 1) présentent plusieurs faciès, dolomitiques, stromatolitiques, granulaires, rognoneux, avec des marnes vertes ou violacées, et des microconglomérats.

Le Lias (l1) et la limite Lias-Jurassique au Sud de la villa Eilenroc, au bord de la mer (arrêt 2).

À partir de ces affleurements, prendre le sentier qui longe la mer et rejoint la Garoupe où affleurent les grès et les calcaires à nummulites de l'Éocène (arrêt 3).

La base du Jurassique supérieur a livré de nombreuses rhynchonelles en bordure de mer (arrêt 4), au Sud de la Pointe Bacon.

Depuis le phare de la Garoupe, panorama intéressant sur tout l'arrière-pays, depuis les chaînons dominant Saint-Vallier-de-Thiey et Grasse, les gorges du Loup et le pic de Courmettes, jusqu'aux Baous de Vence, aux chaînons de Nice, Monaco et de l'Italie ; en arrière-plan, le dôme permien de Barrot et le socle de l'Argentera.

ITINÉRAIRE VII - LE CADRE NATUREL DE LA VILLE DE CANNES

Le cadre naturel de la ville et de la baie de Cannes

Cannes, ville touristique prestigieuse, doit d'abord sa renommée à son site urbain pittoresque ainsi qu'au superbe écrin paysager de sa baie. De l'un des points hauts, tels que la colline du Suquet, la Croix des Gardes, ou Super-Cannes, on embrasse un vaste panorama qui permettra de distinguer dans le paysage les diverses entités géologiques locales.

Le site urbain de Cannes

La colline du Suquet, qui domine le vieux port et sur laquelle est établi le vieux Cannes, culmine à 45 m d'altitude. C'est un appendice du massif gneissique de la Croix des Gardes (164 m d'altitude), constitué des mêmes gneiss leptynitiques migmatitiques œillés (gneiss de Cannes). Ils affleurent au hasard des rues (description détaillée : itinéraire I, arrêt 1, les rochers de la Bocca).

Le Bois de la Maure, ou Super-Cannes (240 m d'altitude) fait face à la Croix des Gardes et est constitué des mêmes gneiss œillés. Entre-eux et sur la Croisette, s'étend le synclinal secondaire de Cannes (Palausi, 1966a), support de la ville moderne qui, en fait, le masque presque entièrement. C'est une cuvette de terrains calcaires du Trias et du Lias inférieur, à grand rayon de courbure et d'axe NE-SW, qui est encastrée entre les deux massifs gneissiques. Elle résulte de l'adaptation de la couverture secondaire à la tectonique cassante tardive des bordures des massifs gneissiques. Ce synclinal passe vers le Nord à la couverture « tégumentaire » qui drappe les deux massifs gneissiques, avec toutefois quelques disharmonies au niveau du Pézou sur le revers nord du Bois de la Maure.

Au pied du Suquet, au niveau du vieux port et de la tranchée de la voie ferrée, le Secondaire recouvre des sédiments permien conservés dans de petits fossés tectoniques. On retrouve aussi ce Permien sur la côte est de la Croisette.

Le cadre naturel de la baie

Le Sud-Ouest de la baie de Cannes (ou Golfe de la Napoule) montre la terminaison du massif rhyolitique de l'Estérel, aux sommets découpés, joyau de la baie. Elle est composée de rhyolites ignimbritiques et de tufs volcaniques, ces derniers appartenant aux flancs du volcan de Maurevieille. À la Napoule, le sommet arrondi de San Peyre (131 m d'altitude), proche de la mer, correspond à un dôme de rhyolite fluidale. Vers le Nord, l'abaissement topographique du couloir du Riou de l'Argentière marque la limite faillée avec le massif de Tanneron (515 m d'altitude). Celui-ci, plus sombre et d'aspect plus massif, présente des surfaces sommitales peu inclinées. La plaine de la Siagne, large de 1 à 3 kilomètres, sépare ensuite le massif de Tanneron proprement dit des petits massifs cristallins satellites situés plus à l'Est avec, parmi ceux-ci, le massif de la Croix des Gardes. La plaine de la Siagne est une plaine alluviale littorale à fond plat accidentée à l'Est par des collines pliocènes boisées, dont la butte isolée de Saint-Cassien. À l'Est, la Croisette, puis les îles de Lérins, formées de strates calcaires, qui font suite au synclinal de Cannes, ferment la baie qu'elles séparent du Golfe-Juan.

Des points hauts, on pourra aussi apercevoir, vers le Nord, le front montagneux des plans de Grasse, qui dominent l'avant-pays littoral de près d'un millier de mètres. On y distinguera notamment l'entaille grandiose de la gorge du Loup.

GLOSSAIRE

Accrétion : augmentation du volume d'un corps par adjonction de matière extérieure.

Aphyrique : roche magmatique qui ne présente pas de phénocristaux.

Amphibolite : roche constituée d'amphibole (hornblende) et de plagioclase, qui résulte du métamorphisme moyen à fort d'une roche basique (basalte, gabbro).

Arkose : grès contenant au moins 25 % de feldspaths.

Barrowien : type de métamorphisme de moyenne pression caractérisé pour les roches alumineuses par l'association de haut degré staurotide-disthène (sillimanite).

Biocénose : ensemble des organismes vivant dans un même lieu (biotope).

Bioclaste : dans une roche, tout élément fossile, entier ou plus souvent en fragment, d'origine animale ou végétale, ayant été transporté ou non.

Biozone : division de base de la biostratigraphie fondée sur le contenu en fossile.

Construction stromatolithique (ou stromatolitique) : construction discoïde ou mamelonnée due à des Cyanophycées (Algues bleues).

Cryoclastique : roche dont la fragmentation résulte de l'action du gel et du dégel.

Enallogène : se dit d'enclaves d'une roche magmatique, d'origine étrangère au magma.

Épifaune : ensemble des organismes vivant à la surface du sédiment marin, par opposition à l'endofaune vivant à l'intérieur du sédiment marin.

Faciès : catégorie dans laquelle on peut ranger une roche ou un terrain, et qui est déterminée par un ou plusieurs caractères lithologiques ou paléontologiques : faciès calcaire ; catégorie correspondant à un milieu ou à un domaine de sédimentation : faciès récifal, faciès profond.

Foreset beds : dépôts sur la pente frontale des deltas rejoignant les profondeurs.

Glacio-eustatique : variation du niveau planétaire des mers consécutive à un englacement ou à une déglaciation (pôles et calottes continentales).

Grès feldspathique : grès contenant entre 20 et 25 % de feldspaths.

Lithophage : s'applique aux organismes qui creusent les roches dures, généralement pour s'y abriter.

Leptynite : gneiss essentiellement quartzo-feldspathique.

Migmatite : roche gneissique ayant subi à divers degrés une fusion partielle (migmatisation). Il en résulte la séparation de deux fractions : le leucosome quartzo-feldspathique à composition granitique et le mélanosome riche en biotite.

Olistolithe (ou olistolite) : gros blocs appartenant à une masse chaotique de terrains empruntés au front d'une nappe de charriage et qui sont emballés dans le sédiment en cours de dépôt.

Oncolithe (ou oncolite) : concrétion carbonatée concentrique de grande taille (jusqu'à 10 cm) d'origine biogénique.

Onlap : dispositif sédimentaire s'expliquant par une montée du niveau marin : en montant une pente, les couches les plus récentes débordent les plus anciennes.

Orthogneiss : gneiss d'origine granitique ; il peut présenter encore des minéraux ou des textures magmatiques originels.

Pélite : roche détritique à grain < 10 µm.

Poinçonnement (alpin) : phénomène physique par lequel un corps en pénètre un autre en le déformant. Il a été pris comme modèle pour expliquer les déformations de plaques lithosphériques entrant en collision, et comportant des continents aux marges non parallèles ; l'affrontement des continents se fera d'abord selon des zones localisées et un promontoire de l'un d'eux pourra affecter l'autre comme un poinçon.

Progradation : phénomène d'avancée des terres sur le domaine marin par apport sédimentaire.

Pyroclastique : caractère des fragments de roche magmatique éjectés par les volcans et dont l'accumulation donne des roches pyroclastiques (cendres, lapillis, tufs, ignimbrites).

Pyroméride : rhyolite fluidale contenant des sphérolites de dévitrification. Terme autrefois employé dans la géologie provençale.

Raccourcissement : diminution de la longueur ou de la largeur d'un ensemble géologique par plissement ou charriage.

Régression forcée : régression de la mer accompagnée d'une chute du niveau marin et progradation des terres en période de bas-niveau marin.

Sphérolite : masse sphérique, de quelques millimètres à quelques centimètres, à structure fibroradiée.

Topset beds : dépôts subhorizontaux sommitaux des deltas.

Texture : organisation des minéraux constituant une roche : texture felsitique : arrangement de fins cristaux d'orthose fibreuse et de quartz dans une rhyolite ; texture perlitique : roche volcanique vitreuse montrant de petites perles de verre de quelques millimètres, associées à des fissures courbes ; texture vitroclastique de bulle : caractérisée par des échardes de verre en X et Y, elle se forme par fragmentation de parois de bulles sphériques dans un magma vésiculé ; texture vitroclastique de canaux : caractérisée par des échardes en L, H, K, elle se forme à partir de la fragmentation de bulles cylindriques (canaux).

Tuf volcanique : roche formée par accumulation de projections volcaniques en éléments de taille comprise entre 2 et 64 mm ; agglomérat et brèche, éléments > 64 mm, respectivement arrondis et anguleux ; cinérite < 2 mm.

Tuffite : roche volcano-sédimentaire contenant au moins 50 % de débris pyroclastiques fins réunis par un ciment argileux ou calcaire et consolidée dans l'eau.

Varisque : nom du cycle orogénique primaire allant du Silurien au Carbonifère (450-290 Ma). Le cycle hercynien *s.s.* ne correspond qu'à sa partie Carbonifère.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ATROPS F. (1982) - La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres Orthosphinctes et Ataxioceras. Thèse Doct. d'État, Univ. Claude Bernard, Lyon. *Doc. Lab. Géol. Lyon* n° 83, 463 p., 64 fig., 54 tabl., 45 pl.

- AUDRA P., FOLLEAS C., GIMENEZ B., HOF B., SOUNIER J.P. (2002) - Spéléologie dans les Préalpes de Grasse. Edisud, Aix-en-Provence, 180 p.
- AUTRAN G. (1989) - L'évolution de la marge nord-est provençale (arc de Castellane) du Valanginien moyen à l'Hauterivien à travers l'analyse biostratigraphique des séries de la région de Peyroules : séries condensées, discontinuités et indices d'une tectogenèse distensive. *Paléobiologie*, Thèse Doct. d'Univ., univ. Nice – Sophia-Antipolis, 232 p.
- AUTRAN G., DELANOY G. (1987) - Mise en évidence d'un niveau à ammonites aptiennes dans la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France). Conséquences paléogéographiques. *Géobios*, 20, 3, p.415-422.
- AVRIL G. (1989) - Paléogéographie et paléoenvironnements de dépôt du Trias détritique du Sud des Alpes françaises (partie orientale du « Bassin » du Sud-Est). Thèse Doct. d'Univ., univ. Nancy I, 225 p.
- BAISSAS P. (1984) - Hydrogéologie karstique des Alpes-Maritimes. *Karstologia*, 3, p. 70-75.
- BAUBRON J.C. (1974) - Étude de l'évolution magmatique des formations calco-alkalines tertiaires de Provence et de Haute Provence par la géochimie du rubidium et du strontium. Rapport BRGM, n° 074 SGN 03 LAB, 37 p.
- BAUBRON J.C. (1984) - Volcanisme du Sud-Est de la France. *In* Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. BRGM*, n° 125, p. 514-517.
- BELLAICHE G. (1969) - Étude géodynamique de la marge continentale au large du massif des Maures (Var) et de la plaine abyssale ligure. Thèse Doct. d'État, Univ. Paris, 221 p.
- BELLAICHE G., IRR F., LABARBARIE M. (1976) - Découverte de sédiments marins finis oligocènes-aquitaniens au large du massif des Maures (canyons des Stoechades). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 283, n° 4, p. 319-322.
- BELLON H., BROUSSE R. (1971) - L'âge oligo-miocène du volcanisme ligure. *C.R. Acad. Sci. Paris*, série D, t. 272, p. 3109-3111.
- BELLON H. (1981) - Chronologie radiométrique (K-Ar) des manifestations magmatiques autour de la méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. *In* : Wezel F.C. (Ed), *Sedimentary basins of mediterranean margins*. Proc. Int. Conf. Urbino Univ., 20-22 October 1980, p. 341-360.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.-C., AUBRY M.-P. (1995) - A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. *Geochronology Times Scales and Global Stratigraphy*, SEPM Special Publication n° 54, p. 129-212.
- BERGGREN W.A., MILLER K.G. (1988) - Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropal.*, vol. 34, n° 4, p. 362-380.

- BERTRAND L. (1943) - Les chaînons et hauts plateaux provençaux du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes et des régions avoisinantes des Basses-Alpes et du département du Var. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 22, 3-4, n° 49, p. 1-90, pl. 1-4.
- BIGOT-CORMIER F. (2002) - La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-ligure : arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine. Thèse Doct. d'Univ., univ. Nice – Sophia-Antipolis, 347 p.
- BIZON G, BIZON J.-J. (1972) - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen. Oligocène à Quaternaire. Dijon : Technip édit., 316 p.
- BLONDEAU A., BORDET P., GINSBURG L. (1968) - Observations nouvelles sur l'Éocène marin de la région de Vence (Alpes maritimes). *C.R. somm. S.G.F.*, 4, p. 114-115.
- BODELLE J. (1972) - Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse Doct. d'État, univ. Nice , 582 p.
- BODELLE J., GOGUEL J., MENNESSIER R.G, MONTENAT C., GINSBURG L. (1980) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Roquesteron (972). Orléans : BRGM. Notice explicative par Ginsburg L. et Montenat C. (1980), 35 p.
- BOILLOT G. (1984) - Les Marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Paris : Masson édit., 342 p.
- BOLLI H.M., SANDERS J.B., PERCH-NIELSEN K. (1985) - Plankton stratigraphy. Cambridge University Press.
- BONIFAY E., BORDET P., GINSBURG L., MENNESSIER G. (1970) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Grasse-Cannes (999), 1^{ère} édition, Orléans : BRGM. Notice explicative par Bonifay E., Bordet P., Ginsburg L., Mennessier G. (1970), 11 p.
- BORDET P. (1961) - Sur la géologie du massif de Tanneron (Var et Alpes Maritimes). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 252, p. 913-915.
- BORDET P. (1966a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Fréjus-Cannes (1024), 1^{ère} édition - Orléans : BRGM. Notice explicative par Bordet P., Mennessier G, Gueirard S.
- BORDET P. (1966b) - L'Estérel et le massif de Tanneron. Géologie régionale de la France, Paris : Hermann édit., 114 p.
- BORDET P., GINSBURG L., GUEIRARD S., MENNESSIER G. (1967) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Antibes (237), 3^{ème} édition, Orléans : BRGM. Notice explicative par Bordet P., Ginsburg L., Gueirard S., Mennessier G. (1967), 12 p.

- BOSSE V. (2000) - Contraintes temporelles dans le processus d'exhumation de la chaîne hercynienne : étude thermochronologique dans le massif Armoricaïn et le massif des Maures - Tanneron. Thèse Doct. d'Univ., univ. Nice, 275 p.
- BOUCARUT M. (1971) - Étude volcanologique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse Doct. d'État, Univ. Nice, 2 t., 487 p.
- BOURGEOIS R, CACAN C., MONNET M., TOFANI R. (1975) - Les fonds marins du Golfe Juan (A.M.) ; un modèle sédimentologique ou un cas particulier ? Perspectives d'aménagement. Thèse Doct. d'État, univ. Nice, 292 p., 32 planches h.t.
- BOYET M., LAPIERRE H., TARDY M., BOSCH D., MAURY R. (2001) - Nature des sources des composants andésitiques des Grès de Taveyannaz. Implications dans l'évolution des Alpes occidentales au Paléogène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, 4, p. 487-501.
- BUSCAIL F. (2000) - Contribution à la compréhension du problème géologique et géodynamique du massif des Maures : le métamorphisme régional modélisé dans le système KFMASH - analyse paragénétique, chémiographique, thermobarométrique, géochronologie Ar/Ar. Thèse Doct. d'Univ., univ. Montpellier 2, 129 p., annexes.
- CAMPREDON R. (1972) - Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. Thèse Doct. d'État, univ. Nice, 2 t., 539 p.
- CAMPREDON R., BOUCARUT M. (1975) - Guide géologique régional : Alpes-Maritimes, Maures, Estérel. Paris : Masson édit., 175 p.
- CAMPREDON R., GIGOT P. (1984) - Le Néogène : bassin niçois et varois. *In* Synthèse géol. du Sud-Est de la France, *Mém. BRGM*, n° 125, p. 499-501.
- CANDE S.C., KENT D.V. (1992) - A new geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journ. Geophys. Research*, vol. 97, n° B10, p. 13917-13951.
- CATALIOTTI-VALDINA J. (1987) - Découverte d'une malacofaune de faciès astien dans le golfe pliocène niçois (la Colle-sur-Loup, Alpes-Maritimes, France). *Rev. Paléobiologie*, 6, 2, p. 325-340.
- CHAUMILLON E. (1992) - Synthèse de l'évolution tectonique de la marge ligure d'après de nouvelles données de la sismique réflexion monotrace. Mémoire de D.E.A., univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 31 p., 14 pl. h.t.
- CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O., VUICHARD J.P. (1986) - Deformation and motion in the Western alpine arc. *Tectonics*, 5, p. 215-226.
- CITA M.B. (1975) - Planctonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *Riv. Ital. Paleontol.*, 81, p. 527-544.

- CITA M.B., CAPOTONDI L., ASIOLI A. (2005) - The Tyrrhenian stage in the Mediterranean: definition, usage and recognition in the deep-sea records. A proposal. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 16, p. 297-310.
- CLAUZON G. (1978) - The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Palaeogeographic implications. *Marine Geology*, 27, 3-4, p. 231-246.
- COMBES Ph. (1984) - La tectonique récente de la Provence occidentale. Microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relation avec la sismicité. Thèse 3^e cycle Géophysique, Strasbourg, 182 p.
- CORSINI M., BOSSE V., FÉRAUD G., DEHOUX A., CRÉVOLA G. (2009) - Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed ⁴⁰Ar/³⁹Ar study (Tanneron Massif, SE France). *Int. J. Earth Sci.*, 2010, v. 99, 2, p. 327-341.
- COTILLON P. (1971) - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. BRGM*, 68, 313 p.
- COTILLON P. (1985) - Hauts-fonds de la marge nord-est provençale au Crétacé inférieur. Un exemple de contrôle tectonique et bathymétrique. In : Géodynamique des seuils et des hauts-fonds. *Bull. Sect. Sc., comm. Trav. Hist. Sc.*, Paris, t. IX, Géologie, p. 25-38.
- COTILLON P., LATREILLE G., MEIN P., RIO M. (1973) - Manifestations de mouvements tectoniques anté-oligocènes dans la partie sud de l'arc de Castellane ; les formations conglomératiques du bassin tertiaire du Jabron (Var). *C.R. Acad. Sci., Paris, série D*, t. 276, p. 2361-2364.
- COURME M.-D., MASCLE G. (1988) - Nouvelles données sur les séries oligomiocènes des unités siciliennes : conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n° 1, p. 105-118.
- CREGUT-BONNOURE E., DUBAR M., BEDEN M. (1986) - La faune de grands mammifères de Cassole (Cagnes-sur-Mer, Alpes-Maritimes) et son contexte géologique. Contribution à l'étude de l'environnement littoral niçois au Pléistocène inférieur et moyen. *Géol. méditerran.*, XII-XIII, 3-4, p. 137-145.
- CREVOLA G. (1977) - Étude pétrographique et structurale de la partie orientale du massif de Tanneron (Provence cristalline). Thèse de 3^e cycle, univ. Nice, 355 p.
- CREVOLA G., PUPIN J.P. (1994) - Crystalline Provence: Structure and Variscan Evolution. In J.D. Keppie: "Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas". Berlin: Springer Verlag édit., p. 426-441.
- CREVOLA G., PUPIN J.P., TOUTIN-MORIN N. (1991) - La Provence varisque : structure et évolution géologique anté-triasique. In A. Pique : « Les massifs anciens français ». *Sciences géol.*, Strasbourg, 44, 3-4, p. 287-309.

- CREVOLA G., SONNET P. (1984) - Une minéralisation fluorée stratiforme à déformations varisques dans le massif métamorphique de Tanneron (Provence cristalline). *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, 299, p. 805-809.
- DARDEAU G. (1983) - Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. Thèse Doct. d'Univ., univ. Nice, 391 p., 183 fig.
- DARDEAU G., GRACIANSKY DE P.C. (1987) - Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Estéron (Alpes-Maritimes) et conséquences géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, n° 6, p. 1207-1210.
- DARDEAU G., LAURIN B. (1982) - Les rhynchonelles du Bathonien du domaine provençal : liaison entre l'installation des peuplements et les modalités de la transgression bathonienne dans les Alpes-Maritimes. *Géobios*, n° 15, 4, p. 469-489, 12 fig., 1 pl.
- DARDEAU G., MARCHAND D., FORTWENGLER D. (1994) - Tectonique synsédimentaire et variations du niveau marin pendant le dépôt de la formation des Terres Noires (Callovien supérieur-Oxfordien moyen ; bassin du Sud-Est, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, II, p. 559-565, 2 fig.
- DARDEAU G., PASCAL A. (1982) - La régression fin-Jurassique dans les Alpes-Maritimes ; stratigraphie, faciès, environnements sédimentaires et influences du bâti structural dans l'arc de Nice. *Bull. BRGM*, 2, I, n° 3, p. 193-204, 6 fig., 2 pl.
- DAUPHIN Y. (1973) - La faune albiennaise de Gourdon (Alpes-Maritimes) : étude du remplissage et des structures internes des ammonites. *Trav. Lab. Paléontologie*, univ. Orsay, Paris, 116 p.
- DEB S. (1938) - Contribution à l'étude stratigraphique et pétrographique des roches tertiaires des Alpes-Maritimes. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 36, 114 p.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, 125, 615 p.
- DELANOY G. (1997) - Biostratigraphie des faunes d'Ammonites à la limite Barrémien-Aptien dans la région d'Angles-Barrême-Castellane. Étude particulière de la famille des Heteroceratidae (Ancyloceratina, Ammonoidea). *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, 12 : 1-270.
- DEMATHIEU G., GAND G., TOUTIN-MORIN N. (1992) - La palichnofaune des bassins permians provençaux. *Geobios*, n° 25, fasc. 1, p. 19-54.
- DEMOUX A., SCHÄRER U., CORSINI M. (2008) - Variscan evolution of the Tanneron massif, SE France, examined through U-Pb monazite ages. *Journ. Geol. Soc. London*, 165, p. 467-478.

- DETANG P. (1981) - Études des minéralisations fluorées de Fonsante (Var).
Thèse Doct. 3^{ème} cycle, univ. Nice, 137 p.
- DONZE P. (1958) - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la « fosse vocontienne » (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands Causses, Provence, Alpes-Maritimes). Thèse Doct. d'État, univ. Lyon et *Trav. Lab. Géol. Lyon*, n° 3, 221 p., 32 fig., 6 pl.
- DUBAR M. (1986) - Nouvelles données paléoclimatiques sur le Tyrrhénien des Alpes-Maritimes (France). *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, n° 25-26, p. 63-69.
- DUBAR M. (1987a) - Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, n° 1, p. 195-198.
- DUBAR M. (1987b) - Tectonique : Précisions sur la structure et le fonctionnement récent du fossé tectonique du Var inférieur (Alpes-Maritimes, France) d'après l'étude des déformations des terrasses quaternaires. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, sér. II, n° 3, p. 141-146.
- DUBAR M. (1989) - Les industries paléolithiques de la région de Nice et leur rapport avec la chronologie des terrasses quaternaires. *L'Anthropologie*, t. 92, n° 2, p. 603-612.
- DUBAR M. (1995) - Séquences de transition climatique en domaine lœssique et karstique dans la région de Nice (A.M., France), en rapport avec l'eustatisme. *Quaternaire*, 6, p. 99-105, 7 fig.
- DUBAR M. (2003) - The Holocene deltas of Eastern Provence and the French Riviera: geomorphological inheritance, genesis and vulnerability. *Geomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, 4, p. 248-263.
- DUBAR M., ANTHONY E.J. (1995) - Holocene Environmental Change and River-Mouth Sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research*, 43, 3, p. 329-343.
- DUBAR M., GAUTHRON M., GAGNEPAIN J., SEMAH F. (1999) - Le dispositif de transition Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur du delta du Var (Alpes-Maritimes) ; nouvelles données microbiostratigraphiques et paléomagnétiques. *Quaternaire*, 2-3, p. 73-82.
- DUBAR M., GUGLIELMI Y., FALGUERES C. (1993) - Néotectonique et sédimentation côtière quaternaires en bordure de l'arc subalpin de Nice (A.M., France). *Quaternaire*, vol. 3, n° 3-4, p. 105-110.
- DUBAR M., MICHAUX J., PICHARD S. (1981) - Contribution à l'étude des dépôts littoraux pléistocènes entre Antibes et Nice (A.M., France) ; nouvelles données biostratigraphiques dans la région de Cagnes-sur-Mer. *Bull. Mus. Anthrop. préhist. de Monaco*, n° 25, p. 19-31.
- DUBAR M., PEREZ J.L. (1989) - Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, sér. II, p. 1485-1490.

- DUBAR M., FABBRI O., GUGLIELMI Y. (2001) - Variations du niveau marin relatif au cours des deux derniers millions d'années sur le littoral des Alpes-Maritimes. Approche quantitative du soulèvement de l'Arc de Nice. *Revue d'Analyse Spatiale*, n° spécial 2001 « Tectonique active et Géomorphologie », p. 73-78.
- DUBAR M., INNOCENT C., SIVAN O. (2008) - Radiometric dating (U/Th) of the Lower marine terrace (Tyrrhenian, MIS 5.5) West of Nice (French Riviera). Morphological and neotectonic quantitative implications. *C.R. Geoscience*, 340, p. 723-731.
- DURAND M. (1988) - Le Trias détritique du « Bassin du Sud-Est ». Paléogéographie et environnement de dépôt. *Géologie alpine*, mém. h.s. n° 14, p. 69-78.
- DURAND M., AVRIL G., MEYER R. (1988) - Paléogéographie des premiers dépôts triasiques dans les Alpes externes méridionales : importance de la dorsale delphino-durancienne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 306, II, p.69-78.
- EL-HAMWI K. (1990) - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la basse vallée de la Siagne (Alpes-Maritimes, France). Application de la méthode géoélectrique. Thèse Doct. d'Univ., Nice, 185 p.
- ELTER F.M., CORSI B., CRICCA P., MUZIO G. (2004) - The South-Western Alpine foreland: correlation between two sectors of the variscan chain belonging to « stable Europe »: Sardinia-Corsica and the Maures Massif (South-Eastern France). *Geodinamica Acta*, 17, p. 31-40.
- ETIM O.N. (1989) - Prospection géoélectrique et étude hydrogéologique dans les basses vallées de la Cagne et du Malvan. Caractéristiques géoélectriques du Pliocène du « delta du Var » (Alpes-Maritimes, France). Thèse Doct. d'Univ., univ. Nice, 183 p.
- FAURE-MURET A., FALLOT P. (1954) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-Etienne de Tinée (920), 1^{ère} édition, Orléans : BRGM. Notice explicative par Faure-Muret A., Fallot P., Bordet P. (1954), 12 p.
- FERAUD G., RUFFET G., STEPHAN J.F., LAPIERRE H., DELGADO E., POPOFF M. (1995) - Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales : existence d'un événement magmatique bref généralisé. Séance spéc. de la Soc. géol. France « *Magmatismes dans le Sud-Est de la France* », p. 38.
- FRÖHLICH F., MARI G., MARI D. (2001). - Les silicifications hydrothermales à opale de Biot (Alpes-Maritimes). *Le Règne Minéral*, 40, p. 5-12.
- GAND G., DEMATHIEU G., BALLESTRA F. (1995) - La palichnofaune de vertébrés tétrapodes du Permien supérieur de l'Estérel (Provence. France). *Palaeontographica*, p. 97-139.
- GENNESSEAUX M., THOMMERET Y. (1968) - Datation par le radiocarbone de quelques sédiments sous-marins de la région niçoise. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, 10, p. 375-382.

- GEZE B., NESTEROFF W. (1963) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Menton-Nice (973). Orléans : BRGM, 15 p. Carte géologique par Gèze B. (1963).
- GILLI E., MANGAN CH., MUDRY J. (2004) - Hydrogéologie. Objets, méthodes, applications, Dunod (Paris). 203 p.
- GINSBURG L. (1964) - Un équivalent de la brèche de Carros dans la région de Pégomas et de Valbonne (Alpes-Maritimes). *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 277, t. LX, p. 85-91.
- GINSBURG L., IRR F. (1988) - Un *Plagiolophus* (Perissodactyla, Mammalia) dans l'Eocène des Alpes maritimes et l'âge de la régression nummulitique à l'Ouest du Var. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, 4^e série, 10, C, 1, p. 89-102.
- GINSBURG L., ARNAUD M., LARY CH., MONLEAU Cl. (1998) - Le Miocène du bassin de Vence (Alpes-Maritimes, France) : stratigraphie et paléogéographie. *Geodiversitas*, 20 (2), p. 229-238.
- GINSBURG L., BONIFAY E., BORDET P., MENNESSIER G. (1970) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Grasse-Cannes (XXXVI-43-44). Orléans : BRGM. Notice explicative par Ginsburg L. *et al.* (1970), 12 p.
- GINSBURG L., MONTENAT C. (1980) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Roquesteron (972). Orléans : BRGM, 35 p. Carte géologique par Bodelle J. et Ginsburg L. (1980).
- GIRAUD J.D. (1975) - Une intrusion calco-alcaline type : l'estérellite ; position dans le contexte volcanologique tertiaire régional. Thèse 3^e cycle, Univ. Nice, 184 p.
- GIRAUD J.D. (1983) - L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales : pétrologie, volcanologie, signification géodynamique. Thèse Doct. d'État, univ. Nice, 378 p. + annexes.
- GODEFROY P., DESPEYROUX J. (1986) - Nouveau zonage sismique de la France en vue de la mise en oeuvre des Plans d'Exposition aux Risques (P.E.R.). *La Documentation Française* (Paris), 147 p.
- GOGGIN V., JACQUIN T. (1998) - A sequence stratigraphic framework of the marine and continental Triassic series in the Paris basin, France. *In* Graciansky *et al.* "Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins", SEPM Special Pub. 60, p. 667.
- GOHAU G., VESLIN J. (1960) - À propos de l'âge de la série du Miocène à Vence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 7, t. 2 (6), p. 764-767.
- GRACIANSKY P.C. DE, DARDEAU G., BODEUR Y., ELMI S., FORTWENGLER D., JACQUIN T., MARCHAND D., THIERRY J. (1999) - Les Terres noires du Sud-Est de la France (Jurassique moyen et supérieur). Interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Bull. Centre Rech. Expl. Elf Prod.*, 22, 1, p. 35-69, 15 fig., 1 pl.

- GRACIANSKY P.C. DE, LEMOINE M. (1988) - Early Cretaceous extensional tectonics in the Southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 5, p. 733-737.
- GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE (1997) - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou E. et Hantzpergue P. (coord.). *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. 17, 440 p., 6 fig., 79 tabl., 42 pl.
- GUARDIA P., IVALDI J.-P., DUBAR M., GUGLIELMI Y., PEREZ J.-L. (1996) - Paléotectonique linéaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes : une synthèse. *Géologie de la France*, 1, p. 43-55.
- GUERIN C. (1980) - Les rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 79, 3 fasc., 1185 p.
- GUGLIELMI Y. (1993) - Hydrogéologie des aquifères plio-quadernaires de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France). Thèse Doc. d'Univ., univ. d'Aix-Marseille, 178 p.
- GUGLIELMI Y., MANGAN C., MUDRY J., REYNAUD A. (1997) - Évolution piézométrique et qualitative d'un aquifère carbonaté soumis à un fort pompage de longue durée : exemple du graben de Pinchinade (Mouans-Sartoux, Alpes-Maritimes). 6th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media, Proc. of the 12th International Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Switzerland, august 1997, vol. 2, p. 137-140.
- GUPTA S. (1999) - Controls on sedimentation in distal margin pallaeovalleys in the Early Tertiary Alpine foreland basin, South-Eastern France. *Sedimentology*, vol. 46, n° 2, p. 357-384.
- HADDAD N. (1980) - Étude géophysique par sondages électriques. Données hydrogéologiques dans la basse vallée de la Brague (Alpes-Maritimes, France). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, univ. Nice, 135 p.
- HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., GRACIANSKY CH. DE, VAIL P.R. (1998) - Mesozoic and Cenozoic Sequence chronostratigraphic Framework of European Basins. SEPM Special Publication, 60, p. 3-13.
- HAUG E., LANQUINE A., MICHEL-LEVY A. (1914) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Antibes (237), 2^{ème} édition, Orléans : BRGM. Serv. notice explicative par Haug E., Lanquine A., Michel-Lévy A. (1914), 6 p.
- HIBSCH C., KANDEL D., MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P. (1992) - Événements tectoniques créacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 163, n° 2, p. 147-158.

- HOEDEMAEKER P.J., COMPANY M. (REPORTERS), AGUIRRE-URRETA M.B., AVRAM E., BOGDANOVA T.N., BUJTOR L., BULOT L., CECCA F., DELANOY G., ETTACHFINI M., MEMMI L., OWEN H.G., RAWSON P.F., SANDOVAL J., TAVERA J.M., THIEULOUY J.P., TOVBINA S.Z., VASICEK Z. (1993) - Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region; basis for the stratigraphic correlations within IGCP-Project 262. *Rev. Espa. Paleont.*, 8 (1), p. 117-120.
- HORN R., MENARD F., MUNCK F. (1965) - Étude géophysique de la basse vallée du Var. Rapport BRGM n° DS65.A 37, 24 p.
- HORON O. (1973) - Paysages géologiques de Marseille à Menton. Orléans : BRGM édit., 80 p.
- IAWORSKY G., LE CALVEZ Y. (1974) - Découverte du Calabrien froid transgressif sur le Pliocène supérieur dans les Alpes-Maritimes à Nice. *C.R. Acad. Sci. Paris*, D, t. 227, p. 909-911.
- INNOCENT C., MICHARD A., GUERROT C., HAMELIN B. (2003) - Datation U-Pb sur zircons à 548 Ma de leptynites des Maures centrales. Signification géodynamique des complexes leptyno-amphiboliques de l'Europe varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 174, 6, p. 585-594.
- IRR F. (1973) - Sur le caractère synsédimentaire des phénomènes volcaniques de la molasse du bassin miocène de Vence (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 277, p. 1275-1278.
- IRR F. (1975) - Sur la découverte d'un Rhinocerotidé, *Dicerorhinus etruscus* (Falconer) dans les Alpes-Maritimes et ses conséquences pour le problème du Sicilien en Provence. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 280, série D, p. 2191-2194.
- IRR F. (1984) - Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléo-marge liguro-provençale. Thèse Doct. d'État, univ. Nice – Sophia-Antipolis, 464 p., Trav. CRM Cuvillier J. n° 6.
- JOLIVET L. (1995) - La déformation des continents. Exemples régionaux. Paris : Hermann Ed. des Sciences et des Arts.
- JULIAN M. (1972). - Types géomorphologiques de karsts dans les Alpes-Maritimes. *Ann. Mus. hist. nat. Nice*, 1, 1, p.49-56.
- JULIAN M. (1980) - Les Alpes-Maritimes franco-italiennes. Étude Géomorphologique. Thèse Lettres, univ. Aix-Marseille II, 2 t., 836 p. et Paris : Librairie Honoré Champion.
- KILIAN W., GUEBHARD A. (1902) - Étude paléontologique et stratigraphique du système jurassique dans les Préalpes maritimes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, II, p. 737-828, 3 pl., 1 fig., 1 tabl.

- LANQUINE A. (1929) - Le Lias et le Jurassique des Chaînes provençales : I
- Le Lias et le Jurassique inférieur des chaînes provençales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 32, n° 173, 385 p., 16 fig.
- LANQUINE A. (1941) - Sur les dislocations qui intéressent le Trias et le gneiss au Nord-Est de Cannes (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 212, p. 91-94.
- LAPPARENT A.-F. DE (1938) - Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XL, n° 198, 302 p.
- LAURENT O., STEPHAN J.-F., POPOFF M. (2000) - Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, 2, 2000, p. 33-65.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. V, 3, p. 605-618.
- L'HOMER A. in DEBRAND-PASSARD S. *et al.* (1984) - Le Quaternaire ; niveau marin, p. 561 - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, 125, 615 p.
- MANGAN C. (1976) - Variété karstique des Alpes-Maritimes. In : Les Alpes-Maritimes souterraines, Bull. 12^e Congrès nat. Spéléo. (Grasse, 1976), 52 p., publ. C.D.S. Alpes-Maritimes.
- MANGAN C. (1982) - Géologie et hydrogéologie du bassin de la Brague et ses bordures (Alpes-Maritimes, France). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, univ. Nice, 190 p., 2 t.
- MANGAN C. (1985) - Indices karstiques et fondation en terrain carbonaté. *C.R. coll. Int. Karstologie Appliquée* (Liège, 1984), *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 108, p.99-104.
- MANGAN C. (1987) - Le bassin karstique de la Brague et ses aménagements (Alpes-Maritimes, France). Bilan et gestion de l'eau. *Bull. Centre Hydro. Neuchâtel*, 7, p. 229-245.
- MANGAN C. (1989) - Le karst jurassique du rebord subalpin dans les Alpes-Maritimes (France). *Karstologia*, 13, p.11-20.
- MANGAN C. (1994) - Commune de Mouans-Sartoux (Alpes-Maritimes). Dossier synthétique sur le forage de Pinchinade. Rapport inédit du Cabinet Mangan.
- MANGAN C. (1999) - Les argiles bathoniennes de Vallauris-Valbonne (Alpes-Maritimes, France). *Ann. Mus. hist. nat. Nice*, 14, p. 45-75.
- MARI D., MARI G. (1982) - Mines et minéraux des Alpes-Maritimes. Nice : Serre édit., 282 p.

- MARI G. (1979) - Mines et minéraux de la Provence cristalline. Maures-Estérel-Tanneron. Nice : Serre édit., 258 p.
- MASCLE G., TRICART P. (2000) - Le canal de Sardaigne. Les Plongées CYANA. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 3-4, 165 p.
- MASUREL Y. (1964) - La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Essai de Géographie Physique. Imprimerie Louis-Jean, Gap, 361 p.
- MAURY M., FOURCADE S., COULON C., EL AZZOUZI M., BELLON H., COUTELLE A., OUABADI A., SEMROUD B., MEGARTSI M., COTTEN J., BELANTEUR O., LOUNI-HACINI A., PIQUE A., CAPDEVILLA R., HERNANDEZ J., REHAULT J.P. (2000) - Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *C.R Acad. Sci., Paris*, 331, p.159-173.
- MEGARD-GALLI J., FAURE J.L. (1988) - Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 5, p. 705-715.
- MENHERT K.R. (1971) - Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam: Elsevier édit., 405 p.
- MENNESSIER G. (1967) - Sur la structure du Trias moyen entre Grasse et Cannes et le rôle du socle dans sa genèse (Alpes-maritimes). *An. Soc. géol. Nord*, t. 87, p. 193-202.
- MERLE D., BARRIER P., BREBION P., LAURIAT-RAGE A., TSAGARIS S. (1990) - Paléopleulements et déformations synsédimentaires dans le Miocène supérieur du Bassin d'Héraklion (Crète). *Atti 4^e Symp. ecol. paleocol. com. bentoniche*, Sorrento 1988, Mus. Régio. Sci. nat. Torino éd, p. 297-321.
- MIRHOSSEINI S.H. (1983) - Géologie et hydrogéologie de la basse vallée du Loup (Alpes-Maritimes, France). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, univ. Nice, 132 p.
- MONTENAT C., HIBSCH C., PERRIER J.-C., PASCAUD F., BRETIZEL P. DE (1997) - Tectonique cassante d'âge crétacé inférieur dans l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes, France). *Géol. Alpine*, t. 73, p. 59-66.
- MORILLON A.C., FERAUD G., SOSSON M., RUFFET G., CREVOLA G., LEROUGE G. (2000) - Diachronous cooling on both sides of a major strike slip fault in the Variscan Maures Massif (South-East France), as deduced from a detailed 40Ar/39Ar study. *Tectonophysics*, vol. 321, 1, p. 103-126.
- MOUSSAVOU M. (1998) - Contribution à l'histoire thermo-tectonique varisque du massif des Maures, par la typologie du zircon et la géochronologie U/Pb sur minéraux accessoires (Var, France). Thèse, Doct. d'Univ., univ. Montpellier II, 192 p.

- NESTEROFF W.D. (1958) - Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d'Antibes. Thèse Doct. d'État, univ. Paris et *Annales Inst. Océanogr. Monaco*, t. XLIII, fasc.1, 135 p.
- NICOL-PICHARD S., DUBAR M. (1998) - Reconstruction of Late-Glacial and Holocene environments in Southeast France based on the study of a 66 m long core from Biot, Alpes-Maritimes. *Vegetation history and Archeobotany*, 7, p.11-15.
- NIGON-LARUT P. (1991) - Géologie et hydrogéologie du système karstique de la Foux de Mouans-Sartoux (Alpes-Maritimes). Thèse Doct. d'Univ., univ. Nice - Sophia-Antipolis, 196 p.
- OBEODE M.O. (1976) - The Age of the Marly formation of the Miocene Basin of Vence (SE France) based on Planktonic Foraminifera. *Rev. Esp. Micropal.*, X, (1), p. 75-86.
- OBEODE M.O. (1982) - Miocene foraminiferal paleontology of the basin of Vence, Southeast France. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoec.*, 39, p. 313-329.
- ONEZIME J., FAURE M., CREVOLA G., (1999) - Étude pétro-structurale du complexe granitique Rouet – Plan-de-la-Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328, p. 773-777.
- ORSINI J.B., COULON C., COCOZZA T. (1980) - La dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne. *Géol. Alpine*, 56, p. 169-202.
- PALAUSSI G. (1964) - Extension du Permien dans le Sud des Alpes-Maritimes. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 312-314.
- PALAUSSI G. (1966a) - Au sujet du synclinal de Cannes (Alpes-Maritimes) - *C.R. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 151-153.
- PALAUSSI G. (1966b) - Les carrières de pierre à four du massif volcanique de Biot-Villeneuve-Loubet. *Ann. Soc. Sc. et Litt. de Cannes et de l'Arrondissement de Grasse*, t. XVIII.
- PALAUSSI G. (1974) - Arbres silicifiés dans les andésites miocènes des Alpes-Maritimes. *Ann. Soc. Sc. et Litt. de Cannes et de l'Arrondissement de Grasse*, XXV, p. 1-3.
- PAUTOT G. (1970) - La marge continentale au large de l'Estérel (France) et les mouvements verticaux pliocènes. *Marine Geophysical Researches*, 1, p. 61-84.
- PECCERILLO A., TAYLSOR S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calkline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.
- PEREZ J.-L.- (1975) - La zone limite entre l'arc de Nice et l'arc de la Roya (Alpes-Maritimes). Observations structurales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 17, p. 930-938.

- PERSEIL E.A. (1968) - Caractères minéralogiques de quelques types de gisements manganésifères de la France méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), X, p. 408-412.
- PHILIP J. (1984) - Tectonique méso-crétacée en Provence. *In* : Debrand-Passard S. *et al.*, 1984, p. 384-386.
- PIERROT R., PICOT P., FERAUD J., VERNET J. (1974) - Inventaire minéralogique de la France, 4-Alpes-Maritimes. Orléans : BRGM édit, 167 p.
- POIGNANT A. (1976) - Les Algues rouges calcaires, répartition dans le temps et dans l'espace. *Géol. Médit.*, III, p. 7-10.
- POTIER A., JACQUOT A.E. (1881) - Carte géologique France (1/80 000), feuille Antibes (237), 1^{ère} édition, Orléans : BRGM. Notice explicative par Potier A., Jacquot A.E. (1881), 6 p.
- PUPIN J.P. (1987) - Origine des grès de la « dépression permienne » (Var, France) par la typologie des zircons. Conséquences paléogéographiques. *Géol. alpine*, mém. h.s. n° 13, p. 81-90.
- REYNAUD A., GUGLIELMI Y., MUDRY J., MANGAN C. (1999) - Hydrochemical Approach to the Alterations of the Recharge of a Karst Aquifer Consecutive to a Long Pumping Period: Example Taken from Pinchinade Graben (Mouans-Sartoux, French Riviera). *Ground Water*, 37, 3, p. 414-417.
- RAFFI S. (1986) - The significance of marine boreal Molluscs in the Early Pleistocene faunas of the Mediterranean area. *Palaeogeogr., Palaeoclim. and Palaeoec.*, 52, p. 267-289.
- RICOU L.E., FRIZON DE LAMOTTE D. (1986) - Décrochement sénestre médio-crétacé entre Provence et Alpes-Maritimes (Alpes occidentales, France). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, vol. 27, Fasc. 33-4, p. 237-245.
- RIO D., SPROVIERI R., CHANNELL J. (1990) - Pliocene-Early Pleistocene chronostratigraphy and the Tyrrhenian deep-sea Record from site 653. *Proc. of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 107, p. 705-714.
- RITZ J.-F. (1986) - Évolution du champ de contrainte dans l'arc de Nice depuis 25 millions d'années. DEA option Tectonique, univ. Montpellier, 70 p.
- ROSTAN P. (1981) - Les végétaux fossiles des formations volcanosédimentaires de Biot (Alpes-Maritimes). *106^e Congrès nat. Soc. Sav.*, Perpignan, 1981, sciences, III, p. 375-386.
- ROUBAULT M., BORDET P., LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1970) - Âges absolus des formations volcaniques du Tanneron-Esterel (Var). *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 271, p. 1157-1160.
- SAVOYE B., PIPER D.J.W. (1993) - Quaternary sea-level change and sedimentation on the continental shelf and slope of Antibes, French Riviera. *Geo-Marine Letters*, 13, p. 2-8.

- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J. P., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J., ZAKREVSKAYA E. (1998) - Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. géol. France*, t. 169, n° 2, p. 281-299.
- SIVAN O., DUBAR M. (2005) - Organisation géométrique et modalités d'occupation des terrasses marines quaternaires au Nord d'Antibes. *Archéam*, 13, p. 19-25.
- SPAACK P. (1983) - Accuracy in correlation and ecological aspects of the planktonic foraminiferal zonation of the Mediterranean Pliocene. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 28, p. 1-160.
- TAPOUL J.-F. (1977) - Étude géologique de la bordure sud orientale de l'Arc de Castellane entre le Loup et la Cagne. Thèse Doct. de 3^e cycle, univ. Nice, 158 p.
- SONNET P., VERKAEREN J., CREVOLA G. (1985) - Scheelite-bearing calc-silicate gneisses in the Provence Crystalline basement (S.E. France). *Bull. Minéralogie*, 108, p. 377-390.
- TEMPIER C. (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. Thèse Doct. d'État, univ. Marseille Saint-Gérome et *Trav. Lab. Sc. Terre*, sér. B, n° 4, 361 p., 102 fig., 77 pl.
- THOMEL G. (1961) - *Lyticoceras corroyi nov. sp.* de l'Hauterivien niçois. *Bull. Soc. géol. fr.*, 7, t. III, p. 468-473, 2 fig., 1 pl.
- THOMEL G. (1992) - Ammonites du Cénomaniens et du Turonien du Sud-Est de la France. Tome I. Nice : Serre édit., 422 p.
- TOUMARKINE M., LUTERBACHER H. (1985) - Paleocene and Eocene planktic foraminifera in Bolli *et al.* (1985), p. 87-154, Cambridge University Press.
- TOURNOUËR H. (1877) - Notes paléontologiques sur quelques-uns des terrains tertiaires observés dans la Réunion extraord. Soc. géol. à Fréjus et à Nice. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, t. 5, p. 841-857.
- TOUTIN N. (1980) - Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Doct d'État, univ. Nice, 2 t., 594 p.
- TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., BROUTIN J., CREVOLA G., DARDEAU G., DUBAR M., FÉRAUD J., GIRAUD J.D., GODEFROY P., LAVILLE P. MEINESZ A. (1994) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Fréjus-Cannes (1024), 2^{ème} édition, Orléans : BRGM. Notice explicative par Toutin-Morin N., Bonijoly D., Brocard C., Broutin J., Crevola G., Dardeau D., Dubar M., Féraud J., Giraud J.D., Godefroy P., Laville P., Meinesz A. (1994), 187 p.
- VERMEULEN J. (1980) - Étude de la famille des Pulchelliidae. Révision de trois espèces types du Barrémien du Sud-Est de la France. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. Nice – Sophia-Antipolis, 92 p.

- VERNET J. (1982) - La phase d'édification post-miocène des Alpes sur la transversale des Alpes-Maritimes. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 118, p. 223-234.
- VILLOUTREYS O. de, BLONDEAU A., DECROUEZ D. (1987) - L'âge du niveau-type à *Schizaster studeri* Agassiz de Vence (Alpes-Maritimes, France). *Rev. Paléobiol.*, vol. 6, n° 1, p. 155-158.
- VISSCHER J. (1968) - On the Thuringian age of the upper Palaeozoic sedimentary and volcanic deposits of the Estérel (Southern France). *Rev. of Paleobotany and Palynology*, 6, p. 71-83.
- ZAZO C., GOY J.L., DABRIO J., BARDAJI T., HILAIRE-MARCEL C., GHALEB B., GONZALES-DELGADO J.-A., SOLER V. (2003) - Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, p. 103-133.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille Antibes : (1881), 1/80 000, 1^{ère} édition par A. Potier, A.E. Jacquet.

Feuille Antibes : (1914), 1/80 000, 2^e édition, par E. Haug, A. Lanquine, A. Michel-Lévy.

Feuille Antibes : (1967), 1/80 000, 3^e édition, par P. Bordet, L. Ginsburg, S. Gueirard, G. Mennessier coord.

Cartes géologiques à 1/50 000

Feuille Castellane : (1976), 1/50 000, 1^{ère} édition par Cl. Kerkhove, M. Roux.

Feuille de Draguignan : (1969), 1/50 000, 2^e édition par G. Mennessier.

Feuille Fayence : (1966), 1/50 000, 1^{ère} édition, par P. Bordet, M. Boucarut, J. Debelmas et G. Mennessier (coord.).

Feuille Fréjus-Cannes : (1966), 1/50 000, 1^{ère} édition par P. Bordet, G. Mennessier, S. Gueirard.

Feuille Fréjus-Cannes : (1994), 1/50 000, 2^e édition par N. Toutin-Morin, G. Crévola, J.D. Giraud, C. Brocard, G. Dardeau, P.F. Bulard.

Feuille Grasse-Cannes : (1970), 1/50 000, 1^{ère} édition, par E. Bonifay, P. Bordet, L. Ginsburg, G. Mennessier.

Feuille Nice-Pont Saint-Louis : (1965), 1/50 000, 3^e édition, par P. Bordet, P. Fallot, A. Faure-Muret *et al.*, G. Mennessier coord.

Feuille Roquesteron : (1980), 1/50 000, 1^{ère} édition, par J. Bodelle, J. Goguel, C. Montenat, G. Mennessier, L. Ginsburg.

Feuille Saint-Martin-de-Vésubie : (1967), 1/50 000, 1^{ère} édition, par A. Faure-Muret, P. Fallot, P. Kuntz *et al.*

Feuille Toulon : (1924), 1/50 000, 1^{ère} édition, par E. Haug, A. Michel-Lévy, A. Lanquine, E. Maury, L. Lutaud.

Feuille Toulon : (1969), 1/50 000, 2^{ème} édition, par C. Gouvernet, J.J. Blanc, J. Philip, J.P. Caron, C. Coulon, S. Gueirard, J. Rouire (coord.).

AUTEURS

Carte et notice

Marie-Denise Courme - Maître de conférences, Université d'Orléans : terrains de l'Eocène et du Miocène, conditions de formation des entités géologiques (Cénozoïque), évolution tectono-métamorphique tertiaire (avant-pays et arc de Castellane).

Gilbert Crévola - Maître de conférences, Université de Bordeaux III : terrains du socle de Tanneron, de la Croix des Gardes, du Bois de la Maure, volcanisme tertiaire, tectonique alpine.

Gérard Dardeau (†) - Ingénieur de recherches, Université de Nice Sophia-Antipolis: terrains du Trias, du Jurassique et du Crétacé, conditions de formations des entités géologiques, tectonique du Mésozoïque.

Michel Dubar - Chargé de recherches au CNRS, université de Nice Sophia-Antipolis: terrains du Pliocène et du Quaternaire, sédiments sous-marins, conditions de formation des entités géologiques (Pliocène et Quaternaire), tectonique alpine, géodynamique récente, occupation du sol et géographie humaine.

Christian Mangan - Hydrogéologue consultant, Nice : environnement, hydrogéologie, substances utiles, contribution aux contours géologiques des secteurs Antibes - Juan les Pins et Mougins - Valbonne.

Nadège Toutin-Morin (†) - Ingénieur de recherches au CNRS, Université d'Orléans: terrains du Permien et de la base du Trias.

Coordination: Nadège Toutin-Morin (de 1992 à 1996) ; Gérard Dardeau (de 1996 à 2003) ; Michel Dubar (2004-2006). Schéma structural : G. Dardeau, M. Dubar, C. Mangan. Coupes géologiques d'ensemble : G. Crévola, G. Dardeau, M. Dubar.

Détermination des faunes

Jurassique : B. Laurin, D. Marchand, J. Thierry, université de Bourgogne, Dijon.

Crétacé : G. Delanoy, G. Thomel, université de Nice – Sophia-Antipolis.

Tertiaire : A. Blondeau, M. Bongrain, M.D. Courme, F. Freneix, F. Irr, A. Lauriat-Rage (MNHN, Paris), O. Merle (MNHN, Paris), D. Neraudeau (Univ. Rennes), M. Philip (MHN, Lyon).

Datations Ar/Ar

Yves Quinif, CERAK, Mons (Belgique)

Gilbert Féraud, université de Nice – Sophia-Antipolis.

Datations U/Pb

Urs Schärer, université de Nice – Sophia-Antipolis.

Datations U/Th

Christophe Falguères, IPH, Paris.

Christophe Innocent, BRGM, Orléans.

Datations C 14

Centre des faibles radioactivités, CNRS-CEA (Gif-sur-Yvette).

Poznan Radiocarbon Laboratory (Pologne).

Centre de Datation par le Radiocarbone (Lyon).

Gliwice Radiocarbon Laboratory (Pologne).

ANNEXES

ANNEXE 1 - ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES DU SOCLE

- 1 - Gneiss leptynitique migmatitique ocellé de Cannes ($M^2(\xi\lambda)$), membre inférieur. La Croix des Gardes, Cannes (Analyse nouvelle).
- 2 - Gneiss leptynitique migmatitique ocellé de Mandelieu ($M^2(\xi\lambda)$), membre supérieur. Vallon de la Vignasse, Mandelieu (Crévola, 1977).
- 3 - Micaschiste à deux micas, sillimanite, disthène et grenat de Mandelieu (ξ). Route de Tanneron, Mandelieu (Crévola, 1977).
- 4 - Gneiss migmatitique rubano-ocillé d'Auribeau ($M^2(\xi)$). Gorges de la Mourachonne, Pégomas (Crévola, 1977).
- 5 - Orthogneiss migmatitique à grenat de Tanneron ($M^1(o\xi)$). Gorges de la Frayère, Saint-Jacques (Crévola, 1977).
- 6 - Gneiss sombre à biotite et hornblende (ξ^2). Autoroute A8, Tanneron (Crévola, 1977).
- 7 - Gneiss micacé à deux micas, sillimanite et tourmaline de Tanneron (ξ^3). l'Apier, Auribeau (Analyse nouvelle).
- 8 - Gneiss plagioclasique à deux micas du Vallon du Chemin Charretier (ξ^4). Fonsante, les Adrets-de-l'Estérel (Crévola, 1977).
- 9 - Gneiss sombre à biotite et grenat de Saint-Cassien (ξ^5). Le Flaquier, le Tignet (Crévola, 1977).
- 10 - Gneiss ocellé mylonitique de la Moure ($my\xi^6$). Les Adrechons, les Adrets-de-l'Estérel (Analyse nouvelle).
- 11 - Leptynite rose à grenat des Adrets ($\lambda\gamma$). Autoroute A8, les Adrets de l'Estérel (Analyse nouvelle).
- 12 - Éclogite amphibolitisée ($\delta\psi$). Tanneron (Crévola, 1977).
- 13 - Microgranite porphyrique ($\mu\gamma^3$). Forêt de Peygros, Auribeau (Crévola, 1977).

ANNEXE 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	71,62	77,00	60,15	69,68	68,88	68,22	66,58	68,00	63,36	68,06	73,92	48,85	71,25
Al ₂ O ₃	13,89	12,60	19,21	15,70	15,17	14,70	15,68	15,50	16,00	15,86	13,38	14,00	13,90
FeO		0,79	4,83	2,62	2,80	3,23		3,58	5,67			7,95	1,41
Fe ₂ O ₃	2,92+	0,63	1,95	0,43	0,72	0,66	5,4+	0,14	0,81	4,87	1,67	1,40	0,66
TiO ₂	0,54	0,10	0,89	0,38	0,66	0,39	0,76	0,55	0,98	0,70	0,17	1,60	0,36
CaO	0,61	0,49	0,24	1,98	2,27	3,36	0,89	1,39	3,76	1,22	0,89	11,18	0,94
MgO	0,90	0,18	2,59	1,11	1,17	1,67	2,20	1,82	3,39	1,26	0,52	7,68	0,71
Na ₂ O	2,53	2,71	0,67	3,22	2,93	3,20	2,74	2,81	2,91	2,71	3,09	3,03	2,44
K ₂ O	4,74	4,00	3,11	3,43	3,86	3,46	3,62	3,56	1,81	3,76	4,61	0,10	5,85
MnO	0,04	0,02	0,08	0,04	0,04	0,06	0,05	0,06	0,12	0,07	0,03	0,20	0,03
P ₂ O ₅	0,06	0,20	0,14	0,12	0,32	0,09	0,04	0,24	0,11	0,21	0,05	0,14	0,26
H ₂ O ⁻		0,17	0,94	0,18	0,13	0,20		0,12	0,13			0,21	0,37
H ₂ O ⁺		0,85	4,49	0,75	0,82	0,83		1,06	0,81			0,07	1,86
P.F.	1,14						1,65			1,31	1,38		
Total	98,99	99,74	99,29	99,64	99,77	100,07	99,61	99,63	99,86	100,03	99,71	99,91	100,04

+ Fer total

Tabl. 1 - Analyses chimiques des roches du socle.

ANNEXE 2 - DONNÉES TÉGUMENT PERMIEN ET COUVERTURE MÉSOZOÏQUE

PERMIEN

Fréchet-Carnes 1994, 2 ^e édition	Orange-Carnes 1970, 1 ^{re} édition	
Formation des Arès (r-Ar)		
Formation de la Motte (r-Mo)		
Formation du Mout (r-Mo)		
Formation du Milan (r-Mi)	33-04-64	
	51	
	13p	
Formation des Pradineux (r-Pr)	30A1-1p 20M-3F 12p 11p	r2
Ensemble volcanique 7p	7p -5p	
Formation de Deysson (r-Ds)	2p à 6p 2p	r1
Formation d'Ambron (r-Am)	18-21 1p - 1F	
Formation de l'Aruffan (r-Ar)	crocombte 183-br	

Légende (voir notes Fréchet-Carnes 1994, p.160):
 - volcanisme acide: 1p à 12p ;
 - volcanisme intermédiaire: 13 p ;
 - volcanisme basique: 18, 3-br, 18, 20, M, 30, M, 40L, 1F à 6F

Tabl. 2 - Équivalence des notations des formations permiennees.

TRIAS

<p>"Buntsandstein" 1-1-3 - (niveau d. 2) - Conglomérats et grès (psoudograie de l'est (est)) ; Scythien moyen ou inférieur inférieur - Argiles gréseuses vertes, grès rouge violacé complémentaires à la base - grès de Gonfaron ; Scythien supérieur-médian inférieur - Grès ou plaquettes, (argiles gréseuses - grès et plaquettes de Sillès) ; <i>Tasmaniacum?</i></p>
<p>"Muschelkalk" 1-3-5a - Marnes Muschélites, dolémites mousses, ou calcaires - <i>carpillar grises</i> - <u>1981, 27</u> ; <i>Ammon</i> <i>marum?</i> 1-3-5b - Calcaires bio-chauffés - <u>1981, 27</u> ; <i>Ludlow</i> 1-3-6 - Marnes calcaires crinoïdes - <u>1981, 27</u> ; <i>Radites</i> espérance 1-3-6a - Marnes, Calcaires crinoïdes, dolérites ou plaquettes - <u>1981, 27</u> ; <i>Radites</i> espérance- Carion.</p>
<p>"Lias" 1-4-6a - Marnes grises - Carnio-Nordic p.p. 1-5-6b - Marnes à évaporites - Nord p.p.</p>
<p>"Malm" 1-7a - Marnes et gros bancs calcaires - Natices ou Rhéins? 1-7b - Marnes et calcaires à Availles - Rhéins.</p>

Tabl. 3 - Succession reconstituée pour la feuille de Grasse-Cannes.
 Équivalences avec les unités reconnues en Provence, dans le Var
 et sur la feuille de Fréjus-Cannes (Toutin-Morin *et al.*, 1994).

Flore de Pégomas (*in* Durand *et al.*, 1988) : principaux types de pollen rencontrés dans le Trias détritique de Pégomas (Grès de Gonfaron). *Triadispora staplini* ; *Triadispora falcata* ; *Alisporites grauvogeli* ; *Alisporites sp.* ; *Microcarchyidites fastidioides* ; *Microcarchyidites sittleri* ; *Pityosporites sp.* ; *Angustisulcites klausii* ; *Voltziaceasporites heteromorpha* ; *Illinites kosankei* ; *Hexasaccites muelleri*.

« Les pollens, surtout bisaccates, prédominent largement sur les spores; l'absence d'Acritarches et de Tasmanacées confirme le caractère continental du dépôt (déterminations M.C. Adloff).

Ces résultats prouvent que la sédimentation détritique continentale, de type *Buntsandstein*, s'est poursuivie au-delà du Trias inférieur (= Scythien), dans l'Anisien inférieur : présence de *Hexasaccites muelleri* (syn. *Stellapollenites thiergartii*) et *Illinites kosankei*, mais absence de *I. chitonoides*. Cette association est tout à fait comparable à celle qui caractérise les Grès à Voltzia et une partie du Muschelkalk inférieur du Nord-Est de la France ».

C'est aussi la plus ancienne connue jusqu'à présent dans le Trias détritique du Sud-Est de la France (Durand *et al.*, 1988).

CRÉTACÉ

Faunes du Crétacé inférieur

Valanginien (?) - Hauterivien - Barrémien - Aptien (n2-3, n3-4, n2-5) - Coupe de la Montagne de Thiey, Delanoy inéd. : Hauterivien : *Acanthodiscus radiatus* (Brugière); *Acanthodiscus* sp.; *Leopoldia* sp.; *Crioceratites loryi* Sarkar. Coupe de Val-Estrech; Autran et Delanoy, 1987 : Valanginien probable : *Exogyra couloni* (Defrance); Hauterivien : *Acanthodiscus radiatus* (Brugière), *Neocomites* sp.; *Crioceratites nolani* (Kilian); Barrémien : *Moutoniceras moutonianum* (d'Orb.), *Torcapella* sp., *Barremites* sp., *Holcodiscus* gr. *fallax* (Math.), *Psilotissotia* (*Subpulchellia*) *compressissima* (d'Orb.), *Barremites* (*Raspailceras*) sp., *Emericeras* sp., *Ancyloceras* sp., *Silesites seranonis* (d'Orb.), *Pulchellia* (*Heinzia*) *ouachensis* (Coq.), *Barremites* (*Raspailceras*) *charrieri* (d'Orb.), *Hemihoplites* sp., *Heteroceras* sp., *Protetragonites* sp., *Costidiscus* cf. *olcostephanoides* (Uhlig), *Pseudocrioceras* gr. *abichi* (Bac., Sim.). Aptien : *Kutatissites* sp., *Chelonicerases* sp. (Bédoulien probable), *Acanthohoplites* cf. *aschiltaensis* (Anthula), *Chelonicerases* (*Epicheloniceras*) cf. *martini* (d'Orb.), *Chelonicerases* (*Epicheloniceras*) sp., *Diadochoceras* sp. (Gargasien). Coupe d'Escragnolles, sommet du Barrémien (Delanoy, 1997; Vermeulen, 1996) : *Barremites* gr. *difficilis* (d'Orbigny); *Barremites strettostoma* (Uhlig); *Gerhartia sartousiana* (d'Orbigny); *Gerhartia provincialis* (d'Orbigny); *Hemihoplites feraudianus* (d'Orbigny); *Hemihoplites* cf. *feraudianus* (d'Orbigny); *Heteroceras* cf. *astieri* (d'Orbigny); *Heteroceras* gr. *emerici* (d'Orbigny); *Heteroceras couletti* Delanoy; ? *Imerites* gr. *giraudi* Kilian; *Costidiscus recticostatus* (d'Orbigny).

Albien (n6) - Coupe de Gourdon, Dauphin, 1973 : *Beudanticeras beudanti* (Brongniart); *Uhligella walleranti* Jacob; *Uhligella rebouli* Jacob; *Uhligella balmensis* Jacob; *Puzosia mayoriana* (d'Orbigny); *Desmoceras latidorsatum* Michelin; *Leymeriella regularis* (Brugière); *Hoplites dentatus* (Sowerby); *Hoplites deluci* (Leymerie); *Hoplites benettianus* (Sowerby); *Hoplites lautus* (Sowerby); *Hoplites canavarii* Parona & Bonarelli; *Hoplites splendens* (Sowerby); *Douvilleiceras mamillatum* (Scholtheim); *Douvilleiceras mamillatum* v. *paucicostatum* Parona & Bonarelli; *Douvilleiceras inaequinodum* Parona & Bonarelli; *Astiericeras astierianum* (d'Orbigny); *Tegoceras seunesi* (Parona & Bonarelli); *Lyelliceras pseudo-lyelli* (Parona & Bonarelli); *Lyelliceras hirsutum* (Parona & Bonarelli); *Lyelliceras lyelli* (Leymerie); *Lyelliceras huberianum* (Pictet); *Brancoceras senequieri* (d'Orbigny); *Dipoloceras delaruei* (d'Orbigny); *Dipoloceras cristatum* (Deluc); *Dipoloceras cornutum* (Pictet); *Oxytropidoceras* cf. *bouchardianum* (d'Orbigny); *Oxytropidoceras* cf. *roissyanum* (d'Orbigny); *Falloticerases proteus* Parona & Bonarelli.

Faunes du Crétacé supérieur - Coupes de Saint-Vallier-de-Thiery, la Malle, Gourdon, Tourrettes-sur-Loup, Vence, la Gaude et la Colle-sur-Loup ; Thomel, 1992.

Cénomaniens inférieurs (C1a, base C1b) : *Austiniceras* sp. ; *Mantelliceras hyatti* Spath M.sp. ; *Mantelliceras* sp. ; *Orbitolina concava* Lamarck ; *O. plana* d'Orb. ; *Anorthopygus orbicularis* Gratel. ; *Arca somalica* Tavani ; *Exogyra columba* Lamarck ; *Grammatodon* sp. ; *Lucina numismalis* d'Orb. ; *Neithea quinquecostata* (Sow.) ; *Neithea* sp. ; *Panopea substriata* d'Orb. ; *Pholadomya* cf. *substriata* d'Orb. ; *Plagiostoma clypeiformis* (d'Orb.) ; *Plagiostoma* sp. ; *Protocardium hillanum* (Sow.) ; *Pterodonta elongata* d'Orb. ; *P. inflata* d'Orb. ; *Stegoconcha moutoniana* (d'Orb.) ; *Trigonia crenulata* d'Orb.

Cénomaniens moyens (sommet C1b) : *Acanthoceras jukes-brownei* Spath ; *Acanthoceras rotomagense* (Brgt.) ; *Acanthoceras* sp. cf. *quadratum* Crick ; *Calycoceras* (*Gentoniceras*) *gentoni* (Brgt.) ; *Calycoceras* sp. ; *Turrilites costatus* Lamarck ; *Turritella* sp. ; *Arca somalica* Tavani ; *Arctostrea carinata* (Lamarck) ; *Cyprina ligériensis* d'Orb. ; *Exogyra columba* Lamarck ; *Grammatodon* sp. ; *Hemiaster bufo* Desor. ; *Liostraea rouvillei* (Coq.) ; *Lopha flabellata* (Goldfuss) ; *Mutiella rotundata* (d'Orb.) ; *Neithea aequicostata* (Sowerby) ; *N. quinquecostata* (Sowerby) ; *Pholadomya ligériensis* d'Orb. ; *P. decussata* (Mantell) ; *Panopea gurgitis* d'Orb. ; *Protocardium hillanum* (Sow.) ; *Pycnodonte proboscidea* (d'Arch.) ; *Stegoconcha moutoniana* d'Orb. ; *Trachycardium granulatum* (Brongniart).

Cénomaniens supérieurs (C1c) : *Calycoceras* (*Calycoceras*) *naviculare* (Mantell) ; *Artostea carinata* Lamarck ; *Cyclothyris difformis* (Valenc. in Lamarck) ; *Exogyra columba* Lamarck ; *Hemiaster bufo* Desor. ; *Lopha flabellata* (Goldfuss) ; *Neolobites peroni* Hyatt ; *Phaseolina phaseolina* (Lamarck) ; *Pycnodonte proboscidea* (d'Arch.).

Turonien (C2) : *Austiniceras austeni* (Sharpe).

ANNEXE 3 - ÉCHELLES STRATIGRAPHIQUES DU TERTIAIRE

Tabl. 4 - Répartition stratigraphique etc...

Orbulinoides beckmanni	Truncorotaloides rohri	Globigerinatheka semiinvoluta	Turborotalia cerroazulensis s.l.		
Éocène moyen		Éocène supérieur			
e ⁵ Lutétien	⊖ Bartonien	⊖ Priabonien			
	Biarritzien				
Zone A	Zone B		Zone C		
P13	P14	P15	P16	P17	
					Truncorotaloides topilensis
					Globigeterina Inaperta
					G. corpulenta
					G. hagni
					G. officinalis
					G. yeguaensis
					G. eocaena
					G. venezuelana
					G. euapertura
					G. cryptomphala
					G. praebulloides
					G. praebulloides leroyi
					G. tripartita
					G. angiporoides
					G. pseudoamplapertura
					G. amplapertura
					Pseudohastigeterina micra
					Hantkenina primitiva
					H. alabamensis
					Globorotalia increbescens
					G. opima nana
					Turborotalia centralis =
					T. cerroazulensis pomerol
					T. cerr. frontosa =
					T. boweri
					T. cerr. cerroazulensis
					T. cerr. cocoaensis
					T. cerr. cunialensis
					Globigerinatheka subconglobata
					subconglobata
					G. subcongl. luterbacheri
					G. mexicana mexicana
					G. mex. bairi
					G. index index
					G. index tropicalis
					G. semiinvoluta
					Acalina primitiva
					A. spinulointata
					Catapsydrax dissimilis

Tabl. 4 - Répartition stratigraphique des foraminifères de l'Éocène moyen - supérieur (d'après Toumarkine et Luterbacher, in Bolli *et al.*, 1985) et Biozones paléontologiques basées sur les grands foraminifères (Blondeau *et al.* 1968)

FAUNES TERTIAIRES (ÉOCÈNE ET MIOCÈNE)

Microfaune du Bartonien

Foraminifères planctoniques

Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis, *T. c. cocoaensis*, *T. c. pomeroli* = *T. centralis*, des formes intermédiaires entre *T. c. psocagnoensis* et *pomeroli*, de même qu'entre *T. c. pomeroli* et *cerroazulensis*, *Globigerinatheka mexicana mexicana*, *G. m. barri*, *G. index index*, *G. index tropicalis*, *G. subconglobata subconglobata*, *G. s. luterbacheri*, *Globorotalia increbescens*, *Globigerina eocaena*, *G. aff. angiporoides*, *G. lozanoi*, *G. linaperta*, *G. cryptomphala*, *G. officinalis*, *G. venezuelana*, *G. tripartita*, *G. hagni*, *Catapsydrax dissimilis*, *Hantkenina alabamensis*, *Acarinina spinuloinflata*, *Truncorotaloides topilensis* et des formes à affinité *G. ampliapertura* qui annoncent le passage au Priabonien.

Foraminifères benthiques

Anomalina affinis, *A. acuta*, *Anomalinella byramensis*, *Anomalinoides capitatus*, *A. dorri*, *A. venezuelana*, *Alabamina cf. dissonata*, *Biasterigerina bartoniana*, *B. falcilocularis*, *Bolivina cf. intermedia*, *B. aspensis*, *Buliminella grata*, *B. cf. jarvisi*, *Bulimina aff. trinitatensis*, *B. aff. ovata primitiva*, *B. aff. costata*, *B. tuxpamensis*, *Cassidulina armosa*, *C. subglobosa*, *Cassidulinoides howei*, *Chrysalogonium obliquatum*, *Cibicidina barnetti*, *Cibicides lobatulus*, *C. mauricensis*, *Cibicidoides eocaenus*, *C. felix*, *C. micrus*, *C. grimsdalei*, *C. subspiratus*, *C. mexicanus*, *C. praemundulus*, *C. truncanus*, *C. pseudoungerianus*, *C. bradyi*, *C. perlucidus*, *C. cushmani*, Elphidiidae, *Fissurina trinitatensis*, *Florilus (N.) communis*, *Fursenkoina schreibersiana*, *Globulina ampulla*, *Gyroidina nitidula*, *G. girardana*, *Hanzawaia ammophila*, *Lagena striata*, *Lenticulina aff. midwayensis*, *L. cf. yeguatensis*, *L. aff. ariminensis*, *L. aff. serpens*, *L. inornata*, *Marginulina eocaena*, *M. fragaria*, Miliolidae, *Neorotalia lithothamnica*, *Nodosaria minor*, *Nonion commune*, *N. cf. florinense*, *N. cf. mexicanum*, *N. cf. hummelincki*, *Nuttalides cf. truempyi*, *Oridorsalis umbonatus*, *Planulina marialana*, *Planorbulina sp.*, *Planularia aff. clara*, *Praeglobulimina primitiva*, *Pullenia quinqueloba*, *P. bulloides*, *Saracenaria triangularis*, *Schenckiella gracillima*, *Stilostomella verneuili*, *S. aff. modesta*, *S. nuttalli*, *Trifarina budensis*, *Uvigerina eocaena*, *U. mexicana*, *U. havanensis*, *U. gracilis*, *U. aff. gallowayi basicordata*, des Agglutinés comme *Dorothia aff. subglabra*, *Karrerriella subcylindrica*, *Semivulvulina pennatula*, *S. deperdita*, *Spirorutilus mexicanus*, Rupertiidae comme *Eorupertia*, *Textularia cf. eocaenica*.

Microfaune du Priabonien (e7M)

Foraminifères planctoniques

G. cryptomphala, *G. eocaena*, *G. angiporoides*, *G. venezuelana*, *G. hagni*, *G. galavisi* = *yeguaensis*, *G. aff. ampliapertura*, *G. pseudoampliapertura* (proche de *ampliapertura*), *Turborotalia cerroazulensis cocoaensis*, *T. cerroazulensis cerroazulensis*, des formes intermédiaires comme *T. cerroazulensis pomeroli-cerroazulensis* et *T. cerroazulensis possagnoensis-pomeroli* et comme *Turborotalia c. cocoaensis* et *T. cunialensis*, *T. centralis*, *T. cerroazulensis pomeroli*, *Globigerinatheka index tropicalis*, *Globigerinatheka index index*, *G. subconglobata luterbacheri*, *Catapsydrax dissimilis* et des formes remaniées de l'Éocène moyen (*Globigerina triloculinoides*, *G. linaperta*, *Turborotalia frontosa*, *Acarinina primitiva*).

Foraminifères benthiques

Alabama dissonata, *Anomalinoides capitatus*, *Anomalina affinis*, *A. cf. alazanensis spissiformis*, *A. dorri aragonensis*, *Astacolus aff. ovatus*, *Bulimina aff. ovata primitiva*, *B. aff. costata*, *B. tuxpamensis*, *B. truncana*, *Bulimina pupoides*, *B. palmerae*, *B. aff. alazanensis*, *Brizalina tectiformis*, *Cassidulina subglobosa*, *C. subglobosa horizontalis*, *Chrysalogonium obliquatum*, *Cibicidoides praemundulus*, *C. grimsdalei*, *C. truncanus*, *C. pseudoungerianus*, *C. cushmani*, *C. perlucidus*, *C. eocaenus*, *C. mexicanus*, *C. subspiratus*, *C. aff. westi*, *Cibicidina walli*, *C. barnetti*, *Cribrorobulina dicampyla*, *Dentalina mucronata*, *Ellipsonodosaria subspinoso*, *Elphidium sp.*, *Epistomina sp.*, *Fissurina trinitatensis*, *F. aff. creba*, *Gyroidinoides girardana*, *G. cf. jarvisi*, *Hanzawaia ammophila*, *Lenticulina aff. ariminensis*, *L. aff. alato-limbata*, *L. aff. curvisepta*, *L. aff. cuvillieri*, *L. aff. williamsoni*, *L. aff. serpens*, *L. inornata*, *Marginulina asperruliformis*, *M. eocaena*, *M. aff. glabra obesa*, *M. cumulicostata*, *M. behmi*, *M. fragaria*, *M. subbulata*, *Marginulinopsis longiforma*, *Nodosaria minor*, *N. longiscata*, *Nodosarella subnodosa*, *Nuttallides truempyi*, *Oridorsalis umbonatus*, *Osangularia aff. dominicana*, *Planulina marialana*, *P. renzi*, *Planularia aff. clara*, *P. sp.*, *Pleurostomella aff. nuttalli*, *Praeglobulimina ovata*, *P. aff. grata*, *Pullenia quinqueloba*, *P. bulloides*, *Saracenaria aff. triangularis*, *Stilostomella nuttalli*, *S. nuttalli gracillima*, *S. adolphina*, *S. verneuili*, *Uvigerina havanensis*, *U. mexicana*, *U. auberiana*, *U. aff. batjesi kaasschieter*, *U. aff. striatissima*, *U. aff. hantkeni*, *U. eocaena*, *U. curta*, *U. rustica* et des Agglutinés tels que *Clavulina (Cylindroclavulina) eocaena*, *Dorothia aff. subglabrata*, *Karrerriella subcylindrica*, *Martinotiella communis*, *Plectina dalmatina*, *Spiroplectamina deperdita*, *Semivulvulina spinosa*, *S. flabelliformis*, *Textularia cf. eocaenica*, *T. aff. agglutinans*, *Tritaxia szaboj*, *Vulvulina pennatula*, *V. spinosa*.

Macrofaune du Bartonien
La Vanade

Echinodermes (Villoutreys, Blondeau et Decrouez , 1987)

Cidaris oosteri LAUBE, *Echinolampas ventiensis* LAMBERT, *Schizaster* aff. *studer* AGASSIZ, des Clypeastridés indéterminés, et plaques de *Porocidaris schmiedeli* (MUENSTER), *Conocrinus cazioti* VALETTE. À ces formes peuvent être associées *Cidaris subularis* d'ARCHIAC, *C. taramellii* COTTEAU, *Porosoma pellati* (COTTEAU) et *Triplacidia* Van den KECKEI (AGASSIZ). Bivalves, *Aequipecten biarritzensis* d'ARCHIAC, *P. (Chl.) subdiscors* (d'ARCHIAC), *P. (Chl.) vapincanus* BOUSSAC.

Bois d'Apollon (NE de Vence) (x : 986.35 et y : 3170.35), ces auteurs signalent un annélide, *Tubulostium spiruleum* (LAMARCK), et des échinides, *Porocidaris schmiedeli* (MUENSTER), *Schizaster studeri* AGASSIZ.

Macrofaune du Miocène

Marnes m1M

Echinides : *Parascutella paulensis* [*Scutella subrotum daeformis*], *Clypeaster latirostris* AGASS., *C. marginatus* ; bivalves : *Flabellipecten fraterculus* (SOWERBY in SMITH), *Chlamys* [*Mimachlamys*] *pusio* = *Mimachlamys multistriata* (POLI), *Oopecten rotundatus* (LAMARCK), *Ostrea* (O.) *lamellosa* (BROCCHI) sous-espèce *offreti* (KILIAN), *Neopycnodonta cochlear* (POLI).

Cette liste peut être complétée par les faunes citées par d'autres auteurs : B. de Lapparent (1938) (molasse inférieure de Vence, Burdigalien).

Pectinidés : *Oopecten rotundatus* (LAMARCK) ; *Aequipecten pavonaceus* (FONTANNES) ; *A. praescabriusculus* (FONTANNES) ; *A. semiensis* (LAMARCK) = *A. scabrellus* (LAMARCK).

L. Ginsburg (1960) (molasse inférieure de Vence, Burdigalien)

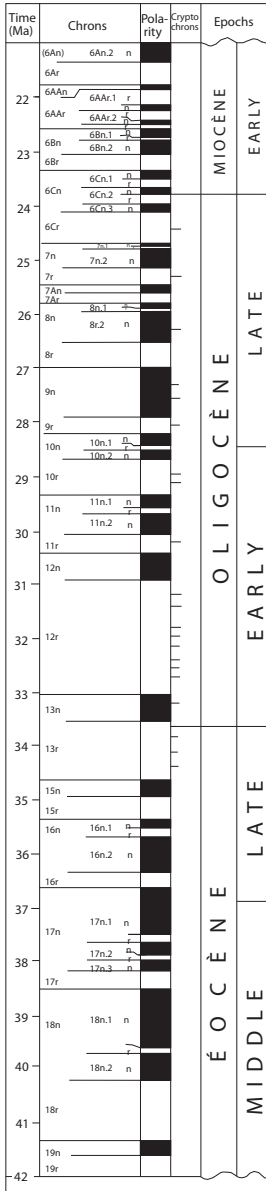
Pectinidés : *Oopecten rotundatus* (LAMARCK) ; *Hinnites brussoni* de SERRES ; *Aequipecten northamptoni* (MICHELOTTI) var. *oblitus* MICHELOTTI ; *Mimachlamys multistriata* (POLI) var. *substriatus* d'ORBIGNY ; *Gigantopecten sub-holgeri* (FONTANNES) ; *Flabellipecten fraterculus* (SOWERBY in SMITH) ; échinides : *Clypeaster* cf. *intermedius* (DESMOULINS) ; *Echinolampas savini* LAMBERT ; *E. guebhardi* LAMBERT.

Carte de Roquesteron : *Clypeaster latirostris* AGASS. var *tourettensis* LAMBERT pour les échinides, et *Oopecten sub-holgeri* (FONTANNES) forme burdigalienne, pour les bivalves.

Marnes m1-2M :

Bivalves : un suspensivore : *Neopycnodonte navicularis* [BROCCHI], scléactiniaires solitaires, Gastéropodes (un dépositivore : *Turritella [Archimediella] triplicata* BROCCHI, et deux Carnivores : *Galeoda* cf. *echinophora* [LINNÉ], *Ancillaria glandiformis* [LAMARCK]), Scaphopodes (un dépositivore : *Dentalium [Entalis] badense* PARTSCH in Hoernes).

ANNEXE 4



Tabl. 6 - Échelle radiométrique d'après S.C. Cande et D.V. Kent (1992) pour la période Éocène moyen - Miocène inférieur

ANNEXE 5 - GÉOCHIMIE DES ROCHES ANDÉSITIQUES (g1E(α))

7.1 - Diagramme K_2O/SiO_2 (Peccerillo et Taylor, 1976) (hors texte)

Roches andésitiques g1E(α)

Sites	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50,70	52,20	52,80	53,10	53,50	53,70	55,20	56,00	57,10	57,40	57,77	58,70	60,10	61,00	65,50
Al ₂ O ₃	19,50	19,30	18,30	17,50	19,90	18,40	18,70	18,50	19,00	18,10	17,75	19,80	19,40	19,10	17,00
Fe ₂ O ₃	4,66	4,52	3,94	5,37	4,80	4,44	4,47	4,20	4,39	3,56	2,35	4,09	3,76	3,50	3,36
FeO	2,87	1,97	3,23	4,02	2,05	4,16	3,15	2,48	2,23	2,86	4,10	1,94	0,93	1,80	0,72
MgO	3,13	3,32	3,45	3,40	2,00	3,43	2,67	2,57	2,35	2,54	2,32	1,42	0,85	1,00	0,57
CaO	9,30	8,09	7,90	8,26	8,39	6,93	7,36	7,18	6,83	7,15	6,25	6,78	6,34	6,07	5,42
Na ₂ O	3,27	3,22	3,47	3,66	3,57	3,29	3,59	3,43	3,92	3,98	3,79	3,70	3,87	3,08	3,40
K ₂ O	1,17	0,77	1,36	1,09	1,45	1,83	1,77	1,50	1,64	1,99	2,90	1,28	1,78	1,50	1,43
TiO ₂	0,87	0,84	0,81	1,50	0,86	0,83	0,87	0,78	0,64	0,79	0,66	0,63	0,71	0,63	0,53
P ₂ O ₅	0,21	0,37	0,29	0,33	0,19	0,30	0,29	0,21	0,20	0,18	0,44	0,17	0,20	0,16	0,14
MnO	0,17	0,08	0,10	0,11	0,10	0,12	0,10	0,14	0,15	0,07	0,15	0,06	0,02	0,09	0,04
H ₂ O*	1,60	2,47	1,82	0,78	1,00	0,99	0,83	1,59	1,12	0,62	1,00	0,85	0,78	0,76	1,63
H ₂ O	2,28	2,05	1,80	0,93	2,20	0,83	0,69	1,37	0,70	0,60	0,54	0,05	0,96	0,60	0,97
Total	99,73	99,20	99,07	100,03	99,81	99,25	99,69	99,95	100,27	99,84	100,02	99,27	99,70	99,29	100,71
Norme C.I.P.W.															
Q	5,14	9,06	7,14	7,80	8,22	7,66	8,82	12,64	11,13	9,72	8,13	15,82	16,26	23,10	28,60
Hy	4,62	8,30	7,35	5,30	5,00	10,43	4,92	6,40	5,80	3,69	4,68	3,55	2,10	2,50	1,40
I.D.	39,74	40,87	44,26	45,09	46,65	46,21	49,77	50,24	53,56	54,82	58,06	55,35	59,30	58,19	65,24

Tabl. 7.2 - Analyses chimiques des roches andésitiques (g1E(α))

- 1 - Basalte à Opx – Cpx, bloc, la Vanade, Giraud, 1983.
- 2 - Andésite basaltique à Opx – Cpx – Hb, filon, Anse du Crouton, Antibes, Giraud, 1983.
- 3 - Andésite basaltique à Opx – Cpx – Hb, bloc, la Vanade, Giraud, 1983.
- 4 - Andésite basaltique à Cpx, bloc, Biot, Giraud, 1983.
- 5 - Andésite basaltique à Opx – Cpx, bloc, Biot, Giraud, 1983.
- 6 - K-Andésite basaltique à Opx – Cpx-Hb, bloc, la Villa Maure, Giraud, 1983.
- 7 - K-Andésite basaltique à Ol - Opx – Cpx., bloc, la Villa Maure, Giraud, 1983.
- 8 - Andésite basaltique à Opx – Cpx – Hb, bloc, Autoroute A8, sortie Bouches du Loup, Giraud, 1983.
- 9 - Andésite à Opx – Cpx, bloc, Villeneuve-Loubet, Giraud, 1983.
- 10 - K-Andésite à Opx – Cpx, bloc, Biot, Giraud, 1983.
- 11 - K-Andésite à Opx – Cpx, bloc, la Villa Maure, Ghristi in Giraud, 1983.
- 12 - Andésite à Opx – Cpx, bloc, Biot, Giraud, 1983.
- 13 - Andésite à Cpx – Hb, bloc de roche très porphyrique, Biot, Giraud, 1983.
14. Andésite à Cpx – Hb, bloc, Biot, Giraud, 1983.
15. Dacite à Opx – Cpx, bloc, Biot, Giraud, 1983.

Norme C.I.P.W. : Q = Quartz ; Hy = Hypersthène ; I.D. = Indice de Différenciation

ANNEXE 6 - MACROFAUNES MARINES DU MIOCÈNE

Macrofaune m2P	Burdigalien	Langhien	Serravallien	Tortonien	Messinien	Pliocène
<i>Flabellipecten fraterculus</i>						
<i>Aequipecten gentoni</i>						
<i>Pecten subbenedictus</i>						
<i>Aequipecten scabriusculus</i>						
<i>A. scabriusculus cavarum</i>						

Tabl. 8 - Association de bivalves de la Formation des Plantiers.

Faune de Ginsburg	Serravallien	Tortonien	Messinien	Pliocène
Flabellipecten planosulcatus	—	—		
F. fraterculus				
Gigantopecten albinus				
G. nodosiformis (et non latissimus)				
Oopecten var. rotundatus		?		
Rhinocerotidé		—		

Tabl. 9 - Molasse caillouteuse du Caire

Faunes marines pliocènes

a) Microfaune (marqueurs stratigraphiques) des marnes du Zancéen (p1a) de la région sud de Vence, (F. Irr, 1984)

Benthiques

Nodosaria pentacostata, *Marginulina costata*, *Vaginulinopsis carinata*, *Vaginulina striatissima*, *V. tricarinata*, *Orthomorphina proxima*, *Ramulina globulifera*, *Rotalia granulata*, *Epistominella exigua*, *Lamarckina scabra*, *Baggina gibba*, *Anomalinoidea helicina*, *Bulimina costata*, *B. aculeata*, *B. elongata lappa*, *Bolivina leonardii*, *B. apenninica*, *B. cistina*, *B. antiqua*, *B. punctata*, *B. subspinescens*, *Brizalina dilatata*, *Svratkina sp.*, *Uvigerina rutila*, *U. flinti*, *Rectuvigerina gaudryinoides arquatensis*.

Planctoniques

Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia margaritae margaritae*, *G. margaritae primitiva*, *G. puncticulata puncticulata*, *G. puncticulata padana*.

b) Microfaune des marnes du Pliocène inférieur (Zancéen, p1b zone à *G. margaritae* et p1c zone à *G. puncticulata*) de l'ancienne briqueterie Costamagna à Cagnes-sur-Mer (déterminations F. Irr)

Benthiques

Baggina gibba, *Bulimina costata*, *Marginulina costata*, *Orthomorphina tenuicostata*, *Anomalinoidea helicina*, *Lenticulina serpens clericii*, *Saracenaria italica*, *Vaginulina striatissima*, *Vaginulinopsis inversa tricarinata*, *V. bononiensis*, *Lamarckina scabra*, *Bolivina apenninica*, *B. punctata*, *B. leonardii*, *B. placentina*, *Uvigerina rutila*, *U. longistriata*, *U. flinti*, *Rectuvigerina gaudryinoides arquatensis*.

Planctoniques

Globigerina apertura, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *G. sacculifer*, *G. obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *Globorotalia margaritae margaritae*, *G. puncticulata puncticulata*.

c) Microfaune des marnes du Plaisancien (p2) du Parc de Vaugrenier, échantillon 1 (déterminations M.D. Courme)

Foraminifères planctoniques

Orbulina universa d'Orb., *Globigerinoides elongatus* (d'Orb.), *G. gr. trilobus* (Reuss), *G. sacculifer* (Brady), *G. obliquus extremus* (Bolli et Berm.), *G. ruber* (d'Orb.), *Globigerina decoraperta* Takayan. et Saito, *G. bulloides* d'Orb., *G. apertura* (Cushman), *Globorotalia puncticulata*

(Deshayes), *G. bononiensis* Dondi, *G. humerosa* Takayan. et Saito, *G. acostaensis acostaensis* Blow, *G. tumida tumida* (Brady), *G. menardii menardii* (Parker, Jones et Brady), *G. obesa* Bolli, *Globigerinata glutinata* Egger, *Hastigerina siphonifera siphonifera* (d'Orb.)

Foraminifères benthiques

Ammonia beccarii inflata (Seg.), *A. tepida* (Cushm.), *A. cf papillosa* (d'Orb.), *Amphistegina lessonii* d'Orb., *Amphicoryna scalaris* (Batsch), *Biasterigerina planorbis* (d'Orb.), *Bigenerina nodosaria* d'Orb., *Baggina gibba* Cushm. et Todd, *Bulimina aculeata* d'Orb., *B. costata* d'Orb., *Bolivina punctata* d'Orb., *B. italica* Cushm., *B. scalprata miocenica* Macfadyen, *Brizalina dilatata* (Reuss), *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob), *C. refulgens* de Montfort, *C. variabilis* (d'Orb.), *Cibicidoides incrassatus* (Ficht. et Moll), *C. pseudoungerianus* (Cushm.), *C. robertsonianus* (Brady), *Cancris auriculus* (Ficht. et Moll) *Cassidulina neocarinata* Thalm., *Cassidulinoides bradyi* (Norman), *Dorothia gibbosa* (d'Orb.), *Elphidium flexuosum* (d'Orb.), *E. crispum* (Linné), *E. aculeatum* (d'Orb.), *E. fichtelianum* (d'Orb.), *E. cf. hauerinum* (d'Orb.), *Fursenkoina schreibersiana* (Czjzek), *Globocassidulina subglobosa* (Brady), *Gyroidinoides girardanus* (Reuss), *Globulina gibba* (d'Orb.), *Hanzawaia boueana* (d'Orb.), *Hoeglundina elegans* (d'Orb.), *Lenticulina peregrina* (Schwager), *L. calcar* (Linné), *Marginulina filicostata* Forn., *Melonis padanum* (Perconig), *M. soldanii* (d'Orb.), *Martinotiella communis* (d'Orb.), *Oolina faveolata* (Seg.), *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *O. umbonatus stellatus* Silv., *Orthomorphina tenuicostata* (Costa), *Pandaglandulina dinapolii* Loeblich et Tappan, *Praeglobulimina affinis* (d'Orb.), *Pullenia bulloides* (d'Orb.), *Planulina ariminensis* d'Orb., *Praebulimina elongata* d'Orb., *Pyrgo depressa* (d'Orb.), *Rectuvigerina siphogenerinoides* (Lippar.), *Rosalina globularis* d'Orb., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Saracenaria italica* Defrance, *Sigmomorphina flinti* (Cushm.), *S. problema* (d'Orb.), *Sigmoilopsis tenuis* (Czjzek), *S. schlumbergi* (Silv.), *Svratkina perlata* (Andreae), *Sphaeroidina bulloides* d'Orb., *Textularia ponderosa* Forn., *Uvigerina peregrina* Cushm., *U. canariensis* d'Orb., *Valvulinaria bradyana* (Forn.), *Vulvulina pennatula* (Batsch).

Échantillon 2 (Formes caractéristiques, Irr 1984)

Benthiques

Ammonia beccarii, *E. crispum*, *Bolivina apenninica*, *B. dilatata*, *Baggina gibba*, *Uvigerina bononiensis*, *Rectuvigerina gaudryinoides arquatensis*, *Bulimina aculeata*, *B. elongata lappa*.

Planctoniques

G. obliquus extremus, *Globorotalia cf. crotonensis*, *G. crassaformis*.

d) Marne du Gélasien (p3) immeuble Les Pins-La Pinède, vallée du Malvan (Cagnes-sur-Mer). Formes caractéristiques (Irr, 1984)

Benthiques

Cassidulina neocarinata, *Valvulineria bradyana*, *Bulimina elegans*, *B. elegans marginata*.

Planctoniques

Globorotalia cf. inflata.

e) Macrofaune des marnes du Pliocène inférieur (Zancléen, p1b zone à *G. margaritae*) de l'ancienne briqueterie Costamagna à Cagnes-sur-Mer (détermination J.-P. Risterucci in F. Irr, 1984)

Nassa serrata SISM, *Amyclina semistriata* BROCCCHI, *Turricula dimidiata* BROCCCHI, *Pleurotoma coquandi* BELL., *P. contigua* BROCCCHI, *Clavus allionii* BELL., *Atilia thiara*, *A. nassoides*, *Turitella subangulata* BROCCCHI, *Aporrhais uttingeriana* RISSO, *Conus perpinianus*, *C. antedihuvianus* BRUG., *Natica helicina* BROCCCHI, *N. millepunctata* LAM., *Tritonium apenninicum* SASSI, *Fusus longiroster* BROCCCHI, *Arca diluvii* LAM., *Pecten opercularis* LAM., *Amussium cristatum* BRONN., *Limopsis aurita* BROCCCHI, *Ostrea cochlear* POLI, *Dentalium sexangulare* LAM.

3 - Faunes terrestres

Faune de vertébrés du gisement pléistocène moyen (Mw) de Cassole (Cagnes-sur-Mer) (Crégut-Bonnoure *et al.*, 1986).

Pytimis gregaloïdes, *Canis* sp., *Equus* sp., *Praemegaceros* sp., *Capreolus* sp., *Cervus elaphus*, *Elephas antiquus*.

ANNEXE 8 - DATATIONS RADIOMÉTRIQUES

Socle

1 - Âges U-Pb pour la partie orientale du massif du Tanneron (Demoux *et al.* 2008)

Orthogneiss mylonitique de Tanneron	Les Margoutons	309,8 ± 2,2 Ma	Géosciences Azur
Leucosome dans gneiss migmatitique	Mandelieu	308,9 ± 5,2 Ma	«
Filon de leucogranite	Rochers de La Bocca	297 ± 4,9 Ma	«

2 - Âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur muscovite pour la partie orientale du massif de Tanneron (Bosse, 2000 et Corsini *et al.*, 2009, en cours de publication)

Roche	Lieu-dit	Age	Labo
Pegmatite	Rochers de la Bocca	314,3 ± 1,4 Ma	Géosciences Azur
Pegmatite	Mandelieu	312,0 ± 1,2 Ma	«
Pegmatite	Mandelieu	313,9 ± 1,3 Ma	«
Orthogneiss	Tanneron	311,3 ± 1,2 Ma	«
Orthogneiss	Tanneron	313,9 ± 1,4 Ma	«
Métagranite	Tanneron	315,2 ± 1,8 Ma	«
Gneiss à biotite	Saint-Cassien-des-Bois	313,8 ± 1,3 Ma	«

3 - Âge K-Ar Andésite de Biot -Villeneuve-Loubet (Bellon et Brousse, 1971)

Lieu-dit	Âge/Roche totale	Labo
Bois Fleuri (Valbonne – Biot)	26,2 ± Ma	Géochronologie (Paris XI-Orsay)

Tabl. 11 - Datations radiométriques du socle

Quaternaire

1 - Pléistocène (datation U/Th)

Échantillon	Formation	Age U/Th (k.ans)	Laboratoire
Antibes-Fort carré	Récif corallien (soubassement terrasse de 20 m)	367 ⁺⁹⁹ ₋₁₁₀	IPH Paris (Fr.)
Grasse-Chiris	Traverlin	> 441	CERAK Mons (Belg.)
Courmettes	Brèche tectonisée	179 ⁺²⁴ ₋₁₉	IPH Paris (Fr.)
Cros-de-Cagnes	Terrasse de 10 m	131 ± 10	BRGM Orléans (Fr.)

2 – Holocène fluvial

a.- Estuaire de la Brague (Fz)

Carottage de Biot x=7°06'48" y=43°36'56" z=5m	Age C 14 (années non calibrées BP)	Référence Labo
-1400 cm	4620 ± 60	Gif - 8279
-2100	5740 ± 70	Gif - 9104
- 3200	8320 ± 80	Gif - 8278
-3900	9600 ± 100	Gif - 8277
-5150	11230 ± 90	Gif - 8276

3 - Cordons et dunes holocènes (Mz)

Localités	Coordonnées	Formation	Age C 14 BP non calibré	Réf. Labo
Cagnes-sur-Mer	X = 7°08'57" y = 43°39'51" z = 4,5 m	Cordon de galets	2930 ± 45	Ly - 5494
Cros-de-Cagnes	X = 7°09'23" y = 43°39'22" z = 1 m	Cordon de galets	3520 ± 180	Gd - 17012
Antibes	X = 7°07'20" y = 43°35'46" z = 7 m	Dune sableuse	5400 ± 40	Poz -11165

4 - Sédiments du fond marin, NNE d'Antibes

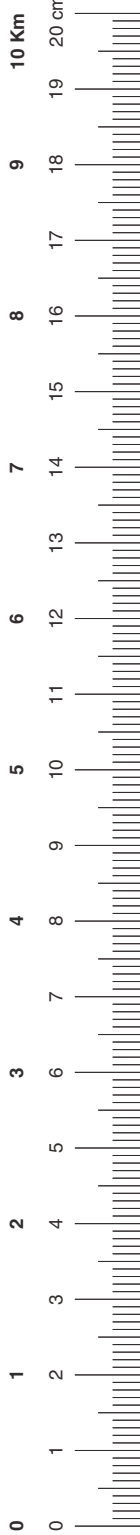
Profondeur d'eau	Âge C 14 BP non calibré	Réf.
100 m	14100 ± 300	Genesseeaux et Thommeret (1968)
89 m	12680 ± 120	Savoie et Piper, 1993
485 m	29600 ± 480	Savoie et Piper, 1993

Tabl. 12 - Datations radiométriques du Quaternaire

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

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

Échelle 1/50 000



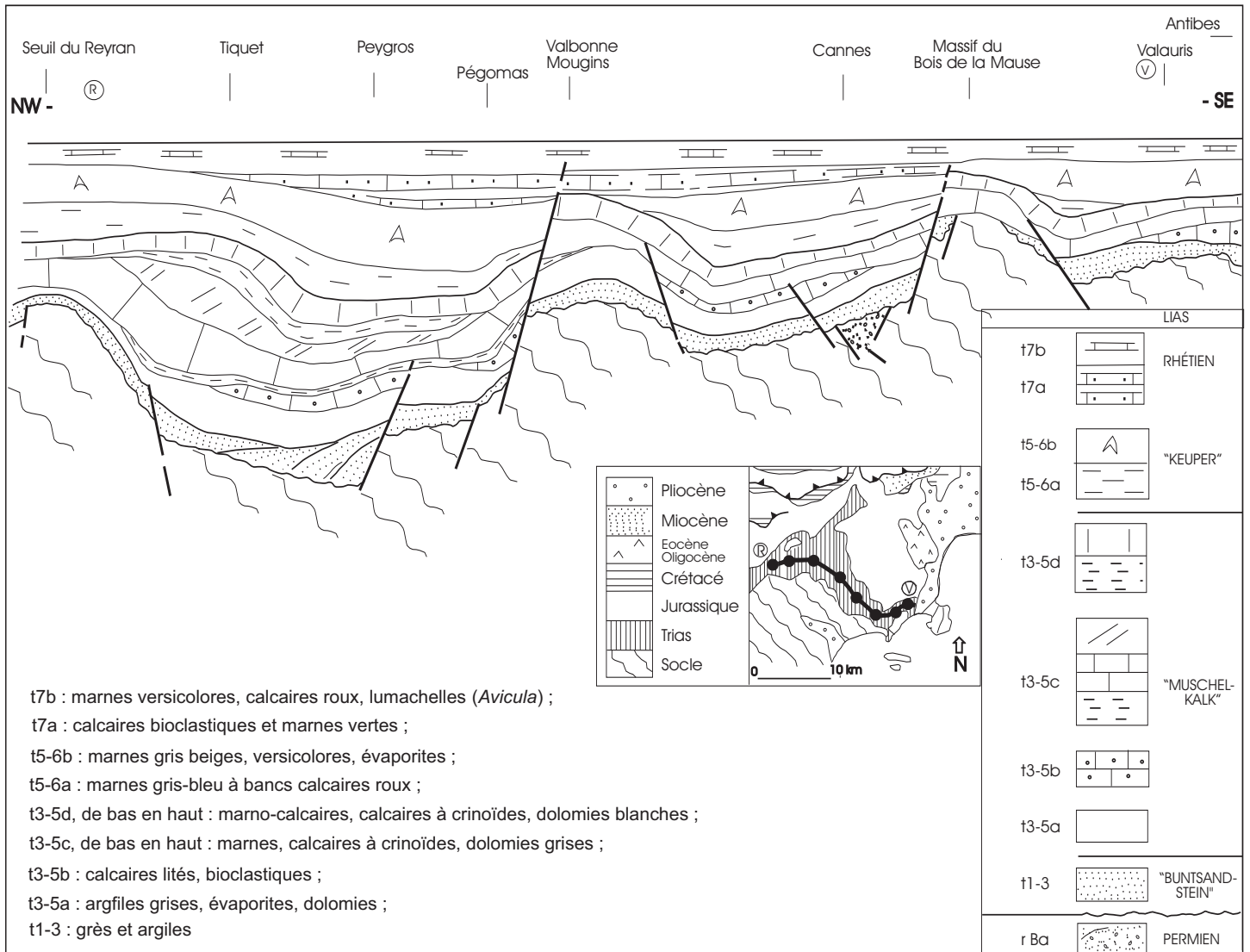


Fig. 3 - Série triasique. Profil reconstitué dans l'autochtone entre le seuil du Reyran (R) et Vallauris (V) ; la base du Lias est supposée horizontale. Schéma sans échelle montrant le jeu synsédimentaire des accidents qui découpent le bassin provençal.

Les accidents N20-40 du Reyran, de Peygros, de Valbonne-Mougins et de Cannes affectent le socle du Tanneron et se prolongent dans la couverture ; certains accidents seraient hérités de structures hercyniennes qui ont déjà rejoué au Permien comme le seuil du Reyran (Toutin, 1980). Leur activité pendant le Trias est probable, surtout sensible au Ladinien supérieur-Carnien, pendant le dépôt des formations carbonatées (t 3-5c-d). Dans le domaine alpin, cette période correspond à un épisode de déformation majeure, en particulier dans le Briançonnais (Mégard-Galli et Faure, 1988). D'autres accidents, de direction Est-Ouest (ville de Cannes, Sud du Bois de la Maure), seraient hérités des distensions du Permien (Bonifay *et al.*, 1970) ; leur influence sur la sédimentation triasique semble moins décisive. Les failles importantes, sans doute assez redressées, sont à regard Nord-Ouest. Elles délimitent de larges panneaux inclinés vers le Sud-Est et relevés vers le Nord-Ouest à l'aplomb des accidents, suggérant un découpage en blocs plus ou moins basculés. Entre le Tignet-Grasse au Nord-Ouest et Antibes-les Iles de Lérins au Sud-Est, trois unités structurales peuvent ainsi être définies par les accidents du seuil du Reyran, l'accident de Mougins-Valbonne et celui délimitant le Bois de la Maure. Ces trois panneaux sont eux-mêmes découpés par des failles plus ou moins importantes (accidents de Peygros, de Vaucluse, de Cannes...) dont le jeu triasique n'est pas certain. Ces trois unités structurales sont plus ou moins ennoyées par les dépôts du Trias ; les séries sont d'épaisseur inégale dans chaque compartiment, les plus réduites et les plus incomplètes étant au Sud-Est ; elles s'épaississent et se complètent vers le Nord-Ouest. La plupart des formations semblent s'être déposées en onlap sur les zones hautes (seuil du Reyran, Bois de la Maure) ; l'extension géographique est maximum pour les calcaires du Ladinien (t 3-5b), les marnes et calcaires du Ladinien supérieur (t 3-5c), les marnes à évaporites du Norien (t 5-6b) et les calcaires et marnes du Rhétien (t7b). Ces ennoiements généralisés peuvent correspondre à certains épisodes transgressifs décrits aux mêmes moments dans le bassin de Paris (Goggin et Jacquin, 1998)

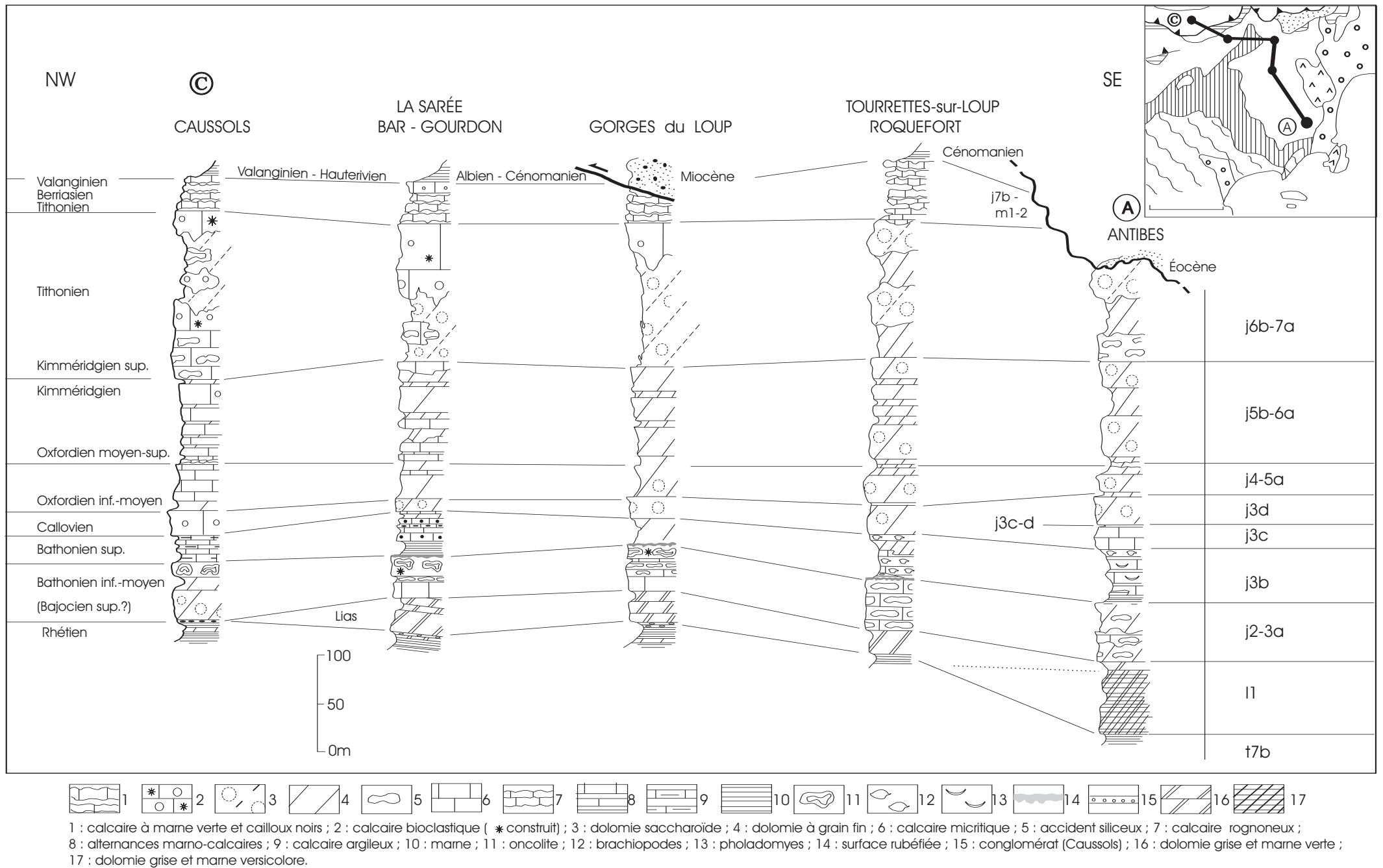


Fig. 4 - Série jurassique. Profil établi entre l'arc subalpin de Castellane (Caussols, C) et l'autochtone (nord d'Antibes, A) ; l'Oxfordien moyen est figuré horizontal. Schéma sans échelle horizontale, montrant les variations de faciès, d'épaisseur et de subsidence au cours du Jurassique, en bordure du haut-fond du moyen Verdon (Caussols) et dans le bassin provençal (de la Sarée à Antibes). Le toit de la série est raboté par le chevauchement miocène des Baous (Gorges du Loup) et érodé au début du Tertiaire (Antibes)

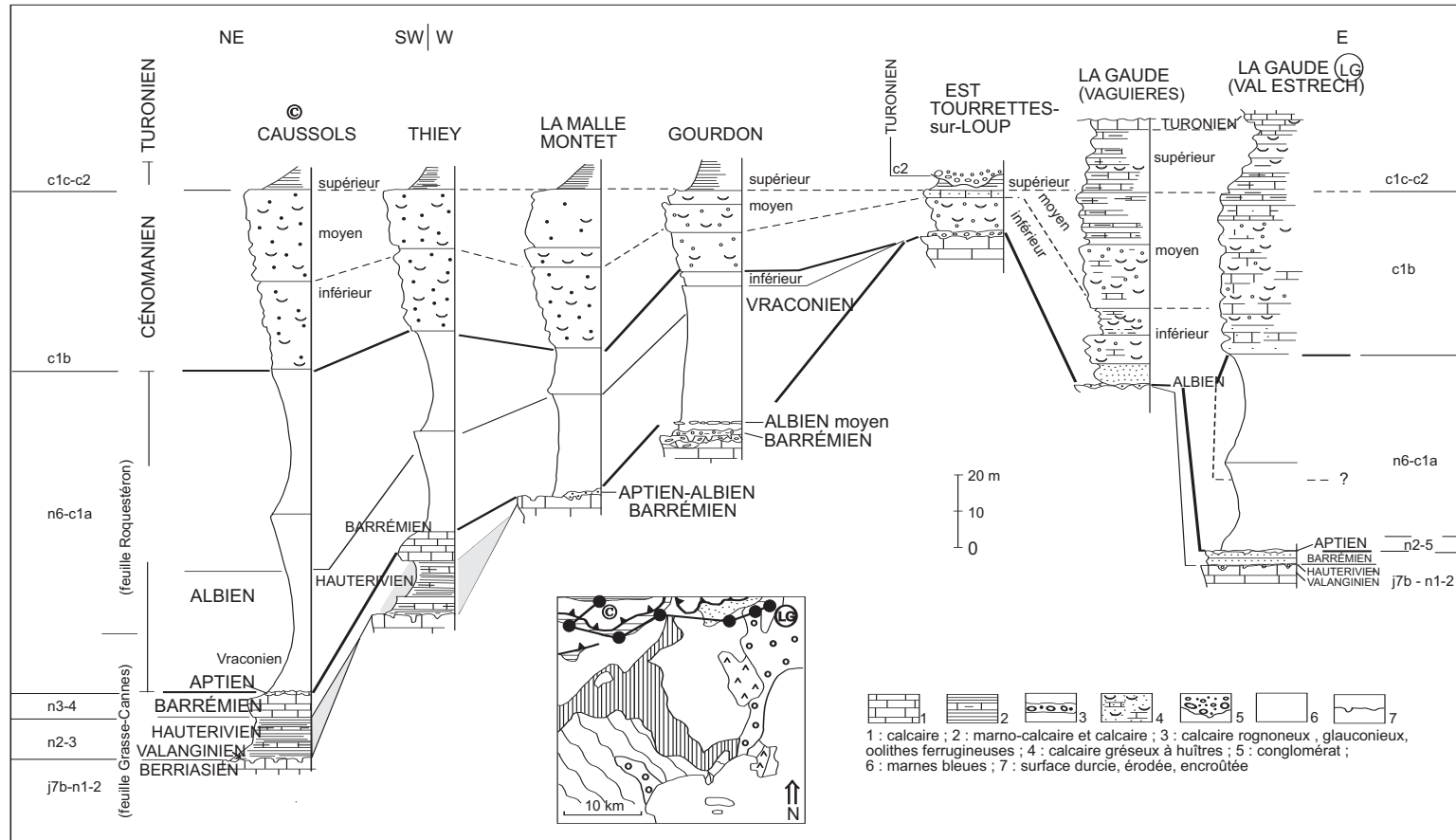
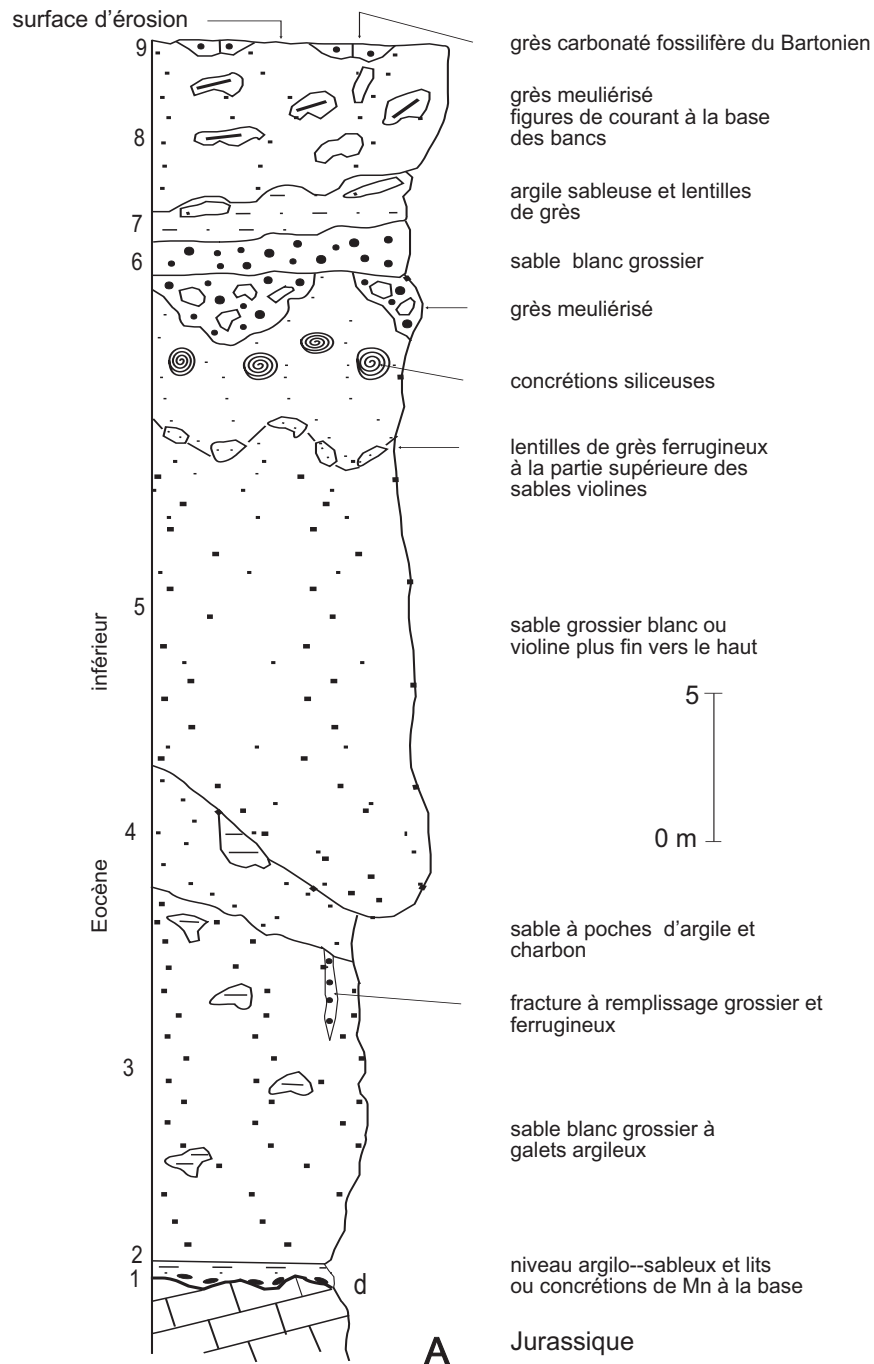


Fig 5 - Série crétacée. Profil réalisé entre les écaïles de l'arc subalpin de Castellane (Caussols, C, Thiey) et la bordure nord de l'autochtone (de la Malle à la Gaude, LG) ; la base du Cénomanien supérieur est figurée horizontale. Schéma sans échelle horizontale montrant les variations de faciès et d'épaisseur des séries au cours du Crétacé. Ce territoire se situe entre le domaine pélagique (au Nord) et le domaine néritique (au Sud) ; la limite entre les deux domaines, orientée Est-Ouest donc plus ou moins parallèle au profil, se situe à la Malle (dépôt de n2-4) et se déplace vers Tourrettes-sur-Loup (dépôt de n6-c1a), après l'Aptien-Albien inférieur caractérisé par une lacune ; à partir du Cénomanien inférieur et moyen, l'ensemble du territoire appartient au domaine néritique ou littoral (dépôt de c1b)

Coupe de la Sablière de Biot (secteur sud)



La Chapelle Saint-Lambert (secteur nord)

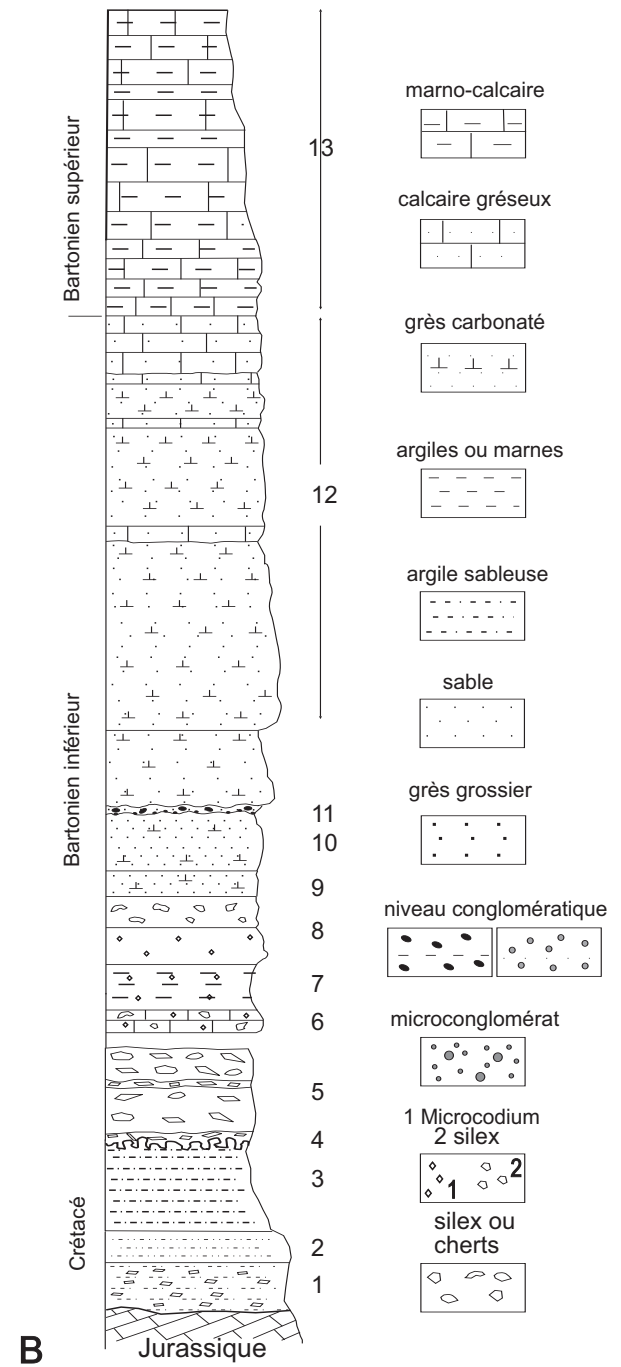


Fig. 6 - A : Sables bariolés de Biot (Éocène inférieur) (Sablière de la Valmasque) ; B : Formation du Pra de Julian et Calcaire de la Chapelle Saint-Lambert (Bartonien) (secteur nord de la carte, Est de Vence)

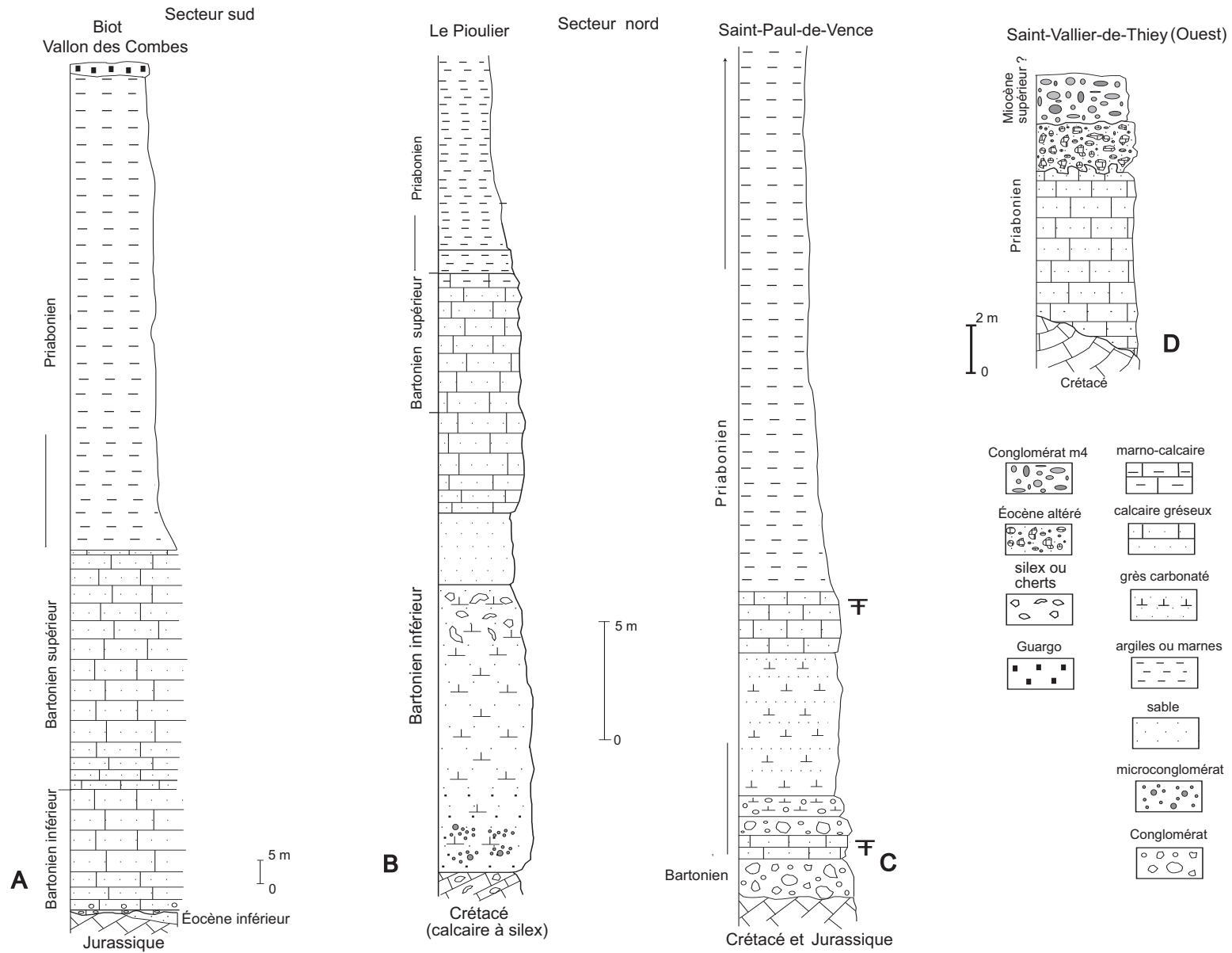


Fig. 7 - Bartonien (Formations du Pra de Julian, Calcaire de la Chapelle Saint-Lambert) et Priabonien (Calcaire de Sainte-Claire). A : Biot, Vallon des Combes (secteur sud) ; B et C : Le Pioulier, Saint-Paul-de-Vence (secteur nord) ; D : Saint-Vallier-de-Thiery (secteur ouest)

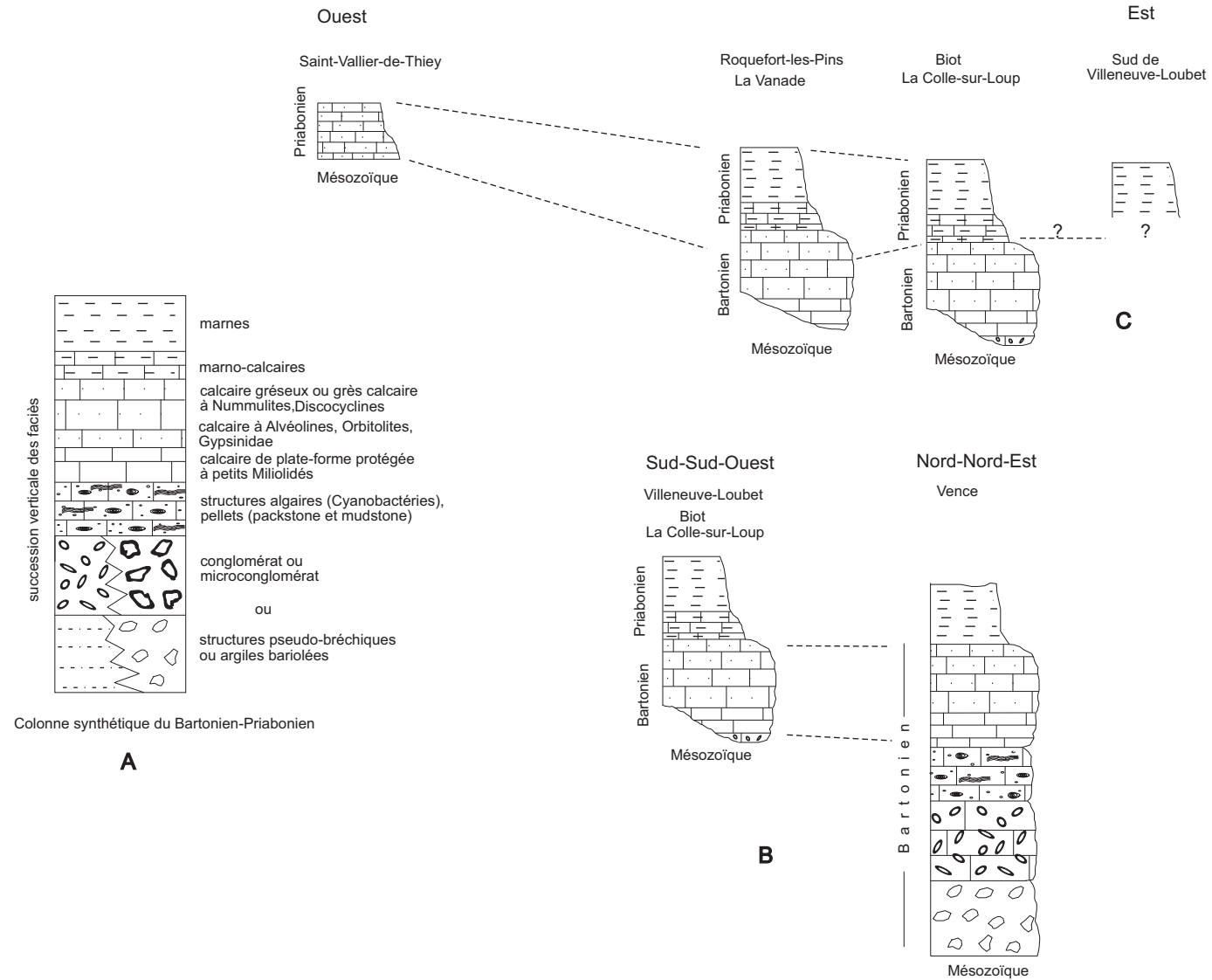


Fig. 8 - Succession verticale des faciès du Bartonien permettant d'illustrer la transgression est-ouest et de distinguer les domaines : plate-forme interne, plate-forme externe et bassin. A : Colonne synthétique des faciès du Bartonien-Priabonien. Il n'est pas tenu compte des épaisseurs des différents termes. B : Mise en évidence de la transgression du Bartonien. La forte épaisseur de ce terme au Nord-Nord-Est, très réduite au Sud-Sud-Ouest illustre cette transgression ainsi que le basculement de la région vers le Nord-Est ou l'Est de la feuille à partir de l'Éocène. C : Mise en évidence de la transgression du Priabonien suivant un parallèle Villeneuve-Loubet – Saint-Vallier-de-Thiery. Les plus fortes épaisseurs et les faciès marins externes situent le bassin à l'Est de la feuille

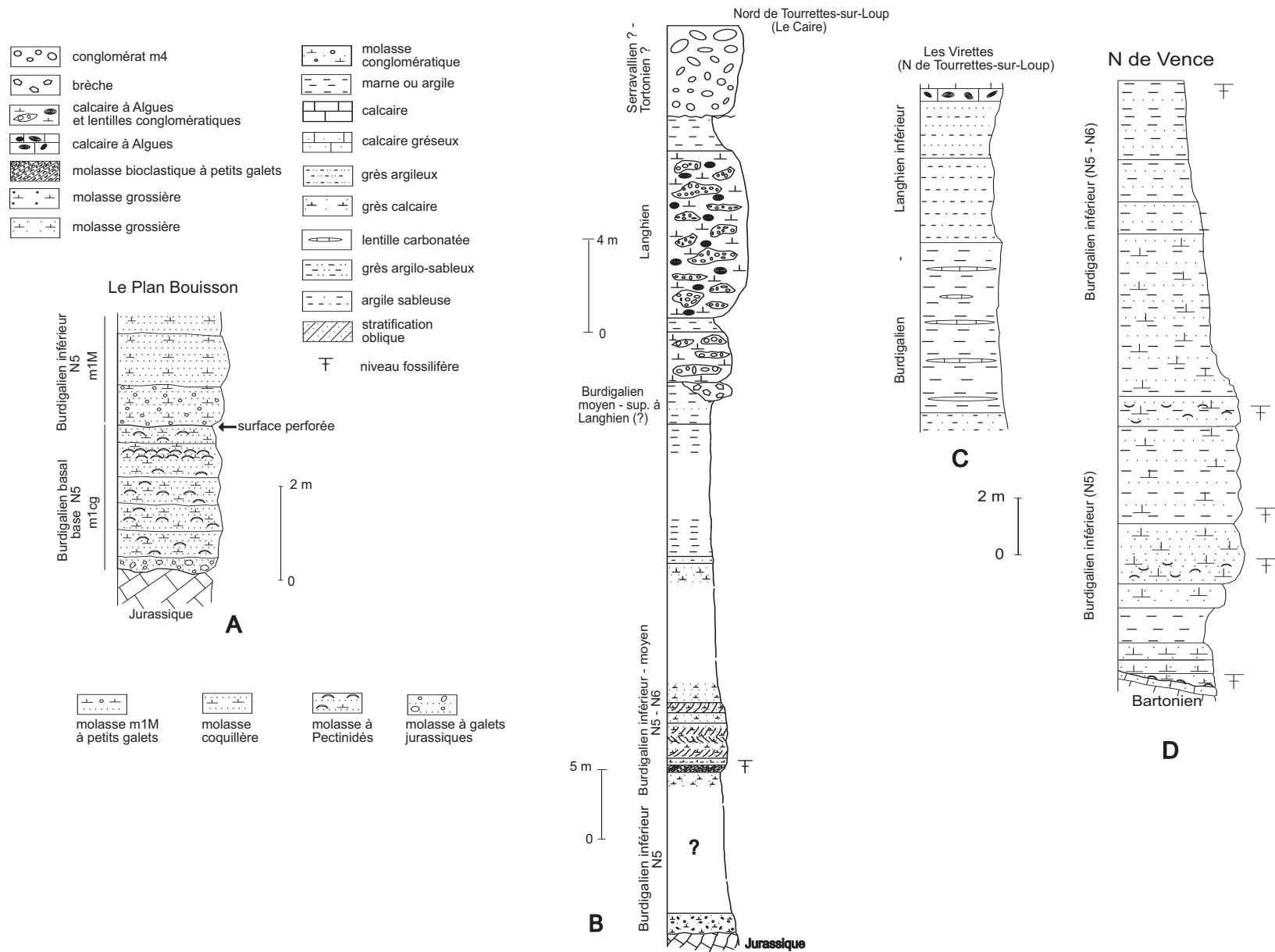


Fig. 9 - Le Miocène. A : Formation du Bausset (Burdigalien basal) au Plan Bouisson (Sud de Tourrettes-sur-Loup) ; B : Colonne synthétique du Miocène de Tourrettes-sur-Loup (Burdigalien inférieur – Serravallien ? – Tortonien ?) ; C : Formation de Vence (Burdigalien – Langhien) au Nord de Tourrettes-sur-Loup ; D : Formation de Tourrettes-sur-Loup (Burdigalien inférieur) au nord de Vence

Ouest

Est

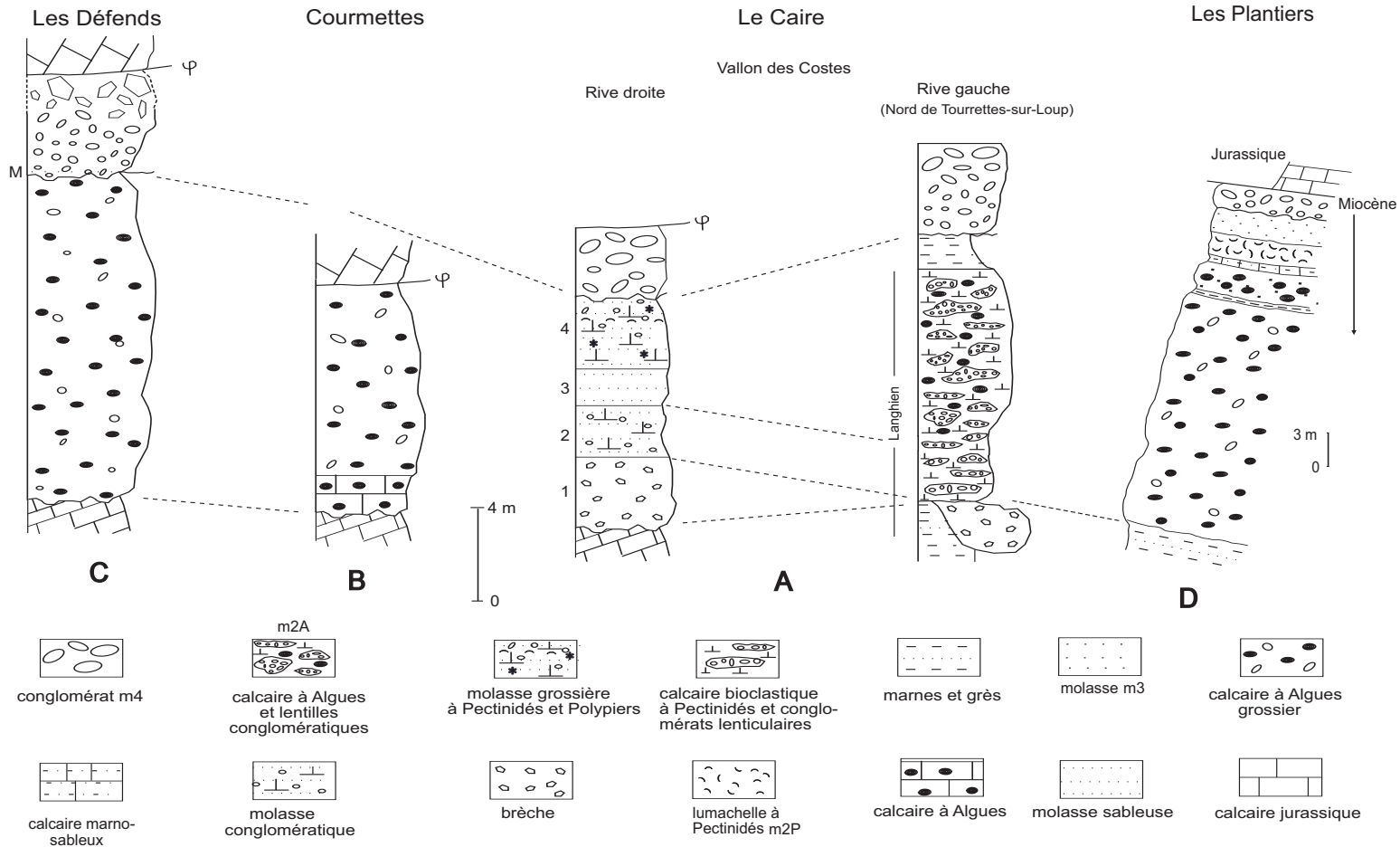


Fig. 10 - Formation de Notre-Dame des Fleurs (Langhien). Corrélations est-ouest entre les colonnes stratigraphiques de différents secteurs. A : Le Caire (vallon des Costes rive droite et rive gauche) ; B : Courmettes ; C : Les Défends. Les chiffres 1 à 4 correspondent aux différents niveaux distingués en rive droite du vallon des Costes et sont décrits dans le texte. D : Coupe des Calcaires à Algues (Langhien) au Conglomérat terminal (Formation du Caire, Serravallien ? – Tortonien ?) dans le secteur des Plantiers (Est de Tourrettes-sur-Loup)

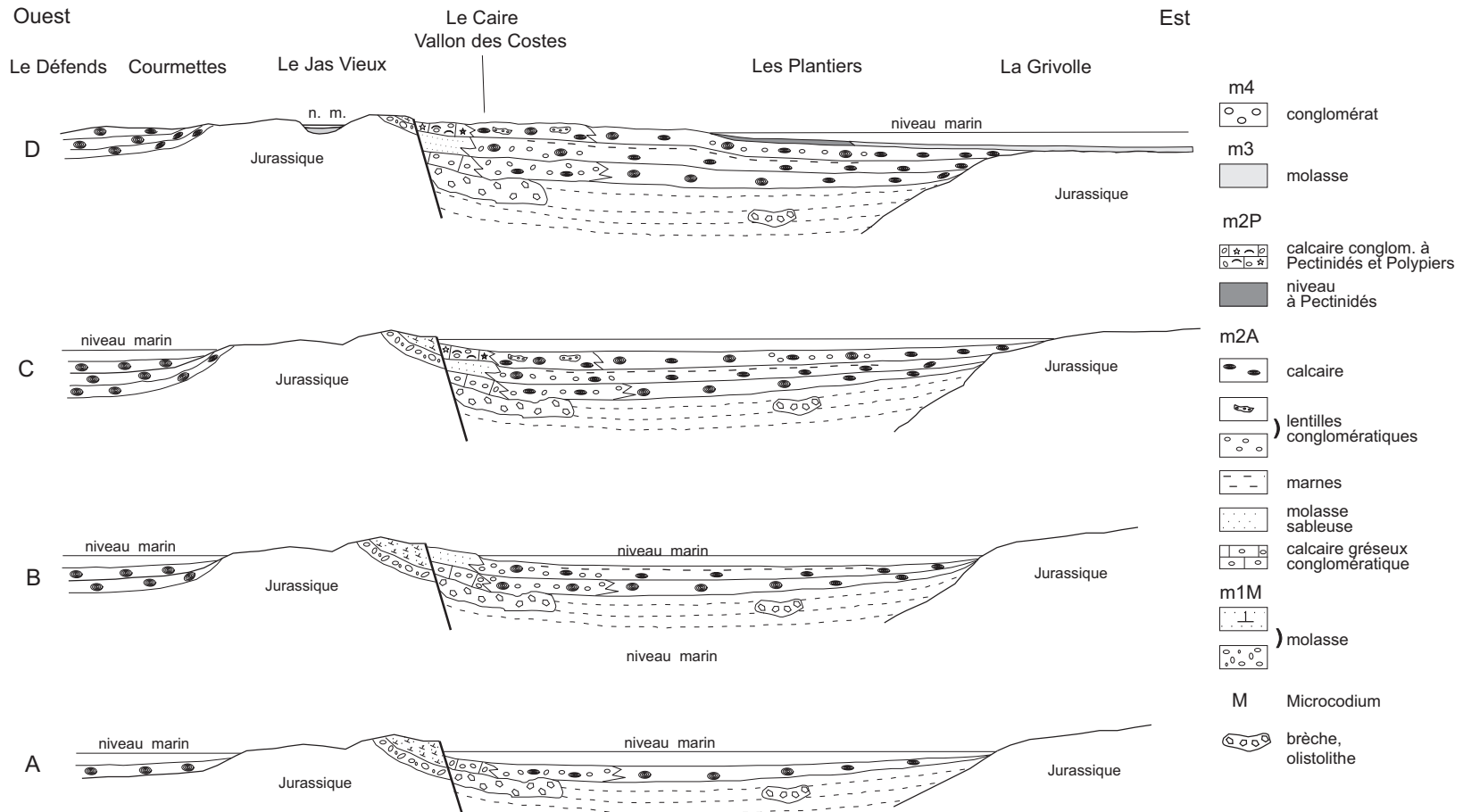


Fig. 13 - Évolution du bassin de Vence, de la période langhienne (Calcaire à Algues) à la fin du Miocène (Formation du Caire)

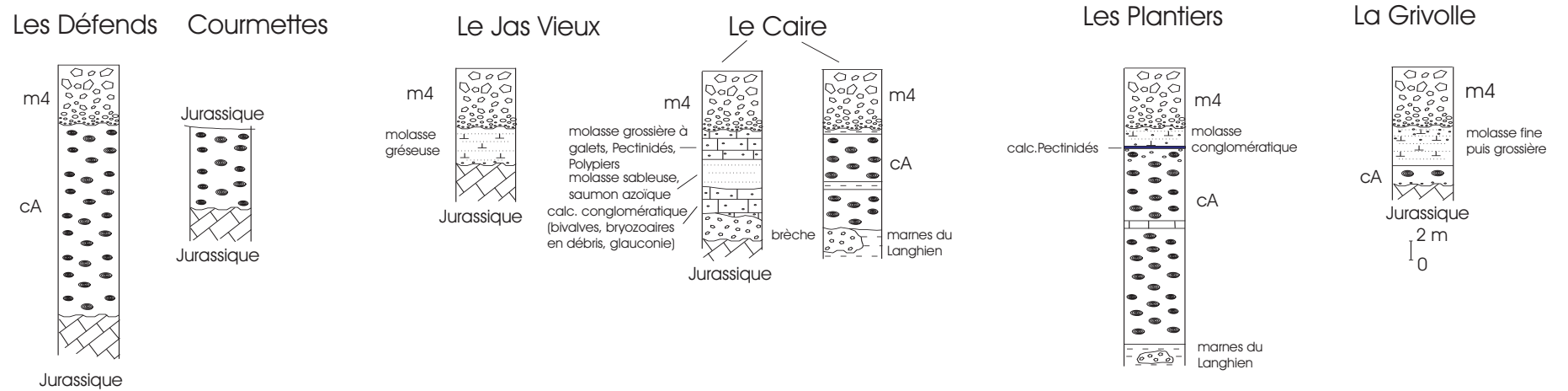
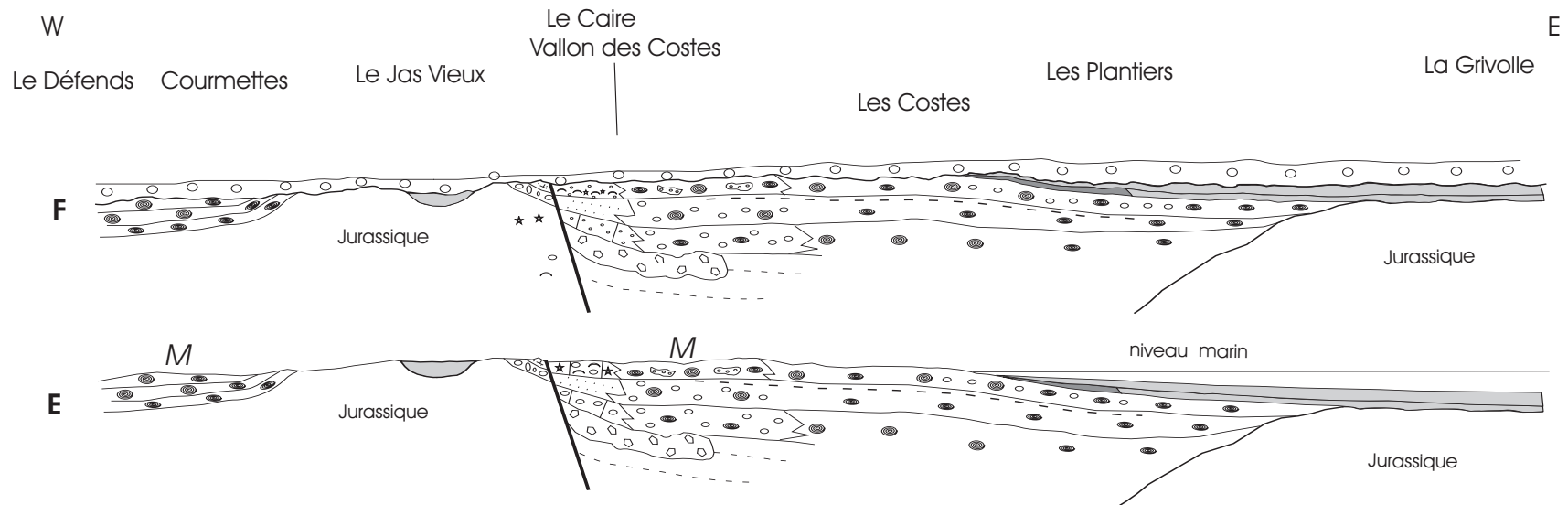
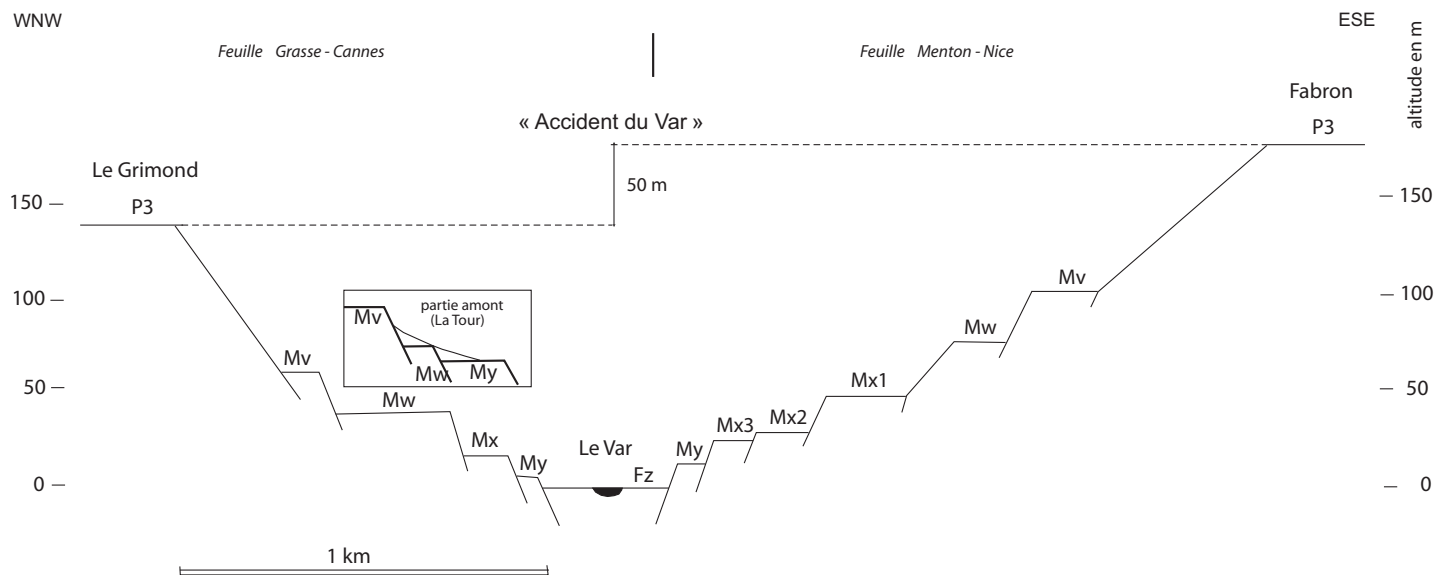


Fig. 13 suite - Évolution du bassin de Vence, de la période langhienne (Calcaire à Algues) à la fin du Miocène (Formation du Caire)



Pliocène supérieur : P3 : delta gélasien (2,60 - 1,77 MA)

Pléistocène inférieur : Mv : terrasse du Calabrien (1,77 - 0,95 MA)

Pléistocène moyen : Mw : terrasse du Pléistocène moyen inf. (0,73 - 0,5 MA) ; Mx (trois niveaux Mx1, Mx2 et Mx3 en rive gauche) : terrasse du Pléistocène moyen s. stricto (âge U/Th > 0,37 MA)

Pléistocène supérieur : My : terrasse du Tyrrhénien (âge U/Th : 0,131 MA)

Fig. 16 - Profil transversal de la basse vallée du Var montrant le décalage altitudinal d'origine tectonique des terrasses des deux rives. La chronologie est celle adoptée dans la notice

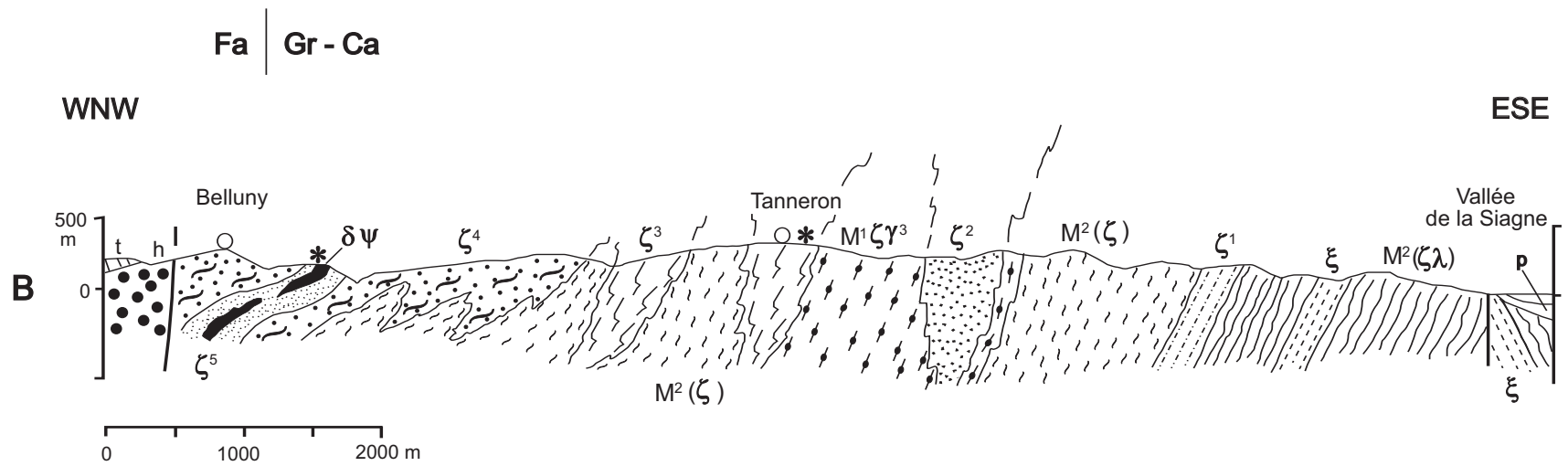
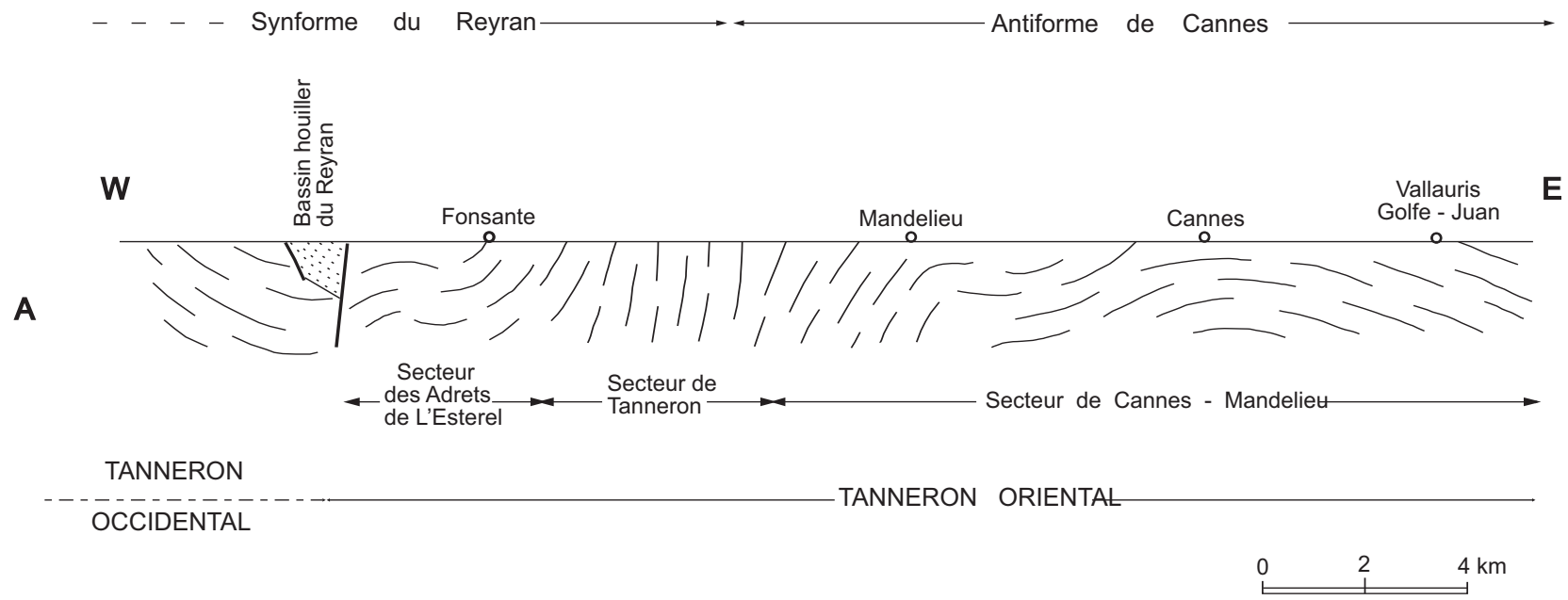
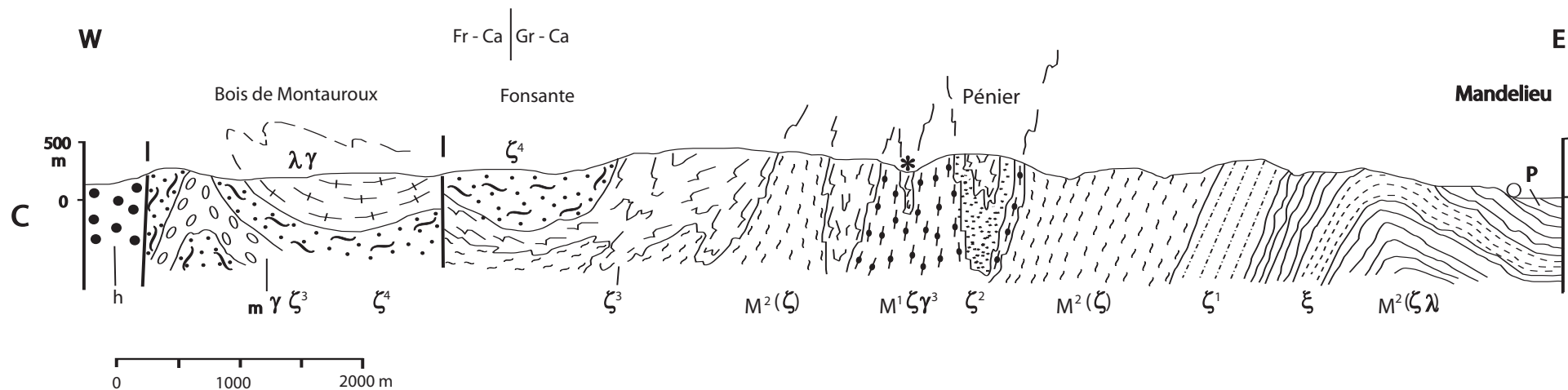


Fig. 17 A et B - Coupes géologiques dans la partie orientale du massif de Tanneron ; A : Coupe générale est-ouest montrant la structure d'ensemble du massif soulignée par l'attitude de la foliation. L'emplacement des deux mégastructures et le découpage en secteurs lithotectoniques sont indiqués ; B : Coupe dans la partie nord du massif passant par Tanneron



Légende

Coupes géologiques dans la partie orientale du massif de Tanneron

A : Coupe générale est-ouest montrant la structure d'ensemble du massif soulignée par l'attitude de la foliation. L'emplacement des deux mégastructures et le découpage en secteurs lithotectoniques sont indiqués.

B : Coupe dans la partie nord du massif passant par Tanneron.

C : Coupe dans la partie sud du massif, de la vallée de la Siagne au bassin du Reyran.

Les notations métamorphiques sont celles de la carte. Formations non métamorphiques indifférenciées : p : Pliocène ; t : Trias ; h : Carbonifère du bassin houiller du Reyran. Les astérisques indiquent la localisation des écoligites amphibolitisées.

Les limites des feuilles Fayence (Fr), Fréjus-Cannes (Fr - Ca) et Grasse-Cannes (Gr - Ca) sont indiquées.

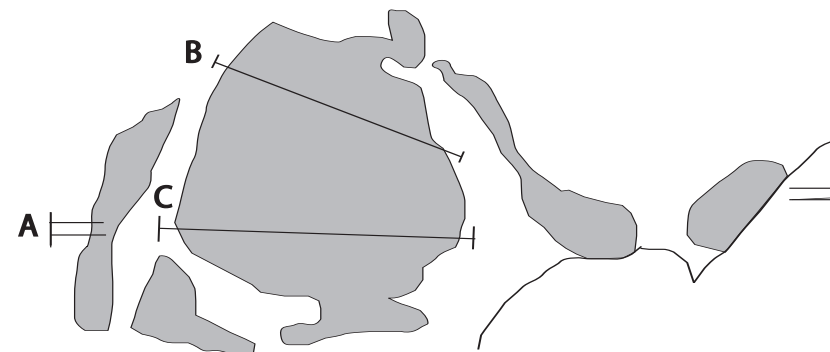


Fig. 17 C - Coupe C : Coupe dans la partie sud du massif, de la vallée de la Siagne au bassin du Reyran. Les notations des formations métamorphiques sont celles de la carte. Formations non métamorphiques indifférenciées : p - Pliocène ; t - Trias ; h - Carbonifère du bassin houiller du Reyran. Les astérisques indiquent la localisation des écoligites amphibolitisées. Les limites des feuilles Fayence (Fa), Fréjus-Cannes (Fr-Ca) et Grasse-Cannes (Gr-Ca) sont indiquées

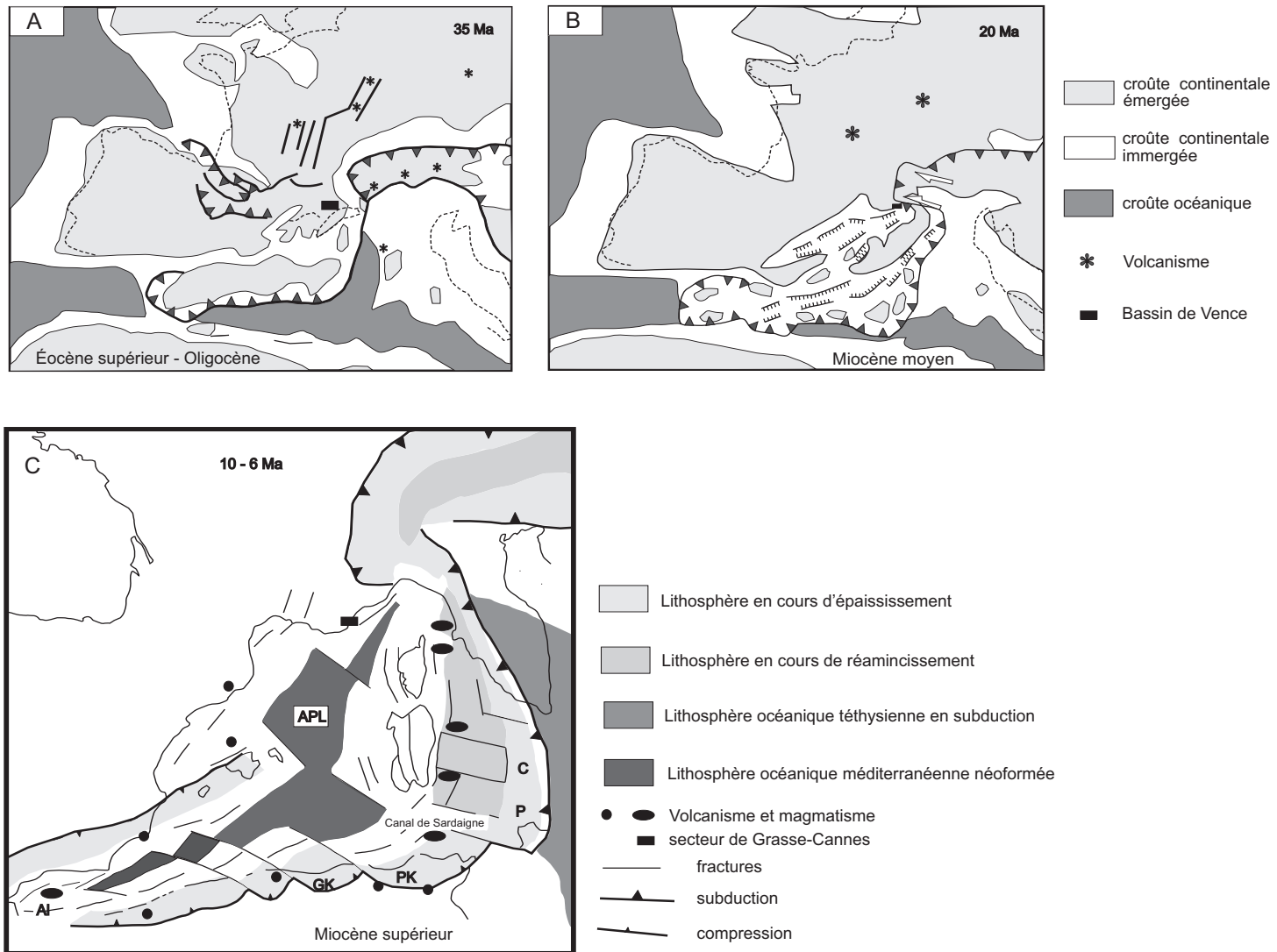


Fig. 18 - (A, B, C) Reconstruction de l'évolution du domaine téthysien entre 35 Ma et 6 Ma (A et B : Dercourt *et al.*, 1986, in Jolivet, 1995, simplifiée ; C : Mascle et Tricart, 2001 ; Courme et Mascle, 1988)

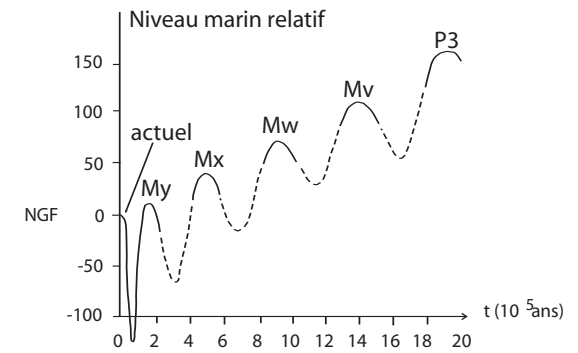
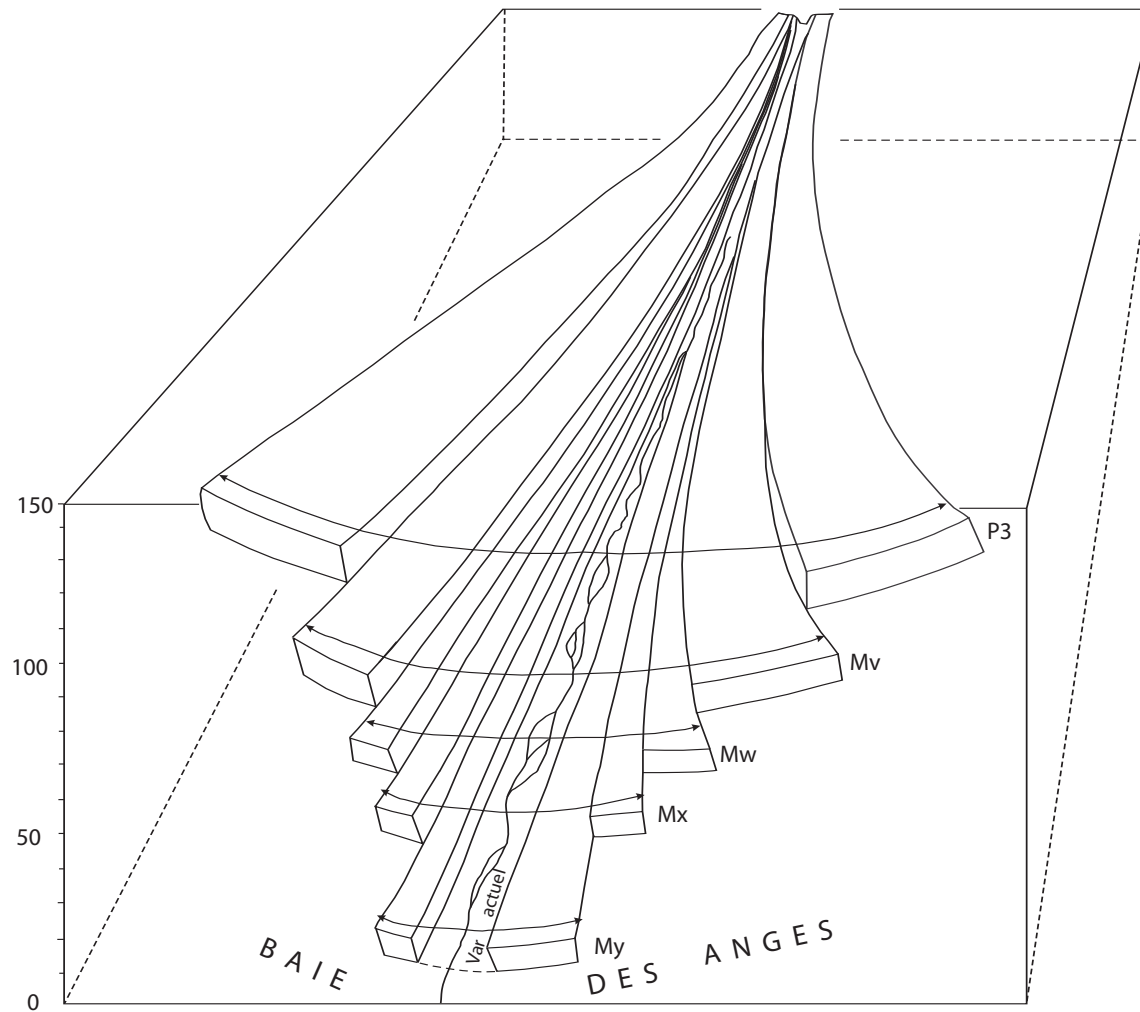


Fig. 19 - Schéma de l'évolution de l'embouchure du Var au cours du Pliocène supérieur (Gélasien) et au Pléistocène, la chronologie est celle adoptée dans la notice (Conditions de formations des entités géologiques). L'enfoncement du lit du Var est dû essentiellement au soulèvement du continent (pour simplifier la représentation, le soulèvement est considéré comme équivalent sur les deux rives, ce qui n'est pas le cas en raison du jeu différentiel de « l'accident du Var », voir fig. 16). Au cours de l'enfoncement progressif, le rétrécissement de la vallée conduit à une diminution de l'espace d'accommodation des alluvions. La principale conséquence est une progradation des appareils deltaïques pléistocènes dont l'édification se fait au rythme des battements du niveau marin d'origine glacio-eustatique

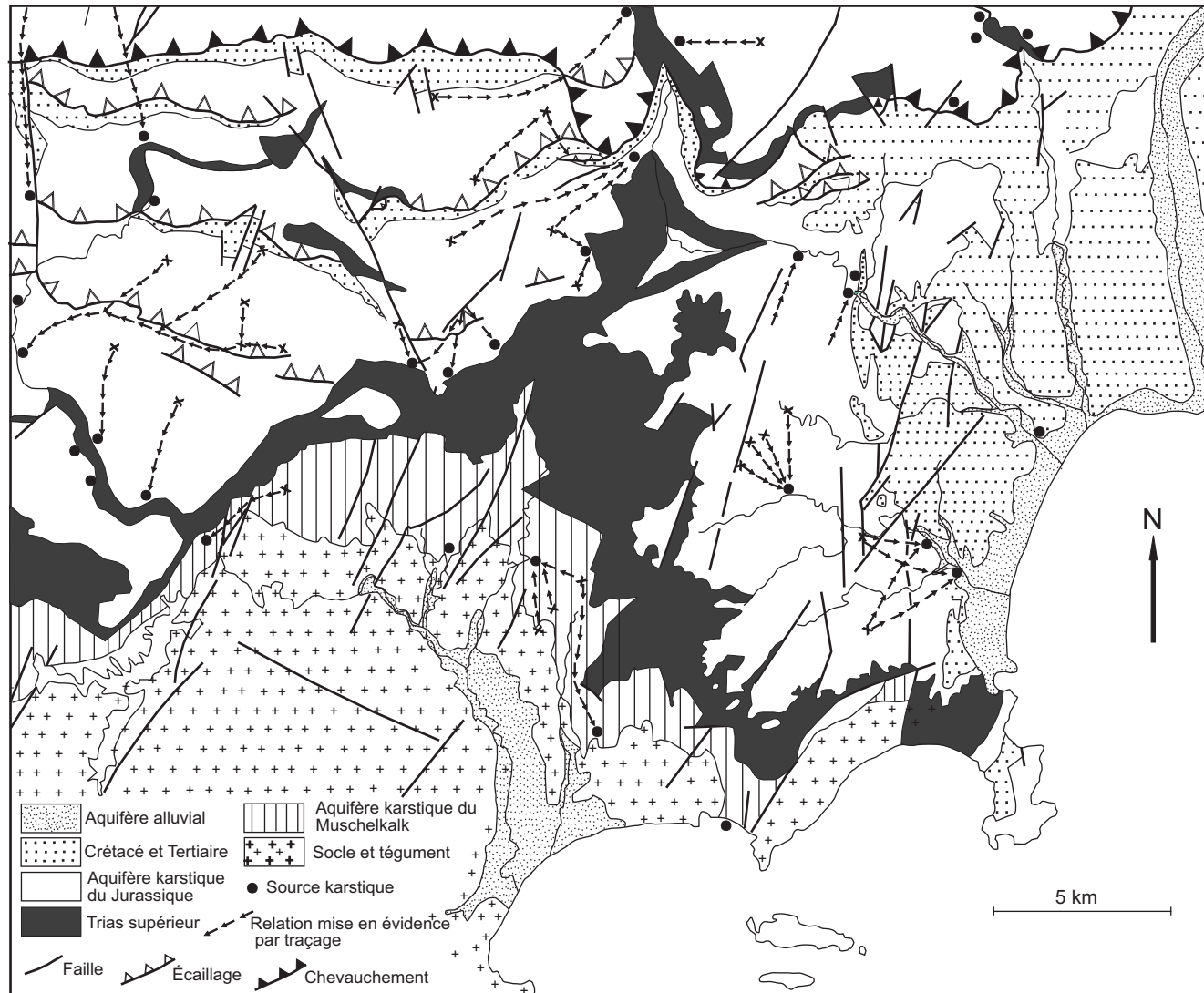


Fig. 20 - Schéma hydrogéologique

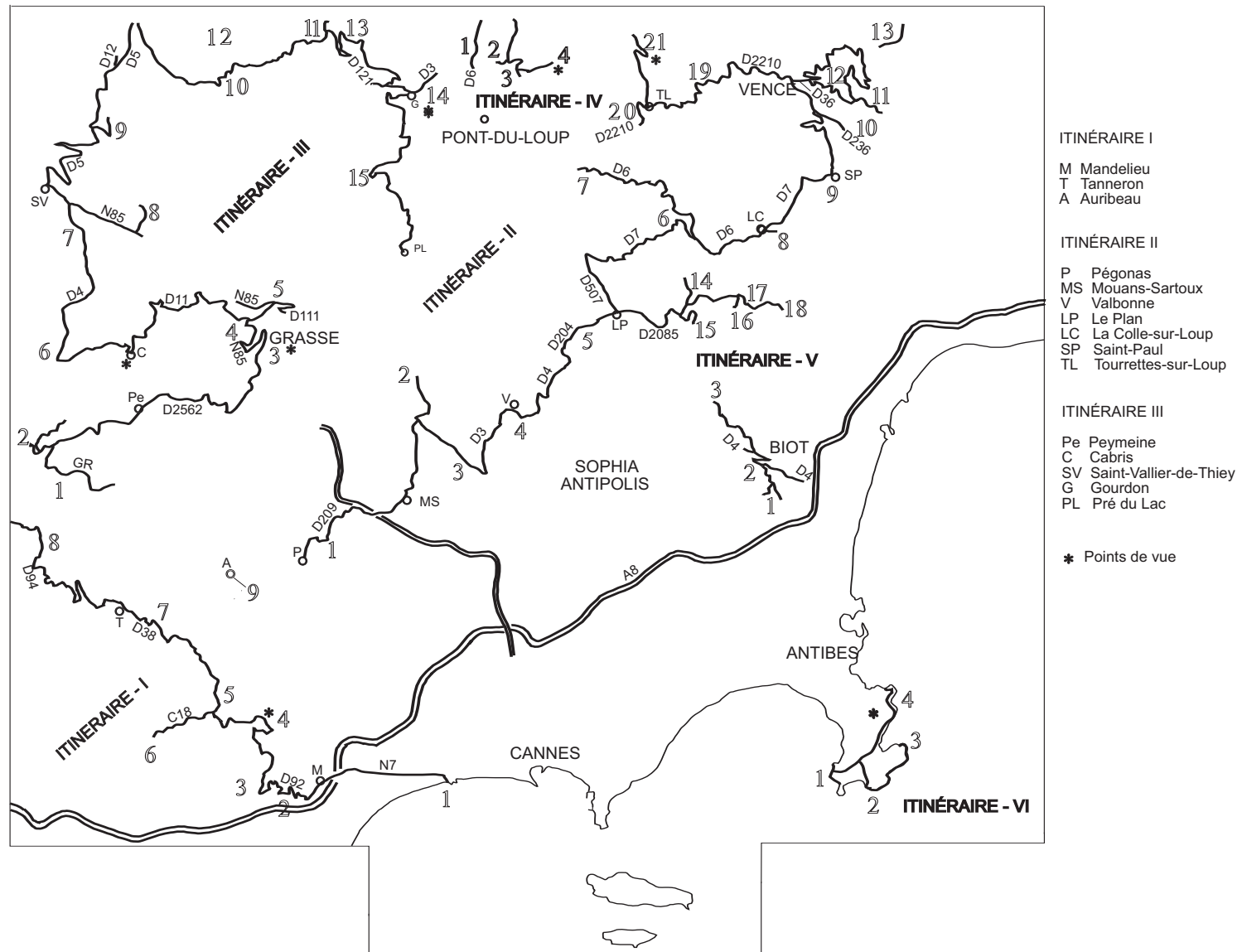
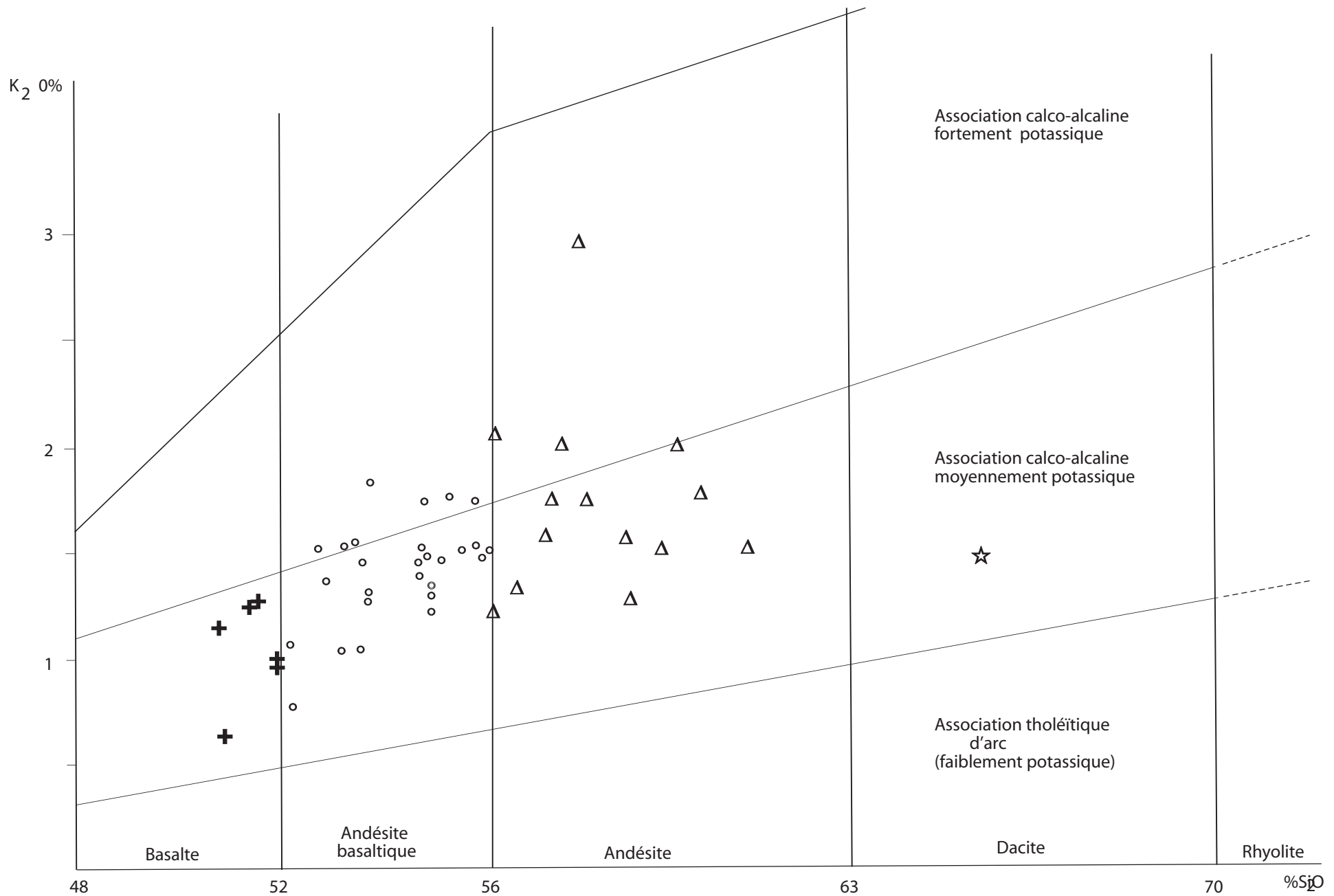


Fig. 21 - Itinéraires des excursions

Orbulinoïdes beckmanni	Truncorotaloïdes rohri	Globigerinatheka semiinvoluta	Turborotalia cerroazulensis s.l.		
Éocène moyen		Éocène supérieur			
e ⁵	Φ _σ	Φ _σ ¹	Φ _σ ²	Φ _σ ³	
Lutétien	Bartonien	Priabonien			
	Biarritzien				
Zone A	Zone B		Zone C		
P13	P14	P15	P16	P17	
					Truncorotaloïdes topilensis
					Globigerina linaperta
					G. corpulenta
					G. hagni
					G. officinalis
					G. yeguaensis
					G. eocaena
					G. venezuelana
					G. euapertura
					G. cryptomphala
					G. praebulloïdes
					G. praebulloïdes leroyi
					G. tripartita
					G. angiporoïdes
					G. pseudoampliapertura
					G. ampliapertura
					Pseudohastigerina micra
					Hantkenina primitiva
					H. alabamensis
					Globorotalia increbescens
					G. opima nana
					Turborotalia centralis = T. cerroazulensis pomeroli
					T. cerr. frontosa = T. boweri
					T. cerr. cerroazulensis
					T. cerr. cocoaensis
					T. cerr. cunialensis
					Globigerinatheka subconglobata subconglobata
					G. subcongl. luterbacheri
					G. mexicana mexicana
					G. mex. barri
					G. index index
					G. index tropicalis
					G. semiinvoluta
					Acarinina primitiva
					A. spinuloinflata
					Catapsydrax dissimilis

Tabl. 4 - Répartition stratigraphique des foraminifères planctoniques de l'Éocène moyen-supérieur (d'après Toumarkine et Luterbacher, in Bolli et al., 1985) et Biozones paléontologiques basées sur les Grands Foraminifères (Blondeau et al. 1968)



Tabl. 7-1 - Diagramme K₂O/SiO₂ (Peccerillo et Raylors, 1976) pour les roches andésitiques de la feuille (48 analyses, dont 42 de Biot – Villeuneuve-Loubet, 3 d'Antibes et 3 de la Villa Maure), d'après J.D. Giraud, 1983