

Enregistrement sédimentaire de l'évolution post-hercynienne en bordure des Maures et du Tanneron, du Carbonifère supérieur à l'Actuel *

*The sedimentary record of Post-Hercynian Evolution
along the Edge of the Maures and the Tanneron Massifs
from the Late Carboniferous to the Present*

Nadège TOUTIN-MORIN ⁽¹⁾, Didier BONIJOLY ⁽²⁾, Christian BROCARD ⁽³⁾,
Gérard DARDEAU ⁽⁴⁾, Michel DUBAR ⁽⁵⁾

Mots-clés : Tectonique synsédimentaire, Compression tectonique, Extension tectonique, Carbonifère supérieur, Permien, Secondaire, Cénozoïque, Var, Alpes-Maritimes, Provence.

Résumé

En Provence orientale, les grands accidents N-S et E-W, et, dans une moindre mesure, ceux de direction NW-SE et NE-SW, jouent depuis le Paléozoïque supérieur jusqu'au Quaternaire, au cours des phases compressives ou distensives qui affectent la région : distensions au Permien inférieur puis au Permien supérieur et jusqu'au Crétacé inférieur, en liaison avec les extensions téthysiennes et atlantiques, puis à l'Oligocène-Miocène, lors de l'ouverture du bassin ligure ; compressions carbonifères, à la limite Permien inférieur-Permien moyen, puis lors des phases pyrénéo-provençale (Crétacé supérieur-Eocène) et alpine (Miocène). Le dispositif, créé par les directions principales de failles au Paléozoïque supérieur, découpe le secteur de la feuille Fréjus-Cannes en une mosaïque de horsts et de bassins sans cesse mobiles mais dont le schéma originel ne sera pas profondément modifié.

Abstract

In Eastern Provence the great N-S and E-W faults, and to a lesser extent, those trending NW-SE and NE-SW, were active during the compressive and extensional phases affecting the region, from the Late Palaeozoic to the Quaternary. Phases of extension occurred in the Early then Late Permian and into the Early Cretaceous, linked to Tethys and Atlantic opening and again in the Oligo-Miocene during opening of the Ligure Basin. Compressive phases occurred in the Carboniferous, at the Lower Permian-Middle Permian boundary, during the Cretaceous-Eocene Pyreneo-Provençale phase and the Miocene Alpine phase. The broad configuration of Late Palaeozoic major faults, cutting the Fréjus-Cannes map into a mosaic of horst blocks and ever mobile basins, has never been profoundly modified.

Introduction

Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales sont découpés par des failles majeures en un canevas qui a constamment rejoué pendant toute leur histoire post-hercynienne contrôlant ainsi la sédimentation des bassins qui leur sont liés.

Le socle des Maures et du Tanneron peut être considéré comme un massif cristallin externe non désolidarisé de la marge européenne. De ce fait, les structures du socle varisque et du Permien se présentent aujourd'hui avec leur disposition originelle. Lors de l'orogenèse alpine, la couverture a bien été décollée au niveau du Trias, mais les déplacements tangentiels n'ont pas été suffisants pour modifier la paléogéographie.

* Manuscrit reçu le 8 décembre 1992, accepté définitivement le 13 août 1993.

(1) Université d'Orléans, Laboratoire de Géologie Structurale, URA au CNRS n° 1366, GDR G0969, PICG 343, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2

(2) BRGM, SGN/GEO, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2

(3) Université de Provence, Laboratoire de Dynamique des Plates-formes carbonatées, URA au CNRS n° 1208, Place V. Hugo, 13331 Marseille Cedex 03

(4) Université de Nice-Sophia Antipolis, Institut de Géodynamique, URA au CNRS n° 1279, Parc Valrose, 06108 Nice Cedex 2

(5) Centre de Recherches Archéologiques, URA au CNRS n° 184, Rue A. Einstein, Sophia Antipolis 1, 06565 Valbonne Cedex

phie ; la plupart des paléo-accidents qui délimitent les bassins sédimentaires du Mésozoïque trouvent en effet un prolongement dans le socle ou le Permien.

Les leveurs originaux effectués lors de la révision de la carte géologique de Fréjus-Cannes à 1/50 000 (Toutin-Morin *et al.*, sous presse, b), contribuent à une meilleure connaissance régionale des différents jeux et rejeux des structures héritées en grande partie de l'Herçynien.

Compartimentage en horsts et bassins sédimentaires des massifs des Maures et du Tanneron

Canevas structural du Sud-Est au Mésozoïque

Avant l'ouverture du sphénochasma ligure au Miocène (Boillot *et al.*, 1984), les Maures et le Tanneron étaient unis à l'ensemble corso-sarde dont ils forment la bordure provençale. La rotation du bloc corso-sarde,

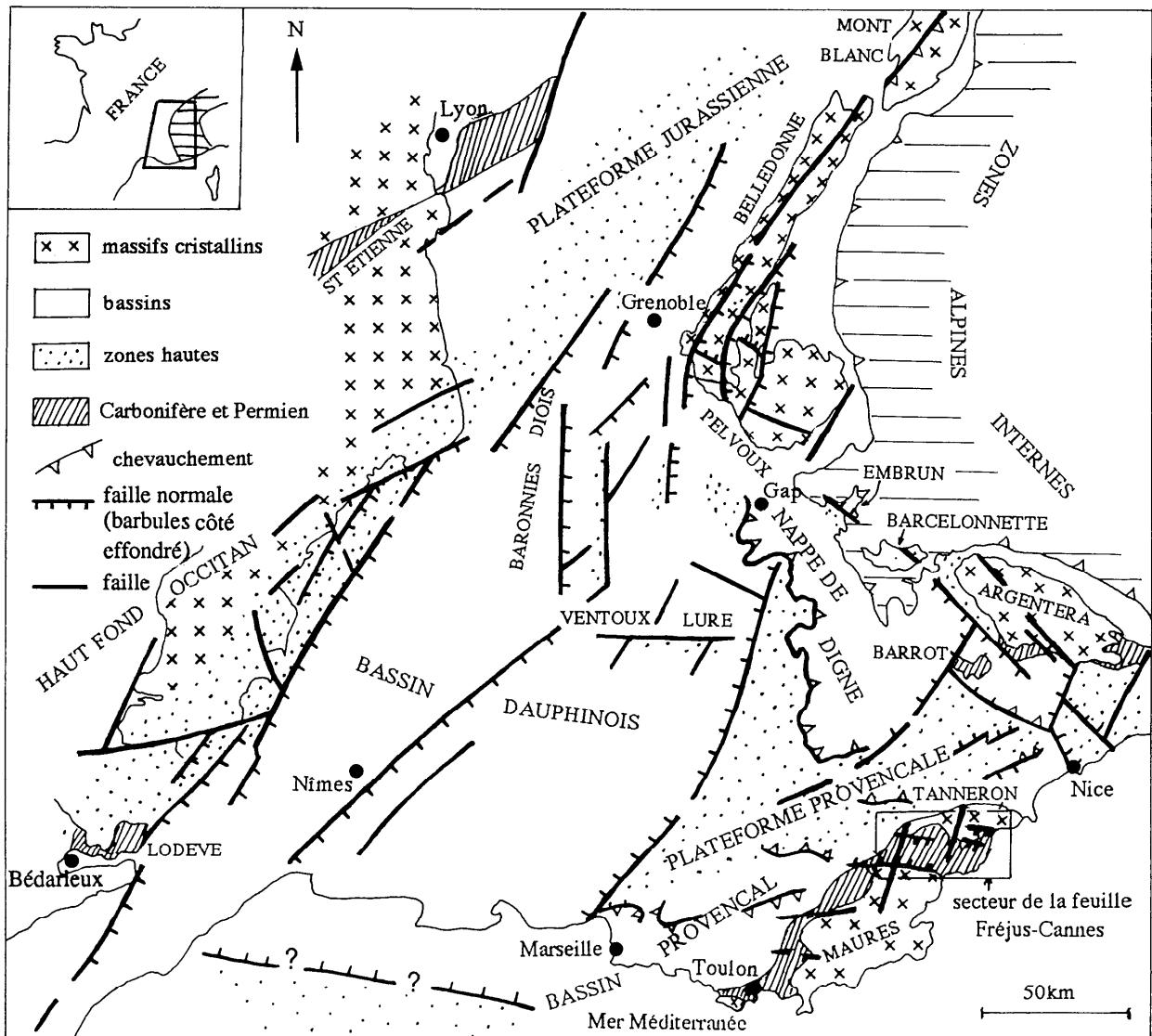


Fig. 1. – Les Maures et le Tanneron dans la paléogéographie et les structures du bassin du Sud-Est. Disposition actuelle.

Ce canevas est établi à partir des données fournies par la Synthèse géologique du Sud-Est de la France (Debrand-Passard *et al.* 1984), par les notices des cartes géologiques à 1/50 000, 1/80 000 et 1/250 000 du Sud-Est, et par les publications de H. Arnaud *et al.* 1978, H. Arnaud et C. Monleau 1979, P. Artru 1966, A.F. Baudrimont et P. Dubois 1977, G. Dardeau 1983, M. Durand *et al.* 1988 a et b, M. Gidon 1962, P.C. Graciansky *et al.* 1987, M. Lemoine et P.C. Graciansky 1988 (le Carbonifère des massifs cristallins externes n'est pas figuré).

Fig. 1. – The paleogeography of the Maures and the Tanneron and the structures of the southeastern Basin. Present position. This structural pattern is defined using data from the Geological Map of Southeastern France (Debrand-Passard *et al.* 1984), the explanatory notes of the 1/50,000, 1/80,000 and 1/250,000 scale geological maps of the Southeast and publications by H. Arnaud *et al.* 1978, H. Arnaud and C. Monleau 1979, P. Artru 1966, A.F. Baudrimont and P. Dubois 1977, G. Dardeau 1983, M. Durand *et al.* 1988 a and b, M. Gidon 1962, P.C. Graciansky *et al.* 1987, M. Lemoine and P.C. Graciansky 1988 (the Carboniferous of the external crystalline massifs are not shown).

liée à cette ouverture, n'affecte pas la région provençale comme l'attestent les données paléomagnétiques (Bogdanoff et Schott, 1977). L'orientation des structures plus anciennes n'est donc pas modifiée dans cette région et la direction des accidents synsédimentaires majeurs s'intègre au canevas général dans sa disposition actuelle (fig. 1).

En Provence orientale, les accidents qui découpent le bassin du Sud-Est sont soumis à une compression N-S, puis E-W au Carbonifère supérieur (Toutin-Morin et Bonijoly, 1992), puis l'ensemble subit une extension globalement N-S à partir du Permien supérieur (Blès *et al.*, 1989 ; Toutin-Morin, 1987). Au Mésozoïque, ils sont sollicités par la distension téthysienne (Trias-Jurassique moyen) orientée NW-SE (Lemoine *et al.*, 1989), puis par la distension atlantique (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) orientée N-S (Blès *et al.*, 1989).

Les déplacements tangentiels liés aux mouvements pyrénéo-provençaux (compression N-S) et alpins (compression ou distension de directions variées) se produisent dans le bassin provençal (chevauchements nord et sud provençaux), dans le bassin dauphinois (nappe de Digne) et dans la région Pelvoux-Belledonne-Mont Blanc. Ces déplacements n'affectent pas (ou peu) le canevas structural ancien des Maures et du Tanneron.

Dispositif tectonosédimentaire en bordure des Maures et du Tanneron

Le secteur de la carte géologique Fréjus-Cannes à 1/50 000 (Annexe I) se situe entre une zone affaissée (le bassin provençal), à l'ouest et des zones hautes : la plate-forme provençale au nord, le massif cristallin externe des Maures et du Tanneron autrefois adossé au bloc corso-sarde au sud.

Des failles N-S et E-W découpent ce secteur en une mosaïque de blocs plus ou moins affaissés (fig. 2). Quelques failles NW-SE et NE-SW affectent le socle et la couverture mésozoïque ; certaines limitent des grabens permiens (Argentière et Avellan).

Les failles N-S délimitent de façon quasi rectiligne la partie est des assises du Carbonifère. A l'ouest de ces failles, sur les compartiments de cristallin qu'elles découpent, le Carbonifère est en contact stratigraphique normal sur le socle (SW du Reyran, SE de Plan-de-la-Tour) ou le plus souvent en contact tectonique. Les différents types de contacts tectoniques entre les formations du Carbonifère et le socle ont sans doute des âges différents, allant du « Permo-Carbonifère » à l'Alpin.

Les accidents E-W et N-S présentent un fonctionnement synsédimentaire au Permien supérieur, délimitant plusieurs aires affaissées : du nord au sud et d'est en ouest, ce sont les bassins de l'Estérel, du Bas-Argens, du Luc, de Cuers, de Solliès-Pont et de Toulon. Ces bassins sont bordés par des zones hautes contrôlées par le jeu des accidents N-S (paléoreliefs du Reyran, seuil du Muy) et par celui des accidents E-W (seuils de Vidau-ban, de Pignans et de Pierrefeu, paléorelief du Pradet).

Ces différents blocs sont bien individualisés avant le Trias. En effet, au nord, à Bagnols-en-Forêt, les assises du Trias recouvrent des séries permianes réduites (10 à 50 m d'épaisseur) ; elles viennent reposer directement

sur le socle dans la région située à l'est de la faille de la Moure (carte géologique Grasse-Cannes à 1/50 000). A l'ouest des failles N-S de Joyeuse-Pennafort-Grimaud et jusqu'à Toulon, les séries du Trias recouvrent celles du Permien, souvent épaisses (plus de 1 500 m dans le bassin du Luc).

Le dispositif structural, en marches d'escalier, continue à fonctionner au Lias et au Jurassique supérieur. A l'ouest de l'accident N-S Pennafort-Grimaud, vers Draguignan, les différentes séries jurassiques sont discordantes sur le Trias et se réduisent brutalement à proximité de la faille (le Lias disparaît à Trans-en-Provence) ; les séries du même âge s'épaissent et se complètent de part et d'autre de la faille (feuilles de Draguignan et de Fayence à 1/50 000).

Certains accidents E-W ont dû rejouer lors des mouvements pyrénéo-provençaux et alpins. Dans le sud-ouest des Maures, les accidents E-W du socle (qui prolongent les paléostructures permianes) montrent en effet une géométrie actuelle légèrement courbe, différente de celle, plus rectiligne, qu'ils devaient présenter au Permien et au Jurassique. Cette géométrie ancienne est pratiquement conservée au nord des Maures et dans le Tanneron, dans le secteur de la feuille Fréjus-Cannes à 1/50 000.

Étapes de l'évolution post-hercynienne en bordure des Maures et du Tanneron

Cette reconstitution est nécessairement plus complète pour le Permien compte-tenu de la superficie des affleurements ; du Jurassique supérieur au Néogène, seuls quelques jalons de cette histoire peuvent être retrouvés. Plusieurs étapes sont reconnues dans l'évolution géodynamique du secteur.

La compression hercynienne et le début de la distension téthysienne : le Carbonifère et le Permien.

La compression hercynienne

Le socle varisque (et spécialement les massifs des Maures et du Tanneron) a acquis sa morphologie en dômes et bassins d'orientation sub-méridienne au Carbonifère moyen (Arthaud et Matte, 1966).

Au Carbonifère supérieur, une compression N-S semble responsable de la formation de fossés d'effondrement (sillons tectoniques de type pull-apart) le long de grands accidents N-S qui affectent le socle. Les premiers dépôts sédimentaires continentaux s'effectuent durant le Westphalien supérieur WD et le Stéphanien inférieur Sti (bassins du Reyran et de Plan-de-la-Tour) ; ils se poursuivent pendant le Stéphanien moyen et supérieur, plus à l'ouest, dans les régions de Collobrières et de Toulon.

Cette phase compressive N-S, de courte durée, est suivie par une compression NW-SE, puis E-W, à la fin du Stéphanien : les dépôts carbonifères sont affectés par des plis isoclinaux d'axe N-S (Plan-de-la-Tour) et E-W (Plan-de-la-Tour et Reyran) tandis que les dépôts

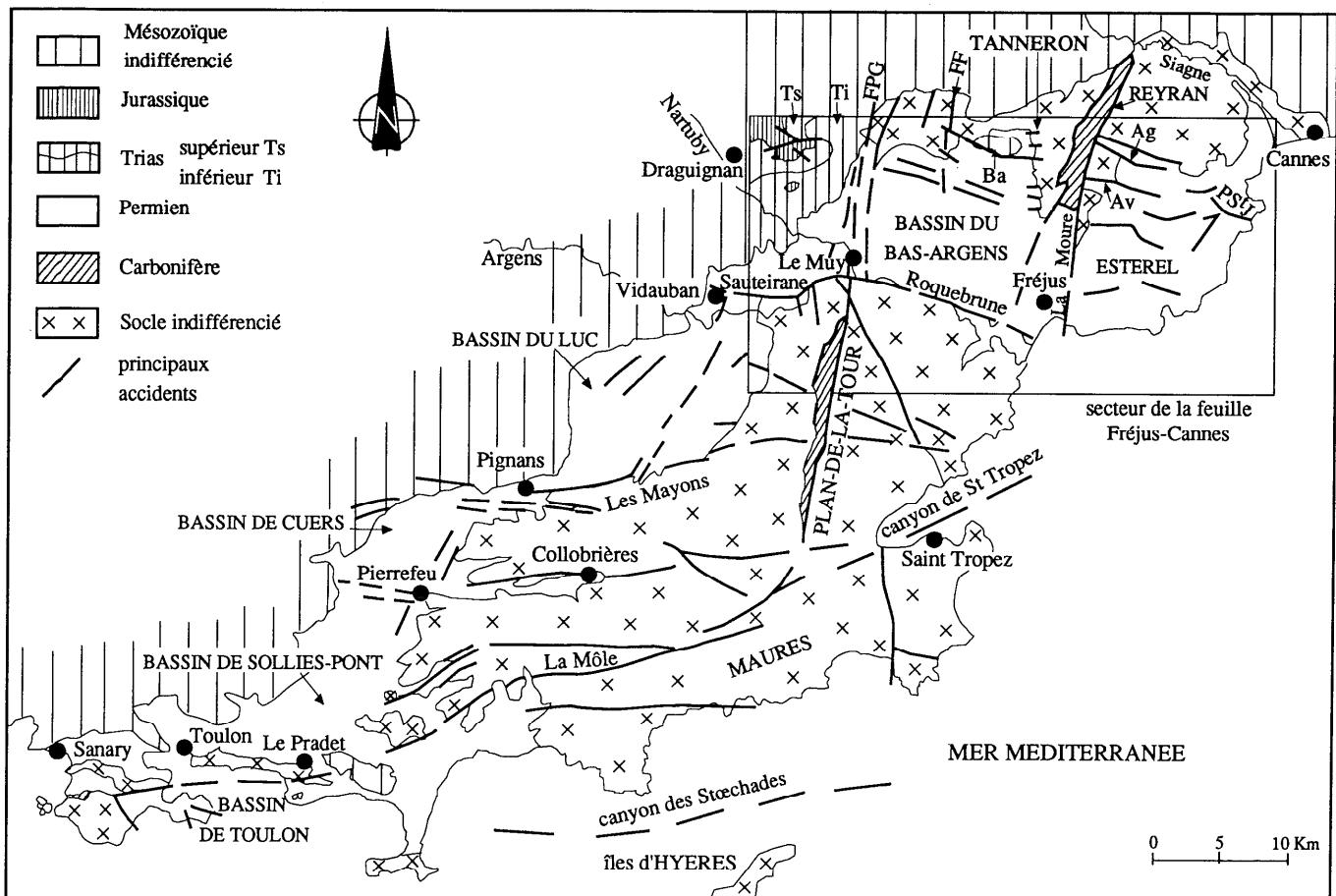


Fig. 2. – La Provence orientale en bordure des Maures et du Tanneron (d'après Toutin-Morin in Châteauneuf et Farjanel, 1989, complété).

Failles de la Moure FM, Fontcounille FF, de Joyeuse-Pennafort-Grimaud FPG ; grabens de l'Argentière Ag et de l'Avellan Av ; Ba Butte de Bagnols-en-Forêt.

Fig. 2. – Eastern Provence at the edge of the Maures Massif and the Tanneron (from Toutin-Morin in Châteauneuf and Farjanel, 1986, with additions)

FM Moure fault; FF Fontcounille fault; FPG Joyeuse-Pennafort-Grimaud fault; Ag Argentière graben; Av Avellan graben; Ba Bagnols-en-Forêt Butte.

permiens qui recouvrent ce Carbonifère ne sont pas déformés (Toutin-Morin et Bonijoly, 1992 ; fig. 3).

Le Carbonifère supérieur se caractérise par la présence d'un magmatisme acide calco-alcalin qui se met en place dans un contexte tardi-orogénique compressif (Bonin, 1987), à la fin d'une période de subduction-collision (rééquilibrage et fusion de croûte). Bien développé en Corse, il est plus discret en Provence où il se manifeste par la rhyolite ou le microgranite du Carbonifère de Plan-de-la-Tour et la montée, le long de l'accident N-S Joyeuse-Grimaud, des intrusions de tonalites de Prignonet et de Fontcounille dans le Tanneron, puis des granites du Rouet, au nord, et de Plan-de-la-Tour, au sud.

Au début du Permien inférieur (Pi), de petits bassins d'effondrement WNW-ESE (grabens de l'Argentière et de l'Avellan), s'ouvrent au NW de l'Estérel, bloqués à l'ouest par l'accident N-S de la Moure. Cette phase d'extension est de courte durée car les séries sont basculées vers le sud et recouvertes, en discordance angulaire, par les dépôts du « Saxono-Thuringien ». Une dernière crise tectonique pourrait se situer à la limite « Autunien-Saxonien » (Toutin-Morin et Bonijoly, 1992),

elle s'accompagne d'un volcanisme basique (Avellan) qui représente le stade ultime du premier cycle calco-alcalin dans la région (Cabanis et Toutin-Morin, 1992).

Le début de la distension téthysienne

Entre Cannes et Toulon, la sédimentation permienne débute par des brèches (base de la formation d'Ambon ; Toutin, 1980) qui reposent, en discordance ou par contact faillé, sur le socle varisque ou sur le Carbonifère. Elles reposent également sur le Permien inférieur de la Formation de l'Avellan (rAv) au NW de l'Estérel. Elles fossilisent la paléotopographie préexistante parfois très accusée (Castel Diao fig. 4a, SW de Bagnols-en-Forêt fig. 4b, ferme d'Ambon) ou s'accumulent au pied des paléoreliefs du Tanneron (Castel Diao, horst de la Moure) rajeunis par le jeu contemporain des grandes failles N-S de Fontcounille ou de la Moure.

Au Permien supérieur (« Saxono-Thuringien »), la sédimentation est à dominante détritique et reste continentale. Les dépôts sont piégés dans des bassins intramontagneux séparés par des zones hautes (Toutin, 1980) installées le long des accidents hercyniens N-S : le

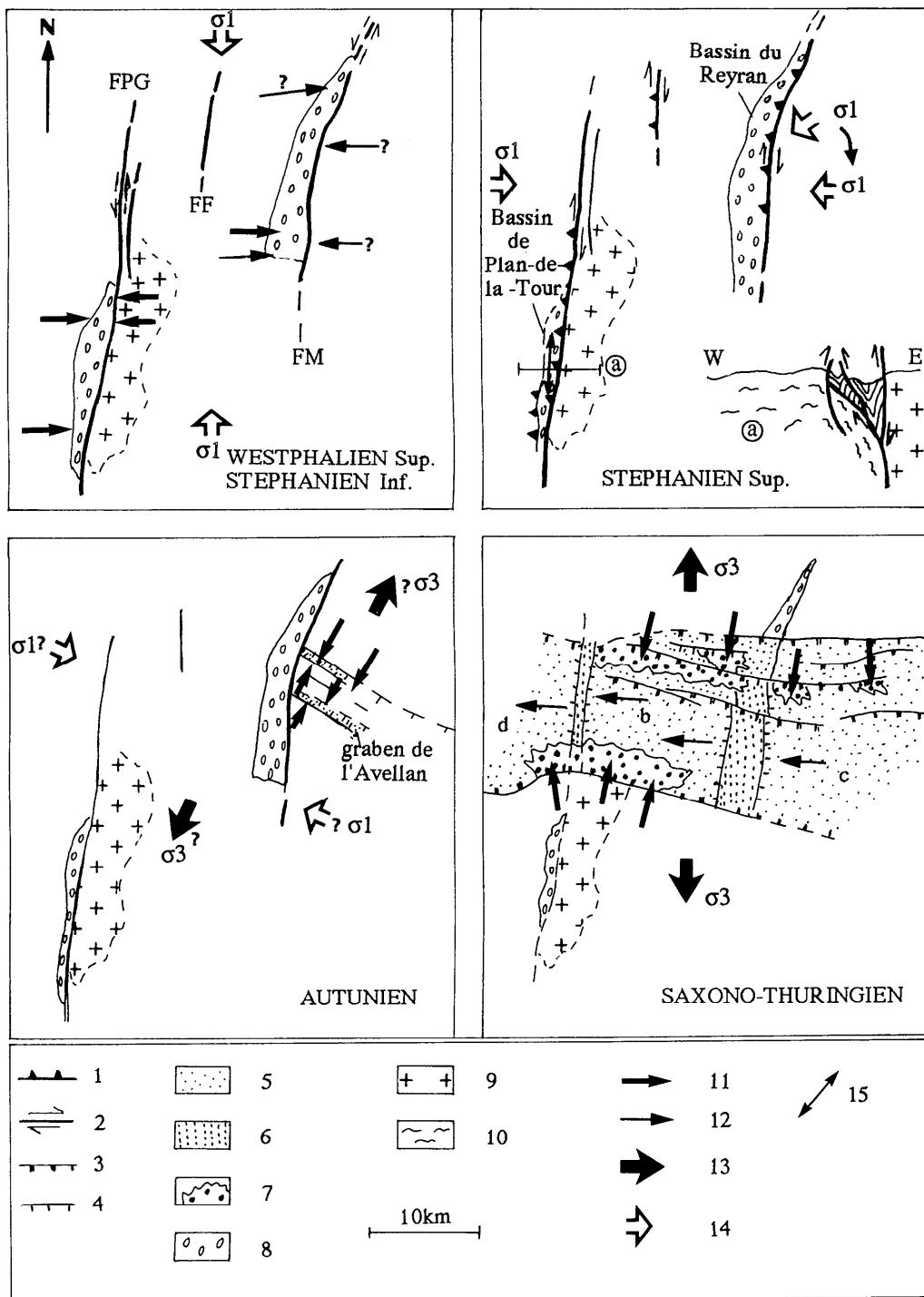


Fig. 3. – Reconstitution de l'histoire tectonique des bassins carbonifères et permiens de Provence orientale (d'après Toutin-Morin et Bonijoly, 1992, simplifié).

1: faille inverse (ductile-fragile); 2 : faille senestre fragile ; 3 : faille normale fragile ; 4 : faille à jeu induit ; 5 : série détritique de bassin ; 6 : série détritique de seuil ; 7 : cône détritique en piedmont de faille ; 8 : série détritique à charbon ; 9 : granite de Plan-de-la-Tour ; 10 : série cristallophyllienne du Massif des Maures ; 11 : direction des apports grossiers ; 12 : direction des apports fins ; 13 : direction de σ_3 (en régime distensif) ; 14 : direction supposée de σ_1 (en régime compressif) ; 15 : axe de pli. a : coupe E-W du Bassin de Plan-de-la-Tour ; b : Bassin du Bas-Argens ; c : Estérel ; d : Dépression Permienne ; autres légendes fig. 2.

Fig. 3. – Reconstruction of the tectonic history of the Carboniferous and Permian basins of eastern Provence (from Toutin-Morin and Bonijoly, 1992, simplified).

1: reverse fault (ductile-fragile); 2: fragile sinistral fault; 3: fragile normal fault; 4: induced movement fault; 5: detrital succession of the basin; 6: detrital succession of the rise; 7: detrital cone at the piedmont of a fault; 8: coal bearing detrital succession; 9: Plan-de-la-Tour granite; 10: metamorphic series of the Maures Massif; 11: direction of input of coarse-grained material; 12: direction of input of fine-grained material; 13: direction of σ_3 (extensional regime); 14: assumed direction of σ_1 (compressive regime); 15: fold axis. a: E-W cross section of the Plan-de-la-Tour Basin; b: Lower Argens Basin; c: Estérel Massif; d: Permian Depression. other captions figure 2.

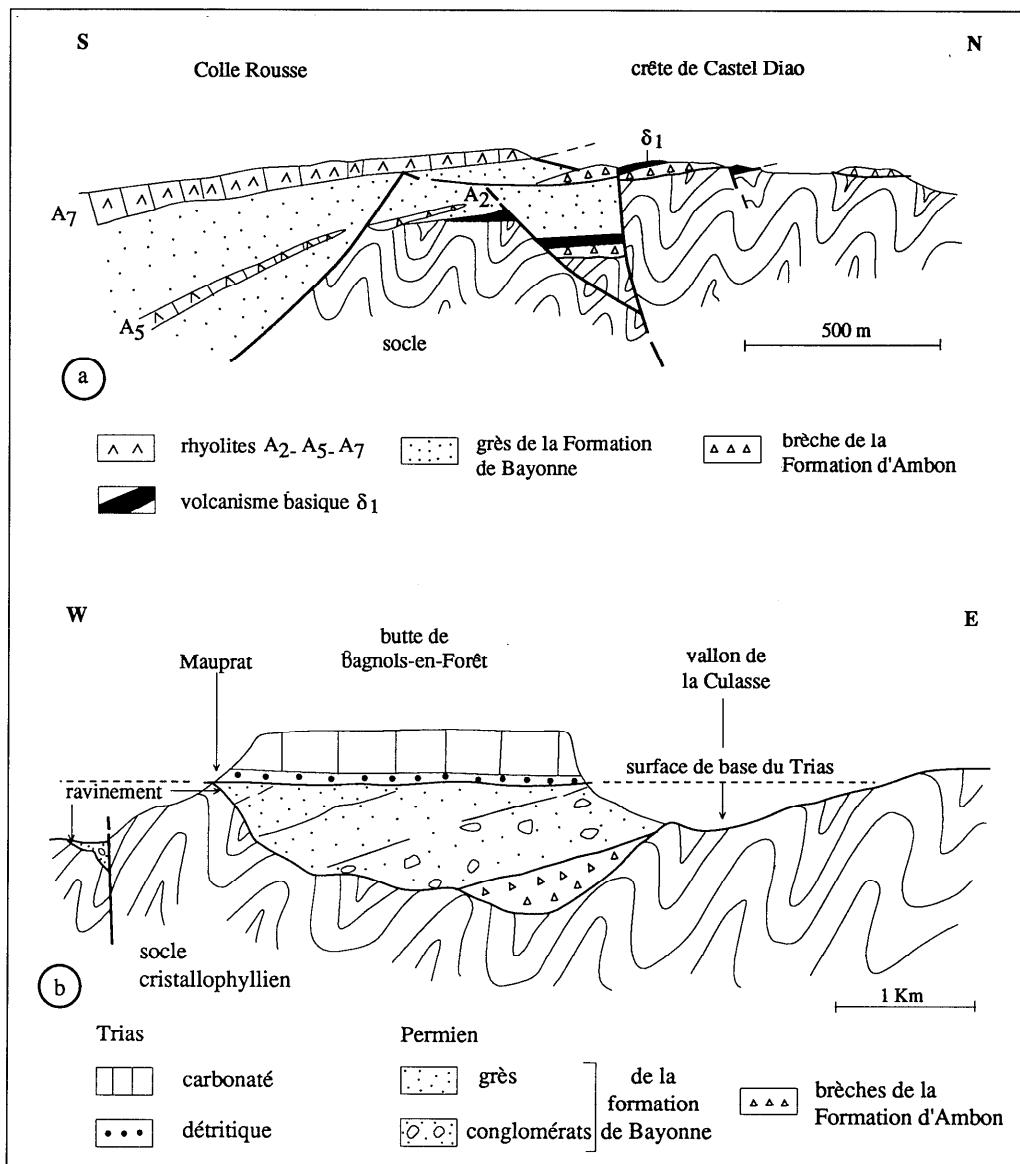


Fig. 4. – La paléotopographie anté-Permien supérieur.

a : Le paléorelief de Castel Diao : vue actuelle (d'après Boucarut, 1971, modifié).

L'accident de Fontcounille donne naissance à un compartiment effondré à l'est et à une zone en relief à l'ouest (la crête de Castel Diao). Les premiers sédiments du Permien supérieur présentent de grandes variations d'épaisseur :

- 20 m sur la crête, 80 m au pied du paléorelief pour les brèches de la Formation d'Ambon ;
- 15 m à l'ouest, 30 m à l'est de Castel Diao pour la coulée δ_1 ;
- les coulées acides A₂ et A₅ viennent mourir sur la crête ;

Le paléorelief sera quasiment englouti par la rhyolite ignimbritique A₇.

b : La butte de Bagnols-en-Forêt vue depuis le sud : interprétation.

Le socle est profondément érodé et faillé par des accidents N-S, avant le dépôt des premiers sédiments du Permien supérieur qui sont piégés dans les zones basses. Les brèches de la Formation d'Ambon sont en partie érodées et ravinées, avant le dépôt des conglomérats de la Formation de Bayonne. Une phase tectonique bascule l'ensemble Ambon-Bayonne, avant le dépôt du Trias détritique.

Fig. 4. – The Pre-Late Permian paleotopography.

a: The paleorelief of Castel Diao: present view (from Boucarut, 1971, modified).

The Foncounille fault gave rise to a collapsed compartment in the east and to uplands in the west (the Castel Diao Ridge). The first sediments of the Late Permian show major variations in thickness:

- 20 m on the ridge, 80 m at the foot of the paleorelief for the breccia of the Ambon Formation;
- 15 m in the west, 30 m to the east of Castel Diao for the δ_1 lava flow;
- the A₂ and A₅ acidic lava flows extend up to the ridge.

The paleorelief will be almost entirely engulfed by the ignimbritic rhyolite A₇.

b: The Bagnols-en-Forêt Butte seen from the south: interpretation.

The basement was deeply eroded and faulted by N-S faults prior to the first sediments of the Late Permian which are trapped in the low areas. The breccia of the Ambon Formation are in part eroded and ravined prior to the deposition of conglomerates of the Bayonne Formation. A tectonic phase tilted the Ambon-Bayonne unit before the deposition of the detrital Trias.

double paléorelief du Reyran, le seuil du Muy (fig. 5), dont la mobilité contribue à la forte subsidence des bassins.

A cette époque, des directions nouvelles orientées E-W se manifestent clairement jusque dans la région de Toulon ; certaines guident l'installation de seuils qui isolent plus ou moins les bassins permiens les uns des autres : le seuil de Vidauban prolonge la faille E-W La Sauteirane-Roquebrune qui sépare le bassin permien du socle des Maures et son rôle reste sensible jusqu'à la fin du Permien ; de même, le seuil de Pignans se situe dans le prolongement de l'accident des Mayons et celui de Pierrefeu poursuit la faille de Collobrières. Ces failles sont postérieures aux accidents hercyniens N-S qu'elles recoupent en produisant de petits décalages de l'accident de Grimaud dans le Carbonifère, dans le granite

de Plan-de-la-Tour et au nord du Bas-Argens (secteur de Colle Rousse), des décalages sur les bordures occidentale et orientale du bassin carbonifère du Reyran. Les fractures E-W s'ouvrent au début du Permien supérieur (Ps), permettant la montée du volcanisme acide (Toutin, 1980) : rhyolite de Saint Barthélémy au sud du bassin du Luc, sur le seuil de Pignans (feuille Cuers), rhyolite fluidale de la base de l'ensemble A₇ (Roche Rousse et Pouarré au SW du Muy) ; des filons de rhyolite aphyrique, des filons basiques ou minéralisés (quartz, fluorine), orientés parallèlement à la faille E-W de Roquebrune, dans le socle des Maures et le Carbonifère de Plan-de-la-Tour se mettent en place lors de cette période distensive (Zheng *et al.*, 1991-92).

A l'approche de ces zones hautes, l'épaisseur des dépôts se réduit et certaines formations peuvent man-

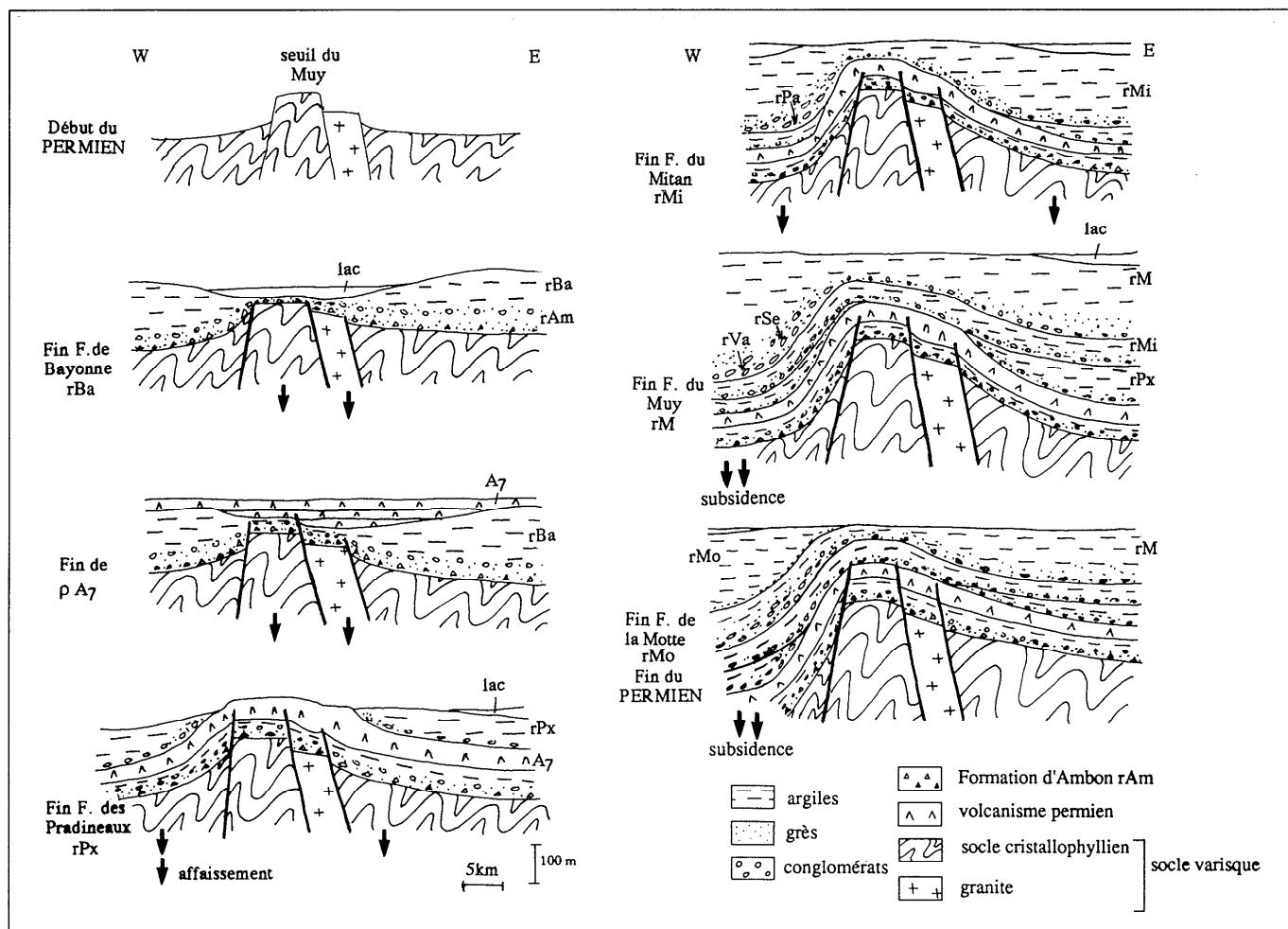


Fig. 5. – Les seuils permiens : rôle des accidents hercyniens N-S (d'après Toutin 1980, modifié).

Le seuil du Muy, conditionné par les accidents N-S, fonctionne en un système de horts mobiles pendant la plus grande partie du Permien :

- zone haute, il divise le Bas-Argens pendant le dépôt de la Formation d'Ambon jusqu'au début de la Formation de Bayonne, pendant la Formation des Pradineaux et au début des Formations du Mitan et du Muy ;
- zone plus ou moins affaissée, il est enfoui pendant le dépôt de la Formation de Bayonne, de l'ensemble rhyolitique A₇, des Formations du Mitan et du Muy.

Son rôle devient nul à la fin du Permien.

Fig. 5. – The Permian rise: role of the N-S Hercynian faults (from Toutin, 1980, modified).

The Muy sill, affected by the N-S faults, operated as a system of mobile horsts during most of the Permian:

- upper zone: divided the Lower Argens during the deposition of the Ambon Formation up to the beginning of the Bayonne Formation, during the Pradineaux Formation and at the beginning of the Mitan and Muy Formations;
- more or less collapsed zone: buried during the deposition of the Bayonne Formation, the A₇ rhyolitic unit, the Mitan and Muy Formations.

At the end of the Permian it was no longer active.

quer. Ainsi, le Permien supérieur, au-dessus de la rhyolite A₇, dépasse 700 m au SW du bassin du Bas-Argens alors qu'il n'excède pas 400 m à proximité du seuil du Muy ; dans le centre du bassin du Luc, il dépasse 500 m mais passe à seulement 150 m au nord du bassin, à l'approche du seuil de Vidauban ; la formation des Pradineaux est absente au niveau du seuil du Muy tandis qu'elle atteint 150 m au SW du Bas-Argens.

La mobilité des horsts, liée à l'activité des failles N-S et E-W contrôle donc constamment la sédimentation et est en partie responsable des variations d'épaisseur et des passages latéraux de faciès, nombreux et rapides dans tous les bassins permiens.

Après l'émission de la grande masse volcanique A₇, les bassins permiens s'effondrent au début de la formation des Pradineaux (rPx) et fonctionnent désormais en grabens distensifs délimités par des failles E-W. La mobilité des failles bordières nord et sud entraîne la formation de grands cônes de matériel grossier (Delfaud *et al.*, 1989), en particulier au pied du massif des Maures (Rocher de Roquebrune) au Permien supérieur ; dans ce secteur, le jeu de la faille La Sauteirane-Roquebrune provoque le fonctionnement du bassin du Bas-Argens en hémigraben au Thuringien.

En Provence orientale, le régime tectonique distensif N-S (fig. 3) se généralise au Thuringien ; il est caractérisé par un volcanisme alcalin anorogénique qui s'oppose à celui du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur et marque le début de la distension téthysienne. Il faut noter l'originalité de cette région par rapport à certains secteurs comme ceux étudiés dans le sud du Massif central par H. Echtler et J. Malavieille (1990), J. Malavieille *et al.* (1990) et J. Van den Driessche et J.-P. Brun (1991-1992). En effet, il ne semble pas que l'on ait ici continuité structurale entre le développement des bassins stéphaniens et celui des grabens du « Saxono-Thuringien ». Par contre, cette évolution est à rapprocher de celle décrite pour les bassins stéphaniens du sillon houiller (Bonijoly et Castaing, 1983 ; Burg *et al.*, 1990).

Les distensions téthysiennes et atlantiques : le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur

Les distensions téthysiennes

Elles débutent au Trias et s'exercent essentiellement au Lias et au Jurassique supérieur, liées à l'ouverture du segment ligure de la Téthys au Bathonien supérieur Callovien (Lemoine et de Graciansky, 1988).

La répartition géographique des épaisseurs de certaines formations du Trias en bordure des Maures et du Tanneron permet de supposer que l'extension débute antérieurement au Lias.

Plusieurs phases de déformation sont reconnues.

a) La phase pré rift : le Trias

Les premiers dépôts triasiques ($T_i = t_{2.5} = t_{A-B}$; annexe II) reposent, en discordance cartographique, sur les différentes formations permien (à l'ouest du seuil du Muy) et sur le socle du Tanneron (au nord et à l'est). La surface infratriasique s'est façonnée au cours de la

majeure partie du Trias inférieur (Toutin-Morin *et al.*, 1987) et la présence de galets éolisés sur cette surface (secteur de Pennafort et région de Toulon) indique un épisode climatique franchement aride au cours du Scythien (inférieur ? à moyen).

Les premiers sédiments détritiques datés sont d'âge anisien (Durand *et al.*, 1988b). Les dépôts continentaux bariolés représentent le faciès Buntsandstein du Trias inférieur-moyen ; leur épaisseur, toujours faible en Provence (moins de 100 m), s'amenuise beaucoup sur la feuille Fréjus-Cannes (10-20 m). Les directions d'apports prouvent une structuration nouvelle par rapport au Permien. Le seuil du Reyran représente un nouveau paléorelief ; il occupe sensiblement le même emplacement que la zone haute permienne, sans doute par suite du rejet de la faille de la Moure (?) ; il sera ennoyé progressivement par les dépôts du Trias détritique (Durand, 1988).

A partir du Ladinien, les sédiments marins du Trias carbonaté ($T_m = t_{6-7} = t_{C-D-E-F}$; annexe II) s'élaborent sur la bordure peu subsidente du bassin. La subsidence est contrôlée par le rejet plus ou moins marqué des structures hercyniennes au Trias (Baudrimont et Dubois, 1977, Courel *et al.*, 1990, Dubois et Umbach, 1974, Macquar *in Debrand-Passard et al.*, 1984). Dans le secteur Fréjus-Cannes, le rôle des seuils sur la sédimentation diminue. Au Ladino-Carnien, la tranche d'eau augmente par suite d'un affaissement généralisé du substratum, ou d'une montée eustatique sur la bordure provençale du bloc corso-sarde (Brocard, 1991). L'épaisseur des dépôts carbonatés du Trias moyen atteint une centaine de mètres.

Le Trias évaporitique qui se dépose ensuite débute par les formations salifères du Keuper. Ces dépôts varient d'épaisseur de part et d'autre de la faille N-S de Joyeuse-Pennafort-Grimaud : à l'ouest de la faille, ils sont très épais (sans doute plus de 100 m à Flayosc, plus de 400 m dans la région de Toulon) ; à proximité de l'accident, ils sont brutalement réduits ou peuvent manquer ; à l'est, ces assises demeurent peu épaisses (40 m environ). La variation des épaisseurs est synsédimentaire, contrôlée par le jeu de l'accident N-S ; elle ne résulte pas du laminage tectonique d'un niveau plastique car les évaporites t₈ restent partout associées aux assises également déformables du Rhétien t₉. Il se produit donc une reprise des basculements de blocs après le dépôt du Trias carbonaté t₆₋₇, pendant le Carnien-Norien t₈ - t₉. Il pourrait s'agir d'un des épisodes distensifs d'âge carnien décrit dans le Briançonnais (Mégard-Galli et Faure, 1988) et dans les Alpes Maritimes (Dardeau et de Graciansky, 1990).

Les blocs plurikilométriques découpés par les grandes failles N-S et E-W, héritage du Paléozoïque, soumis à une extension privilégiant la remobilisation des accidents N-S, rejouent alors ; l'extension est donc plus ou moins dirigée E-W à la fin du Trias.

b) La phase de rifting et le début de la subsidence : le Lias et le Jurassique moyen et supérieur

Le profil XX' reconstitué pour le Jurassique entre Draguignan et Trans-en-Provence (fig. 6 et annexe I) montre le jeu synsédimentaire des différentes fractures E-W, NW-SE et NE-SW qui découpent les unités struc-

turales des Bois de Panisse (au NW), de Saint Val (au centre) et de la Vaugine (au SE) délimitées par des failles NE-SW plus importantes : F_1 et F_2 .

La faille F_1 est une fracture majeure qui fonctionne en faille normale avec un rejet important au Lias-Dogger ; elle délimite deux blocs dont les crêtes sont relevées vers le SE. La faille F_2 , plus discrète à cette époque, marque la limite Sud-Est des dépôts du Lias et d'une partie de ceux du Dogger ; cette limite est due à une érosion des crêtes, contemporaine des basculements. Ce dispositif de blocs basculés, plus ou moins morcelé par des failles de moindre importance, est ensuite ennoyé par les dépôts sédimentaires et scellé au Bathonien supérieur-Callovien : les assises J_{2b} - J_3 sont, en effet, transgressives (discordance cartographique) sur celles du Dogger, du Lias ou même du Trias et reposent sur les formations salifères t_G (au sud de la Vaugine) et sur les différentes assises carbonatées t_C à t_F (à Trans-en-Provence).

Les variations d'épaisseur (0-60 m pour le Lias ; 80-180 m pour le Dogger-Malm), les lacunes et les discordances liées au fonctionnement des différentes failles se produisent donc au Lias et au Dogger, avant le dépôt des calcaires J_{2b} et des dolomies J_D , attribués au Bathonien supérieur et au Callovien. Cet épisode de déformation distensive correspond au rifting et la discordance des assises du Bathonien supérieur-Callovien marque le début de la subsidence généralisée de la marge (Lemoine et Graciansky, 1988). Le rifting a vraisemblablement débuté au Trias car le basculement des blocs affecte aussi le substratum triasique : les crêtes de blocs du Trias restent les mêmes au Jurassique. Il n'y a donc pas de déplacements tangentiels importants à l'intérieur de la couverture. Dans le secteur compris entre Cannes et Vidauban, la subsidence ne peut être reconstituée par suite de l'érosion des assises du Malm ; cependant, l'affaissement a dû être uniforme comme dans les régions voisines.

Approximativement E-W à la fin du Trias, la direction d'extension serait plutôt NW-SE au Lias-Dogger, comme dans l'ensemble du domaine alpin occidental (Lemoine et al., 1989, Blès et al., 1989). Localement, les accidents E-W et N-S qui délimitent les blocs sont remobilisés, sans doute avec un jeu modeste car la bordure des Maures et du Tanneron est peu subsidente. A cette époque, elle se situe à la jonction des zones hautes du Moyen Verdon (au nord) et du bloc corso-sarde (au SE) ; à l'ouest, l'affaissement est important dans le bassin provençal (fig. 1).

Les distensions Atlantiques

Elles se produisent de la fin du Jurassique à la partie moyenne du Crétacé, en liaison avec l'ouverture à l'Albien du golfe de Basse-Provence, extension du golfe de Gascogne (Aubouin in Debemas, 1974 ; Boillot et al., 1984).

Mises à part les bauxites, aucun terrain crétacé n'est identifiable dans le secteur de la feuille Fréjus-Cannes. La bibliographie et les cartes géologiques régionales permettent cependant de proposer une reconstitution de cette période, marquée par des basculements de blocs et des émersions sur la plate-forme au Crétacé inférieur, puis par un affaissement et un ennoiement par les sédiments marins au début du Crétacé supérieur.

Comme en Provence occidentale, des altérites occupent (dans l'unité de Saint Val) la place des sédiments crétacés dans la série stratigraphique. Ces altérites sont piégées dans un karst développé sur des formations jurassiennes d'âge varié et elles sont recouvertes par les assises de l'Eocène ; à l'ouest, elles sont scellées par celles du Crétacé supérieur (feuille Draguignan). De part et d'autre du bloc basculé de Saint-Val, délimité par les failles F_1 et F_2 , la surface d'érosion karstifiée n'est pas conservée car érodée ultérieurement. Au Crétacé, les affleurements actuels des unités de Panisse et de la Vaugine devaient donc se trouver sous la surface karstifiée, en contrebas de ceux de l'unité de Saint-Val recouverts par cette surface. Le dispositif proposé nécessite le rejet des accidents F_1 et F_2 , respectivement limite de blocs basculés et limite d'érosion au Jurassique.

Le profil reconstitué pour le Crétacé à l'est de Draguignan (fig. 6 et annexe I) montre qu'il se produit des basculements de blocs, une érosion des crêtes de ces blocs et une karstification de la surface érodée pendant l'élaboration des bauxites. Cette coexistence de mouvements tectoniques et de phénomènes d'altération et d'érosion est comparable à celle qui intervient au même moment à Bédarieux, sur la bordure occidentale du bassin du Sud-Est, lors de la mise en place des bauxites (Combes, 1973).

Des basculements de blocs se produisent dans le SE pendant le Crétacé inférieur (Graciansky et al., 1987), en liaison avec une direction d'extension N-S (Blès et al., 1989). Le jeu des blocs ne doit pas être important sur la bordure des Maures et du Tanneron car les séries sont réduites. Il n'est pas plus important au début du Crétacé supérieur car ce secteur appartient alors à l'isthme durancien émergé.

En revanche, les basculements de blocs et les affaissements sont relativement forts dans le bassin crétacé de la basse Provence situé à l'ouest et au SW du secteur de la feuille.

Les mouvements pyrénéo-provençaux, l'ouverture liguro-provençale et les déformations alpines : du Crétacé supérieur au Quaternaire.

Les mouvements liés aux modifications des paléogéographies pyrénéenne (Boillot et al., 1984) et alpine (Lemoine et Graciansky, 1988) sont plus ou moins clairement enregistrés en bordure des massifs des Maures et du Tanneron. Dans le secteur où le Mésozoïque est conservé, le jeu des failles ne paraît pas inversé. La structure des anciens demi-grabens est également conservée : les crêtes des blocs correspondent aux anticlinaux et les fonds des grabens aux synclinaux. Ce dispositif plissé est déjà esquisonné, ou se forme, à l'Eocène inférieur. Les structures actuelles sont donc héritées des structures du Mésozoïque qui semblent assez peu modifiées par les épisodes de plissement successifs.

Les déformations précoces (pyrénéo-provençales) : le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur-moyen

Les déformations compressives débutent au Crétacé supérieur : ainsi, au dos du pli E-W que forme l'unité de Saint-Val existent des fentes longitudinales de même

direction qui sont remplies de matériel bauxitique remanié. Ces structures résultent d'un épisode de plissement précoce qui coïncide avec celui qui préside à la formation de dépressions et de gouttières E-W dans les régions voisines (feuille Draguignan) ; les plis formés reprennent les anciennes structures mésozoïques. Les dépôts continentaux, conglomératiques et marneux, de l'Eocène inférieur et moyen auraient été piégés et conservés dans ces dépressions. La figure 6 illustre de façon schématique l'inversion des pendages des failles mésozoïques (F_1 et F_2).

Les déformations liées à l'ouverture du bassin ligur : l'Eocène supérieur, l'Oligocène et le Miocène

Les massifs des Maures, du Tanneron et de l'Estérel restent à l'écart de la transgression nummulitique (Lutétien supérieur-Ludien) qui les contourne à l'est et au NE. Ils constituent alors des reliefs imposants dans lesquels viennent s'enraciner les grands glaciages et le réseau hydrographique en bordure des bassins septentrionaux de Manosque-Forcalquier.

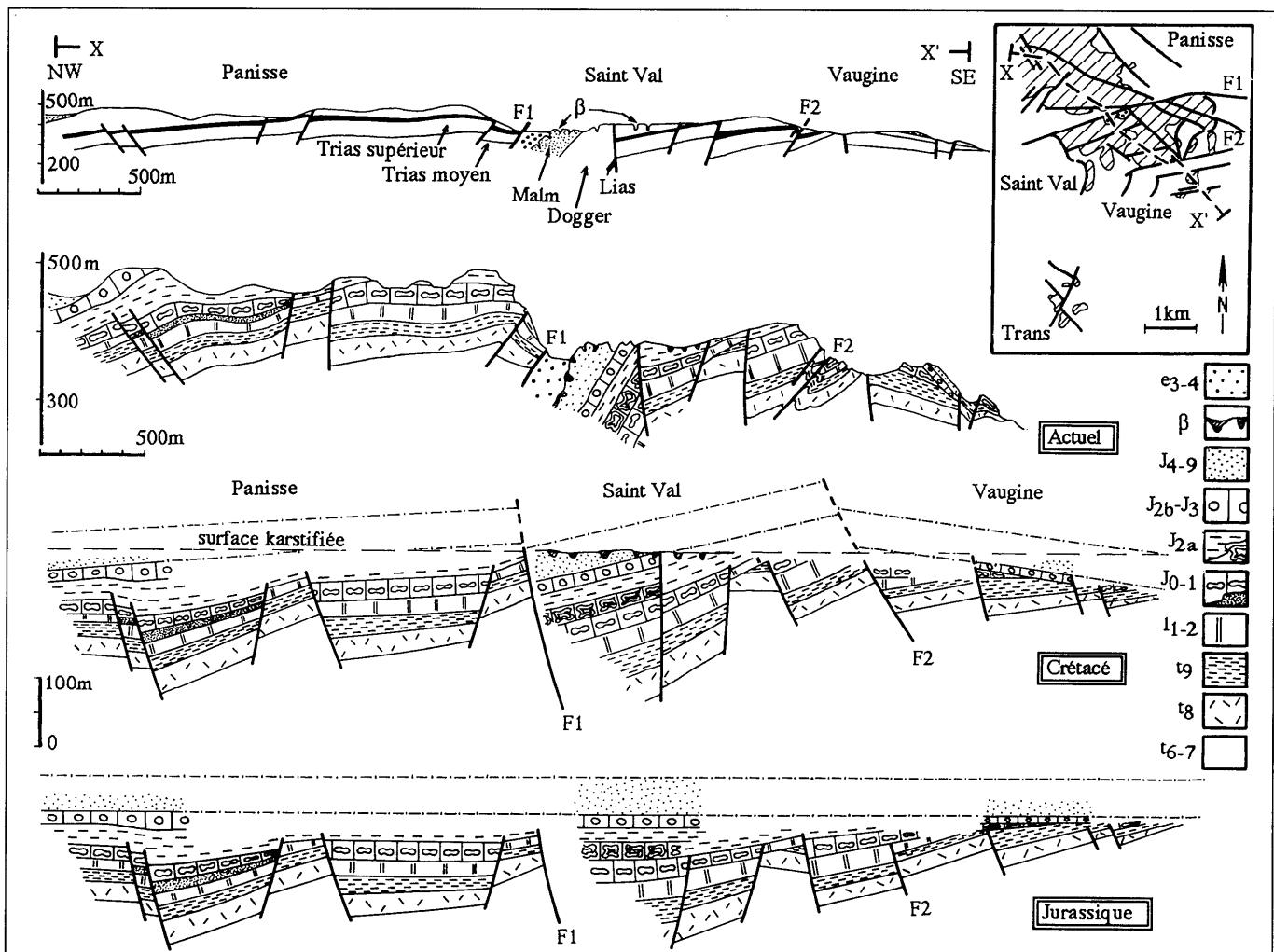


Fig. 6. – Disposition schématique actuelle des formations mésozoïques et éocènes. Reconstitution des dispositifs tectono-sédimentaires au Jurassique et au Crétacé (d'après Dardeau, in Toutin-Morin *et al.*, sous presse a).

- Au Jurassique (la base du Malm – dolomies JD – est supposée horizontale) : J_{2b} - J_3 (Bathonien supérieur-Callovien) scelle le dispositif en petits blocs basculés.
- Au Crétacé (la surface karstifiée est supposée horizontale) : la surface karstifiée a été érodée de part et d'autre l'unité de Saint Val.
- Actuel : les trois unités structurales chevauchent plus ou moins vers le Sud-Est. Les anciennes failles distensives F_1 et F_2 sont réutilisées ; le déplacement des unités est modeste, sans doute insignifiant à l'échelle régionale.

Trias : $t_{6-7} = t_{C-D-E-F}$ carbonaté, $t_8 = t_G$ évaporitique, $t_9 = t_H$ Rhétien ; Lias : I_{1-2} Hettangien ; Dogger : J_{0-1} et J_{2a} Alénien à Bathonien ; J_{2b} - J_3 et J_{4-9} Bathonien supérieur, Callovien et base du Malm ; Crétacé : β bauxite ; Éocène inférieur (?) : e_{3-4} .

Fig. 6.- Schematic present-day location of Mesozoic and Eocene formations. Reconstruction of tectono-sedimentary configuration during the Jurassic and Cretaceous (from Dardeau, in Toutin-Morin *et al.*, in press a).

- Jurassic (the base of the Malm – JD dolomites – is assumed to be horizontal): J_{2b} - J_3 (Late Bathonian-Callovian) seals the disposition into small tilted blocks.

- Cretaceous (the karstified surface is assumed to be horizontal): the karstified surface was eroded on either side of the St. Val Unit.

- Present: The three structural units overlap more or less towards the southeast. The old extensional faults F_1 and F_2 were reactivated; the displacement of the units is limited and probably insignificant on a regional scale.

Trias: $t_{6-7} =$ carbonated $t_{C-D-E-F}$, $t_8 =$ evaporitic t_G , $t_9 = t_H$ Rhetian; Lias: I_{1-2} Hettangian; Dogger: J_{0-1} and J_{2a} Alenian to Bathonian; J_{2b} - J_3 and J_{4-9} Late Bathonian, Callovian and base of the Malm; Cretaceous: β bauxite; Early Eocene (?): e_{3-4} .

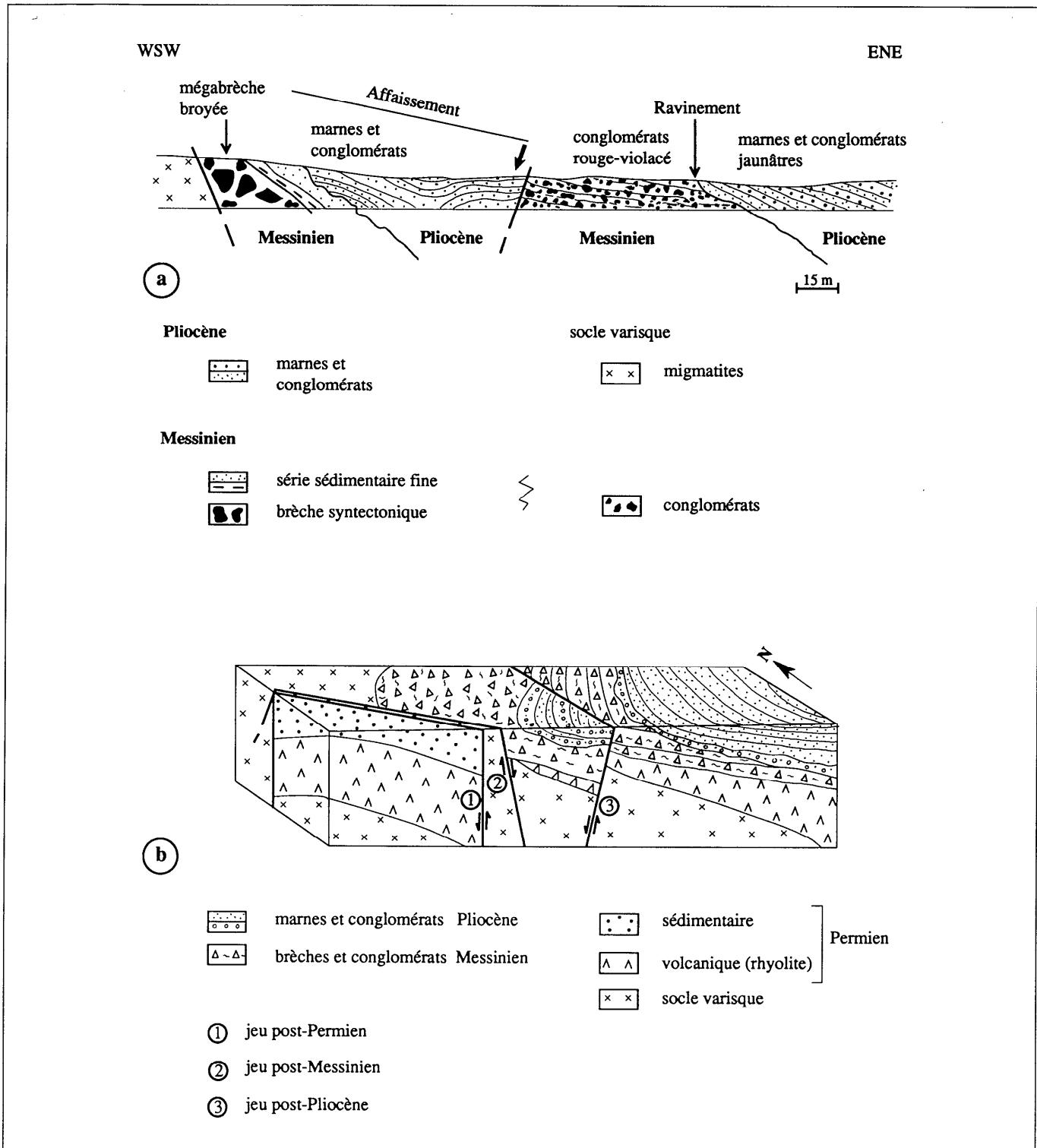


Fig. 7. – Coupe du Pont Saint-Jean (a) et bloc diagramme interprétatif (b) (d'après Bonijoly et Dubar, *in* Toutin-Morin *et al.*, sous presse a).

La faille permienne N100 rejoue pendant le dépôt des congolomérats rouge-violacé, à blocs de rhyolite, au Messinien. Son activité est responsable de la formation d'une mégabrèche syntectonique à éléments de socle et de Permien, équivalent latéral des congolomérats torrentiels déposés vers l'aval. Les congolomérats sont recouverts par une série jaune fluvio-lacustre, d'âge pliocène moyen-supérieur. Une faille N140° met en contact anormal la brèche messinienne et la série jaune.

Fig. 7. – Cross section of Pont Saint Jean (a) and interpretative schematic diagram (b) (from Bonijoly and Dubar, *in* Toutin-Morin *et al.*, in press a)

The N100° Permian fault was reactivated during deposition of red-purple conglomerates with blocks of rhyolite, during the Messinian. This caused the formation of a syntectonic megabreccia bearing elements of the basement and the Permian, lateral equivalent of torrential conglomerates deposited downstream. The conglomerates were covered by a yellow fluvio-lacustrine series dating from the Middle-Late Pliocene. A N140° fault brings into abnormal contact the Messinian and the yellow series.

L'intrusion d'Estérelle se met en place au sud de l'Estérel, lors de la distension oligocène. Elle constitue le témoin le plus occidental de la vaste province volcanique qui jalonne tout l'Arc Alpin : les manifestations calco-alcalines, représentées surtout par des andésites dans les régions situées au nord et à l'est de Grasse, seraient le résultat de la subduction d'un domaine océanique piémontais plus oriental (Giraud, 1983). L'ouverture du bassin liguro-provençal, induite par la dérive du bloc corso-sarde, aurait provoqué un amincissement crustal, voire la formation d'une véritable croûte océanique : il pourrait correspondre à un bassin marginal d'arrière-arc (le bloc corso-sarde). Le volcanisme calco-alcalin paléogène serait alors la preuve de l'existence d'une subduction de type arc insulaire (Rehault, 1981). Dans l'Estérel, la montée du batholite se fait, à travers le matériel permien, suivant une fracture E-W individualisée au Permien supérieur et réouverte à cette époque. La distension est mieux marquée au nord (fossés nord-varois) et à l'est (fossés d'Antibes-Vence) où elle reprend des fractures de direction N-S héritées de l'Hercynien. Cette distension se manifeste dès l'Eocène supérieur, période au cours de laquelle les synclinaux et bassins préexistants évoluent en systèmes de horsts et grabens. Le caractère synsédimentaire de cette tectonique est montré par les discordances intraformationnelles et la permanence des apports grossiers allochtones à partir des bordures en surrection (Giannerini, 1981).

A l'Oligocène supérieur, la remontée du massif des Maures et le fonctionnement en marge passive de la bordure nord du bassin ligure sont marqués par l'accumulation d'une puissante série détritique aujourd'hui immergée (Bellaiche *et al.*, 1976, 1979). Dans le secteur méridional (canyons des Stœchades et de Saint-Tropez), entre 30 et 25 Ma, la subsidence aurait atteint 800 à 900 m (groupe Estocade, 1978).

Le bassin ligure, orienté NE-SW, est ouvert au début du Miocène (Fanucci et Nicolich, 1984) et perdure pendant tout le Miocène. Les synclinaux antérieurs sont toujours fonctionnels et le volcanisme andésitique se manifeste encore au début de la transgression aquitaine (Irr, 1984).

Les déformations alpines : le Miocène p.p. et la limite Mio-Pliocène

Jusqu'alors limitée à l'intérieur du domaine alpin (Ritz, 1986), la compression se manifeste maintenant dans les bassins de bordure. Apports conglomeratiques très grossiers, discordances et chevauchements (Roca Seira à l'est de Nice. Bauduen dans le Haut-Var) correspondent à cette tectonique intra-Miocène. A la fin du Miocène, l'arc de Castellane se met en place : le mouvement vers le sud est bloqué précocement par le bloc Maures-Tanneron-Estérel (Ritz *et al.*, 1990). Le serrage s'exprime par la duplication des plis et par la surélévation de l'arc et de son avant-pays. Le système morphologique oligocène est alors basculé vers le sud et le réseau hydrographique s'inverse : le cours de l'Endre, détourné vers le sud, abandonne le défilé du Pas de Reynaude ; le paléo-Reyran qui était tributaire de la Siagne inverse son drainage qui s'effectue maintenant en direction de l'Argens. A la même époque, les basses vallées acquièrent leur configuration actuelle, surcreusées et prolongées par leur canyon sous-marin dont l'origine est double :

– *tectonique* car ils sont alignés selon les deux directions de fracturation ancienne du socle :

- 1) l'une proche de E-W (canyon des Stœchades, canyon de Saint-Tropez-Bas-Argens) ;
- 2) l'autre presque N-S (canyons entre Toulon et Saint Tropez, canyon de Cannes-Basse-Siagne).

A la limite Mio-Pliocène, ces accidents sont mobilisés en distension : le jeu synsédimentaire de l'accident de l'Argentière (d'orientation plus ou moins E-W), en faille normale, contrôle la mise en place d'une mégabrèche attribuée au Messinien car elle est cachetée par les marnes du Pliocène basal (fig. 7 et annexe I).

– *eustatique* (fig. 8 et annexe I) car l'abaissement du niveau de la Méditerranée, entre 5,5 et 5 Ma, crée une érosion régressive intense responsable du débâlement des dépôts miocènes (groupe Estocade, 1978). Ainsi, pour l'Argens, la ligne de surcreusement passe de - 2 000 m à la tête de son canyon sous-marin (canyon de Saint-Tropez) à +150 m aux barres du Rouet qui sont entaillées en gorges (Blavet). A terre, l'érosion favorise la formation et l'étalement des brèches grossières : ce sont les brèches de Carros dans la vallée du Var, la brèche de Valbonne, la brèche du Pont-Saint Jean dans la vallée de l'Argentière (fig. 7). Sur les plateaux calcaires situés plus au nord, le karst est démantelé et fournit des chaos de blocs comme celui de Saint-Claude, au nord d'Antibes, qui est fossilisé par les marnes marines du Pliocène inférieur.

La région provençale reste, quant à elle, en marge à la fois de l'effondrement ligure et du plissement alpin (Dubar et Perez, 1989) ; elle se situe toutefois dans une zone intermédiaire d'activité tectonique importante.

L'histoire récente : le Plio-Quaternaire

Comme partout en Méditerranée, la transgression pliocène (cycle TB3/4 ; Haq *et al.*, 1987) est précoce et rapide. Elle transforme ici les sillons en rias dès la base du Tabanien, comme le montre la présence de marnes à *Sphaerodinellopsis* (zone MPL1 ; Irr, 1984). Le remblaiement des rias est contrôlé par le niveau marin : des marnes hémipélagiques se déposent d'abord en eau profonde lors de la remontée rapide ; puis du matériel de plus en plus détritique constitue des systèmes deltaïques progradants à la fin de la transgression. Ces appareils sont le reflet de l'arrière-pays :

– les rias du Var et de la Siagne sont alimentées par des bassins versants alpins surélevés tandis que le bassin, structuré par des failles normales, est subsident. Le dispositif deltaïque est puissant, pentu et à dominance caillouteuse ; il fonctionne tardivement jusqu'à 3,8 Ma (zone à *Globorotalia punctulata*) ;

– la ria de l'Argens draine seulement les plateaux provençaux et les massifs anciens et la semelle de marnes hémipélagiques est très développée. Le système de progradation est peu puissant, de faible énergie et cesse de fonctionner précocement (zone à *G. margaritae*).

Au Quaternaire, la préexistence des canyons miocènes et des remblaiements marneux pliocènes conditionnent l'évolution morpho-sédimentaire des basses vallées. A chaque mouvement négatif de la mer, correspondant aux phases glaciaires du Quaternaire (de l'ordre de 100 m pour le Wurm), la rivière s'encaisse rapidement, surcreusant facilement les marnes plio-

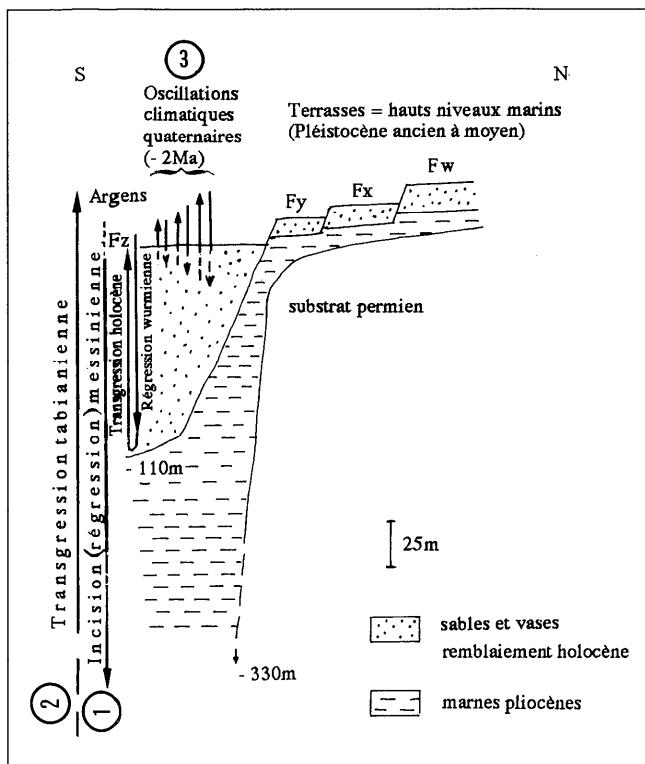


Fig. 8. – Dispositif morpho-alluvial de la basse vallée de l'Argens lié aux variations eustatiques du Miocène supérieur à l'actuel.

- Abaissement messinien : - 5,5 Ma, amplitude 1 500 m ;
- Transgression plio-céenne (Tabianien - 5 ; - 3,8 Ma) ; cycle TB 3/4 et 3/5 de Haq *et al.*, 1987 ; amplitude + 80 m NGF ;
- Régression du Pliocène supérieur et oscillations climatiques quaternaires ; amplitude maximum régressive (pour la glaciation würmienne, stade océanique 2) : - 110 m (Genesseaux et Thommeret, 1968) ; amplitude maximum transgressive : quelques mètres (4 ou 5 pour le Tyrrhénien dans les Alpes-Maritimes, Dubar, 1987).

Fw-Fx-Fy terrasses du haut-niveau marin. Fz terrasse de la régression würmienne.

Fig. 8. – Morpho-alluvial configuration of the lower Argens Valley linked to eustatic variations from the Miocene to the present.

- Messinian downdipping: - 5.5 Ma, amplitude 1 500 m
- Pliocene transgression (Tabianian - 5; - 3.8 Ma); cycle TB 3/4 and 3/5 from Haq *et al.*, 1987; amplitude + 80 m NGF
- Late Pliocene regression and Quaternary climatic variations; regressive maximum amplitude (for the Wurmian glaciation, oceanic 2 stage): - 110 m (Genesseaux and Thommeret, 1968); transgressive maximum amplitude: several meters (4 or 5 for the Tyrrhenian in the Maritime Alps, Dubar, 1987).

Fw-Fx-Fy terraces of high sea level. Fz terrace of the Wurmian regression

cènes. Elle dégage et élargit son lit. Les alluvions de ces périodes seront donc profondément emboîtées et lors de la remise en eau de l'interglaciaire suivant, elles seront recouvertes par les dépôts transgressifs. Le tout sera démantelé par le surcreusement du cycle suivant et seules les terrasses interglaciaires de très haut niveau marin, installées sur le bed-rock, sont préservées.

Le trait le plus original de la morphologie quaternaire du littoral est le dénivelé d'origine tectonique qui affecte l'altitude des terrasses au franchissement des val-

lées, principalement l'Argens et la Siagne. Dans le Bas-Argens, les trois niveaux de terrasses pléistocènes sont quelques mètres seulement au-dessus du lit de la rivière alors que, sur la façade maritime de l'Estérel, des niveaux homologues (est d'Agay) atteignent une soixantaine de mètres d'altitude. Dans la Basse-Siagne, la terrasse du Pléistocène ancien de San Peyre dépasse 60 m d'altitude tandis qu'un peu au nord, au-delà du grand accident subméridien qui affecte le massif sous les alluvions récentes de la Siagne (reconnu en sondage et visible plus au nord), le niveau pléistocène ancien de la butte témoin de Saint-Cassien est à 20 m seulement.

Ces dénivélés dénotent soit de mouvements à composante verticale importante (jeu en décrochement des grands accidents de l'Arc Alpin), soit de basculements le long des accidents majeurs qui limitent les grandes unités structurales. Les accidents en cause sont ceux du Rastel d'Agay (sub E-W) et de la presqu'île du Dramont (NE-SW) pour le sud de l'Estérel. La surélévation de ces zones s'oppose à la subsidence de l'Argens et des basses vallées au droit des grands accidents subméridiens, subsidence mise en évidence par les mesures de nivellages (Fourniquet, 1977 ; Terrier, 1988).

Ainsi apparaît une zonation morpho-structurale du littoral quaternaire bien exprimée également au niveau des bilans sédimentaires (Dubar *et al.*, 1992) : dans les zones en surélévation, caractérisées par le fort décalage des terrasses, seuls les prismes de hauts niveaux marins sont conservés ; par contre, dans les petits bassins subsidants, il y a emboîtement, voire recouvrement, des corps sédimentaires et l'enregistrement des cycles eustatiques quaternaires est beaucoup plus complet.

L'importance des mouvements verticaux dans la région provençale laisse penser à un bombement du socle à grand rayon de courbure, en régime compressif (Julian, 1980 ; Combes, 1984) ; il induirait en surface des rejeux normaux des accidents et le décalage des terrasses.

Interprétation et conclusions

En Provence orientale et spécialement dans le secteur de la feuille Fréjus-Cannes (fig. 9), le canevas structural, N-S et E-W, est soumis depuis la fin de l'époque hercynienne jusqu'au Quaternaire à des contraintes variées dont la succession est résumée dans le tableau I.

Les compressions et leurs conséquences

Le Paléozoïque supérieur est dominé par une histoire tectonique compressive qui s'accompagne d'un magmatisme calco-alcalin caractéristique de la fin d'une période de subduction-collision.

En effet, au Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur, la compression N-S provoque la formation de bassins étroits en transtension le long des accidents N-S déjà individualisés dans le socle. Le caractère syntectonique de ces dépôts est illustré par la proximité des apports et par leur répartition géographique en rapport avec les accidents majeurs. Les dépôts carbonifères seront ensuite plissés en synclinaux étroits, au Stéphanien supérieur, par une compression NW-SE puis E-W

	COMPRESSION	EXTENSION
Quaternaire Pliocène Miocène	N-S Alpine	
Oligocène		NW-SE, EW Ligurie
Eocène Crétacé supérieur	*N-S Pyrénéo-Provençale	
Crétacé inférieur Malm		N-S Atlantique
Dogger Lias Trias Permien supérieur		NW-SE Téthysienne *E-W *N-S
Permien inférieur	direction de compression ?	*NNE-SSW
Carbonifère supérieur	*E-W Hercynienne *NW-SE *N-S	

Tabl. 1. – Principaux événements tectoniques enregistrés en Provence orientale. Ces événements sont reconstitués d'après les données nouvelles obtenues lors des leviers géologiques du secteur Fréjus-Cannes (Toutin-Morin *et al.* 1992 ; sous presse a et b ; fig.9 et annexe II) et d'après J.L. Blès *et al.* (1989), G. Boillot *et al.* (1984), M. Lemoine *et al.* (1989), N. Toutin-Morin et D. Bonijoly (1992). Certaines de ces données, nouvelles pour le secteur Fréjus-Cannes (*), sont classiques dans les régions voisines (Aubouin, *in* Debelmas, 1974 ; Aubouin et Mennessier, 1962 ; Demay, 1927 ; Mennessier 1959).

*Table 1. – Main tectonic events recorded in Eastern Provence. These events are reconstructed from new data obtained during geological surveys in the Fréjus-Cannes region (Toutin-Morin *et al.*, 1992, *in press* a and b; fig. 9 and Appendix II) and from J.L. Blès *et al.* (1989), G. Boillot *et al.* (1984), M. Lemoine *et al.* (1989), N. Toutin-Morin and D. Bonijoly (1992). Some of these data, new for the Fréjus-Cannes area (*) are well known from the neighbouring regions (Aubouin, *in* Debelmas, 1974; Aubouin and Mennessier, 1962; Demay, 1927; Mennessier, 1959).*

responsable de la formation de plis isoclinaux dans ces bassins.

Après la distension qui a donné naissance aux premiers bassins permiens, un événement tectonique, sans doute à la limite Autunien-Saxonien, produit le basculement des séries du Permien inférieur d'environ 40° au NW de l'Estérel.

Il faut attendre le Crétacé supérieur pour que la région soit à nouveau soumise à des déformations compressives qui vont se poursuivre pendant tout l'Eocène. Celles-ci, discrètes dans le secteur de la feuille Fréjus-Cannes, vont se manifester, pendant la phase pyrénéo-provençale, par la formation de plis et l'inversion tectonique le long des anciennes structures mésozoïques. Cette inversion qui induit le long d'anciennes failles normales des rejeux inverses, s'accompagne de dépôts syntectoniques au front de ces accidents (conglomérats éocènes inférieur et moyen).

Avec la phase alpine, la compression, d'abord limitée au domaine alpin s.s., déborde sur les bassins de bordure au Miocène. A partir du Miocène supérieur, le front compressif progresse vers le SW : les structures de la couverture sont alors reprises en chevauchements au nord de la région.

Au Plio-Quaternaire, le régime général compressif N-S mobilise en décrochements les grands accidents obliques de l'Arc Alpin ; il se manifeste dans l'avant-pays provençal le long de l'accident durancien. A la même époque, un vaste mouvement de flexure persiste sur la marge nord-méditerranéenne, entraînant la poursuite de l'affondrement amorcé lors de l'ouverture du bassin ligure, côté mer, tandis que l'arrière-pays est en surrection constante.

Les distensions et leurs effets dans le remplissage des bassins

Les bassins de Plan-de-la-Tour et du Reyran, nés en régime compressif au Carbonifère supérieur, ont été remobilisés par les distensions permianes. En effet, les seuils N-S qui délimitent les bassins permians du Bas-Argens et de l'Estérel sont dans le prolongement de ces synclinaux carbonifères écrasés : il y a eu inversion structurale dans certains secteurs.

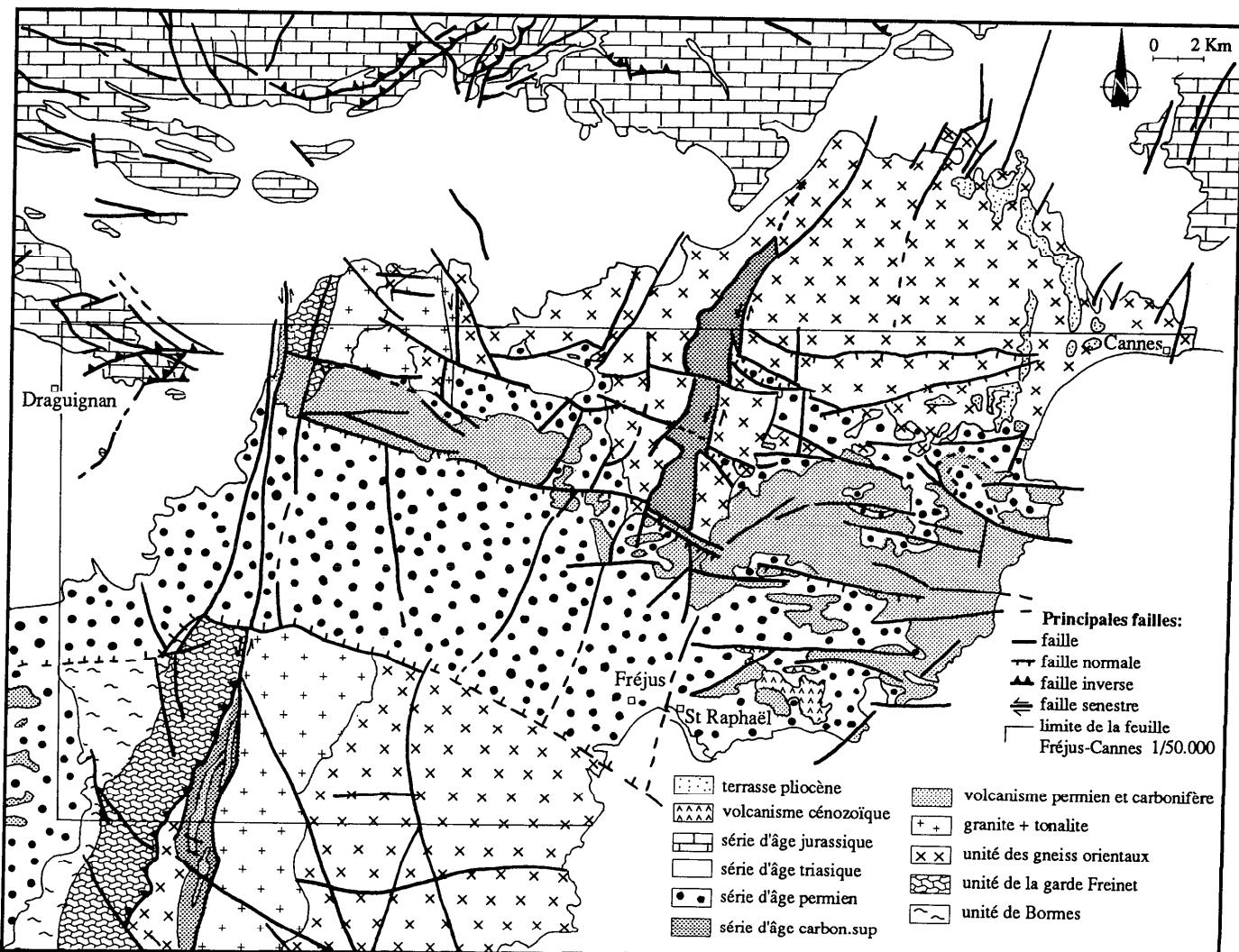
C'est en régime distensif qu'apparaissent, au Permien supérieur, les accidents E-W des Maures et du Tanneron. Avec les accidents N-S, ils délimitent des structures qui varient dans leur fonctionnement et leur dimension au cours de l'histoire de la région. Au Permien inférieur, des accidents NW-SE délimitent des grabens isolés comme le graben de l'Avellan, au NW de l'Estérel. Au Permien supérieur, un vaste fossé E-W s'individualise : le graben du Bas-Argens-Estérel. A l'Oligocène, les petits grabens nord-varois s'ouvrent. Au Jurassique se forment des blocs basculés (comme les blocs de la Vaugine, de Saint-Val et de Panisse, à l'est de Draguignan) qui fonctionnent pendant les distensions du Lias-Dogger et du Malm-Crétaçé. Les accidents N-S apparaissent, quant à eux, dès le Carbonifère supérieur ; ces directions sont sollicitées au Permien supérieur avec l'individualisation des seuils, puis réutilisées à l'Oligocène, au Miocène et au Quaternaire.

L'activité des failles contrôle la distribution des sédiments : les faciès grossiers sont localisés sur les bords des bassins permians ou à proximité des seuils mobiles ; ils constituent des cônes alluviaux au pied des massifs élevés des Maures et du Tanneron au Permien. Cette situation se retrouve à l'Oligocène et pendant le Miocène sur les bordures en surrection des bassins varois et, au Pliocène inférieur, lorsque des cônes sous-marins se développent en pied de falaise.

La mobilité des accidents est également en partie responsable de la variation d'épaisseur des dépôts, entraînant une forte subsidence, marquée par la succession des produits granoclassés dans le centre des bassins (bassins permians provençaux, canyons des Stœchades et de Saint-Tropez à l'Oligocène supérieur). En même temps, l'ouverture de certains de ces accidents favorise la montée d'un volcanisme alcalin parfois abondant (Permien de Provence orientale).

En définitive, les structures identifiées dans le secteur Fréjus-Cannes s'intègrent dans un vaste dispositif constitué des blocs dauphinois, provençal et corso-sarde qui persiste du Permien supérieur à la base du Crétacé supérieur. Cette organisation est, par contre, profondément modifiée à l'Oligocène par l'ouverture du bassin ligure et la rotation du bloc corso-sarde.

L'histoire distensive de la mosaïque des blocs en bordure des Maures et du Tanneron comporte donc

Fig. 9. – Schéma structural simplifié de la nouvelle édition de la feuille Fréjus-Cannes à 1/50 000 (Toutin-Morin *et al.*, sous presse b).Fig. 9. – Simplified structural sketch of the new edition of the Frejus-Cannes sheet at 1/50,000 scale (Toutin-Morin *et al.*, in press b).

deux périodes clés – le Permien moyen-supérieur et l'Oligocène-Miocène – marquées par des bouleversements de la structure et de la paléogéographie.

La direction d'extension varie constamment, influant seulement sur l'espace disponible pour la sédimentation en basculant plus ou moins les blocs, mais sans modifier le schéma structural originel.

Références bibliographiques

- ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.-L. (1978). – Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **287**, (D), pp. 787-790.
- ARNAUD M., MONLEAU C. (1979). – Étude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien). *Thèses Doct. ès-Sciences*. Univ. Marseille. 344 et 381 p.
- ARTHAUD F., MATTE P. (1966). – Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures (Var). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **262**, pp. 436-439.

Remerciements

Les auteurs remercient F. Arthaud et F. Roure pour leurs remarques pertinentes lors de la lecture du manuscrit.

ARSTRU Ph. (1966). – Les olistolithes du Riou d'Entraix et leur signification paléostрукturelle. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, **8**, 3, pp. 401-404.

AUBOUIN J., MENNESSIER G. (1962). – Essai sur la structure de la Provence. In Livre à la mémoire du professeur Paul Fallot. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, II, pp. 1-98.

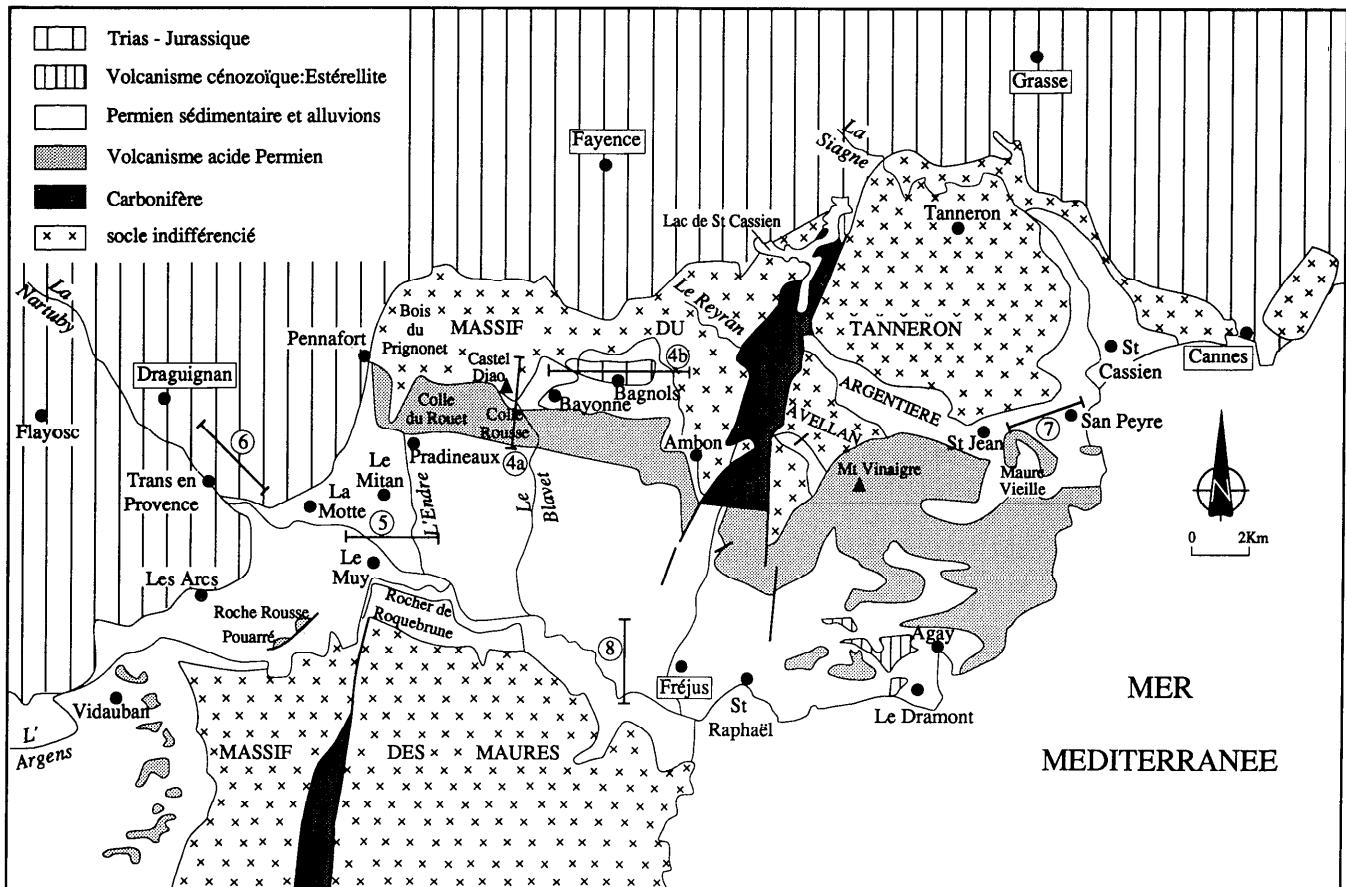
BASSO A.-M. (1985). – Le Carbonifère de Basse Provence (Sud-Est de la France). Thèse 3^{eme} cycle. Univ. Aix-Marseille 1. 319 p.

BAUDRIMONT A.F., DUBOIS P. (1977). – Un bassin mésogénien du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centre Rech. Explor. Product. Elf-Aquitaine*, I-1, pp. 261-308.

BELLAICHE G., COUMES F., IRR F., ROURE F., VANNEY J.R. (1979). – Structure of the French Riviera submarine canyons :

- evidence of a polygenic history from a submersible study (« Cyaligure » Campaign). *Marine Geology*, **31**, p. M5-M12.
- BELLACHE G., IRR F., LABARBARIE M. (1976). – Découverte de sédiments marins fini-oligocènes-aquitaniens au large du Massif des Maures (canyon des Stœchades). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **238**, (D), pp. 319-322.
- BLES J.-L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (1989). – Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, Elsevier Sc. Publishers, **169**, pp. 79-111.
- BOGDANOFF S., SCHOTT J.-J. (1977). – Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permiens du Sud de l'Argentera. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 19, pp. 909-916.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M., BIJU-DUVAL B. (1984). – Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson éd., Paris, 342 p.
- BONIJOLY D., CASTAING C. (1983). – Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif Central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **103**, pp. 187-199.
- BONIN B. (1987). – Réflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Géologie Alpine Grenoble*, **63**, pp. 137-139.
- BOUCARUT M. (1971). – Étude volcanique et géologique de l'Estérel (Var, France). *Thèse Doct. ès-Sciences*, Univ. Nice, 2 tomes, 487 p.
- BROCARD C. (1990). – A model of carbonate sedimentation under storms and tides influences : Triassic carbonates of Provence (Ladinian to Carnian ; SE France). 13th International Sedimentological Congress, Nottingham, Abstract p. 62.
- BROCARD C. (1991). – La plate-forme provençale au Trias moyen, un modèle de rampe carbonatée en milieu restreint. Dynamique des paléoenvironnements, évolution diagénétique. *Thèse Doct. Université de Provence (Aix-Marseille I)*, 283 p.
- BROCARD C., PHILIP J. (1989). – Précisions stratigraphiques sur le Trias de la Provence orientale. Conséquences structurales et paléogéographiques. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 27-32.
- BURG J.-P., BRUN J.-P., VAN DEN DRIESSCHE J. (1990). – Le sillon houiller du Massif Central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **311**, II, pp. 147-152.
- CABANIS B., TOUTIN-MORIN N. (1992). – Mise en évidence du premier cycle volcanique calco-alcalin dans le bassin de l'Avelan (Estérel). 7^e Journée thématique Ass. Géologues du Permien, Paris, vol. résumés, p. 18.
- CAILLERE S., POBEGUIN Th., ROCH E. (1969). – Caractères minéralogiques et genèse des argilites et bauxites de la région de Draguignan (Var). *Bull. Muséum Hist. Natur. Paris*, 2, **41**, 3, pp. 759-766.
- CHATEAUNEUF J.-J., FARJANEL G. (1989). – Synthèse géologique des bassins permiens français. *Mém. BRGM, Fr.*, n° 128, 288 p.
- COMBES J.-P. (1973). – Etude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté : le gisement de Bédarieux (Hérault, France). I.C.S.O.B.A., 3^e congrès international, Nice, pp. 89-108.
- COMBES J.-P. (1984). – La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques géodynamiques et cinématiques ; méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. *Thèse 3^e cycle*, Univ. L. Pasteur Strasbourg, 186 p.
- COUREL L., ADLOFF M.-C., DOUBINGER J., LACOMBE P. (1990). – La transgression triasique en France centrale : témoin d'un haut niveau marin au Ladinien ; données nouvelles du sondage de Sancerre-Couy (Cher-France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 6, 5, pp. 723-729.
- 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. ès-Sciences*, Univ. Nice, 391 p.
- DARDEAU G., GRACIANSKY P.C. de (1990). – Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France). *Bull. Centre Rech. Explor.-Product. Elf Aquitaine*, Boussens, **14**, 2, pp. 443-464.
- DEBELMAS J. (1974). – Géologie de la France. Doin éd. Paris, 2 tomes, 544 p.
- DEBRAND-PASSARD S., LIENHARD M.-J., COURBOULEIX S. (1984). – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM Fr.*, 125, 600 p. et n° 126, 64 pl.
- DELFAUD J., TOUTIN-MORIN N., MORIN R. (1989). – Un cône alluvial en bordure d'un bassin intramontagneux : la formation permienne du Rocher de Roquebrune (bassin du Bas-Argens, Provence orientale). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **309**, II, 18, pp. 1811-1817.
- DEMAY A. (1927). – La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **27**, pp. 279-336.
- DUBAR M. (1987). – Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, III, pp. 195-198.
- DUBAR M., GUGLIELMI Y., FALGUERES C. (1992). – Néotectonique et sédimentation côtière quaternaires en bordure de l'arc de Nice (Alpes Maritimes, France). *Quaternaria*, **3**, 3-4, pp. 105-110.
- DUBAR M., PEREZ J.-L. (1989). – Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **308**, II, pp. 1485-1490.
- DUBOIS P., UMBACH P. (1974). – A propos du Trias de deux bassins sédimentaires français : le bassin de Paris et le bassin du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **16**, 6, pp. 696-707.
- DURAND M. (1988). – Le Trias détritique du « Bassin du Sud-Est ». Paléogéographie et environnements de dépôt. *Géologie Alpine Grenoble*, Mém. h.s. n° 14, pp. 69-78.
- DURAND M., AVRIL G., MEYER R. (1988a). – Paléogéographie des premiers dépôts triasiques dans les Alpes externes méridionales : importance de la dorsale delphino-durancienne. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **306**, II, pp. 557-560.
- DURAND M., MEYER R., AVRIL G. (1988b). – Le Trias détritique de Provence, du Dôme de Barrot et du Mercantour. Livret-guide excursion Ass. Sédim. Fr. 15 au 17 juillet 1988, 135 p.
- ECHTLER H., MALAVIEILLE J. (1990). – Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a Late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, Elsevier Sc. Publishers, **177**, pp. 125-138.
- FANUCCI F., NICOLICH R. (1984). – Il Mar Ligure : nuove acquisizioni sulla natura, genesi ed evoluzione di un « Bacino Marginale ». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **27**, pp. 97-110.
- FOURNIGUET J. (1977). – Mise en évidence de mouvements actuels verticaux dans le SE de la France par comparaison de

- nivellements successifs. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, **5**, pp. 266-268.
- GENESSEAUX M., THOMMERET Y. (1968). – Datation par le radiocarbone de quelques sédiments sous-marins de la région niçoise. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dynam. Fr.*, **10**, 4, pp. 375-382.
- GIANNERINI G. (1981). – Analyse structurale de la bordure méridionale de l'Arc de Castellane entre Mons et Barrème (Var) : Relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire. *Bull. BRGM*, Orléans, **1**, 1, pp. 43-67.
- GIDON M. (1962). – La zone briançonnaise en Haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au SE. *Mém. expl. carte géol. Fr.*, 271 p.
- GIRAUD J.D. (1983). – L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. *Thèse Doct. ès-Sciences*, Univ. Nice, 378 p.
- GRACIANSKY P.C. de, ARNAUD H., BUSNARDO R., DARDEAU G., GERLIER A., LEMOINE M., MASCLE G., PHILIP J. (1987). – « Rifting » et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises : un écho à l'ouverture du golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **305**, II, pp. 711-713.
- Groupe ESTOCADE (1978). – Messinian subaerial erosion of the Stœchades and Saint-Tropez canyons. A submersible study. *Marine Geology*, **27**, pp. 247-269.
- HAQ B.V., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987). – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science Washington*, **235**, pp. 1156-1167.
- IRR F. (1984). – Paléoenvironnement et évolution géodynamique néogène et quaternaire de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. *Thèse Doct. ès-Sciences*, Univ. Nice, 464 p.
- JULIAN M. (1980) – Les Alpes-Maritimes franco-italiennes : étude géomorphologique. *Thèse Doct. ès-Lettres Univ. Lille III*, 836 p.
- LAJOINIE J.-P., LAVILLE P. (1979). – Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. *Mém. BRGM*, n° 100, Orléans, pp. 56-59.
- LANQUINE A. (1929-1935). – Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales. I. Le Lias et le Jurassique inférieur des chaînes provençales. *Bull. Serv. carte géol. France*, **32**, 173, 385 p. II. Le Jurassique moyen et supérieur des chaînes provençales. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, **38**, 191, 135 p.
- LEMOINE M., DE GRACIANSKY P.C. (1988). – Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque ; introduction. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, IV, 4, pp. 597-600.
- LEMOINE M., DARDEAU G., DELPECH P.Y., DUMONT T., DE GRACIANSKY P.C., GRAHAM R., JOLIVET L., ROBERTS D., TRICART P. (1989). – Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **309**, II, pp. 1711-1716.
- MALAVIEILLE J., GUIHOT P., LARDEAUX J.-M., GARDIEN V. (1990). – Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, Elsevier Sc. Publishers, **177**, pp. 139-149.
- MEGARD-GALLI J., FAURE J.L. (1988). – Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, IV, 5, pp. 705-715.
- MENNESSIER G. (1959). – Étude tectonique des confins alpinoprovençaux entre le Verdon et l'Argens. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **38**, 174 p.
- REDONDO Cl. (1988). – Étude et origine des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale (France, Sud-Est). *Géologie Méditerranéenne*, **15**, 3, pp. 199-227.
- REHALUT J.-P. (1981). – Evolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale). *Thèse Doct. ès-Sciences Paris*, 132 p.
- RITZ J.-F. (1986). – Évolution du champ de contrainte dans l'Arc de Nice depuis 25 millions d'années. *DEA Montpellier USTL*, 50 p.
- RITZ J.-F., HOANG-TRONG P., REBAI S., PHILIP H., HERQUEL G. (1990). – Le séisme du 26 décembre 1989 en Méditerranée en marge de la Côte d'Azur : tectonique active en compression ; perturbation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **310**, II, pp. 1505-1512.
- TERRIER M. (1988). – Contribution à la connaissance néotectonique de la Provence ; apports de la télédétection, des nivellages, de la microtectonique. *Rapport BRGM*, Départ. Ingénierie Géothermique, Marseille, 103 p.
- TOUTIN N. (1980). – Le Permien continental de la Provence orientale (France). *Thèse Doct. ès-Sciences*, Univ. Nice, 2 tomes, 594 p.
- TOUTIN-MORIN N. (1987). – Les bassins permiens provençaux, témoins de l'orogenèse hercynienne et de l'ouverture de la Téthys dans le Sud-Est de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **106**, pp. 183-187.
- TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D. (1992) – Structuration des bassins de Provence orientale à la fin de l'ère primaire. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **16**, pp. 107-122.
- TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., DARDEAU G., DUBAR M. (1992). – Rôle des structures tardif-à post-hercyniennes dans l'évolution de la plate-forme provençale (bordure des Maures et du Tanneron, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **315**, II, pp. 1725-1732.
- TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., BROUTIN J., CREVOLA G., DARDEAU G., DUBAR M., FERAUD J., GIRAUD J.-D., GODEFROY P., LAVILLE P., MEINESZ A. (sous presse a). – Notice explicative de la carte géologique France (1/50 000), feuille Fréjus-Cannes (1024-1025), BRGM éd., Orléans.
- TOUTIN-MORIN N., CREVOLA G., GIRAUD J.-D., DUBAR M., BROCARD C., DARDEAU G., BULARD P.-F., MEINESZ A., BONIJOLY D. (sous presse b). – Carte géologique France (1/50 000), feuille Fréjus-Cannes (1024-1025), BRGM éd., Orléans.
- TOUTIN-MORIN N., DURAND M., VINCHON Ch., AVRIL G. (1987). – Importance de la discontinuité entre dépôts permiens et triasiques dans le Sud-Est de la France. 2^e journée thématique Assoc. Géologues du Permien Paris, vol. résumés p. 14.
- VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.-P. (1991-92). – Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. *Geodynamica Acta*, Paris, **5**, 1-2, pp. 85-99.
- VISSCHER H., VAN DER ZWAN C.J. (1981). – Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic : phytogeographical and palaeoclimatological implications. *Geol. Rundschau*, **70**, 2, pp. 625-636.
- ZHENG J.S., MERMET J.-F., TOUTIN-MORIN N., HANES J., GONDOLI A., MORIN R., FERAUD G. (1991-1992). – Datation 40Ar-39Ar du magmatisme et de filons minéralisés permiens en Provence orientale (France). *Geodynamica acta*, Paris, **5**, 3, pp. 51-63.



ANNEXE I. Schéma géographique de la Provence orientale. Grands ensembles géologiques.

Localisation des coupes: ④a : le paléorelief de Castel Diao ; ④b : la butte triasique de Bagnols-en-Forêt ; ⑤ : le seuil du Muy ; ⑥ : le secteur NE de Trans-en-Provence ; ⑦ : le Messinien dans le secteur du Pont Saint-Jean ; ⑧ : la basse-vallée de l'Argens.
Encadré : nom des feuilles géologiques à 1/50 000.

ANNEXE II. Log lithostratigraphique des terrains sédimentaires dans le secteur Fréjus-Cannes (d'après Toutin-Morin et al., sous presse a et b).

Carbonifère. Les termes les plus inférieurs (série de Boson hBo du bassin du Reyran) connus sont représentés par des grès et des conglomérats fluviatiles (# 200 m), à niveaux charbonneux (Ch) lacustres au Reyran (boghead à *Pila*) ; ils sont datés Westphalien supérieur par la flore et la microflore qu'ils contiennent (Basso 1985). Les termes supérieurs (série d'Auriasque hAu du Reyran) ravinent les précédents : d'abord conglomératiques (hCi à *Sigillaires* dans le Bassin du Reyran) et torrentiels, ils deviennent ensuite plus gréseux et argileux (800 m), avec des intercalations de cinérites ; les restes de flore et les pollens indiquent plutôt un âge stéphanien inférieur. Dans le bassin de Plan-de-la-Tour, seule la série supérieure est datée Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur.

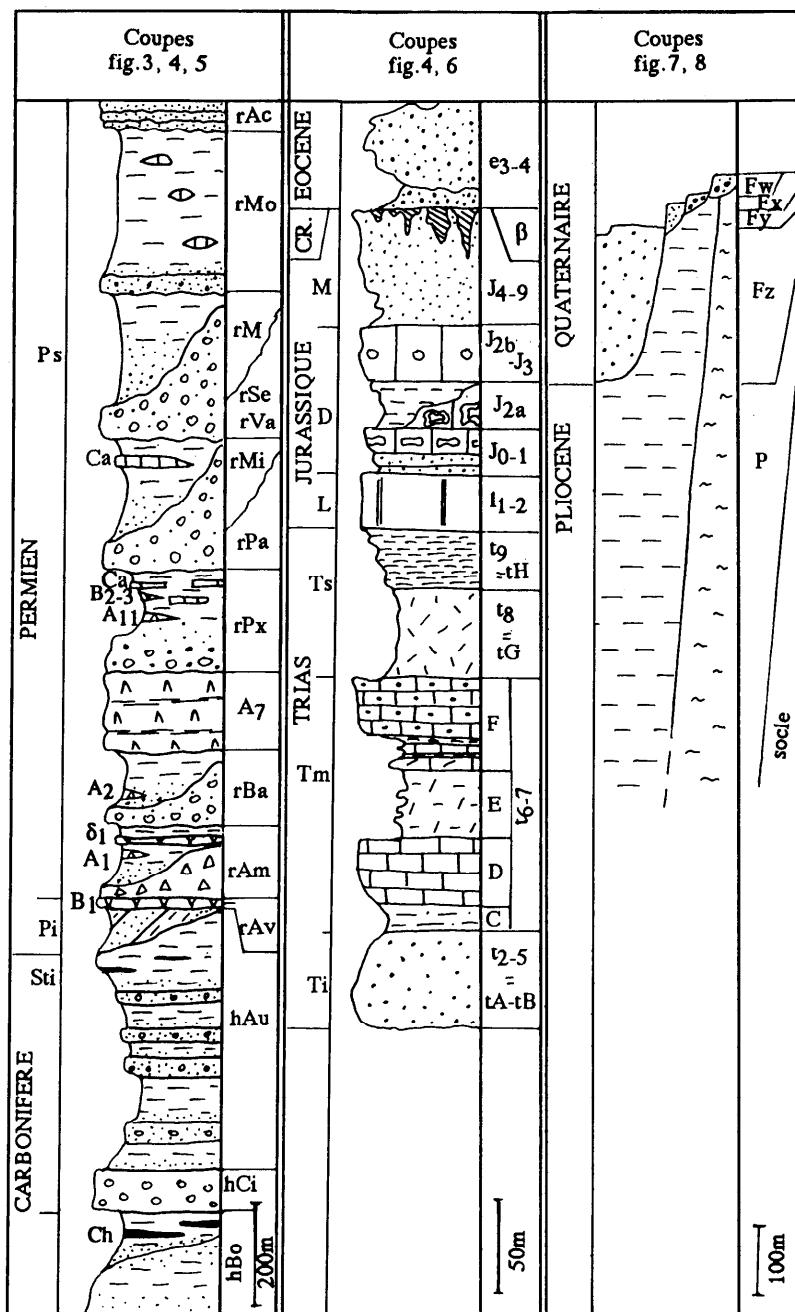
Permien inférieur. (Pi) : succession de sables, grès et argiles rouges, jaunes, roux ou verts (0 à 200 m). Cette série (rAv) dont la base est inconnue, est d'extension très réduite en Provence (NW de l'Estérel). Elle est attribuée à l'Autunien : en raison des galets de roches volcaniques calco-alcalines, comparables au 1^{er} cycle magmatique connu en Corse, qu'elle contient ; car elle est basculée à 40° et recouverte, en discordance angulaire, par un ensemble volcanique B1, également calco-alcalin, puis par la brèche de base du « Saxono-Thuringien » (Toutin-Morin 1987, Cabanis et Toutin-Morin 1992).

Permien supérieur: « Saxono-Thuringien » (Ps) : succession de séquences sédimentaires positives (= formations, de 0 à 350m d'épaisseur chacunes) – conglomérats-grès-argiles – ravinantes à la base, à matériel fin dominant au centre des bassins et au sommet des séries tandis que les bords (cônes) et le début des formations sont plus grossiers (Toutin 1980).

La partie inférieure est formée, de bas en haut : par la formation d'Ambon rAm (0 à 70 m, dans le Bas-Argens et l'Estérel) bréchique à la base (démantèlement du socle, du Carbonifère ou du Permien inférieur), à argiles rouges (à *septaria*) de plaine d'inondation au sommet, puis par la formation de Bayonne rBa (30 à 150 m) d'abord conglomératique, puis gréseuse (dépôts fluviatiles) et argileuse. Des coulées volcaniques acides (rhyolites A₁ et A₂, de 2 à 30 m d'épaisseur) et basiques (δ_1 , 5 m) s'intercalent dans la sédimentation tandis que les cônes de matériel grossier sont développés au nord du bassin du Bas-Argens et de l'Estérel. Aucune trace organique déterminable n'a jusqu'alors été trouvée dans ces niveaux.

Une phase volcanique acide, l'ensemble rhyolitique A₇, interrompt la succession sédimentaire ; elle se développe en plusieurs coulées successives (5 dans la région du Muy) et peut ainsi atteindre 300 m d'épaisseur.

La partie supérieure débute par la formation des Pradineaux rPx (0 à 200 m) dont la base remanie le sommet des rhyolites précédentes ; cette formation devient nettement lacustre (argiles rouges ou vertes et niveaux calcaires Ca) ou palustre (avec développement



de galettes calcaires à analcime authigène) vers le haut tandis que le volcanisme est très développé dans l'Estérel avec la construction de petits édifices volcaniques A₁₁ comme le Mont Vinaigre (Boucarut 1971).

Elle est absente sur le seuil du Muy alors en position de horst. Les deux formations suivantes, formation du Mitan rMi (100 à 300 m) et du Muy rM (100 à 300 m) sont formées essentiellement de grès fluviatiles et d'argiles lacustres ; elles passent latéralement, vers le sud du bassin du Bas-Argens à des congolomérats (rPa puis rVa et rSe) qui forment un vaste cône de déjection, le Rocher de Roquebrune, installé au pied du massif des Maures, le long de la faille bordière méridionale du bassin, et principalement alimenté par des coulées boueuses. Les pistes de Vertébrés (dans rPx, rMi et rM), les empreintes de flore, les pollens et les spores (dans rPx et rM) donnent un âge thuringien à cette partie du Permien supérieur. A l'ouest du seuil du Muy la série se termine par les argiles rouge brique de la formation de la Motte rMo (0 à 350 m), à lentilles et passées carbonatées (dépôts de plaine d'inondation), qui correspondent au comblement des bassins et à l'aplanissement des reliefs bordiers (Maures et Tanneron) ; à l'est, cette formation est absente car les reliefs édifiés par le volcanisme continuent à fournir du matériel grossier.

Au nord de Vidauban, les grès rosâtres de la formation des Arcs rAc (0 à 50 m), très localisés, indiquent la fin de l'érosion du seuil de Vidauban, en relief jusqu'alors.

- **Trias inférieur** (Ti, t_{2.5} = t_{A-B}) : grès bigarrés de faciès buntsandstein (10-40 m) ; ils correspondent aux derniers dépôts continentaux de la région (Durand *et al.*, 1988b). Ces grès d'origine principalement fluviatile se sont déposés entre le Scythien supérieur et l'Anisien (moyen ?).

D'après les directions d'apports, la zone nourricière principale se situe au SE de l'Estérel et s'étend peut-être jusqu'au bloc corso-sarde tandis que, vers le nord, bien au-delà du secteur Fréjus-Cannes, apparaît le seuil Estéron-Moyen Verdon.

Des faciès de playa (axe du bassin) se situent au nord, vers Fayence, au sud de Draguignan (feuille Draguignan), et entre Sanary et Toulon (feuille Toulon).

– **Trias moyen** ($T_m = t_{6-7}$) : calcaires gréseux, marnes et brèches (tC), calcaires noirs (tD), marnes et dolomies claires (tE), puis calcaires et marnes jaunes à brachiopodes et crinoïdes (tF), en tout une centaine de mètres.

Le Trias carbonaté provençal (Brocard et Philip, 1989) se dépose en milieu de plate-forme littorale située en arrière des milieux marins ouverts de la Téthys dont le caractère restreint se reflète dans les biofaciès et les structures sédimentaires (faune et flore indiquant un confinement du milieu, dépôts de tempête de zone protégée abondants) ; il se situe dans un contexte climatique aride, à la terminaison occidentale de la Téthys (Visscher et Van der Zwan, 1981).

L'existence de discontinuités importantes dans la série permet de diviser l'évolution de cette plate-forme en 2 séquences (Brocard, 1990, 1991). La première (unités C-D), globalement bathycroissante, est contrôlée par les marées au Ladinien inférieur (?). La seconde (unités E et F) du Ladinien supérieur, de même type, correspond à des dépôts plus profonds et plus ouverts, contrôlés par des tempêtes.

– **Trias supérieur** (T_s) : marnes versicolores (40 à 50 m) où s'intercalent des évaporites, des dolomies grises et des cargneules orangées (Carnien supérieur-Norien ?: Trias évaporitique $t_8 = tG$). Au-dessus, calcaires bioclastiques roux et marnes feuilletées beiges (30 à 40 m), comportant des intercalations de lignites et de marnes versicolores, et livrant *Avicula contorta* (Rhétien t_9). Ces deux formations sont cartographiquement associées ; elles s'élaborent en milieu marin restreint pendant une chute du niveau marin (Haq *et al.*, 1987).

– **Lias** (L) : dolomies gris clair à grain fin variant brutalement d'épaisseur (5 à 60 m) ou pouvant manquer. Dépourvues de faunes, ces assises (l_{1-2}) sont attribuées à l'Hettangien depuis Lanquine (1929). Elles ne comportent pas ici les interlits argileux verts fréquents en Provence occidentale (Arnaud et Monleau, 1979) et dans les Alpes Maritimes (Dardeau, 1983). Ces dolomies succèdent partout aux assises du Rhétien mais sont scellées par des formations d'âge varié appartenant au Dogger. Leur élaboration en milieu marin restreint coïncide avec l'amorce de la remontée du niveau de la mer qui s'effectue pendant tout le Lias sur la bordure de la plateforme provençale.

– **Dogger** (D) : Deux ensembles sont reconnus.

Un ensemble inférieur, variant brutalement d'épaisseur (10 à 100 m), est formé de bas en haut : de dolomies violacées, de dolomies grises, de calcaires à accidents siliceux (J_{0-1}), puis de marno-calcaires et de calcaires à oncolites (J_{2a}). Près de Draguignan, la base est datée de l'Aalénien-Bajocien inférieur (Lanquine, 1929-1935). Au sommet, *Meyendorffina bathonica* (?) indiquerait le Bathonien supérieur.

Un ensemble supérieur, d'épaisseur plus constante, est formé de bas en haut : de calcaires bioclastiques à accidents siliceux (J_{2b}), de dolomies grises en bancs peu épais, puis de dolomies en affleurements chaotiques (J_{4-9}). Les faunes indiquent le Bathonien supérieur (*Pfenderina salernitana* SARTONI*) et le Callovien (*Praekurnubia crusei* REDMOND*, *Terebratula cf. Dorsoplacathyris** *).

Chacun de ces deux ensembles scelle des assises d'âge varié, triasique, liasique ou jurassique supérieur. La sédimentation s'effectue en milieu marin franc, en bordure de plate-forme (Aalénien-Bajocien), sur la partie externe puis interne de la plate-forme (Bathonien-Callovien).

– **Malm** (M) : le toit des dolomies J_{4-9} puis des calcaires dolomitiques renfermant des restes d'organismes constructeurs peuvent être rapportés au Malm. Ce type de sédimentation est, en effet, fréquent sur la plus grande partie de la plate-forme provençale de l'Oxfordien supérieur au Berriasien. Dans le secteur étudié, aucun terrain jurassique plus récent que le Callovien ou l'Oxfordien n'a été trouvé.

– **Crétacé** (bauxites β) : des dépôts bauxitiques rouge brique, autrefois exploités à Saint-Val, remplissent des fissures et des poches qui peuvent résulter de la karstification des séries jurassiques. Les bauxites de Saint-Val sont les plus orientales des bauxites de Provence ; il s'agit d'un faciès de démantèlement des bauxites (ou aramonite), plus ou moins contemporain (Caillère *et al.*, 1969) ou nettement postérieur (Lajoinie et Laville, 1979) à leur formation sur un socle émergé (le bloc corso-sarde situé à proximité ?, Redondo, 1988). Comme dans les régions situées plus à l'ouest, l'élaboration et le piégeage des altérites ont dû avoir lieu pendant le Crétacé inférieur et le début du Crétacé supérieur.

Sur cette partie de l'isthme durancien émergé, aucun autre indice de dépôt crétacé n'est reconnaissable.

– **Eocène** ($e_{3.4}$) : des argiles, des sables et des conglomérats à dragées de quartz sont attribués à l'Eocène inférieur par comparaison avec les dépôts voisins analogues (feuille Draguignan à 1/50 000). Cartographiquement, ces formations détritiques scellent les poches de bauxite. La mauvaise qualité des affleurements ne permet pas de préciser davantage.

– **Pliocène** ($P = P_1-P_2$, marin à palustre) : la série transgressive du Pliocène inférieur (Tabianien de 4.9-3.8 Ma) comprend des marnes hémipélagiques (plus de 300 m dans le Bas-Argens), puis des sables et des cailloutis qui correspondent au système deltaïque progradant de la fin de la transgression : les derniers dépôts (argiles limniques et paléosols) de plaines alluviales sont régressifs.

– **Quaternaire** (F_w , F_x , F_y , F_z) : le système le plus représentatif est celui des terrasses des vallées, représenté par trois niveaux pléistocènes (F_w à F_y) étagés au-dessus des alluvions holocènes (F_z) de fond de vallée. Ces terrasses se raccordent aux dépôts de pente des piedmonts tandis que, dans les basses-vallées, ils se prolongent par des terrasses fluvio-marines. Localement, à l'ouest du Muy, existe un système de terrasses travertineuses liées à l'histoire de la Nartuby et de diverses rivières provenant de la Provence calcaire.

La chronologie des terrasses est établie par des critères morpho-pédogénétiques : le niveau supérieur (F_w) est caractérisé par un sol très évolué, argilifié et hydromorphe, rapporté au Pléistocène inférieur : les sols des moyenne (F_x) et basse (F_y) terrasses sont beaucoup moins évolués (sols fersialitiques) et correspondent à des périodes plus récentes du Pléistocène moyen et supérieur.

* déterminations P. Saint-Marc, Université de Nice-Sophia Antipolis.

** déterminations B. Laurin, Université de Bourgogne.