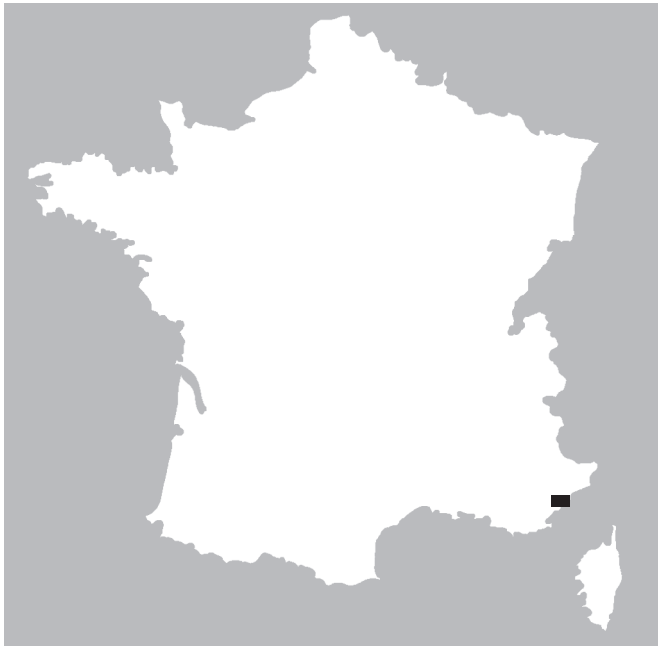
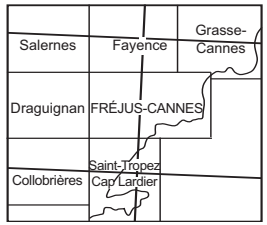


FRÉJUS-CANNES

La carte géologique à 1/50 000
FRÉJUS-CANNES est recouverte
par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'Ouest : DRAGUIGNAN (N° 236)
à l'Est : ANTIBES (N° 237)



CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000

FRÉJUS-CANNES

par

N. TOUTIN-MORIN, D. BONIJOLY,
C. BROCARD, J. BROUTIN,
G. CRÉVOLA, G. DARDEAU,
M. DUBAR, J. FÉRAUD, J.-D. GIRAUD,
P. GODEFROY, P. LAVILLE, A. MEINESZ

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 36009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE

Géosciences pour une Terre durable
brgm

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE FRÉJUS–CANNES À 1/50 000

(2e édition)

par

N. TOUTIN-MORIN, D. BONIJOLY, C. BROCARD,
J. BROUTIN, G. CRÉVOLA, G. DARDEAU,
M. DUBAR, J. FÉRAUD, J.D. GIRAUD,
P. GODEFROY, P. LAVILLE, A. MEINESZ

1994

BRGM Éditions
Service géologique national

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

— *pour la carte :* TOUTIN-MORIN N., CRÉVOLA G., GIRAUD J.D., BROCARD C., DARDEAU G., BULARD P.F., DUBAR M., MEINESZ A., BONIJOLY D. (1994) — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Fréjus—Cannes** (1024). Orléans : BRGM. Notice explicative par N. Toutin-Morin *et al.* (1994), 187 p.

— *pour la notice :* TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., BROUTIN J., CRÉVOLA G., DARDEAU G., DUBAR M., FÉRAUD J., GIRAUD J.D., GODEFROY P., LAVILLE P., MEINESZ A. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Fréjus—Cannes** (1024). Orléans : BRGM, 187 p. Carte géologique par N. Toutin-Morin *et al.* (1994).

© BRGM, 1994. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN10 : 2-7159-2024-5
ISBN13 : 978-2-7159-2024-8

SOMMAIRE

	Pages
AVANT-PROPOS	5
INTRODUCTION	6
SITUATION GÉOGRAPHIQUE	6
RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE	6
HISTOIRE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE	7
OCCUPATION DU SOL	10
PRÉSENTATION DE LA CARTE	11
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
SOCLE ANTÉ-CARBONIFÈRE	13
Formations métamorphiques	13
Formations plutoniques varisques	35
PALÉOZOÏQUE	41
Carbonifère	41
Permien	47
VOLCANISME PERMIEN	55
Roches acides	55
Roches intermédiaires	60
Roches basiques	60
MÉSOZOÏQUE	65
Trias	65
Jurassique	68
Crétacé	70
CÉNOZOÏQUE	73
Éocène	73
Éocène—Oligocène	73
Miocène	75
Pliocène	75
FORMATIONS SUPERFICIELLES	76
DÉPÔTS MARINS ACTUELS	82
PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES	85
TECTONIQUE	85
MÉTAMORPHISME	102
MAGMATISME	105
GÉODYNAMIQUE	116
ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU SOCLE	116
GÉODYNAMIQUE RÉCENTE	117

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS 124
RESSOURCES MINIÈRES 124
SUBSTANCES UTILES 129
HYDROGÉOLOGIE 131

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE 132
ITINÉRAIRES D'EXCURSIONS GÉOLOGIQUES 132
BIBLIOGRAPHIE 145
COLLABORATEURS AUX TRAVAUX DE LA NOTICE 155
DOCUMENTS CONSULTABLES 156

AUTEURS 157

ANNEXES
ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS 160
GLOSSAIRE 161
GÎTES ET INDICES MINÉRAUX 163
ANALYSES CHIMIQUES 177
DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES 185
MACROFLORE CARBONIFÈRE 186
MICROFLORE CARBONIFÈRE 187
CARTE DE SISMICITÉ DE LA PROVENCE (fig. 19)
DIAGRAMMES LITHOSTRATIGRAPHIQUES INTERPRÉTATIFS

AVANT-PROPOS

La carte Fréjus—Cannes présentée ici est une édition entièrement nouvelle, effectuée à l'aide de données de terrain obtenues entre 1973 et 1991 ; la carte précédente, datant de 1966, avait été établie à partir de levés réalisés entre 1941 et 1958.

Cette édition met en évidence de nombreuses nouveautés.

• ***Socle cristallin***. Il a été procédé à une révision complète des contours des formations métamorphiques et granitoïdiques et de leurs contacts avec le Carbonifère et le Permien. Un nouveau découpage des formations métamorphiques en 3 unités lithotectoniques a été adopté et une lithostratigraphie de détail a été mise au point ; la tectonique polyphasée de ces formations a été précisée. Enfin, des âges radiométriques et des analyses chimiques nouvelles sont présentés.

• ***Carbonifère et Permien.*** Les terrains sédimentaires étaient peu différenciés dans l'édition précédente, et certains affleurements autrefois attribués au Carbonifère sont en fait des mylonites noires qui appartiennent au socle. Une stratigraphie détaillée est établie pour ces formations de la fin du Paléozoïque et des corrélations sont effectuées entre les différents bassins. Les milieux de dépôt sont définis et un âge est proposé pour plusieurs niveaux grâce aux données de la flore et aux découvertes récentes de traces de vertébrés. Le découpage du volcanisme permien est affiné et plusieurs datations géochronologiques nouvelles sont fournies.

• ***Trias.*** L'existence, dans le Trias carbonaté, de deux unités différentes considérées jusqu'alors comme équivalentes, est prouvée : ceci a pour effet de repousser plus à l'Est la zone de transition entre faciès alpins et provençaux. Différentes unités sont maintenant datées grâce aux pollens et à la microfaune.

• ***Jurassique.*** Il a été entièrement revu cartographiquement, de nouvelles déterminations de faunes ont été faites et son histoire tectonique a été reprise.

• ***Crétacé.*** La présence d'aramonite, postérieure à la bauxitisation dont elle représente un faciès d'altération, et antérieure au Bathonien, est interprétée de façon tout à fait nouvelle.

• ***Tertiaire.*** L'appartenance de l'estérellite au Tertiaire est maintenant démontrée grâce aux dernières datations géochronologiques, et sa place dans le magmatisme provençal est définie.

• ***Pliocène et Quaternaire.*** Les faciès représentés rendent compte de la diversité paléogéographique de cette région au cours des derniers

millions d'années et de l'évolution morphogénétique complexe dans laquelle le rôle de la néotectonique n'est pas négligeable.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Fréjus—Cannes se situe en Provence orientale, à l'Est du département du Var et à l'extrémité sud-ouest des Alpes-Maritimes, en bordure de la mer Méditerranée. C'est une région célèbre par ses paysages hautement touristiques : baies de Cannes, d'Agay et de Saint-Raphaël, ou calanques découpées dans les roches volcaniques rouges, « le porphyre amarante » du massif de l'Estérel et dans les gneiss du massif des Maures.

À l'intérieur des terres, les paysages sont tout aussi grandioses : massif de l'Estérel et ses forêts de chêne-liège et d'arbousiers où régnaient jadis le célèbre Mandrin, Gaspard de Besse et les brigands de grand chemin ; massifs de Tanneron et des Maures aux forêts de mimosas et de châtaigniers ; barre de rhyolite amarante dominant le bassin du bas Argens ou Rocher de Roquebrune, domaine de Frère Antoine, l'ermite retiré du monde, mais aussi, royaume des amateurs d'escalade. À ces reliefs, jamais très élevés (mont Vinaigre 615 m, Colle du Rouet 561 m, Rocher de Roquebrune 372 m), s'opposent les dépressions de la basse vallée de l'Argens, du Blavet ou du Reyran, à vocation essentiellement vinicole sur les terrains sédimentaires permiens et les alluvions. Au Nord-Ouest enfin, apparaît le plateau tabulaire de la Provence calcaire, aux forêts épaisses et touffues.

RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Dans l'ensemble, le drainage des eaux se fait du Nord vers le Sud, depuis le haut pays calcaire provençal et les reliefs subalpins vers la Méditerranée, en contournant les massifs anciens. Cette direction globale méridienne est imposée par la direction du plissement hercynien.

Le cours de l'Argens, quant à lui, suit à une direction générale E-W qui est celle des dislocations des Maures et du plissement provençal ; les méandres, d'abord encaissés dans le cours moyen, sont libres dans le cours inférieur.

Dans tous les cas, il y a *surimposition :*
— la Siagne passe en défilé le rebord du Tanneron à Auribeau, un peu au-delà de la limite nord de la carte, l'Endre et le Blavet traversent la rhyolite (γ^{9}) en gorges profondes ;
— l'Argens et l'Aille entaillent en gorges le rebord nord des Maures.

Le phénomène s'accompagne d'une érosion régressive marquée par des captures comme celle de l'Aille par l'Argens ou du Maraval par le Reyran.

Le régime des fleuves est important car lié à l'ampleur du réservoir préalpin (cas de la Siagne) et aux grandes résurgences au pied des plateaux calcaires (cas de l'Argens); celui des affluents est souvent plus faible et plus variable. Les cours d'eau sont très irréguliers, voire torrentiels: le débit de l'Argens varie entre 3 et 600 m^3/s, le Biançon peut atteindre un débit instantané de pointe de 1 895 $l/s/km^2$.

À partir des massifs cristallins, le matériel transporté est constitué surtout de turbidites fines, les éléments clastiques de gros gabarit restant relativement faibles en regard de la puissance des reliefs et de la valeur des pentes. En pays calcaire, l'ablation mécanique est beaucoup plus faible (environ 9 fois moins) et l'ablation chimique domine, tandis que le front alpin qui alimente en partie le bassin de la Siagne est soumis aux deux types d'ablation.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE

L'âge originel des formations métamorphiques, comme celui de leur métamorphisme, reste mal connu en raison de la rareté des données radiométriques. Par analogie avec le reste du socle provençal, et dans la mesure où l'on considère que l'accident de Grimaud—Joyeuse ne correspond pas à une coupure fondamentale, on peut proposer la chronologie suivante pour l'évolution anté-Carbonifère supérieur du socle de la feuille.

Les orthogneiss de Bormes, présents au Sud-Ouest, correspondent à d'anciens granites alumineux dont la mise en place est d'âge *cadomien* (550-600 Ma); de nombreuses autres formations d'orthogneiss, non datées, pourraient être du même âge. L'âge des formations métasédimentaires de la feuille est mal défini: une partie importante de ces formations, qui constitue l'encaissant des granites antémétamorphes, pourrait être d'âge précambrien supérieur, tandis que d'autres pourraient être d'âge paléozoïque inférieur et constituer la couverture de ces granites.

Un épisode de magmatisme bimodal, caractéristique d'une phase de distension continentale et daté de la *limite Cambrien—Ordovicien* (500 Ma), est représenté dans le Sud-Ouest de la feuille par les amphibolites de la forêt des Arcs.

Le métamorphisme principal barrovien et l'anatexie qui l'accompagne, ainsi que les deux premières phases tectoniques synschisteuses auxquelles ils sont liés, sont soit d'âge *dévonien à carbonifère inférieur,* soit d'âge uniquement carbonifère inférieur.

La troisième phase tectonique postmétamorphique et postschisteuse est responsable de la structuration de la partie orientale du socle provençal en dômes et cuvettes. Elle apparaît contemporaine, ou légèrement antérieure, à la mise en place des granitoïdes tardi-orogéniques : tonalites, puis monzogranites alumineux type Plan-de-la-Tour, ces derniers datés à 320 Ma (limite Viséen—Namurien). Cette activité magmatique calco-alcaline se poursuivra pendant le Stéphanien et l'Autunien.

Après la structuration du socle hercynien, les premiers dépôts sédimentaires se font, *à la fin du Carbonifère,* dans des fossés étroits, orientés NNE-SSW, effondrés le long des grands accidents de même direction produits par la phase asturienne de l'orogenèse hercynienne. Les dépôts continentaux, fluvio-lacustres ou torrentiels, sont datés du Westphalien—Stéphanien par la flore (bois, pollens, spores) qu'ils contiennent ; les couches de charbon sont fréquentes ainsi que les cinérites dans le bassin du Reyran, plus rares dans celui de Plan-de-la-Tour. Les dépôts sont ensuite plissés lors d'une phase compressive fini-stéphanienne.

Au début du Permien (Autunien), de petits bassins s'ouvrent le long des grands accidents définis précédemment : ils sont orientés WNW-ESE et se caractérisent par un volcanisme calco-alcalin (galets, cinérites, coulées basiques) surtout développé au Sud de la région. La phase saalienne est marquée, au Nord-Ouest de l'Estérel, par le basculement de ces dépôts qui sont recouverts, en discordance angulaire, par la suite de la série permienne. La sédimentation continentale, à dominante détritique, se poursuit au « Saxono-Thuringien » dans des bassins intramontagneux qui fonctionnent alors en grabens distensifs ; les dépôts grossiers des bords nord et sud (cônes) s'opposent aux produits fins, fluvio-lacustres, du centre des bassins ; la vie animale et végétale se développe, en particulier près des points d'eau. Les marges nord et sud de l'Estérel et du bas Argens, faillées, favorisent la montée du volcanisme alcalin, en particulier les grandes coulées de rhyolites ignimbritiques. À la fin du Permien, des appareils volcaniques s'édifient dans l'Estérel, en relief à cette époque, tandis qu'à l'Ouest, la « dépression permienne » est comblée.

La lacune de l'extrême fin du Permien et du début du Trias (Scythien), par absence de dépôt ou érosion, se traduit par une discordance cartographique du Trias qui tronque différentes formations permiennes au Nord-Ouest du bassin du bas Argens ; témoin discret de la phase palatine dans la région, elle devient angulaire, au Sud-Ouest, sur le seuil de Vidauban, tandis que, vers le Nord-Est (en dehors de la feuille), le Trias repose sur le socle varisque du Tanneron et du Mercantour.

Les premiers dépôts du Trias de Provence (« grès bigarrés » à faciès Buntsandstein) se font en milieu fluviatile, à l'Anisien. La nature des paléosols et la présence de galets éolisés témoignent du climat aride qui a régné au début du Trias. Les reliefs, peu importants à l'époque,

permettent une large divagation des cours d'eau. L'intrication complexe des chenaux successifs (système en tresse) permet de retrouver ces dépôts en continu sur une vaste surface.

L'arrivée du milieu marin est progressive et une plate-forme carbonatée se développe peu à peu et s'étend sur la Provence au Ladinien et peut-être au Carnien. Les figures sédimentaires engendrées par les vagues, les marées ou les tempêtes montrent que le milieu était peu profond. La présence d'évaporites, parfois discrètes, parfois massives, indique des conditions de salinité assez dures; ceci peut expliquer en partie la rareté et la faible diversité des faunes que l'on trouve dans ces dépôts.

Au Jurassique, le milieu marin, d'abord inter- à supratidal à l'Hettangien, devient infratidal à circalittoral à l'Aalénien et au Bajocien. Par la suite, il varie entre l'inter- et l'infradital, et les derniers termes sont représentés par des constructions récifales. Les discordances sont nombreuses entre les différents termes.

Après basculement et émersion, la série jurassique est soumise à une altération du type karstique, au *Crétacé inférieur.* Le dépôt d'altérites (aramonite) à l'Albien—Cénomanien est le seul témoin de cette époque.

L'intrusion de l'estérellite, à l'Oligocène, est liée à la distension qui produit l'ouverture du bassin ligure plus à l'Est, en même temps que la mise en place des andésites qui jalonnent tout l'arc alpin. Par la suite, les compressions alpines vont se répercuter sur la région en provoquant la duplication de plis et l'inversion du réseau hydrographique.

Depuis la fin du Crétacé, l'histoire du massif ancien, exclusivement continentale, est dominée par la formation de surfaces d'aplanissement dont la maturité dénote des conditions climatiques et géochimiques stables; leur évolution dépend de la tectonique. L'exhaussement du massif est effectif durant tout le Tertiaire et le Quaternaire, tandis que le bas Argens, et probablement toute sa bordure maritime, ont tendance à s'affaisser. Le drainage des rivières s'oriente alors progressivement vers le Sud-Est. Ces vallées, puissamment surcreusées au Messinien, sont envahies par la mer au Pliocène inférieur et transformées en rias, Le retrait de la mer s'amorce dès le Pliocène moyen et, après un épisode fluvio-lagunaire, débute, au Pliocène supérieur, la mise en place étagée des alluvions. Les phénomènes d'érosion s'accroissent et le matériel détritique abondant est fourni par les éboulis qui tapissent la plupart des pentes. Le rôle du froid n'apparaît pas clairement dans le complexe détritique quaternaire, sauf pour les formations les plus récentes, d'âge wurmien. D'une manière générale, la cyclicité climatique se manifeste ici par la succession de phases d'aridité, assimilables aux phases glaciaires des régions plus froides, pendant lesquelles les phénomènes d'érosion prédominent; et de phases plus humides, interglaciaires, au cours desquelles il y a stabilité pédo-

biologique. Au cours de ces dernières, les phénomènes karstiques sont amplifiés et aux abords de la Provence calcaire se forment de grands entablements de travertins. Il est, par contre, difficile de reconnaître une origine climato-eustatique aux terrasses marines, et l'étagement de ces niveaux relève plutôt de l'exhaussement tectonique, comme l'incision du réseau hydrographique dans l'arrière-pays.

OCCUPATION DU SOL

Les plus anciens témoins de l'impact de l'homme dans la région datent du Paléolithique inférieur, comme le prouvent les industries de rhyolites taillées de l'Acheuléen supérieur, récoltées en surface des terrasses de l'Argens et du Reyran (Texier 1972). Au Paléolithique moyen et supérieur, l'homme continue à fréquenter le bord des rivières (Gratadis près d'Agay) mais habite également les grottes et abris sous-roches de l'Estérel (Beaumes-Raynaudes et la Bouverie). Des témoins de la première exploitation du sol, au Néolithique, existent au Gratadis où les hommes du Chasséen ont laissé des traces d'habitats en bordure d'un petit plateau probablement cultivé, et des dolmens de la fin du Néolithique ont été découverts dans la région de Saint-Raphaël.

Les périodes qui suivent, âge du bronze et âge du fer, sont connues grâce à des sites d'oppidum (la Gardette) également occupés pendant l'Antiquité et le Moyen-Âge.

Le port de Fréjus (Forum Julii) fut certainement créé, au 1er siècle avant J.C., pour des raisons militaires. Plus tard, son importance témoignera de sa vocation commerciale; il permettait l'exploitation intensive de l'arrière-pays, exportant céréales, produits de la vigne et de l'olivier, et la pierre monumentale: porphyre rouge (rhyolite) et porphyre bleu (estérellite).

Après les premiers grands défrichements protohistoriques, la colonisation romaine marque une nouvelle étape dans la dégradation du milieu naturel, qui devient irréversible au Moyen-Âge. La chênaie d'yeuses originelle (climax) est progressivement remplacée par des associations ouvertes à chêne-liège ou à pin maritime, et la progression de ces résineux à partir du littoral explique pour une bonne part l'ampleur et la gravité des incendies dans cette région. La pinède détruite laisse place à un maquis clairsemé tandis que les troupeaux favorisent l'érosion des sols par destruction des jeunes plants et piétinement.

La situation, déjà grave à la fin du Moyen-Âge, devient critique au XVIe siècle avec l'exploitation de la forêt devenue une nécessité économique et militaire.

Après l'abandon des campagnes lors de la première guerre mondiale, les grands incendies se multiplient: de 1914 à 1950, 383000 ha sont

dévastés dans les Maures et l'Estérel. Aujourd'hui encore, malgré l'action permanente des Eaux et Forêts, les risques ont fortement progressé et les grands incendies, parfois dramatiques, du Tanneron (1970 et 1985-86), de l'Estérel (1986) et des Maures (1990) sont là pour le prouver.

PRÉSENTATION DE LA CARTE

La feuille Fréjus—Cannes à 1/50 000 présente une grande diversité géologique (fig. 1).

Les terrains les plus anciens, à structuration varisque, constituent le massif de Tanneron, au Nord, limité sur la feuille à sa moitié sud, et le massif des Maures, au Sud-Ouest, limité sur la feuille à son extrémité nord-orientale. Ces deux massifs font partie d'un même ensemble varisque originel, comme le montre la continuité de leurs formations et de leurs structures. Les formations métamorphiques y sont dominantes, seulement interrompues par une bande de granitoïdes subméridienne: tonalite de Prignonet—Fontcounille et granite du Rouet dans le Tanneron, granite de Plan-de-la-Tour dans les Maures.

Toute la partie médiane de la carte est occupée par les terrains primaires: surtout sédimentaires à l'Ouest, dans la dépression permienne (bassin du bas Argens); à dominante volcanique à l'Est, dans le spectaculaire massif de l'Estérel; tandis que deux petits bassins carbonifères, sensiblement N-S, entaillent les massifs de Tanneron au Nord-Est (bassin du Reyran) et des Maures au Sud-Ouest (bassin de Plan-de-la-Tour).

Le Secondaire et le Tertiaire sont principalement regroupés dans le quart nord-ouest (Provence calcaire), en dehors d'affleurements isolés comme la butte de Bagnols-en-Forêt, au Nord, ou l'intrusion d'estérellite, au Sud de l'Estérel.

Les terrains les plus jeunes, pliocènes, quaternaires et actuels, sont représentés dans les vallées alluviales et les terrasses de l'Argens, du Reyran, de la Siagne, sur le plateau continental qui borde la côte méditerranéenne dans la partie sud-est de la feuille, ou disséminés sur toute la feuille avec prédominance des éboulis autour des reliefs volcaniques de l'Estérel.

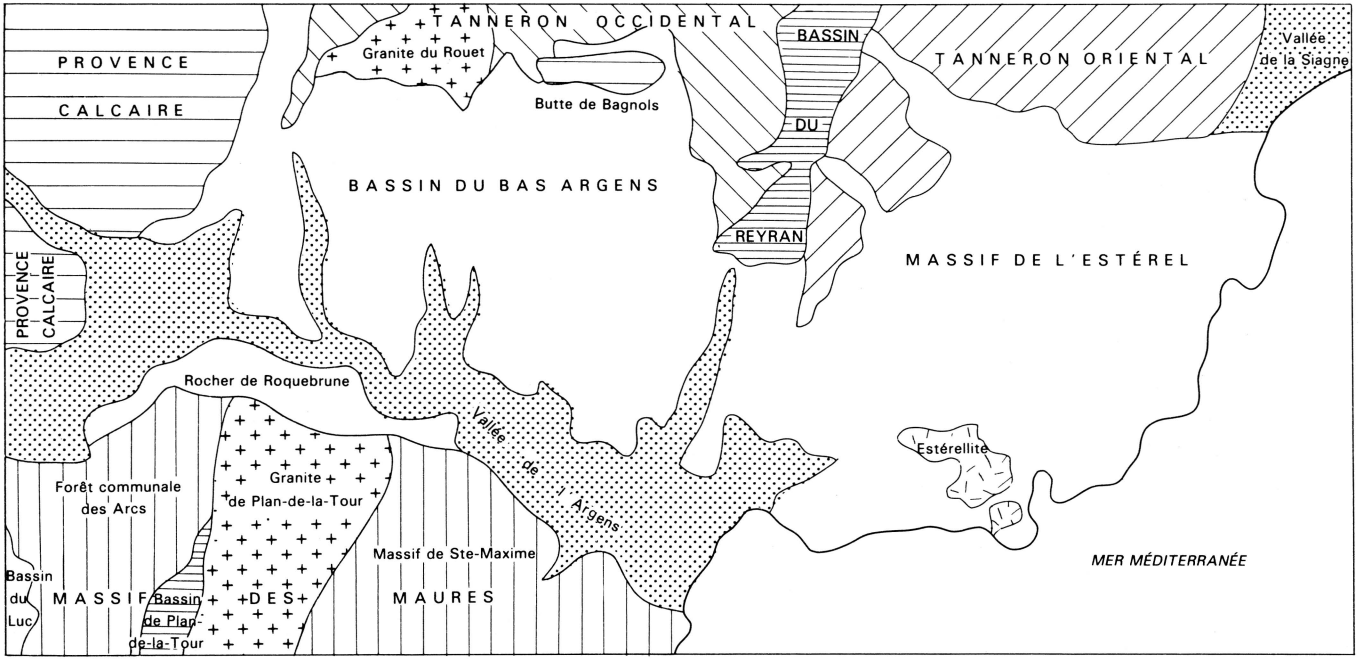


Fig. 1 - Découpage de la feuille Fréjus–Cannes

DESCRIPTION DES TERRAINS

SOCLE ANTÉ-CARBONIFÈRE

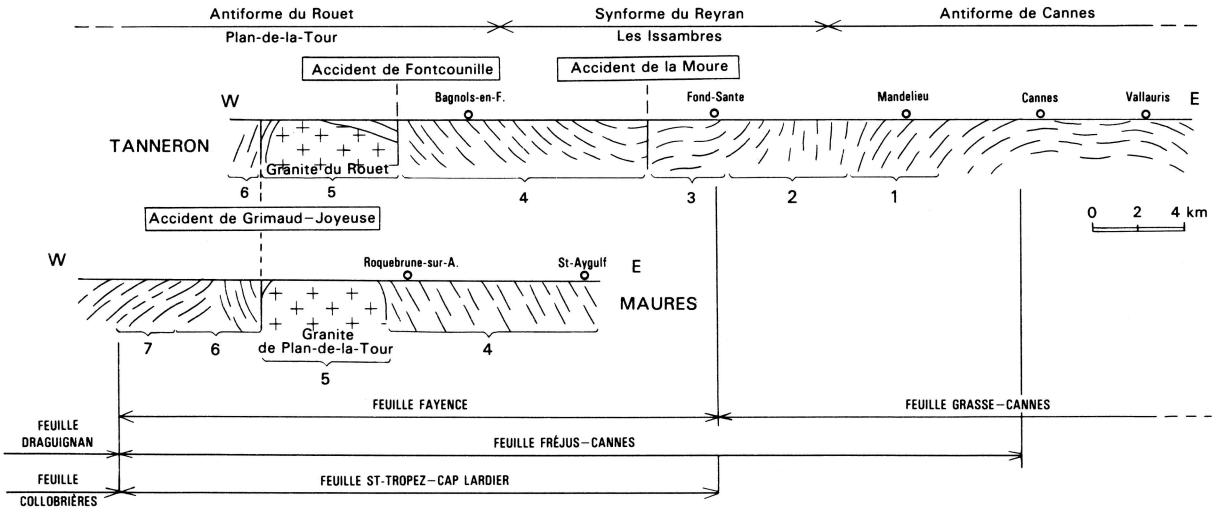
Formations métamorphiques

Vue d'ensemble sur la série métamorphique

• ***Rapports entre les massifs des Maures et de Tanneron.*** Ces deux massifs, actuellement séparés par le bassin du bas Argens, appartiennent à un même ensemble métamorphique varisque originel dont la continuité, déjà envisagée par P. Bordet (1951), peut être définitivement établie à partir des données suivantes :
— continuité des structures gravimétriques et magnétiques ;
— présence des mêmes types de grandes structures tardi-varisques dans les deux massifs (Bordet 1951) : granites de Plan-de-la-Tour et du Rouet, accidents de Grimaud et de Joyeuse, bassins carbonifères de Plan-de-la-Tour et de Pennafort ;
— identité pétrographique d'un certain nombre de formations métamorphiques des deux massifs qui sont, en outre, dans les mêmes positions structurales ;
— structuration des formations métamorphiques en deux grandes structures décakilométriques tardives s'étendant sur les deux massifs : l'antiforme du Rouet—Plan-de-la-Tour et la synforme du Reyran—Les Issambres.

• ***Continuité de la série métamorphique.*** Le socle provençal présente, dans sa partie orientale, deux grands accidents mylonitiques de direction subméridienne : l'accident du Grimaud—Joyeuse et l'accident de la Moure, qui constituent la limite orientale, respectivement des bassins carbonifères de Plan-de-la-Tour—Pennafort et du Reyran ; et dans les travaux anciens, la continuité d'Est en Ouest de la série métamorphique était implicitement admise malgré l'importance reconnue de ces accidents. Depuis quelques années, l'accident de Grimaud—Joyeuse a cependant été considéré comme un grand accident intracontinental qui présenterait un jeu décrochant tardif de plusieurs centaines de kilomètres, mettant en contact deux unités cratoniques distinctes (Caruba, 1983 ; Vauchez et Bufalo, 1988).

Accident de Grimaud—Joyeuse. Les formations migmatitiques qui affleurent de part et d'autre de cet accident sont, du point de vue lithologique, très comparables. Elles présentent le même type de structuration à petite échelle, en particulier les linéations d'étirement qui ont, dans les deux compartiments, des orientations subméridiennes et sont subparallèles aux axes des plis synmétamorphes. À l'échelle cartographique, elles sont structurées en une même grande antiforme décakilométrique, ce qui explique leurs pendages généralement opposés. De plus, l'extrémité occidentale du massif de Tanneron montre, sur la feuille Fayence, la terminaison périclinale de l'antiforme, dessinée par les formations situées à l'Ouest comme à l'Est de l'accident de Joyeuse.


Antiforme du Rouet
Plan-de-la-Tour
Synforme du Reyran
Les Issambres
Antiforme de Cannes
Accident de Fontcouille
Accident de la Moure
W
Bagnols-en-F.
Fond-Sante
Mandelieu
Cannes
Vallauris
E
TANNERON
Granite du Rouet
6
5
4
3
2
1
0 2 4 km
Accident de Grimaud–Joyeuse
W
Roquebrune-sur-A.
St-Aygulf
E
MAURES
Granite
de Plan-de-la-Tour
7
6
5
4
FEUILLE FAYENCE
FEUILLE GRASSE–CANNES
FEUILLE
DRAGUIGNAN
FEUILLE FRÉJUS–CANNES
FEUILLE
COLLOBRIÈRES
FEUILLE ST-TROPEZ–CAP LARDIER

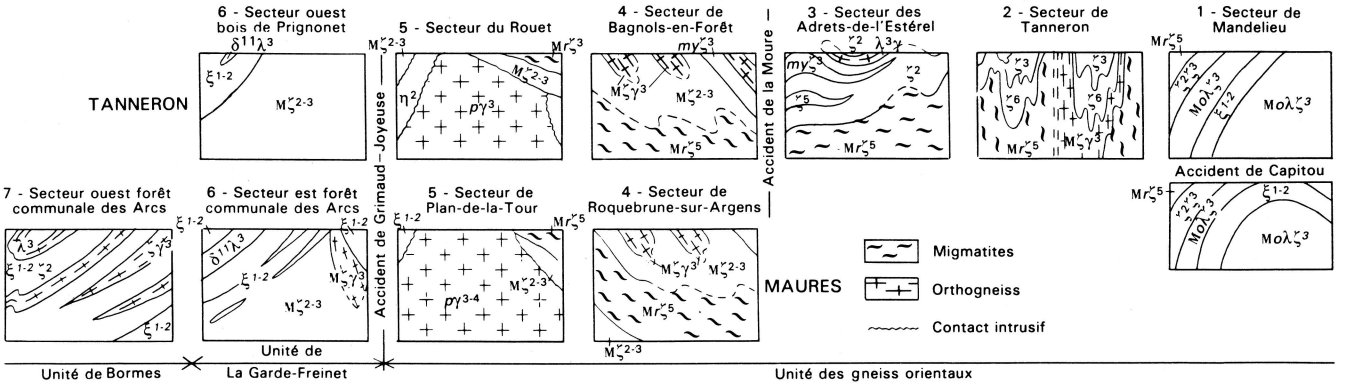


Fig. 2 - Schéma lithostratigraphique et structural synthétique des formations métamorphiques et plutoniques varisques
(G. Crévola, inédit)

Accident de la Moure. Les séries métamorphiques qui affleurent de part et d'autre du bassin carbonifère du Reyran, bien que sensiblement différentes, peuvent être mises en corrélation car elles contiennent la même formation très caractéristique des gneiss de la Moure et de Malpasset. Elles présentent la même structuration à petite échelle, en particulier des plis concentriques tardifs très typiques. Les axes de ces plis, comme les linéations de microplissement associées ou les linéations d'étirement, plongent vers le Sud. À l'échelle cartographique, elles sont structurées en une vaste synforme, la synforme du Reyran—Les Issambres dont le Carbonifère occupe le cœur.

Ainsi, les accidents de Grimaud—Joyeuse et de la Moure, en dépit d'un certain jeu décrochant senestre démontré par les observations microtectoniques, n'interrompent pas la continuité du socle provençal (fig. 2).

• ***Distinction de trois unités lithotectoniques à l'échelle régionale.*** La partie orientale du socle provençal peut être divisée en trois grandes unités lithotectoniques (Crévola *et al.,* 1991). Ce découpage est fondé sur les différences de lithologie et/ou l'existence d'importants contacts tectoniques. Les unités qui se succèdent d'Ouest en Est, sont nommées et définies comme suit :

— l'*unité de Bormes* est caractérisée par l'association intime d'orthogneiss lenticulaires (gneiss de Bormes), de gneiss micacés et de micaschistes hyperalumineux à grenat-staurotide-disthène (micaschistes à minéraux). Largement développée sur les feuilles Hyères (où se trouve la localité éponyme) et Collobrières, elle n'occupe, sur la feuille, qu'une superficie réduite dans la forêt communale des Arcs où elle constitue deux bandes cartographiques distinctes : la plus large, le long de la bordure ouest ; la plus étroite, le long de l'accident de Grimaud, supporte le Carbonifère du bassin de Plan-de-la-Tour ;

— l'*unité de La Garde-Freinet,* où l'anatexie est atteinte, est constituée par des orthogneiss, des micaschistes à sillimanite, des gneiss migmatitiques ainsi que des amphibolites associées à des leptynites. Les orthogneiss et les micaschistes (Seyler, 1982) sont distincts de ceux, moins métamorphiques, de l'unité précédente. Surtout développée sur la feuille Saint-Tropez—Cap Lardier où se trouve la localité-type, elle n'est représentée sur la feuille que par une bande de 3 km de large dans la forêt communale des Arcs et de moins de 1 km dans le Tanneron. À l'Ouest, son contact avec l'unité de Bormes qui la surmonte est normal, mais il devient tectonique vers le Sud, sur la feuille Collobrières. À l'Est, son contact avec la bande orientale de l'unité de Bormes est toujours tectonique ;

— l'*unité des gneiss orientaux* est principalement constituée par un ensemble assez monotone de gneiss migmatitiques parmi lesquels de nombreux orthogneiss. Elle s'étend à l'Est de l'accident de Grimaud—Joyeuse, sur environ 40 km, et constitue le massif de Sainte-Maxime (Giraud *et al.,* 1975 ; Le Marrec, 1976), la presqu'île de Saint-Tropez et la quasi-totalité du massif de Tanneron. Le long de cet accident, elle est en contact soit avec l'unité de La Garde-Freinet dans le

Tanneron et dans le Nord de la forêt communale des Arcs, soit, plus au Sud, avec la bande orientale de l'unité de Bormes et le Carbonifère qu'elle supporte.

• ***Conception générale de la cartographie des formations métamorphiques.*** Les formations métamorphiques sont d'abord divisées en trois grandes unités lithotectoniques en tenant compte du découpage régional: ces unités occupent des surfaces inégales. La continuité du socle entre le massif des Maures et celui de Tanneron permet de décrire en même temps les formations des deux massifs dans les unités de La Garde-Freinet et des gneiss orientaux.

Dans l'unité des gneiss orientaux (la plus étendue), le Tanneron occidental et le massif de Sainte-Maxime d'une part, le Tanneron oriental d'autre part, présentent des successions lithostratigraphiques sensiblement différentes qui seront donc décrites séparément, mais des corrélations sont possibles.

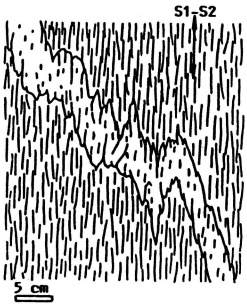
Les diverses formations sont présentées suivant l'ordre lithostratigraphique apparent et non par grands types pétrographiques.

Les formations métamorphiques sont désignées par leur type lithologique dominant en tenant compte de leur type chimico-minéralogique et de leurs particularités structurales (fig. 3) et minéralogiques. Pour certaines d'entre elles qui sont homogènes et caractéristiques, un nom de formation correspondant à une localité-type est associé.

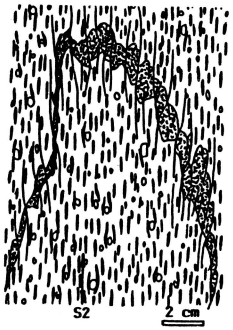
Formations de gneiss migmatitiques. La plupart des formations de l'unité de La Garde-Freinet et des gneiss orientaux qui sont dans la zone à sillimanite+muscovite, sont migmatitiques. Suivant le type lithologique originel, le caractère migmatitique, à l'échelle de l'échantillon, est plus ou moins marqué; mais, à l'échelle de l'affleurement, la plupart des formations montrent des injections de mobilisats concordants ou discordants, aplitiques, pegmatitiques ou mixtes.

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) et peuvent comporter des portions de migmatites litées. Dans la désignation, on ajoutera la lettre **M** avant le type lithologique;
— des formations essentiellement migmatitiques; sur la feuille, elles ont un faciès de gneiss rubanés, avec parfois des leucosomes larges de plusieurs centimètres. Elles ne contiennent que rarement des portions homogénéisées où la structuration de la roche devient floue: de ce fait, le terme de diatexite (au sens de Menhert) ne leur est pas applicable. Elles sont dénommées gneiss migmatitiques.

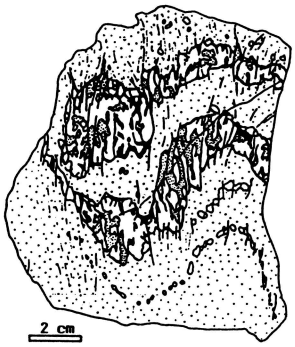
Formations orthogneissiques. Un certain nombre de formations quartzo-feldspathiques très homogènes dérivent d'anciens granitoïdes. On n'utilisera le terme d'orthogneiss que lorsque l'origine granitique sera manifeste dès le stade du terrain. Les critères retenus sont avant tout des critères pétrographiques: présence de reliques à texture grenue conservée, aspect très homogène avec notamment des quartz étirés et un litage fruste, présence d'enclaves. Il faut souligner que la plupart



A - Secteur de Tanneron, ruisseau de la Verrerie, un peu au Nord de la limite de la feuille
Plis P2 avec foliation blastomylonitique S1-S2 de plan axial, affectant un filonnet d'aplite mis en place pendant l'interphase 1-2 dans les migmatites rubano-œillées d'Auribeau ($M\zeta_5^5$) dont il recoupe le litage initial



B - Secteur de Tanneron à 1 km à l'Ouest du Pénier
Orthogneiss blastomylonitique de Tanneron ($M\zeta\gamma^3$) avec foliation S2 matérialisée par l'allongement des quartz en plaquettes et présentant un filonnet aplitique affecté par un pli de phase 2 avec schistosité de pli-fracture



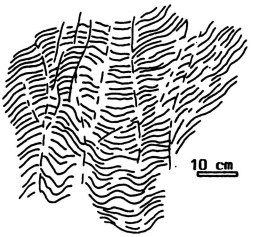
C - Secteur des Adrets-de-l'Estérel, La Rocaïre
Plis P2 avec schistosité S2 de plan axial affectant les néosomes d'un gneiss plagioclasique métatexitique à grain fin (ξ^2)



D - Secteur de Roquebrune-sur-Argens au Sud-Est des Nicoles
Filonnets aplitiques injectés dans les plans de cisaillement limitant des amandes de cisaillement formées tardivement par rapport aux plis P2 et à foliation S1-S2 dans des gneiss migmatitiques lités ($M\zeta^{2-3}$)



E - Secteur de Roquebrune-sur-Argens, D 7 au niveau des Petites-Maures
Plis P3 dans les gneiss plagioclasiques à grain fin avec lits de gneiss-à-silicates-calciques ($M\zeta^{2-3}$)



F - Secteur de Roquebrune-sur-Argens au Sud-Est des Nicoles. Plis P3, avec schistosité fruste, dans des orthogneiss lités du Fournel ($M\zeta\gamma^3$)

Fig. 3 - Exemples de structures des formations métamorphiques(G. Crévola, inédit)

des formations d'orthogneiss reconnues sont affectées par la migmatisation et que certaines portions migmatitiques, occupant des surfaces parfois importantes, ont un aspect fondamentalement différent de l'orthogneiss banal; seuls les passages progressifs permettent de reconnaître leur origine.

Unité des gneiss orientaux

Tanneron oriental

$M_o\zeta^3\lambda$. **Gneiss leptynitiques migmatitiques œillés (gneiss de Mandelieu)**. Cette formation, d'épaisseur kilométrique, forme le cœur 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, jusqu'à Cabrol, au Nord (feuille Grasse—Cannes). Elle constitue au-delà (gneiss de Cannes sur la feuille Grasse—Cannes) les petits massifs isolés de la Colle des Juges, du bois de Ranguin, de la Croix des Gardes dont l'extrémité ouest est visible au Nord-Est de la feuille, puis, à l'Est de Cannes, celui du bois de la Maure.

Elle peut être divisée en deux ensembles, supérieur et inférieur, du fait de l'intercalation en son sein des micaschistes de Mandelieu. Au Nord de la faille de Capitou, les deux ensembles sont présents; au Sud, l'ensemble supérieur affleure seul, surmontant les micaschistes.

Ces gneiss sont massifs et homogènes, le plus souvent de couleur rose, à litage très régulier, 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 récouverts par du Permien. Les gneiss de l'ensemble inférieur se distinguent de ceux de l'ensemble supérieur 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 l'ensemble inférieur, des passées de gneiss tout à fait comparables à ceux de l'ensemble supérieur. La migmatisation se traduit par la présence de leucosomes larges de un à plusieurs centimètres, à grain grossier, dans lesquels s'alignent les grands cristaux de feldspath potassique. Il existe aussi des passées concordantes plus épaisses, à grain fin, d'aspect granitique. Au microscope, ces gneiss sont très riches en microcline moiré finement perthitique et en plagioclase de type albite.

ξ^{1-2}. **Micaschistes à deux micas, sillimanite, disthène et grenat (micaschistes de Mandelieu)**. 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 centimétriques à décimétriques, constituent des faciès accessoires fréquents. On trouve, à la partie moyenne de cette formation, quelques boules décimétriques d'amphibolites originaires d'un niveau plus continu, boudiné. Des amas de granite aplitique, foliés et replissés, bien visibles dans le talus de la D 92, recoupent 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 rétromorphosé en mica blanc. La staurotide est très rare. On rencontre parfois des nodules centimétriques à quartz, plagioclase et disthène de grande taille. 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 (*cf.* annexes).

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.

$\zeta^2\zeta^3$. **Alternance de gneiss plagioclasiques et de gneiss micacés.** Cette formation, épaisse de 200 à 500 m, enveloppe les gneiss de Mandelieu et les sépare des migmatites d'Auribeau. Elle se distingue de ces deux formations 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 :
— des gneiss micacés compacts, à grain fin, de couleur sombre ;
— des gneiss plagioclasiques à grain moyen ;
— des gneiss micacés grossiers, à grosses lamelles de muscovite et à amandes quartzo-feldspathiques contenant parfois des grenats.

Elle contient, à sa partie moyenne, un banc plurimétrique d'orthogneiss à grain fin et à lentilles quartzeuses 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 homogènes. Des quartzites micacés, en petits niveaux, et des gneiss-à-silicates-calciques, en petites lentilles, constituent les faciès accessoires.

$M_r\zeta^5$. 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 d'Auribeau (feuille Grasse—Cannes). 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 feldspaths potassiques maclés 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 pegmaplites foliées sécantes. Dans certains secteurs, notamment près de Barbossi, elles contiennent des passées plus micacées ou des passées de gneiss plagioclasiques. Dans le secteur du Castel de Guiol, elles sont très homogènes et présentent un aspect évoquant des orthogneiss.

Au microscope, les leucosomes sont constitués de plagioclases subautomorphes (An 25-30) zonés, de microcline de forme quelconque, non perthitique, entouré de myrmékite, et de quartz en amas polycristallins englobant les feldspaths. Les lits micacés contiennent uniquement de la biotite, la muscovite et la sillimanite étant très rares.

$M\zeta\gamma^3$. Orthogneiss migmatitiques à grenat (orthogneiss de Tanneron). Ils constituent plusieurs bandes cartographiques d'orientation subméridienne dans la partie centrale du Tanneron oriental, depuis le horst de la maison forestière des Cantonniers, au Sud, jusqu'au Trias de la forêt de Peygros, au Nord, sur la feuille Grasse—Cannes.

Ces orthogneiss sont remarquables, parmi ceux de la feuille, par l'abondance des faciès de métagranite, par leur caractère alumineux originel — traduit par la présence de cordiérite et de grenat magmatiques —, et 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 mésocrates à 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 été distingué sur la feuille et dont la 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 (Crévola, 1977), ou faciès de bordure de l'ancien granite qui serait alors intrusif dans les formations des synformes?

On peut leur rattacher deux intercalations d'orthogneiss, d'épaisseur décamétrique, qui apparaissent au sein des migmatites d'Auribeau,

l'une à l'Est, sans grenat et parfois œillée, bien nette sur la feuille Grasse—Cannes, l'autre à l'Ouest, au niveau de la route de Veisséou 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 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, ovoïdes et centimétriques ;

— *orthogneiss blastomylonitique.* Il se distingue du faciès précédent par sa foliation et son pseudolitage blastomylonitique, marqués, en particulier, par l'allongement des quartz en plaquettes et l'étirement 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 devient plus importante et les réactions métamorphiques 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, foliation S2 oblique par rapport au litage.

ζ^6. **Gneiss sombres à biotite et hornblende.** Cette formation se trouve, dans les synformes du secteur de Tanneron, toujours 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 plagioclasique à grain fin et à hornblende sporadique, l'autre lité à hornblende :

— les *gneiss plagioclasiques 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 quartzo-feldspathiques 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 du diopside. Ce phénomène est typique de l'anatexie de roches intermédiaires relativement calciques.

ζ^3. **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 Fond-Sante d'une part, et dans les petits horsts de socle de l'Estérel, d'autre part. Dans ces derniers, elle devient métatexitique et contient des intercalations métriques à plurimétriques de gneiss leptynitiques, qui correspondent vraisemblablement à des masses intrusives subconcordantes de granites aplitiques périanatectiques.

Ces roches ont un débit amygdalaire bien marqué qui contient toujours des 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.

ζ^2. **Gneiss plagioclasiques à deux micas (gneiss du vallon du Chemin-Charretier).** Ils affleurent depuis Fond-Sante, à l'Est, jusqu'au Carbonifère du Reyran, à l'Ouest, 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 et des gneiss noirs de Saint-Cassien, et des niveaux de cipolin.

Au voisinage des leptynites des Adrets, des gneiss plagioclasiques passent à des micaschistes feldspathiques à grenat et sillimanite très caractéristiques, dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres. Cette formation, d'épaisseur très variable, n'a pas été individualisée sur la feuille. À l'Est, les gneiss plagioclasiques surmontent les gneiss micacés de Tanneron qui paraissent se terminer en biseau au niveau de Fond-Sante. On peut considérer qu'à l'Ouest du Carbonifère, ils sont équivalents aux gneiss du Reyran amont.

Tout en présentant un faciès constant de gneiss à plagioclases globuleux, en général dépourvu de sillimanite (ce qui les distingue bien des autres formations de l'unité), 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 et à grain fin (< 1 mm), ou 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 métatexitiques 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 parfois 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 C. 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 pegmaplites à muscovite et tourmaline, souvent foliées et replissées.

Les gneiss-à-silicates-calciques, très abondants dans cette formation, 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.

$\lambda^3\gamma$.**Ortholeptynites roses à grenat (leptynites des Adrets).** Cette formation, caractéristique du secteur des Adrets, se place au sommet de la série du Tanneron oriental. Elle constitue une bande continue depuis la maison forestière des Cantonniers au Sud, jusqu'au vallon du Chemin-Charretier, au Nord. On en retrouve quelques affleurements au niveau de Fond-Sante et du horst situé au Nord de l'auberge des Adrets. Elle se présente essentiellement sous la forme d'une lame, d'une épaisseur maximale de 400-500 m, qui correspond à un pli couché vers l'Ouest, lui-même affecté par de grands plis concentriques. Ces leptynites sont caractérisées à l'affleurement par leur homogénéité, leur compacité, leur couleur rose à grise et leur débit en bancs. Macroscopiquement, elles sont à grain fin et présentent un litage très fin. 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.

ζ^5. **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 éclogitisées. Cette formation est 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. Elle s'interrompt ensuite pour réapparaître au Sud du graben de l'Avellan. Sur la feuille, on a assimilé à cette formation une puissante intercalation locale de gneiss à biotite et grenat, de même faciès, située entre les gneiss de la Moure et les leptynites des Adrets, mais qui n'a pas, en réalité, la même valeur lithostratigraphique.

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 sont parfois pœcilitiques, parfois chloritisés.

$_{my}\zeta^3$. **Gneiss mylonitiques œillés (gneiss de la Moure)**. Ces gneiss, inclus dans les gneiss plagioclasiques, constituent une bande, large de 200 à 600 m, continue depuis le vallon de la Moure, à l'extrême sud du secteur des Adrets, jusqu'au vallon du Chemin-Charretier, au Nord, où ils s'étirent pour ne plus constituer qu'une passée de quelques mètres d'épaisseur. On en retrouve une autre passée à l'Est des leptynites. Ils se poursuivent plus au Nord, sur les feuilles Fayence et Grasse—Cannes où ils constituent, à la limite de la feuille, trois bandes plus minces, dont deux sont situées à proximité des leptynites.

Au Nord du vallon de l'Avellan, ils sont situés à proximité des gneiss de Malpasset qui ont le même type pétrographique et qui peuvent être considérés comme leur continuation dans le Tanneron occidental. Leurs limites avec les gneiss plagioclasiques encaissants ne sont pas nettement tranchées.

On se réfèrera aux gneiss de Malpasset pour la description détaillée.

$\delta^{11}\psi$. **Amphibolites à reliques éclogitiques**. En dehors de petites lentilles isolées, elles constituent, dans le Tanneron oriental, deux niveaux principaux consistant en un chapelet de lentilles. Le premier, le plus oriental, est situé dans la synforme étroite qui apparaît au sein de l'orthogneiss de Tanneron. Le second, au Sud du graben de l'Avellan, est compris dans les gneiss de Saint-Cassien.

Ces niveaux sont constitués d'amphibolites qui contiennent des lentilles d'éclogites à divers stades d'amphibolitisation. Alors que les amphibolites sont des roches de couleur vert foncé, à foliation et litage déjà marqués, les éclogites amphibolitisées sont massives, sans foliation ni litage, à petits grenats rouges millimétriques avec une

auréole blanchâtre. Les stades suivants d'évolution progressive, depuis les éclogites jusqu'aux amphibolites, peuvent être reconnus :

— *éclogite à kélyphitoïde.* Le grenat de la paragenèse plagioclase éclogitique 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 apparaissant en reliques, au centre de plages claires constituées de plagioclase 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.

$C\zeta^8$. Cipolins et gneiss-à-silicates-calciques. Dans le secteur des Adrets, ils constituent, dans les gneiss plagioclasiques, plusieurs intercalations ayant valeur d'horizons stratigraphiques qui se retrouvent dans les mêmes positions sur les feuilles Fayence et Grasse—Cannes. L'un de ces horizons, qui apparaît au lac de l'Avellan, est situé sous les gneiss noirs de Saint-Cassien ; un autre, situé sous les gneiss œillés de la Moure, correspond aux cipolins du vallon du Chemin-Charretier ; enfin, un dernier horizon se situe un peu en-dessous des leptynites des Adrets et correspond aux diverses masses des environs du Planestel.

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 et du sphène. Les gneiss-à-silicates-calciques sont identiques à ceux que l'on rencontre en lentilles dans les gneiss plagioclasiques.

Tanneron occidental et massif de Sainte-Maxime

$M\zeta^{2-3}$. Gneiss métatexitiques hétérogènes à sillimanite (gneiss des Petites-Maures et du Reyran amont). On a rassemblé en une seule formation un ensemble monotone et très épais de gneiss métatexitiques, assez hétérogènes dans le détail, très vraisemblablement d'origine paramétamorphique. Cette formation constitue des bandes d'orientation subméridienne qui alternent avec les bandes d'orthogneiss ou de migmatites rubano-œillées qu'elle paraît inclure. Leurs caractéristiques principales, qui les distinguent à la fois des orthogneiss migmatitiques, des migmatites rubano-œillées et des gneiss plagioclasiques du vallon

du Chemin-Charretier, sont, en dehors de leur aspect fréquemment métatexitique, leur fond micacé et leur richesse en sillimanite.

D'une façon générale, ils sont constitués d'alternances décimétriques à plurimétriques de gneiss micacés fréquemment métatexitiques avec larges leucosomes, de gneiss biotitiques sombres à grain très fin, également métatexitiques, et de gneiss migmatitiques lités. Ils contiennent des gneiss-à-silicates-calciques en lits d'épaisseur centimétrique à décimétrique ou en très nombreuses lentilles décimétriques. Ils sont recoupés par au moins deux générations de pegmaplites ou de granites aplitiques, en filons ou en amas, dont certains sont foliés et replissés.

Dans cet ensemble, la bande des Clapiers, située à l'Est des pegmatites de Peygros, dans le massif de Sainte-Maxime, et qui se poursuit dans les gneiss de l'Hubac d'Agay, dans le Tanneron, présente une individualité marquée. Elle est constituée de faciès très micacés et très riches en sillimanite et contient deux types remarquables d'intercalations, décrites ci-dessous.

$C\zeta^{8}$. **Cipolins et gneiss-à-silicates-calciques**. Ils constituent, dans le massif de Saint-Maxime, immédiatement à l'Ouest des orthogneiss du Fournel amont, un horizon qui se suit depuis le Fournel, au Sud, jusqu'à la Vernède, au Nord. Ils se retrouvent dans le Tanneron, au niveau du vallon du Rioutard, juste au-delà de la limite nord de la feuille.

ζ^{3}_{c}. **Gneiss à cordiérite et grenat**. Larges de 100 m dans les Maures et de 300 m dans le Tanneron, ils contiennent de la cordiérite pinitisée qui se développe autour du grenat en voie de résorption, des amas de petits plagioclases polygonaux, des plages de quartz polycristallins, des lits à biotite et sillimanite. Ces caractères, observés aussi dans d'autres orthogneiss, tout comme l'aspect macroscopique, montrent que ces roches peuvent correspondre au métamorphisme d'une roche magmatique préexistante.

$M\gamma^{1-2}$. **Leucogranite migmatitique à structuration planaire**. Il constitue un amas de taille hectométrique près de la Galande, au Sud-Est de Roquebrune-sur-Argens. Ce granite se rattache aux nombreuses petites intrusions liées à la migmatisation. Il s'agit d'un leucogranite orienté, à tourmaline, à texture grenue hétérogranulaire, présentant, en lame mince, des marques de déformation.

$_{my}\zeta^{3}$. **Gneiss mylonitiques œillés (gneiss de Malpasset et des Issambres)**. Ils constituent deux ensembles cartographiques, l'un à l'extrémité orientale du massif de Sainte-Maxime, le long de la côte depuis Saint-Aygulf au Nord jusqu'aux Issambres (feuille Saint-Tropez—Cap Lardier) au Sud, l'autre à Malpasset, dans le Tanneron occidental : ces roches représentent le cortex de la structure symétrique à cœur d'orthogneiss du bois de Bagnols. L'ensemble de Malpasset se place au-dessus des orthogneiss alors que celui des Issambres se

place au-dessous et est en contact normal avec les gneiss métatexitiques des Petites-Maures.

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 filonnets et des filons aplitiques à pegmatitiques, concordants ou franchement sécants, replissés. L'abondance des amas de pegmatite à muscovite et tourmaline est bien visible dans les affleurements du sentier côtier de Saint-Aygulf, de la vallée du Reyran en aval de l'ancien barrage de Malpasset, et des tranchées de l'autoroute A 8 dans le horst de Malpasset. Bien qu'assez homogènes, ils renferment des passées métriques de gneiss sombres, à grain fin, parfois à grenat. L'une d'elles, bien continue et large de 100 m, est visible dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée à Saint-Aygulf.

Au microscope, les gneiss ont typiquement une texture mylonitique amygdalaire, hérérogranulaire. 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 myrmékitiques. Il existe, par ailleurs, des amygdales plus petites constituées de plagioclases polygonaux et des lits granulés de quartz ou de quartz-plagioclase.

$M\zeta\gamma^3$.Orthogneiss migmatitiques. Ils constituent, dans le Tanneron occidental et le massif de Sainte-Maxime, cinq bandes principales, larges de 500 m à 3 km, au sein des gneiss métatexitiques. Ces bandes sont constituées d'une association de trois faciès qui passent progressivement les uns aux autres: faciès de métagranite, peu développé ou même absent, faciès d'orthogneiss blastomylonitique et faciès de gneiss migmatitique. Ces divers orthogneiss, assez semblables, ne sont pas œillés et présentent un grain moyen (2-5 mm). Les faciès migmatitiques sont des gneiss lités banals, recoupés par des amas aplitiques ou pegmatitiques. Leur chimisme, la typologie des zircons, la pétrographie des faciès de métagranites et la richesse en sillimanite, montrent qu'ils dérivent d'anciens granites alumineux à grain fin. Bien que chacune de ces bandes ait ses caractères propres, sur la feuille on a distingué uniquement les orthogneiss du bois de Bagnols des autres, en raison de leur étendue, de leur position structurale particulière et de leur association avec les gneiss œillés mylonitiques.

• ***Orthogneiss du bois de Bagnols*** ($M\zeta\gamma^3$[1]). Ils constituent l'ensemble d'orthogneiss le plus important du Tanneron occidental, s'étendant sur 14 km à l'Ouest de la dépression du Reyran et du lac de Saint-Cassien, depuis Le Capitou-de-l'Estérel, au Sud, jusqu'au Trias, au Nord (sur la feuille Fayence), avec une largeur maximale de 3 km. Les faciès blastomylonitiques sont dominants, les faciès migmatitiques étant surtout développés à la limite nord de la feuille, de part et d'autre de la gorge du Reyran. Il n'existe pas de faciès de métagranite bien net. Le passage aux gneiss mylonitiques œillés se fait par une

zone de transition, à faciès d'orthogneiss blastomylonitique à grain fin.

Le faciès-type est un orthogneiss blastomylonitique à grain moyen (2-4 mm), riche en biotite, caractérisé par ses plages globuleuses ou étirées de quartz et de feldspaths. En lame mince, il montre des agrégats de plagioclases polygonaux (An 18-22) bien caractéristiques ; la sillimanite existe parfois. Ces orthogneiss sont aussi caractérisés par la présence de lentilles centimétriques sombres parfois très abondantes qui, en lame mince, sont constituées de petits plagioclases polygonaux et de biotite ; elles correspondent sans doute à d'anciennes enclaves microgrenues sombres. Il existe aussi de nombreuses lentilles centimétriques à décimétriques et des amas de plus grande taille de gneiss-à-silicates-calciques qui doivent être considérés comme des enclaves de l'encaissant originel des anciens granites.

• ***Orthogneiss du Fournel et du Rioutard*** ($M\zeta\gamma^{3}{}_{[2]}$). Ils présentent un faciès de gneiss blastomylonitique très régulier, à aspect de gneiss lité passant localement à un faciès de gneiss migmatitique lité.

Dans le massif de Sainte-Maxime, les deux masses du Fournel sont d'aspect voisin, avec toutefois un grain plus fin dans celle du Fournel amont. Elles présentent toutes les deux des faciès de métagranites bien nets :

— le *métagranite du Fournel amont* (x = 948,8 ; y = 3129,4) est à grain fin (1-2 mm), toujours assez étiré, très riche en biotite et sillimanite, et contenant des lentilles ou des schlieren de biotite. Au microscope, il se caractérise par la présence d'agrégats lenticulaires de petits plagioclases polygonaux, de plagioclases polygonaux myrmékitiques associés à des reliques de feldspaths potassiques, d'agrégats à biotite-sillimanite-muscovite, d'amandes de quartz polycristallin ;

— le *métagranite du Fournel aval* (x = 950,5 ; y = 3130,5), à grain moyen (2-4 mm), non porphyroïde, à biotite, est caractérisé par la présence d'agrégats de gros cristaux polygonaux de microcline, de plagioclases polygonaux, d'amandes de quartz polycristallin et de quelques travées de biotite et de sillimanite.

Dans le Tanneron occidental, la bande du *Rioutard amont* présente, au niveau du lac, un faciès proche d'un métagranite. Plus à l'Est, elle est constituée de gneiss leptynitiques roses, à foliation fruste, contenant du grenat associé à de la biotite. La bande du *Rioutard aval,* sans faciès métagranitique, paraît hétérogène avec des orthogneiss leptynitiques en amont, plus biotitiques en aval.

$Mr\zeta^{5}$. Gneiss migmatitiques rubano-œillés (migmatites de Peygros). Ils constituent, à l'Ouest du massif de Saint-Maxime, une bande de 2 à 3 km de large, le plus souvent séparée du granite de Plan-de-la-Tour par des métatexites plus micacées. Ces gneiss ne réapparaissent pas dans le massif de Tanneron où les gneiss de l'Hubac d'Agay, qui correspondent à ceux de la bande des Clapiers, sont en contact avec la tonalite de Foncounille.

On a regroupé dans cette formation des roches présentant un faciès dominant de migmatites rubanées, parfois œillées, distinctes à la fois des gneiss métatexitiques et des orthogneiss pseudolités. Bien que souvent homogène sur de grandes épaisseurs, à l'Ouest du col de Valdingarde ou au Vieux-Revest par exemple, elle peut contenir des intercalations plus micacées de gneiss métatexitiques ou de gneiss mésocrates à amphibole. L'un de ces niveaux, large de 100 à 300 m, a pu être distingué cartographiquement dans le secteur du château de la Mère. Le passage aux formations de gneiss micacés métatexitiques se fait progressivement, avec récurrences de migmatites litées.

Le faciès-type est une migmatite rubanée, à litage très régulier, dans laquelle les leucosomes quartzo-feldspathiques peuvent atteindre 2 cm d'épaisseur. Elle contient des yeux disséminés de feldspath potassique, de 1 à 3 cm. Ce type pétrographique est semblable à celui des migmatites d'Auribeau du Tanneron oriental.

Au microscope, les leucosomes sont composés de plagioclases subautomorphes zonés, assez acides (An 5-15), de microcline légèrement perthitique entouré de myrmékites, de quartz en plages polycristallines ; la sillimanite et la muscovite sont rares.

ζ^6. **Gneiss sombres à biotite et hornblende.** Cette intercalation est constituée de gneiss sombres à biotite, de gneiss mésocrates à hornblende caractérisés par un développement spectaculaire de passées concordantes à composition tonalitique, qui présentent de grosses hornblendes pœcilitiques pouvant dépasser 1 cm et ayant valeur de mobilisats tonalitiques. La pétrographie de ces diverses roches est tout à fait comparable à celle des gneiss mésocrates des synformes du secteur de Tanneron mais, ici, les mobilisats tonalitiques sont beaucoup plus développés.

$M\zeta^{2\text{-}3}$. **Gneiss métatexitiques hétérogènes à sillimanite (gneiss de la villa Bonnefoy et de l'Adret de Gueis).** Ils sont disposés sur le pourtour du granite du Rouet et de la tonalite de Prignonet. Ce sont des gneiss métatexitiques hétérogènes, assez proches de ceux du Reyran amont et des Petites-Maures. Ils sont constitués de gneiss métatexitiques micacés, riches en sillimanite, de gneiss sombres à grain fin, riches en biotite, de gneiss métatexitiques compacts à petits plagioclases globuleux. Les néosomes sont parfois très abondants, donnant à la roche un aspect de gneiss lité. Ils contiennent de petits amas métriques de gneiss compacts à biotite et hornblende, dérivant probablement d'anciennes tonalites. Ils renferment de nombreuses masses concordantes foliées et plissées, à aspect de leptynites, correspondant à des granites aplitiques liés à la migmatisation.

Ils ont étés divisés en deux ensembles suivant qu'ils contiennent (villa Bonnefoy) ou non (Adret de Gueis) de la cordiérite. Celle-ci se présente soit en cristaux subautomorphes en poches, soit en taches dans les amas aplitiques.

$M_r\zeta^3$. Gneiss migmatitiques rubanés à nodules de sillimanite (migmatites de Castel-Diaou). Ces gneiss, qui occupent la crête de Castel-Diaou, se développent au sein des gneiss métatexitiques précédents auxquels ils passent progressivement.

Ce sont des roches compactes, de couleur rose, de type leptynitique, à foliation fruste, présentant des lits quartzo-feldspathiques millimétriques à centimétriques à grain plus grossier que le fond de la roche. Elles renferment parfois des nodules aplatis dans la foliation, de 1 à 3 cm de long, constitués de sillimanite associée à du quartz. Au microscope, elles montrent de gros microclines xénomorphes associés à de l'albite et contiennent des grenats disséminés.

$\delta^{11}\psi$. Amphibolites à reliques éclogitiques. En dehors de lentilles isolées comme celle de Crestecan (au Nord de la villa Bonnefoy) ou des gneiss de Peygros, elles constituent plusieurs chapelets de lentilles : ceux de Lambert et de l'Hubac d'Agay dans le Tanneron occidental, celui des Petites-Maures dans le massif de Sainte-Maxime. Leur pétrographie, en particulier les stades de rétromorphose des éclogites en amphibolites, est identique à celle des amphibolites du Tanneron oriental.

Unité de Bormes

$\zeta\gamma^3$. Orthogneiss lenticulaires à deux micas (gneiss de Bormes). Ils constituent plusieurs intercalations, larges de 50 à 700 m, dans les micaschistes et les gneiss micacés. Le passage à ces micaschistes, toujours progressif, se fait par des gneiss micacés dans lesquels les lentilles feldspathiques deviennent évanescentes. En outre, les masses cartographiées englobent de fines passées, aux contours indistincts, de gneiss micacés et même de micaschistes indissociables des gneiss. Ces derniers présentent le faciès-type des orthogneiss de Bormes, bien développés sur les feuilles Collobrières et Hyères, la localité-type étant sur cette dernière.

Sur la feuille, le faciès lenticulaire est très développé montrant souvent un étirement spectaculaire des lentilles (cas extrême : 15-20 cm de long, 2-4 cm de large pour moins de 0,5 cm d'épaisseur). Les faciès œillés sont plus rares et aucun faciès de métagranite n'a été observé.

Au microscope, ces gneiss sont surtout caractérisés par la présence d'agrégats lenticulaires composés de petits plagioclases polygonaux associés à quelques petits cristaux de microcline xénomorphes (les « amygdales aplitiques » de S. Gueirard, 1957). Ces objets résultent en fait de la recristallisation avec transfert de matière, lors de l'étirement, de mégacristaux de feldspath potassique du granite porphyroïde originel, la transformation pouvant être suivie pas à pas à partir des faciès de métagranite (Crévola, 1985). Le reste de la roche est composé de biotite et de muscovite groupées en lits, de quartz en plages polycristallines et de plagioclases xénomorphes (An 10).

Les analyses chimiques sont comparables à celles des orthogneiss de Bormes de la localité-type. Le granite originel peut être caractérisé à partir de la pétrographie des métagranites présents sur les feuilles Collobrières et Hyères, du chimisme des orthogneiss et de la typologie des zircons d'orthogneiss: il s'agit d'un monzogranite porphyroïde alumineux et hypocalcique. Le métagranite de Barral (feuille Hyères) montre qu'il peut contenir de la cordiérite magmatique. Il convient de souligner que les gneiss de Bormes ont été d'abord considérés comme des paragneiss (Gueirard, 1957) ou comme des migmatites œillées (Bordet, 1ere édition de la feuille), puis comme des mélanges d'ortho- et de paragneiss (Maluski, 1968); ils sont maintenant considérés comme entièrement ortho (Crévola, 1985).

$\xi^{1-2}\zeta^{2}$. **Micaschistes à deux micas, staurotide, disthène, grenat (micaschistes à minéraux) et gneiss micacés à deux micas.** Cette formation constitue deux ensembles distincts dans la forêt communale des Arcs. L'ensemble principal, à l'Ouest, large de 3 km, contient des intercalations de gneiss de Bormes et de leptynites et d'amphibolites banales notées δ^{11} (cf. *infra*). L'ensemble oriental, large de 50 à 600 m et qui supporte le Carbonifère, ne contient que quelques petites passées évanescentes de gneiss de Bormes. Cette formation regroupe des micaschistes et des gneiss micacés disposés en bandes parallèles et qui présentent entre eux des passages progressifs. Ces deux faciès n'ont pas été distingués cartographiquement en raison de leurs intrications et de leurs alternances; toutefois, les gneiss micacés sont dominants au Nord de l'Aille et les micaschistes au Sud. Les micaschistes de cette unité se distinguent de ceux de l'unité précédente qu'ils surmontent, par l'abondance des minéraux alumineux et la présence du disthène.

Les micaschistes sont hyperalumineux, toujours feldspathiques, parfois à tourmaline, et peuvent contenir des minéraux alumineux de grande taille: grenat jusqu'à 2 cm, staurodite jusqu'à 4 cm de long, disthène en baguettes atteignant 2-3 cm de long. Les grenats peuvent être extrêmement abondants et constituer de véritables grenatites.

Les gneiss micacés, plus feldspathiques, parfois à nodules polycristallins de plagioclases, contiennent fréquemment du grenat et de la staurotide en petits cristaux.

δ^{11}. **Amphibolites.** On trouve, au sein des micaschistes et des gneiss micacés précédents, quelques passées d'amphibolites dont seules les plus importantes ont été cartographiées. Ce sont des amphibolites banales, parfois à grenats, sans leptynites associées; elles ne contiennent pas de reliques éclogitiques.

λ^{3}. **Leptynites roses (leptynites de l'Aille).** Cette formation dénommée «granite de l'Aille» dans la 1ere édition de la feuille, forme, dans la partie nord-est de la forêt communale des Arcs, une bande principale bien continue, large de 50 à 200 m, bordée par endroits par des bandes plus fines et plus irrégulières; elle est également bien dévelop-

pée sur la feuille Collobrières, au sein des micaschistes à minéraux. Massive, à débit en bancs, elle est composée d'alternances de leptynite œillée, de leptynite à grain fin et de leptynite saccharoïde d'aspect granitique. Elle peut contenir quelques passées micacées.

Au microscope, ces roches à foliation peu marquée montrent souvent une texture mylonitique, le litage originel étant repris par une schistosité transverse. Elles sont composées de grands microclines xénomorphes, d'albite, de quartz et de biotite peu abondante disposée en nids.

Unité de La Garde-Freinet

$M\zeta^{2-3}$. Gneiss métatexitiques hétérogènes à sillimanite (gneiss de la forêt communale des Arcs). Ils constituent une bande de 1,5 à 2 km de large dans la forêt communale des Arcs et de 750 m dans le bois de Prignonet, à l'extrémité occidentale du Tanneron.

Ce sont des gneiss métatexitiques, soit compacts à foliation fruste, soit plus micacés et riches en sillimanite. Ils contiennent plusieurs intercalations importantes d'orthogneiss granitique à grain fin et des lentilles décamétriques de métatonalites. La migmatisation se marque par le développement de mobilisats concordants ou légèrement sécants, replissés et foliés. Ces mobilisats sont, en général, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, parfois extrêmement abondants, donnant à la roche l'aspect d'un gneiss lité. Il existe aussi, dans toute cette formation, des amas concordants d'épaisseur plus grande, métrique à plurimétrique, qui sont particulièrement abondants sur la crête qui s'étend du sommet de Castel-Diaou au Peynier. La cordiérite n'est présente que dans la partie nord-est de la forêt communale des Arcs et contre l'accident de Joyeuse, dans le Tanneron: elle apparaît soit en petits cristaux dans les roches et les mobilisats, soit en amas spongieux centimétriques dans les mobilisats.

Au microscope, les gneiss compacts, sans litage, sont constitués de plagioclases automorphes en pavés, entourés par du quartz. La cordiérite est subautomorphe, pœcilitique ou constitue des amas avec la biotite. Les gneiss micacés, à sillimanite abondante associée à la biotite, présentent souvent une structure mylonitique. Les métatonalites sont formées par des plagioclases automorphes zonés, de la biotite parfois pœcilitique, de la hornblende et du quartz interstitiel. Dans certains cas, les plagioclases sont allongés, donnant une texture subdoléritique.

ζ^{1-2}. Micaschistes à deux micas, sillimanite et grenat. Cette formation, épaisse de plus d'un millier de mètres, surmonte, à l'Ouest, les gneiss métatexitiques et contient d'importantes intercalations d'amphibolites. Il s'agit de micaschistes relativement homogènes, riches en sillimanite, et contenant des lits et des bancs de quartzites. Certains faciès sont riches en grenats pouvant atteindre 1 cm; la staurotide apparaît occasionnellement. Elle contient quelques niveaux plus feldspathiques

dont certains, situés à sa bordure est, peuvent correspondre à des orthogneiss très étirés dont les faciès caractéristiques existent plus au Sud, sur la feuille Saint-Tropez—Cap Lardier (La Moure-Jaumet).

Au microscope, ces micaschites montrent des alternances de lits micacés à biotite, muscovite et fibrolite, et de lits principalement quartzeux avec quelques plagioclases xénomorphes disséminés. Le grenat, en petits grains, est très abondant.

$M\zeta\gamma^3$. **Orthogneiss migmatitiques**. Ils constituent plusieurs intercalations importantes, larges de 200 à 600 m, au sein des gneiss métatexitiques. Ils sont caractérisés par leur homogénéité et leur faciès de gneiss lenticulaire à quartz étiré, assez semblable à certains faciés d'orthogneiss de l'unité précédente. Cependant, aucun faciès de métagranite n'a été observé. Ils contiennent parfois de fines passées de micaschistes à sillimanite auxquels ils passent progressivement. La migmatisation se marque par l'apparition de leucosomes concordants et d'amas aplitiques ou pegmatitiques.

Au microscope, ils ne montrent pas de litage. Ils sont constitués de plagioclases subautomorphes, de quartz en plages arrondies, de microcline entouré de plagioclases myrmékitiques et de biotites disséminées.

$\delta^{11}\lambda^3$. **Amphibolites et leptynites associées (amphibolites de la forêt communale des Arcs)**. Cette formation constitue, dans la forêt communale des Arcs, trois bandes cartographiques :
— la plus occidentale, large de 500 à 750 m, est incluse dans les micaschistes à sillimanite. Elle contient, dans sa partie sud, une intercalation continue de micaschistes à sillimanite ;
— la deuxième, large de 50 à 100 m, est située à la limite des micaschistes à sillimanite et des gneiss métatexitiques ;
— la troisième, large d'une dizaine de mètres, est entièrement comprise dans les gneiss métatexitiques.

D'abord regroupées par P. Bordet (Fréjus—Cannes, 1ere édition) ou S. Gueirard (1957) en un ensemble unique, elles ont été séparées par M. Seyler (1984) en deux ensembles distincts dont la position stratigraphique est différente.

La bande principale contient des amphibolites à grain fin des amphibolites feldspathiques grossières dérivant de métagabbros, et des leptynites. Dans sa partie occidentale, les premières constituent, avec les leptynites roses, des alternances très fines, millimétriques à centimètriques (« formation mixte » de M. Seyler, 1984). Il existe par ailleurs des leptynites massives, roses ou blanches, en bancs métriques. Les amphibolites feldspathiques constituent deux lentilles principales au sein des amphibolites à grain fin, l'une au voisinage de la ferme de l'Aubé, l'autre à proximité de la ferme des Porres ; plus au Sud, sur la feuille Saint-Tropez—Cap Lardier, il existe dans cette bande des métagabbros passant aux amphibolites feldspathiques grossières. Les amphibolites à grain fin sont des roches litées, constituées de horn-

blende brun-vert, d'andésine (An 45-50), de quartz, de sphène et de magnétite, avec parfois du grenat almandin et du diopside.

Les deux autres bandes sont constituées d'amphibolites à grain fin, avec, dans la bande des Sièyes, des lentilles métriques de serpentinite et, dans celle du Nid du Faucon, des leptynites en petits lits d'épaisseur centimétrique.

On retrouve, dans le Tanneron occidental, une lentille d'amphibolite, à la limite des micaschistes à sillimanite et des gneiss métatexitiques.

Formations plutoniques varisques

Les granitoïdes tardi- à post-tectoniques constituent, sur la feuille, quatre massifs principaux disposés dans une bande d'orientation subméridienne, large d'environ 5 km, allongée contre l'accident de Grimaud—Joyeuse. Ce sont, d'une part, les granites porphyroïdes alumineux de Plan-de-la-Tour et du Rouet, et, d'autre part, les tonalites de Prignonet et de Fontcounille. En dehors de ces massifs, il existe un certain nombre de filons de leucogranites et de microgranites porphyriques.

Des travaux pétrographiques détaillés ont permis de montrer leurs relations et de préciser leur origine (Boucarut, 1963; Triat, 1968; Orsini, 1968; Pupin et Turco, 1973; Amenzou, 1988) (fig. 2 et 4).

Granite de Plan-de-la-Tour

Il constitue un massif d'orientation subméridienne qui s'étend sur 19 km, le long de l'accident de Grimaud, depuis Grimaud, au Sud, jusqu'au Rocher de Roquebrune, au Nord, où il atteint une largeur maximale de 5,5 km. Il est limité, sur la feuille, à sa moitié nord et doit son nom à la localité de Plan-de-la-Tour située plus au Sud, sur la feuille Saint-Tropez—Cap Lardier. Il est essentiellement constitué par un granite porphyroïde, parfois à cordiérite, auquel sont associés quelques petits corps intrusifs de leucogranite, le plus souvent miarolitique, et de microgranite porphyrique.

Sur sa *bordure ouest,* il est, en général, séparé de l'accident de Grimaud par une bande de gneiss migmatitiques mylonitiques, large de 10 à 250 m, dans laquelle il est intrusif. En quelques points, il est cependant en contact tectonique direct avec les formations du compartiment occidental: micaschistes à minéraux du lotissement des Canebières, Carbonifère à Malatrache. Le long de cette bordure, il présente fréquemment des faciès microgrenus porphyriques à aplitiques, développés sur une centaine de mètres ou parfois réduits à quelques mètres.

Sur sa *bordure est,* moins rectiligne, il est en contact intrusif avec les gneiss métatexitiques à sillimanite, ou parfois avec les migmatites

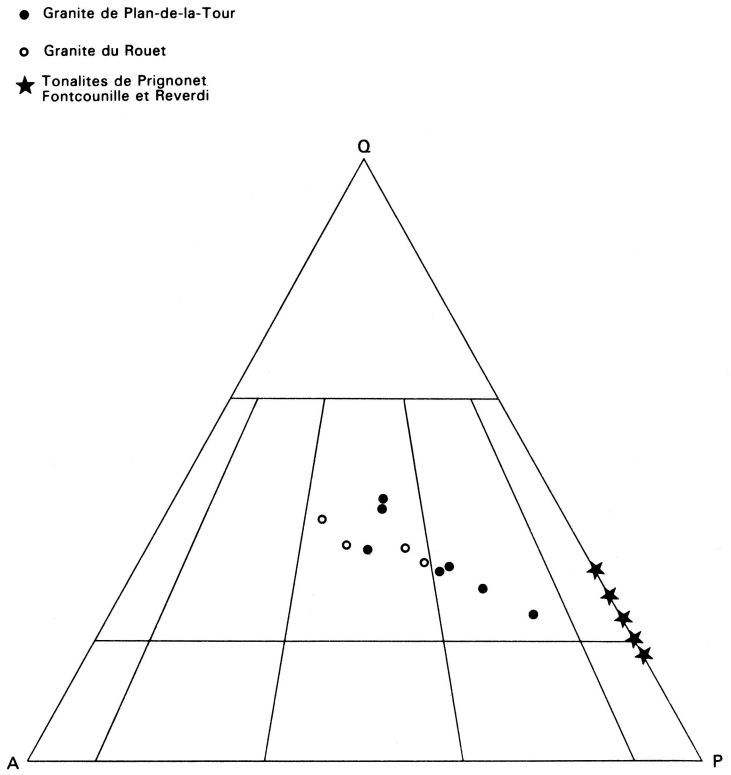


Fig. 4 - Compositions modales des granites de Plan-de-la-Tour et du Rouet et des tonalites de Prignonet, Fontcounille et Reverdi
sur les feuilles Fréjus–Cannes et Saint-Tropez–Cap Lardier
(d'après Pupin, 1976)

de Peygros (Roucas des Lauquiers). Ce contact est généralement net et sans bordure figée mais, à son voisinage, on trouve parfois dans l'encaissant (au Nord-Est du sommet de Saint-Martin notamment) des injections de granite et, dans le granite, quelques enclaves métriques à décamétriques d'encaissant.

Enfin, *au Nord,* le contact avec les formations permiennes du Rocher de Roquebrune (Formation de La Serre) se fait par la faille de Roquebrune, localement silicifiée et minéralisée.

Les mégacristaux de feldspath potassique sont statistiquement orientés conformément aux bordures est et ouest, mais quelques orientations locales à N120 ont été observées.

De nombreux filons, d'orientation générale E-W, recoupent le massif. Ce sont des filons de rhyolite fluidale et de roches basiques d'âge permien pour la plupart, de quartz minéralisé et de fluorite-baryte (*cf.* « Ressources du sous-sol et exploitations »).

$_p\gamma^{3-4}$. **Granite porphyroïde**. Ce granite à patine jaunâtre est pratiquement dépourvu de cordiérite et présente des mégacristaux dont la taille varie de 4 à 10 cm (« granite jaune » de J.M. Triat, 1968). Il présente une texture à minéraux subautomorphes engrenés. Il est composé d'orthose finement perthitique en méga- ou petits cristaux, de plagioclases zonés (An 32 à An 10), de quartz en masses globuleuses, de biotite, de muscovite ; la cordiérite, de petite taille, est rare. Il contient des enclaves microgrenues sombres, à composition tonalitique, ainsi que des enclaves surmicacées et des schlieren micacés.

Il est fréquemment arénisé à l'affleurement, avec une frange d'arénisation pouvant atteindre plusieurs mètres.

Au sein de ce granite se rencontrent de petits amas moins altérés, à contours indistincts, d'une variété de couleur bleutée, à cristaux xénomorphes millimétriques à centimétriques de cordiérite verdâtre généralement pinitisée (« granite bleu à cordiérite » de J.M. Triat, 1968) ; ils n'ont pas été individualisés sur la carte.

L'analyse modale montre une composition monzonitique à granodioritique ; le granite bleu à cordiérite est plus acide que le faciès normal. La présence sporadique de cordiérite, comme la typologie des zircons et le chimisme des biotites, montrent le caractère alumineux de ce granite et permettent de retenir une genèse par anatexie crustale.

Sur la bordure orientale du granite, près du sommet de Saint-Martin, apparaît un faciès caractérisé par l'abondance des mégacristaux de feldspath potassique de petite taille (2-3 cm), des cristaux de quartz globuleux, et par la présence de cordiérite en prismes. Ce faciès constitue aussi quelques injections dans l'encaissant.

$m\gamma^2$. **Leucogranites miarolitiques**. Ils constituent, au sein du granite porphyroïde, plusieurs stocks hectométriques (D 25 au Sud-Est de la Font du Can, Petit-Courrent et, surtout, flanc ouest du Grand-Courrent, sur 1,5 km de long), de nombreuses petites poches et des filons qui n'ont pas été tous figurés sur la carte car trop petits. Ces granites à deux micas, dépourvus d'enclaves microgrenues sombres, à gros grain ou à grain fin, sont caractérisés par la présence de petites miaroles tapissées de quartz automorphes, de muscovites palmées et de feldspaths potassiques (microcline perthitique) maclés Carlsbad-Baveno ; de l'andalousite et de la fluorite ont été signalées.

Leur composition modale en fait des syéno-monzogranites hololeucocrates et fortement quartziques. L'analyse chimique montre également qu'ils sont plus acides que le granite de Plan-de-la-Tour et moins ferromagnésiens et calciques.

D'autres leucogranites, proches des précédents mais non miarolitiques, constituent de petits amas et filons.

$\mu\gamma^3$. **Microgranite porphyrique**. Il constitue, au Sud-Ouest de Roquebrune-sur-Argens, près des Allons, un amas important dans le granite porphyroïde, à proximité de son contact avec les gneiss migmatitiques encaissants. C'est une roche à grands phénocristaux d'orthose perthitique, contenant de petits phénocristaux d'orthose perthitique, de quartz en plages polycristallines, de plagioclases présentant des associations complexes et de biotite. La muscovite xénomorphe est tardive. La pâte est à grains fins engrenés.

Granite du Rouet

Le granite du Rouet peut être considéré comme le prolongement, dans le Tanneron, du granite de Plan-de-la-Tour. Il constitue, à l'extrémité occidentale du massif de Tanneron, un petit massif d'environ 10 km^2, intrusif dans les gneiss migmatitiques de la villa Bonnefoy, de Tardieu et de Saint-Paul, comme dans les tonalites de Prignonet et de Fontcounille. Sur la feuille, seule la moitié sud de ce massif est visible. Il doit sa dénomination au château du même nom situé plus au Sud, au pied de la barre rhyolitique $\tau\rho$. Les contacts avec l'encaissant sont soit faillés et tardifs, soit de type intrusif. L'un de ces contacts, intrusif dans la tonalite ou les gneiss, se suit sur 2 km au Nord de l'Endre, depuit le pont d'Endre, à l'Ouest, jusqu'aux Misères, à l'Est. Il est remarquable car rectiligne et très tranché et montre le développement, dans le granite, d'un faciès de bordure pegmatitique à cristaux de feldspath potassique disposés perpendiculairement au contact. Des filons de microgranite porphyrique recoupent le massif.

Ce granite présente un faciès porphyroïde à cordiérite prismatique, passant progressivement à un faciès à grain fin contenant toujours de la cordiérite. La distinction cartographique d'un faciès intermédiaire (Boucarut, 1963) est délicate en raison des mélanges et des contours indistincts entre faciès. Le faciès à grain fin, qui se place généralement

au-dessus du granite porphyroïde, peut représenter la partie supérieure de l'intrusion.

$_p\gamma^3$. **Granite porphyroïde à cordiérite**. Macroscopiquement, il présente des mégacristaux centimétriques d'orthose perthitique et de la cordiérite prismatique pouvant atteindre le centimètre. Au microscope, il présente une texture grenue à minéraux subautomorphes. De composition monzonitique, il contient de l'orthose perthitique, des plagioclases zonés à tendances automorphe, de la cordiérite pinitisée, de la biotite et de la muscovite, en quantités à peu près égales. L'analyse chimique (*cf.* annexes) montre qu'il est moins calcique et ferromagnésien que le granite de Plan-de-la-Tour.

$_f\gamma^3$. **Granite à grain fin à cordiérite**. C'est une roche à grain millimétrique, parfois franchement aplitique, pouvant renfermer quelques cristaux d'orthose et de cordiérite de plus grande taille. Présentant une texture grenue à minéraux subautomorphes, elle contient de l'orthose finement perthitique, du plagioclase zoné, de la cordiérite pinitisée, de la muscovite et de la biotite parfois en symplectites.

Tonalites

η^2. **Tonalites de Prignonet et de Fontcounille**. Les tonalites constituent, à l'extrémité occidentale du Tanneron, deux masses distinctes situées de part et d'autre du granite du Rouet :
— la tonalite de Prignonet, à l'Ouest, la plus étendue, dans le secteur de la ferme de Prignonet ; elle ceinture le granite du Rouet et est en contact intrusif, à l'Ouest, avec les gneiss de l'Adret de Gueis ;
— la lanière de Fontcounille, à l'Est, d'orientation méridienne le long du vallon du même nom ; son contact avec les gneiss du Reyran amont est soit anormal le long de l'accident de Fontcounille, soit intrusif au niveau de La Verrerie ou du vallon du Rioutard (feuille Fayence).

Les tonalites s'altèrent facilement, donnant une topographie molle couverte d'un manteau d'arène, avec toutefois quelques boules fraîches conservées. Les entailles du réseau hydrographique en voie de surcreusement, en particulier la vallée de l'Endre, montrent des affleurements très frais.

Ce sont des roches généralement homogènes, à grain moyen (4-5 mm) à fin (1 mm), qui peuvent présenter une orientation bien marquée les faisant ressembler à un gneiss. Leur composition peut varier de celle d'un gabbro quartzifère à hornblende à celle d'une granodiorite sans hornblende, comme c'est le cas dans la lanière de Fontcounille, immédiatement au Nord de la limite de la feuille. Elles contiennent des enclaves tantôt allongées et rubanées, tantôt arrondies et équantes, dont la composition est celle d'une diorite parfois légèrement quartzifère, à biotite et hornblende, sans pyroxènes. Il existe, au confluent de l'Endre et du vallon de Gandy et plus en aval sur l'Endre, près du point coté 110, des zones rubanées où la roche montre des alternances

millimétriques à centimétriques, les unes à composition dioritique, les autres à composition tonalitique.

Au microscope, le faciès-type, à grain moyen, montre toujours une orientation marquée par l'alignement des biotites et des hornblendes et, dans une moindre mesure, des plagioclases. Les plagioclases sont très abondants (40 à 50 %), apparaissant en deux générations: la première en cristaux xénomorphes et zonés (An 65 à 40), la seconde en cristaux automorphes non zonés (An 45-50). Le quartz (20 %) constitue de grandes plages polycristallines. La biotite (20 %), plus abondante que la hornblende, est souvent chloritisée. La hornblende est subautomorphe, fréquemment maclée, et présente un zonage.

Granitoïdes en filons

$_{\mu}\gamma^{3}$. **Microgranites porphyriques**. Ces filons, à composition monzonitique, sont remarquables par leurs nombreux phénocristaux pluricentimétriques de sanidine maclés Carlsbad. Ils contiennent aussi des phénocristaux millimétriques de quartz subautomorphes corrodés, groupés en plages polycristallines globuleuses, de plagioclases généralement très altérés et de biotite automorphe parfois chloritisée. Leur mésostase est, le plus souvent, typiquement microgrenue à grain fin en mosaïque, mais parfois granophyrique ou encore sphérolitique. Ils peuvent contenir des enclaves microgrenues sombres centimétriques.

Ils se répartissent en trois ensembles géographiques:
— l'ensemble du Tanneron occidental, lié au granite du Rouet, se poursuit sur la feuille Fayence («microgranites de Tardieu—Castel-Diaou» de M. Boucarut, 1963). Il correspond à un filon principal d'environ 4 km de long, accompagné de filons annexes. Les trois types de mésostase, avec prédominance du type granophyrique, se rencontrent dans cet ensemble:
— l'ensemble du Tanneron oriental, portion méridionale d'un faisceau de filons mieux développé sur la feuille Grasse—Cannes, à mésostase microgrenue;
— le filon de la Haute-Cavalière, au Sud de Roquebrune-sur-Argens, à mésostase microgrenue.

Bien que ces microgranites ne contiennent pas de cordiérite, la typologie de leurs zircons les rapproche des granites alumineux type Plan-de-la-Tour et Rouet.

γ^{1}. **Leucogranites à tourmaline de Grime et de Garrot**. Ils se présentent en filons d'épaisseur métrique à décamétrique, soit isolés dans le secteur de Garrot, soit constituant un réseau très dense, de direction générale E-W au Nord de Bagnols-en-Forêt, à la limite nord de la feuille. De couleur rose et à grain fin, ils peuvent être associés à des pegmatites. Ils présentent une texture grenue à tendance subautomorphe et contiennent du quartz, de l'orthose, de l'albite (An 5), de la muscovite, de la tourmaline et du grenat.

Il convient de souligner que les secteurs de Mandelieu et de Cannes, à l'extrémité orientale du Tanneron, montrent d'innombrables filons d'aplite ou de pegmatite à tourmaline, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, qui n'ont pu être figurés sur la feuille. Ces filons sont analogues, par leur nature pétrographique et leurs relations avec l'encaissant, à ceux de Grime et de Garrot. Ils ont une direction générale E-W et se sont mis en place dans les diaclases associées aux plis P3 (Rochers de la Bocca, sur la feuille Grasse—Cannes).

Filons tardifs

Voir le chapitre « Ressources du sous-sol et exploitations ».

PALÉOZOÏQUE

Les premiers dépôts sédimentaires débutent au Carbonifère supérieur. Aucune formation paléozoïque plus ancienne n'a jusqu'alors été identifiée sur cette feuille, tant à l'affleurement qu'en sondage.

Carbonifère

À l'affleurement, il est localisé dans deux bassins de direction NNE-SSW, encaissés dans le socle varisque. Deux pointements minuscules, le long de l'accident Pennafort—Joyeuse—Grimaud, existent dans la partie occidentale de la carte.

Quelques sondages peu profonds, réalisés lors du tracé de l'autoroute A 8 ou de l'implantation du lac de Saint-Cassien, se sont limités à la partie supérieure du Carbonifère. Les sondages ou puits anciens (archivés au service des Mines de Marseille), apportent peu de renseignements et la base de la série reste inconnue. Un sondage ancien, dans le vallon du Gargalon, au Sud des affleurements les plus méridionaux du bassin du Reyran, et les sondages de la COGEMA qui ont atteint le socle, n'ont jamais rencontré le Carbonifère.

Bassin du Reyran

Il est situé dans la partie médiane du Tanneron qu'il sépare en deux zones, orientale et occidentale.

Il présente une forme allongée, de 15 km de long sur 3 km dans sa plus grande largeur. Il est limité à l'Est par l'accident de La Moure, de direction NNE-SSW et longé à l'Ouest par la rivière qui lui a donné son nom: le Reyran. Sa partie septentrionale est plus ou moins masquée par le lac de Saint-Cassien (feuille Fayence) et disparaît sous la couverture triasique. Au Sud, les terrains sont recouverts, en discordance, par le Permien. Le plus souvent, le Carbonifère est en contact par faille avec le socle du Tanneron, sauf au Sud-Ouest où il

repose, en discordance angulaire, sur les gneiss (pont de l'autoroute A 8, au Sud de l'ancien barrage de Malpasset).

Le bassin du Reyran correspond à un sillon subsident, installé le long de l'accident NNE-SSW de la Moure et dont l'axe est déplacé vers la bordure orientale. Il est affecté de déformations contemporaines de la sédimentation, puis par un phénomène de compression (fini-Stéphanien) donnant des plis isoclinaux d'axe E-W. Des failles E-W, d'âge permien, décalent les grandes directions N-S sur les bords occidental et oriental du bassin.

Dans ce bassin, le Westphalien semble passer au Stéphanien sans transition paléobotanique marquée ni changement majeur des milieux de dépôts ; si ce passage continu était confirmé, le Reyran représenterait l'un des rares bassins carbonifères français présentant cette caractéristique.

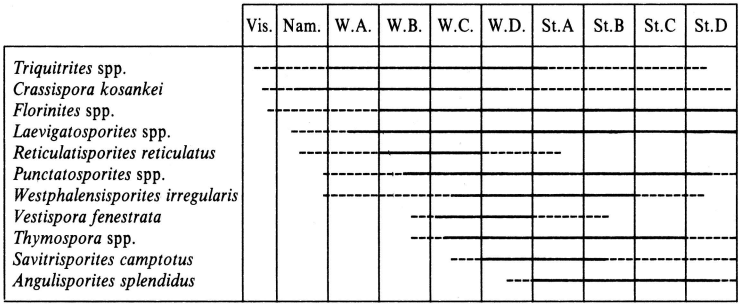
hB. **Série de Boson** (environ 200 m). Elle n'affleure qu'au Sud-Ouest du bassin, avec un pendage des couches variant entre 35 et 50° vers le Sud-Est. Sa base est, jusqu'à présent, inconnue.

Elle est constituée par un ensemble de grès parfois feldspathiques et d'argiles, micacé, gris à noir, à lentilles conglomératiques et stratifications entrecroisées locales. P. Bégassat (1985) signale la présence de tuffites légèrement stratifiées (30 m environ), grises à rouille, sur la bordure sud-est du bassin (mines de Malaval) ; ces roches sont constituées d'éléments hérités du socle (muscovite, roches cristallophylliennes), ou d'origine volcanique (quartz à lacunes de croissance, feldspaths alcalins) et de biotite fraîche.

Dans les quinze derniers mètres apparaît *le faisceau productif de Boson ;* il est formé d'une couche de charbon gras, riche en gaz, interstratifié dans des argiles noires et des grès micacés (appelés « schistraille » par les mineurs) et se termine par un horizon, de 10-20 cm, de charbon d'algues (boghead à *Pila*). Des paléosols ont autrefois été signalés.

Les grès fins et les argiles renferment de nombreux restes de végétaux qui caractérisent une flore à affinités stéphaniennes, avec pécopteridées et *Callipteridium* cf. *striatum,* associées à des espèces apparaissant dans la partie supérieure du Westphalien lorrain (*Annularia sphenophylloides, Asterophyllites equisetiformis, Pecopteris lamurensis, Linopteris obliqua,* etc.) et à des sigillaires cannelées (*cf.* annexes). En fonction de ces arguments macropaléontologiques, la série de Boson pourrait constituer le terme de passage du Westphalien au Stéphanien ; de ce fait, la série d'Auriasque pourrait être rapportée au Stéphanien inférieur et la limite Westphalien—Stéphanien pourrait se situer à la partie supérieure du faisceau productif (Basso, 1985).

Au sein des associations palynologiques décrites par Y. Caro (*in* Basso, 1985), les taxons utilisés couramment comme marqueurs biostratigraphiques sont figurés dans le tableau suivant.



La présence simultanée de *Reticulatisporites reticulatus,* et d'*Angulisporites splendidus* dans certains échantillons du faisceau productif de Boson, permet de les situer à la limite du Westphalien D terminal—Stéphanien A basal, marquée par la disparition de *R. reticulatus* (Clayton *et al.,* 1977) et l'apparition de *A. splendidus* (Coquel *et al.,* 1976).

Les dépôts de type fluviatile passent à un épisode lacustre lors de la formation du boghead à *Pila* (Basso, 1985).

hC*m.* **Conglomérat intermédiaire** (20-80 m). Il ravine la série de Boson et constitue le toit du faisceau productif. De teinte claire, souvent massif et à nombreux chenaux, il est constitué par des galets de socle métamorphique, de roches volcaniques basiques et de gros quartz blancs, plus ou moins roulés, de 25 cm au maximum. Les troncs de sigillaires flottés et les filets charbonneux sont fréquents.

Le dépôt s'est effectué en régime fluvio-lacustre, parfois torrentiel.

h*A.* **Série d'Auriasque** (800 m). Elle affleure au Sud-Est du bassin et dans tout le secteur situé au Nord du môle de Malpasset. Elle est discordante à la base sur le conglomérat intermédiaire.

Elle est constituée par une succession de grès fins, gris à jaunâtres, parfois à stratifications obliques, d'argiles et de conglomérats à galets inférieurs à 10 cm. Le charbon est rare. Les fragments végétaux, peu nombreux, sont souvent mal conservés (*Neuropteris* sp., *Mariopteris* sp.). La microflore (*cf.* annexes) renferme les formes *Savitisporites camptotus, Vestispora fenestrata, Westphalensisporites irregularis* et *Thymospora verrucosus,* qui pourraient justifier l'attribution de la série d'Auriasque au Westphalien D—Stéphanien B, répartition plus large que celle donnée par la macroflore.

Le dépôt s'est effectué en milieu fluviatile plus ou moins divaguant.

Dans cette série, les niveaux de gores (terme minier), de 10 à 50 cm d'épaisseur, sont nombreux mais d'extension limitée. De teinte claire, parfois jaunes, verts ou gris, ils correspondent, en général, à des cinérites (à quartz à lacunes de croissance, échardes vitroclastiques, ponces), rarement à des niveaux volcano-sédimentaires (à débris végétaux et quartz détritiques). Ils semblent contemporains des granites de Plan-de-la-Tour et du Rouet et issus d'un magma congénère; ils se sont déposés en milieu lacustre et témoignent d'un *volcanisme acide explosif* au Stéphanien (Basso, 1985; Bégassat, 1985).

Le pendage des couches est de 25-35° vers le Sud-Est. Vers le sommet de la série, il s'atténue et n'est plus que de 15-20° au Sud des mines de Boson où la série d'Auriasque disparaît sous le Permien.

Volcanisme. Des roches volcaniques sombres, grises ou vertes, au chimisme basique ou intermédiaire, affleurent de façon discontinue sur la bordure orientale du bassin du Reyran; elles sont abondantes dans le secteur du môle de Malpasset.

À Maraval, elles reposent sur des tuffites; à l'Avellan, elles sont coincées entre le socle et les sédiments carbonifères. Dans ces deux cas, elles sont interprétées comme des coulées (Bégassat, 1985).

De nombreux filons sont signalés dans les rapports miniers; à l'affleurement, leur orientation est variable, mais certains jalonnent l'accident de la Moure.

Le volcanisme basique, discret, correspond à des roches actuellement très altérées, anciens basaltes ou anciens trachytes (kératophyres); la calcite secondaire, parfois associée à la chlorite verte, est abondante dans les fissures (Bégassat, 1985).

Bassin de Plan-de-la-Tour

Il est situé au Nord-Est du massif des Maures, allongé sur 16 km le long du granite de Plan-de-la-Tour. Sa plus grande largeur n'atteint pas 2 km. Seule la moitié nord du bassin est sur la feuille. La ville de Plan-de-la-Tour (feuille de Saint-Tropez—Cap Lardier) lui a donné son nom.

Il se prolonge, à 6 km vers le Nord, par l'affleurement des Preyres (h), au Sud-Est des Déguiers, sur la rive droite de l'Argens. Ce lambeau d'une centaine de mètres carrés est constitué de grès et de conglomérats beige jaunâtre, à gros quartz blancs roulés, appuyés sur les gneiss du socle des Maures.

Aucune corrélation n'est possible avec le bassin du Reyran, en l'état actuel des connaissances.

En général, la série carbonifère de Plan-de-la-Tour est en contact faillé avec le socle varisque. Le long de la faille bordière occidentale, on observe localement (Ouest de Clafagon et bord nord de la D 72, juste au Sud de la feuille) des chevauchements intra-Carbonifère (Toutin-Morin et Bonijoly, 1992). À l'Est, les couches sont redressées à la verticale contre l'accident de Grimaud. À la limite avec la feuille Saint-Tropez—Cap Lardier (point 138), la base de la série carbonifère repose directement sur le socle très érodé. L'épaisseur de la série est évaluée entre 400 et 500 m.

Classiquement, les auteurs (Bordet, 1951 ; Bégassat, 1985) distinguent deux séries sédimentaires, supérieure et inférieure, séparées par une phase magmatique acide, mais, dans certains secteurs, la distinction est difficile (Basso, 1985).

Quelques galets de microgranite, analogues aux filons qui existent dans le socle et à l'auréole qui encapuchonne le granite de Plan-de-la-Tour, existent localement dans ces séries mais aucun galet de granite n'a été trouvé dans ces dépôts de cône alluvial ou fluvio-torrentiels caractéristiques de bassin intramontagneux.

L'ensemble carbonifère est plissé en synclinal étroit par des serrages fini-Stéphanien supérieur—début Autunien (Toutin-Morin et Bonijoly, 1992) et affecté par de nombreux accidents transverses.

h*i*. **Série inférieure** (> 100 m). Cette série débute par un conglomérat à galets, parfois à blocs, de gneiss et de micaschistes, coloré en brun rouille par les enduits d'oxydes de fer qui recouvrent les éléments ; épais de 1 à 3 m, il affleure à l'Est et à l'Ouest du bassin et est nettement bréchique et sans ciment au Nord-Ouest de Marri-Vallat où il repose, en ravinement, sur les gneiss migmatitiques du socle. Il se poursuit par des grès feldspathiques, à stratifications entrecroisées, lentilles d'argiles micacées ou charbonneuses et rares niveaux de grès fins, lités.

hρ. **Rhyolite ou microgranite gris-bleu** (30-100 m). Une roche gris-bleu, devenant jaunâtre à beige par altération, affleure depuis la source du Marri-Vallat au Sud (feuille de Saint-Tropez—Cap Lardier) jusqu'à la butte cotée 115 au Nord du bassin. Au Nord, le contact avec les sédiments sous-jacents est souligné par un niveau de quelques centimètres, gris à noir, compact, riche en matière organique cokéfiée ; à l'Ouest, des passées sédimentaires apparaissent, intercalées dans la roche tandis que des tufs volcaniques blanchâtres, indices d'une mise en place à l'air libre, existent au toit (Bégassat, 1985).

Cette roche est riche en phénocristaux, inférieurs à 5 mm, de quartz à lacunes de croissance, feldspaths potassiques et plagioclases (oligoclase-andésine) blanc mat, et biotite auréolée d'un liseré rouille d'oxydes de fer ; elle présente une fluidalité fruste à l'approche des bordures.

Elle a été interprétée comme une coulée de rhyolite par les uns (Basso, 1985; Bégassat, 1985; Bordet, 1951; Gueirard, 1957; Triat, 1964); comme un microgranite intrusif, au Carbonifère supérieur, et identique au granite de Plan-de-la-Tour, par les autres (Pupin et Turco, 1973). Localement, la roche présente cependant un aspect nettement intrusif dans les conglomérats carbonifères (près de la limite sud de la feuille).

Elle a été datée 290 ± 10 Ma (Roubault *et al.,* 1970).

hs. **Série supérieure** (> 80 m). Au-dessus vient un ensemble de conglomérats et de grès feldspathiques, à lentilles charbonneuses à traces de végétaux, parmi lesquelles on peut noter la faible représentation des calamites et des cordaitales, l'absence des sigillaires et la domination des pécoptéridées, qui donnent un âge Westphalien supérieur—Stéphanien inférieur à ces niveaux (Basso, 1985).

Des niveaux de cinérites (Bordet, 1951) s'intercalent vers le sommet mais il n'a pas été récolté de galets pouvant provenir de la rhyolite ou du granite.

Magmatisme. Des filons et pointements volcaniques basiques, vert ou gris foncé, le plus souvent rouille par altération, affleurent de façon dispersée dans le bassin. Ils sont attribués au Permien, tout comme les filons acides que l'on trouve dans le socle des Maures. La plupart donne des âges rajeunis par les phases d'altération; seul l'un d'eux, situé dans le secteur des Preyres, a fourni un âge de 267 Ma (pour le cœur des plagioclases) qui pourrait correspondre à l'époque de sa mise en place (Zheng *et al.,* 1991-92). Un autre, à desquamation en boule, jalonne la faille bordière occidentale du bassin (Sud-Est de la Coulette).

La présence de granophyres (roches magmatiques de type microgranite) intrusifs dans les niveaux sédimentaires, au Nord du Ginestier, indique une activité plutonique postérieure au Stéphanien inférieur (Bégassat, 1985).

Bassins de Pennafort et des Preyres

h. **Carbonifère indifférencié**. Dans le bois de Prignonet, à l'extrémité occidentale du Tanneron et au Nord du ruisseau de Pennafort, coincés dans les gneiss par l'accident de Joyeuse, affleure une bande N-S de 50 m de large sur 500 m de long environ, constituée par des grès gris, à gros quartz blancs écrasés, et des passées noires, charbonneuses, à rares débris de flore. Ces roches sont attribuées au Carbonifère en raison des rares restes végétaux (calamites) et des quelques pollens (*Lycospora*) qu'elles renferment, et par analogie de faciès avec le bassin de Plan-de-la-Tour.

Permien

Il affleure depuis Cannes à l'Est, jusqu'aux Arcs à l'Ouest, entre les massifs de Tanneron au Nord, et des Maures au Sud, et est dominé au Nord-Ouest par la corniche triasique.

Il est représenté dans deux secteurs principaux, d'aspect très différent, séparés par la vallée du Reyran :
— à l'Est, le massif de l'Estérel, à dominante volcanique et dont les bords est et sud disparaissent en mer ;
— à l'Ouest, la dépression du bas Argens, principalement sédimentaire et ouverte sur la Méditerranée au Sud-Est.

Au Sud-Ouest de la feuille apparaît la partie la plus orientale du bassin du Luc, représentée ici par une bande étroite de 10 km de long sur 2 km de large.

Les bassins permiens sont des bassins intramontagneux, séparés les uns des autres par des zones hautes, sensiblement N-S et héritées de l'orogenèse hercynienne (seuil du Muy le long de l'accident Joyeuse—Pennafort—Grimaud, double paléorelief du Reyran le long de la faille de la Moure), ou E-W et nouvelles au Permien (seuil de Vidauban le long de la faille La Sauteiranne—Roquebrune). L'activité tectonique constante provoque la subsidence des bassins et les formations sont des séquences sédimentaires granodécroissantes. Au début du dépôt de la Formation des Pradineaux et pendant tout le Permien supérieur se superpose un fonctionnement en graben distensif dû à l'activité des failles bordières E-W et au régime en distension qui se généralise alors dans toute la région.

Dans le bassin du bas Argens, l'ensemble de la série permienne est ployé en un synclinal dissymétrique d'axe E-W, plus épais vers le Sud : cette flexuration serait anté-Pliocène mais, guidée par l'orientation NNW-SSE du graben permien, elle aurait pu s'amorcer beaucoup plus tôt (Aubouin et Mennessier, 1963).

Bassin du bas Argens et Estérel

rAv. **Formation de l'Avellan** (0 à 200 m). Elle n'affleure qu'en un secteur minuscule au Nord-Ouest du massif de l'Estérel, dans le graben de l'Avellan, en partie occupé par le ruisseau et le lac artificiel du même nom. Aucun des sondages réalisés dans la région ne l'a rencontrée.

Elle est formée par une succession de sables beiges, roux ou rougeâtres, de grès beiges ou vert pâle et d'argiles ou de marnes lie-de-vin, vertes ou beiges. Des passées conglomératiques renferment des galets de socle du Tanneron (20 cm au maximum) et de rhyolites calco-alcalines violettes (2-3 cm), sans doute originaires du bloc corso-sarde. Quelques passées silicifiées violettes de grès-quartzites, à échardes de verre et reliquats calcaires, renferment une microfaune

indéterminable. De minces niveaux de cinérites calco-alcalines vert pâle présentent des empreintes de végétaux flottés (Toutin, 1980).

Cette formation repose en discordance sur le socle du Tanneron au Nord ; elle est en contact par faille avec le Carbonifère du Reyran à l'Ouest. Elle est basculée d'environ 40° vers le SSW par une phase tectonique compressive qui pourrait correspondre à la phase saalienne. Elle est ravinée par un épisode volcanique basique ($^1\beta^3$-*br*) lui-même raviné par la formation d'Ambon.

Bien que non datée, elle est considérée d'âge autunien (Toutin-Morin, 1987 ; Toutin-Morin, *in* Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; *in* Châteauneuf et Farjanel, 1989 ; Toutin-Morin et Bonijoly, 1992).

r*Am*. **Formation d'Ambon** (0 à 70 m). Elle affleure au Nord de l'Estérel où elle repose sur le socle du Tanneron, sur le Carbonifère ou sur la Formation de l'Avellan et, au Nord du bassin du bas Argens, dans le secteur de l'ancienne ferme d'Ambon, où on la trouve directement sur le socle. Les sondages de la COGEMA l'ont rencontrée dans la région du Muy et dans le secteur du Castelli.

Elle débute, en discordance angulaire, par une brèche de démantèlement gris-vert, reflet des terrains sous-jacents : mince placage de démantèlement sur place, de quelques centimètres d'épaisseur (ferme d'Ambon, rive gauche du Reyran) ou grands cônes de piémont de 30 à 70 m d'épaisseur, à blocs supérieurs à 1 m^3 (au pied de Castel-Diao sur les bords du Blavet, à La Bonaude, au Planestel). Ces brèches représentent le début des dépôts saxono-thuringiens dans tous les bassins provençaux.

La partie médiane est constituée par des grès feldspathiques gris-beige, d'origine fluviatile, voire torrentielle. Des tufs volcaniques violets et des tuffites vertes, en petits bancs, s'intercalent dans ces niveaux, à l'Est et à l'Ouest du Reyran : ils prouvent l'existence de manifestations volcaniques acides avant l'individualisation des premières coulées (Boucarut, 1971).

Le sommet est représenté par des argiles de plaine d'inondation, brunes à lie-de-vin, à *septaria* et passées carbonatées (Reyran), indices de confinement. Une coulée volcanique acide ($^1\rho$) et une coulée basique ($^1\delta$) interrompent les argiles vers le haut.

Les trois termes sont inégalement développés, certains peuvent manquer.

r*Ba*. **Formation de Bayonne** (30 à 150 m). Elle affleure au Nord de l'Estérel, dans le graben de l'Argentière où elle est en contact par faille avec le Carbonifère à l'Ouest et avec le socle du Tanneron au Nord et au Sud. On la trouve également au Nord et à l'Ouest de la butte de Bagnols-en-Forêt et sur le bord nord du bas Argens, depuis Pennafort jusqu'au Reyran : le lieu-dit Bayonne lui a donné son nom.

Les sondages de la COGEMA l'ont traversée dans la partie sud du bassin et dans le secteur du Castelli.

Elle débute par un conglomérat, à galets de socle, de roches volcaniques ($^{1}\rho$, $^{1}\delta$) et de rares roches sédimentaires, discordant sur la Formation d'Ambon ou directement sur le socle (Est de Bagnols-en-Forêt, Saint-Jean). Particulièrement épaisse au Sud-Ouest du Muy (45 m en sondage), la base de cette formation est plus réduite au centre du bas Argens.

Puis vient un ensemble de grès feldspathiques et d'arkoses rosâtres, d'aspect moutonné à l'affleurement. Les galets polycristallins, parfois cabrés, flottent dans une matrice argilo-gréseuse rosâtre, souvent abondante; les taches vertes de décoloration sont fréquentes. Très développés autour de Bagnols-en-Forêts (plus de 100 m d'épaisseur), ces grès correspondent à des dépôts de coulées boueuses; localement, en particulier au Nord de l'Estérel (Les Adrets) et au Sud-Est de Bagnols-en-Forêt, des chenaux fluviales se développent. Dans l'Estérel, des tufs volcaniques, des tuffites déposés dans l'eau, des cinérites (Reyran) et des gouttes de cendre pisolitiques apparaissent: ils correspondent à la mise en place de la rhyolite $^{6}\rho$ dans le secteur de Maurevielle (Boucarut, 1971).

La formation se termine par des argiles parfois vertes, le plus souvent brunes, surtout abondantes au centre du bassin du bas Argens (plus de 100 m d'épaisseur en sondage), très subsident dès cette époque.

Un volcanisme acide important se met en place pendant le dépôt de cette formation: la rhyolite $^{2}\rho$ au début, puis les rhyolites $^{3}\rho$ à $^{6}\rho$ surtout développées dans l'Estérel, enfin l'ensemble $^{7}\rho$ qui s'épand vers l'Ouest jusque dans le bassin du Luc et termine la formation. Aucun volcanisme basique ne semble se manifester durant cette période.

Dans l'Estérel, le développement du volcanisme perturbe l'organisation séquentielle de la formation.

r*Px*. **Formation des Pradineaux** (0 à 200 m). Elle affleure au Nord-Est, au Sud et au centre l'Estérel, le long du Reyran et, dans le bassin du bas Argens, depuis le Capitou jusqu'à Pennafort; la maison forestière des Pradineaux, sur les bords de l'Endre, lui a donné son nom. On la trouve également sur la rhyolite $^{7}\rho$, au sommet de panneaux faillés, effondrés en marches d'escalier, sur la bordure nord du bas Argens (Pas du Confessionnal). Les sondages de la COGEMA ont montré qu'elle n'existait pas au niveau du seuil du Muy, zone haute installée le long de l'accident Joyeuse—Pennafort—Grimaud durant le Permien. Très épaisse au Sud-Ouest du bas Argens (150 m en sondage) et au centre de l'Estérel (près de 200 m au Castelli), cette formation se réduit (100 m environ) au niveau du paléorelief du Reyran (Toutin, 1980).

Elle débute par des conglomérats, à éléments de socle et de rhyolites, ravinant les niveaux sous-jacents. Les galets de rhyolite ($^{7}\rho$) sont localement très abondants, constituant alors un véritable poudingue à galets ovoïdes de rhyolite violette (Gourbières) ou un conglomérat à blocs de plus de 1 m^3 (Les Adrets).

Elle se poursuit par des grès verdâtres, beiges ou bruns, en grands chenaux d'origine fluviatile (rive gauche de l'Endre). Vers le haut, ils deviennent micacés, riches en matière organique, pyrite et fluorite, et à débit en plaquettes; ils présentent parfois des rides de courant et correspondent à des dépôts lacustres sous faible tranche d'eau.

La série se termine par des argiles vert vif ou brunes dans lesquelles les carbonates sont abondants: nodules de 1-7 cm, boules complexes de 30-40 cm (Le Gonfaron) ou minces bancs de calcaires à ostracodes (Tour-de-Mare, hôpital militaire de Fréjus, Prabeauquous, vallon de Boulouris). Dans le centre du bassin du bas Argens, des galettes calcaires à analcime authigène (cristallisée en trapézoèdres) et traces de tiges de roseaux, se développent en milieu palustre (La Lieutenante). À l'Est du bassin, de nombreuses figures sédimentaires de bordure de lac (action combinée de l'eau et du vent) ou de marécages (bulles de gaz) sont associées à des marques de vie (pistes et terriers d'invertébrés), à des rides de courant et à des fentes de dessiccation (Toutin, 1980). Au Sud de l'Estérel (Agay), des dalles cinéritiques, riches en matière organique, pyrite, fluorite et bulles de gaz (Boucarut, 1971), sont l'indice d'un milieu réducteur. Des traces de reptiles (*Varanopus curvidactylus, Dromopus didactylus*) et d'amphibiens (*Anthichnium salamandroides*) ont été observées dans le Nord du bassin du bas Argens (Coulet Redon).

Au Sud de l'Estérel (Agay), des débris végétaux et des pollens ont donné un âge thuringien aux niveaux de grès et d'argiles grises, à débit en plaquettes, intercalés entre les coulées $^{11}\rho$ et $^{2}\alpha M$ de cette formation (Visscher, 1968). Parmi les plantes identifiées, on peut citer: cf. *Sphenopteris kukukiana,* cf. *Pseudoctenis middridgensis, Ullmannia bronni, U. frumentaria, Quadrocladus orobiformis,* cf. *Quadrocladus solmsi,* cf. *Culmitzchia florini,* etc. Très peu de pollens sont identifiables et seules deux espèces ont pu être reconnues: *Lueckisporites virkkiae, Nuskoisporites dulhuntyi.*

Les manifestations volcaniques, échos du volcanisme intense qui se poursuit dans l'Estérel à cette époque (volcanisme $^{8}\rho$ à $^{13}\rho$) sont nombreuses:
— tufs volcaniques (Maurevieille, Aigue-Bonne);
— tuffites vert vif (Les Darboussières, ravin du Ronflon, Blavet) déposées ou remaniées en milieu lacustre;
— cendres volcaniques violettes (Blavet);
— cinérites vert pâle (hôpital militaire de Fréjus) ou blanchâtres (Agay), associées à de la matière organique;

— gouttes de cendre pisolitiques (Théoule, Le Capitou) qui correspondent à l'explosion terminale du volcan de Maurevieille (Boucarut, 1971).

Le volcanisme basique est également développé ($^{2}\alpha$M et $^{3}\alpha$M dans l'Estérel, $^{2}\delta$ dans le bas Argens); les tufs vitroclastiques basiques, véritables cailloutis sous-basaltiques, apparaissent au Sud de l'Estérel (Agay).

Au début du dépôt de la formation des Pradineaux, le bassin du bas Argens s'effondre, provoquant la mise en relief de la rhyolite $^{7}\rho$ et du socle varisque, et donc une reprise de leur érosion; les derniers produits sont des faciès fins, de comblement, perturbés dans l'Estérel par la construction des premiers appareils volcaniques.

r*Mi* **Formation du Mitan** (100 à 300 m). Elle est d'extension limitée dans l'Estérel où elle affleure, au Sud, entre le Reyran et Le Plan-Guinet d'une part, de la Batterie des Lions au Nord du Drammont d'autre part. En revanche, elle affleure dans toute la partie médiane du bassin du bas Argens, depuis l'accident de Joyeuse—Pennafort—Grimaud qui la limite vers l'Ouest, jusqu'au Reyran. La plupart des sondages réalisés par la COGEMA dans le bas Argens l'a rencontrée: le hameau du Mitan, à environ 4 km au Nord-Est du Muy, lui a donné son nom.

Elle débute par un conglomérat à galets de socle, de rhyolite (surtout $^{7}\rho$) et de roches sédimentaires, ravinant la Formation des Pradineaux ou la rhyolite. Sur tout le bord nord du bas Argens, depuis le château des Esclans jusqu'au Reyran, les conglomérats rougeâtres, très riches en galets de rhyolite, proviennent du démantèlement de la rhyolite $^{7}\rho$ qui domine le bassin à cette époque.

Au Sud-Ouest du bas Argens, un faciès conglomératique, de couleur jaune en raison de l'abondance de la pyrite authigène, se développe depuis Vidauban (feuille Draguignan) jusqu'au Sud du Muy; alimenté par le socle des Maures, ce faciès latéral grossier, appelé ***Formation de La Paro*** (r*Pa*), dépasse 200 m d'épaisseur en sondage. Au Sud-Est du bas Argens, les conglomérats sont réduits et remplacés par une succession de paléosols: le paléorelief du Reyran s'estompe à cette époque.

La formation du Mitan se poursuit par des grès feldspathiques roses ou verts, caractéristiques d'un réseau fluviatile chenalisant (Sud-Ouest du bas Argens, Sud de La Lieutenante) ou méandriforme (Ouest de La Tour-de-Mare).

Elle se termine par des argiles marron, micacées, très épaisses à l'Est du Muy (plus de 200 m en sondage), à intercalations de grès bruns à verdâtres, gris ou violacés, à laminites et passées carbonatées grises ou brunes (Le Mitan). Les fentes de dessiccation, rides de courant, empreintes de gouttes de pluie, sont fréquentes à la surface

des bancs. On observe parfois (carrière du Mitan) des empreintes lacertoïdes de *Dromopus didactylus* (reptile à allure de lézard très agile et station bipède en course), des traces attribuées à des amphibiens ayant besoin d'eau en permanence pour leur reproduction: *Anthichnium salamandroides* et *Limnopus zeilleri* (carrière du Mitan), des pistes et des terriers d'invertébrés (Demathieu *et al.,* 1992). Les dépôts se font sous faible tranche d'eau avec de fréquentes phases d'assèchement.

Des cinérites vert pâle et des tuffites jaunâtres à verdâtres apparaissent à l'affleurement (Est du bas Argens, Estérel) et en sondage (Est du Muy). Dans le Sud de l'Estérel s'ajoutent des galets de rhyolite calco-alcaline originaire d'une région plus méridionale (Pupin, 1987).

Le développement de grands cônes conglomératiques sur les bords nord et sud du bas Argens masque l'organisation séquentielle de la formation.

r*My*. **Formation du Muy** (100 à 300 m). Elle affleure dans le Sud du bassin du bas Argens, le long de la basse vallée de l'Argens, spécialement autour de la ville du Muy. Dans l'Estérel, elle est limitée à la région comprise entre Boulouris et Le Drammont et est, en partie, effondrée en mer.

Elle débute par des conglomérats à galets de socle, de roches volcaniques et sédimentaires, ravinant la Formation du Mitan et très développés sur la bordure méridionale du bas Argens. Les niveaux inférieurs (150 m), de teinte rouge, présentent une matrice argilo-gréseuse rouge, abondante, et de nombreuses taches vertes de décoloration: ils constituent la ***Formation de La Valette*** (r*Va*). Les niveaux supérieurs roses (150 m), à galets de granite de Plan-de-la-Tour prédominants (Bordet, 1951), sont silicifiés secondairement: ils forment la ***Formation de La Serre*** (r*Se*). Ces deux formations conglomératiques représentent les faciès latéraux grossiers de la Formation du Muy et constituent, avec la Formation de La Paro, le Rocher de Roquebrune, vaste cône de déjection alimenté le plus souvent par des coulées boueuses qui dévalaient du massif des Maures situé plus au Sud. Le passage entre les dépôts grossiers des bords et les faciès fins du centre est bien visible à l'affleurement (Vérignas) et en sondage.

La Formation du Muy se poursuit par des arkoses ou des grès fins, felspathiques ou psammitiques, en bancs chenalisants d'origine fluviatile, gris-vert à gris-beige, à lentilles et galets d'argiles rougeâtres. Certains niveaux renferment des galettes calcaires à analcime, formées en milieu palustre (entre Le Muy et Puget-sur-Argens), des nodules calcaires mamelonnés ou des *septaria,* indices d'un confinement local (secteur du Muy). Les ravinements internes et les granoclassements, témoins de la forte subsidence du bassin à cette époque, sont fréquents.

Elle se termine par des argiles gris-vert particulièrement épaisses dans la région du Muy, au centre du bassin permien.

Les débrits végétaux, carbonisés dans les argiles et les grès gris-vert, silicifiés dans les conglomérats de La Serre, sont abondants dans l'ensemble de la formation. Certains troncs récoltés autrefois mesuraient plusieurs mètres de long pour 20 à 80 cm de diamètre. Parmi les principales espèces (Germain, 1968 ; Visscher, 1968), on peut citer :

— pour les restes de plantes, parfois mal conservés : *Calamites* sp., *Cordaites* sp., *Ullmannia* cf. *lycopodioides, U. bronni, Annularia* sp. Parmi ces espèces, seule *Ullmannia* cf. *lycopodioides* pourrait indiquer un âge permien supérieur ;

— pour les bois fossiles : *Ginkgophytoxylon permiense.* Cette structure, remarquablement bien conservée, possède des caractéristiques anatomiques très modernes pour le Paléozoïque, ce qui la place dans la lignée des ginkgophytes dont *Ginkgo biloba* est le seul représentant actuel ; elle présente de très grandes affinités avec *Baieroxylon implexum* du Permien supérieur de Hongrie (Vozenin-Serra *et al.,* 1991). Un âge permien sommital est, dans l'état actuel des connaissances sur la phylogénie des ginkgophytes, le plus approprié ;

— en ce qui concerne l'association pollinique récoltée autrefois dans l'ancienne carrière du Muy (Visscher, 1968) : *Nuskoisporites dulhuntyi, Jugasporites delasaucei, Lueckisporites virkkiae, Strotersporites richteri, Paravesicaspora splendens, Falcisporites zapfei,* avec domination quantitative des *L. virkkiae, N. dulhuntyi,* et *F. zapfei.*

Pour Visscher (1968), cette microflore et la présence de macrorestes et plantes tels *Quadrocladus, Ullmannia frumentaria* et *U. bronni,* est comparable avec les associations thuringiennes décrites dans les dépôts du Zechstein germanique et leurs équivalents alpins.

Ces associations floristiques sont, pour l'instant, les plus récentes connues dans le Permien français.

Des traces d'amphibiens, attribuées à *Limnopus zeilleri,* animal massif d'environ 1 m de long, et à *Anthichnium salamandroides,* accompagnées d'empreintes de reptiles (*Dromopus didactylus* et *Hyloidichnus major*) ont été découvertes à la base de la Formation du Muy (Demathieu *et al.,* 1992).

De minces passées cinéritiques apparaissent au centre et à l'Est du bas Argens. Dans le Sud de l'Estérel, cette formation est surtout représentée par des conglomérats et des tufs volcaniques en rapport avec l'activité du volcan d'Aigue-Bonne dont le cône est en partie immergé en Méditerranée (Giraud, 1975). Un volcanisme basique s'intercale à l'affleurement dans le bas Argens ($^{3}\delta$) et dans l'Estérel (^{4}**H**) ; il a été rencontré en sondage au Nord et à l'Est de Roquebrune-sur-Argens. Un volcanisme de type intermédiaire se manifeste au Sud-Ouest de l'Estérel ($^{13}\rho$).

La formation du Muy termine la sédimentation permienne dans l'Estérel.

r*Mo.* **Formation de La Motte** (0 à 350 m). Définie dans la localité de La Motte, elle n'est connue qu'à l'Ouest du bassin du bas Argens,

depuis Pennafort jusqu'à Vidauban (feuille Draguignan), dans les talus de la falaise qui domine le bassin et dans les sondages COGEMA situés à l'Ouest du seuil du Muy.

Elle repose, en discordance cartographique, successivement du Nord au Sud, sur la rhyolite $^{7}\rho$ dans le secteur de Pennafort, puis sur la Formation du Mitan, et enfin sur la Formation du Muy au Nord-Ouest du Muy. Elle se biseaute vers le Sud-Ouest, à l'approche du seuil de Vibaudan qui séparait les bassins du bas Argens et du Luc au Permien. Son épaisseur maximale a été observée en sondage, au Sud-Ouest de La Motte (au moins 350 m).

Elle débute par des grès peu épais, grossiers, feldspathiques, à galets de rhyolite ($^{7}\rho$) et matière organique.

Elle se poursuit par un ensemble d'argiles rouge brique, à hématite, à intercalations, poches ou taches d'argiles vertes, à petits bancs de grès gris-blanc, vert ou brun et niveaux de calcaire blanchâtre surtout nombreux vers le haut (confinement). L'ensemble se termine par un mince niveau (25 cm) d'argile verte. Les marques d'assèchement sont nombreuses, ainsi que les rides de courant, les traces de matière organique et les horizons pédogénétiques, les pistes de vers et les terriers. Les dépôts, de type plaine d'inondation, se font sous faible tranche d'eau, dans un paysage très aplani où divaguent quelques cours d'eau (Sud-Ouest). En même temps, l'action du vent se développe (nombreux quartz éolisés).

À ce stade de la sédimentation, la «dépression permienne» qui s'étend à l'Ouest du seuil du Muy, depuis Pennafort jusqu'à Toulon (feuilles Draguignan, Collobrières, Cuers et Toulon), est comblée et le cycle permien est terminé.

r_{Ac}. **Formation des Arcs** (0 à 50 m). D'extension réduite, elle affleure uniquement sur le bord sud-ouest du bassin du bas Argens, depuis le château de Sainte-Roseline, à proximité du village des Arcs, jusqu'à Taradeau (feuille Draguignan), sur la bordure nord-est du bassin du Luc. Elle a été rencontrée en sondage au Sud de La Baume, au-dessus de la Formation de La Motte.

Elle est constituée par un ensemble de grès rosâtres à ciment calcaire, et de lentilles d'argile brun-rouge à marron, à nodules calcaires; les ravinements sont fréquents.

Cette formation correspond à la phase finale de l'érosion du seuil de Vidauban qui séparait jusque là les bassins du bas Argens et du Luc (Toutin, 1980).

Bassin du Luc

La majeure partie du bassin du Luc se partage entre les feuilles Draguignan et Collobrières: seule la bordure nord-est se trouve sur

la feuille Fréjus—Cannes. Aucun des sondages effectués par la COGEMA dans ce bassin entre 1969 et 1979 ne se situe sur la feuille où seule la base de la série permienne affleure.

rCl **Formation Claire** (100 à 250 m). Elle repose, en discordance, sur les micaschistes des Maures (La Bastide-Rouge) et débute par une brèche (10 à 20 m) à éléments de micaschistes (20 cm maximum) et gros quartz blancs filoniens, issus du démantèlement sur place du socle. Localement, des passées d'argile vert pâle, micacée, à petits graviers de quartz épars, s'intercalent vers le haut (vallon de l'Aubé).

Elle se poursuit par des grès beige jaunâtre peu consolidés, à litage flou, à galets de socle, de rhyolite et de roches volcaniques basiques. La pyrite, fréquente, occupe le cœur de glomérules de grès à ciment ferrugineux rouille et donne aux dépôts leur teinte jaune. Elle se termine par des argiles de plaine d'inondation, lie-de-vin, esquilleuses, appelées « roubines » dans la région, à traces de rubéfaction et fentes de dessiccation.

L'ensemble présente des formes molles surmontées, immédiatement à l'Ouest de la feuille, par la petite cuesta formée par des grès stratifiés gris-vert de la Formation Tuffique sus-jacente.

Cette formation correspond à une partie de la Formation d'Ambon du bassin du bas Argens et de l'Estérel.

Des indices de volcanisme acide (quartz rhyolitiques, lambeaux de cinérites), apparaissent vers le Nord : ils sont sans doute dus à l'activité de la faille de La Sauteiranne, mais aucune coulée volcanique n'existe à ce niveau.

VOLCANISME PERMIEN

Roches acides

Les laves acides appartiennent à la *série alcaline* sursaturée et pourraient dériver de magmas basaltiques par cristallisation fractionnée (d'après les éléments en trace et l'étude typologique des zircons). Les magmas sont plus alumineux et plus riches en eau au début du volcanisme (jusqu'à $^{7}\rho$). L'enrichissement en fluides au sommet de la chambre magmatique se traduit par une augmentation du nombre des phénocristaux de $^{1}\rho$ à $^{7}\rho$ et est en rapport avec une variation du dynamisme, qui va de l'explosif à l'effusif (Gondolo, 1989), dans un régime tectonique général distensif.

$^{1}\rho$. **Coulée de rhyolite flammée** (2 à 5 m). Cette rhyolite correspond à la première coulée acide individualisée dans la région. C'est une rhyolite fluidale, gris violacé, aphyrique mais riche en flammes (3-7 %) de 1 à 20 cm, dont le plan d'aplatissement est parallèle au pendage de la coulée. Toujours peu épaisse, elle présente une prisma-

tion fruste au mur et au toit tandis que le centre se débite en plaquettes.

Elle affleure au Nord du massif de l'Estérel, le long du Reyran et sur la bordure nord-est du bassin du bas Argens ; son extension est de 14 km et son volume est estimé à 0,9 km^3 (Gondolo, 1989).

Au microscope, les phénocristaux, peu nombreux, sont représentés par du quartz éclaté, des feldspaths potassiques et de l'albite. Les flammes, plus riches en gaz que le reste de la roche, sont très vacuolaires et aussi plus riches en fluides.

Interprétée comme une coulée de rhyolite (Boucarut, 1971), elle est considérée comme une coulée de cendres par A. Gondolo (1989) en raison de sa grande teneur en fluides et de l'absence d'échardes de verre dans la pâte (résultats d'une pulvérisation intense du magma).

Les points de sortie, sans doute à proximité du Reyran, restent inconnus.

$^2\rho$. **Coulée de rhyolite ignimbritique, à fragments de ponce** (20 à 30 m). Elle constitue la première unité ignimbritique dans la région et débute la Formation de Bayonne. C'est une roche rougeâtre qui contient 10 à 15 % de phénocristaux (feldspaths, surtout potassiques, de couleur ocre et quartz), quelques ponces centimétriques et enclaves énallogènes, dans une pâte constituée d'échardes de verre recristallisées.

Au microscope, sa texture est vitroclastique, produite par éclatement de ponces à canaux.

Elle affleure dans les mêmes secteurs que $^1\rho$ et son extension atteint 17 km ; sa base ravine les argiles du sommet de la Formation d'Ambon. Son volume, très faible, est estimé à 2,3 km^3 (Gondolo, 1989). Elle est plus épaisse dans l'Estérel (Reyran) que dans le bas Argens.

Comme pour $^1\rho$, les points de sortie se situent à proximité du Reyran (l'un d'eux était visible dans la carrière Abel jusqu'en 1987).

Des coulées de rhyolites ignimbritiques initialement différenciées (coulées A_3 et A_4 de M. Boucarut, 1971), correspondent en fait à l'émission en plusieurs phases de la coulée $^2\rho$, conservées sur une faible distance (moins d'1 km) ; elles ne sont donc pas séparées de $^2\rho$ sur la carte.

$^5\rho$. **Coulée de rhyolite ignimbritique, riche en phénocristaux** (0 à 150 m). C'est une rhyolite rouge, orange ou mauve, riche en phénocristaux (30 à 40 %) de quartz et de feldspaths potassiques très albitisés.

Au microscope, sa texture est vitroclastique de bulles, c'est-à-dire produite à partir de ponces vacuolaires ; on observe un tassement de

ces ponces, sans écrasement, au centre de la coulée. Les échardes de verre prennent la forme de X, et de Y, parfois de I (Boucarut, 1971).

Bien développée dans l'Estérel où elle atteint 150 m d'épaisseur, cette coulée se biseaute sur le paléorelief du Reyran qu'elle franchit très difficilement; dans le bas Argens, elle apparaît sous forme de pointements isolés et meurt sur le paléorelief de Castel-Diao, au Nord du bassin. Sa limite supérieure est souvent masquée par les éboulis de la rhyolite $^{7}\rho$. Son volume est estimé à 25 km^3 (Gondolo, 1989).

$^{6}\rho$. **Filons et lambeaux de coulée de rhyolite fluidale** (3 m). Cette rhyolite fluidale présente un faciès d'agglomérat. Au microscope, sa texture est pseudo-fluidale, avec développement d'une structure bréchique primaire; les phénocristaux de quartz et feldspaths potassiques sont peu abondants (Boucarut, 1971).

D'extension réduite, elle est limitée à l'Estérel où elle est représentée par des filons et des lambeaux de coulée dans le petit graben du Pelet (Trois-Termes, Petit Collet Redon).

$^{7}\rho$. **Coulée de rhyolite ignimbritique rouge à orangé** (150 à 300 m). C'est une rhyolite rouge, orange ou mauve, blanche lorsqu'elle est très altérée: elle correspond au «porphyre rouge» ou à la rhyolite amarante des anciens auteurs. Avec la rhyolite $^{5}\rho$, elle constitue la plupart des reliefs du massif de l'Estérel, à l'exception du mont Vinaigre; dans le bassin du bas Argens, elle forme la barre de la Colle du Rouet qui domine le bassin au Nord. Les sondages de la COGEMA l'ont traversée dans la région du Muy où elle est constituée par cinq coulées successives, séparées par des interruptions sédimentaires de 3 à 12 m d'épaisseur (Toutin, 1980); le nombre de coulées et l'épaisseur diminuent vers l'Ouest et vers le Nord du bassin. Son volume est important et estimé à 60 km^3 (Gondolo, 1989).

Lorsque $^{7}\rho$ repose directement sur $^{5}\rho$, les deux coulées sont difficiles à différencier: elles appartiennent sans doute au même ensemble volcanique, épanché en plusieurs phases séparées les unes des autres par des intercalations de roches sédimentaires.

Cette rhyolite est très riche en phénocristaux (40 à 50 %) de quartz et de feldspaths potassiques (microcline) parfois très albitisés. Au microscope, sa texture est vitroclastique à canaux ou à bulles. Dans l'Estérel, la base de la coulée est pseudo-fluidale, à éléments écrasés et déformés, localement bréchique avec un ciment à texture felsitique et des fragments de roche à texture perlitique; le centre de la coulée est à texture felsitique de recristallisation (Boucarut, 1971).

Dans les sondages du bassin du bas Argens, à la base des coulées de rhyolite ignimbritique, on observe une ***rhyolite fluidale*** (pyroméride) ($^{7}\rho_{[1]}$) analogue à celle qui affleure à Roche-Rousse et à la barre du Pouarré, au Sud-Ouest du bassin; c'est une roche rose, aphyrique,

avec quelques cristaux de quartz, de feldspaths potassiques altérés et de gros sphérolites de dévitrification, dans une pâte felsitique. À la base d'une coulée de rhyolite ignimbritique (sondage SBA3) se développe une rétinite, à texture perlitique au microscope, dont la formation est due à un refroidissement très rapide. Ces roches, qui forment avec les rhyolites ignimbritiques « *l'ensemble rhyolitique* $^{7}\rho$ » dans le bas Argens, sont inconnues, à ce niveau, dans l'Estérel où elles sont peut-être remplacées par la rhyolite $^{5}\rho$.

Dans l'Estérel, des filons d'alimentation, plus ou moins E-W, sont bien visibles (Marsaou, Pelet) dans le secteur nord ; ils sont rares au centre ; au mont Vinaigre, l'orientation bimodale (N50 et N90) est liée aux grandes fractures préexistantes.

La rhyolite $^{7}\rho$ s'est mise en place par débordement fissural, le long des grandes failles bordières des bassins. Les aérosols, très fluides, ont rempli le bassin du bas Argens en même temps qu'il s'effondrait ; une partie des produits provient de l'Estérel (Boucarut, 1971) tandis qu'une autre partie est émise par les failles bordières du bassin, en particulier la faille sud qui a émis les pyromérides inconnues à cette époque dans l'Estérel (Toutin, 1980). Très développée, elle s'épanche jusque dans le bassin du Luc.

Des datations récentes ont donné un âge de 272, 5 ± 0,6 Ma au Reyran (Zheng *et al.,* 1991-92).

$^{8}\rho$. **Coulée de rhyolite bréchique** (3-4 m). Cette coulée bréchique est un agglomérat limité au Sud de Maurevieille, au Nord-Est de l'Estérel. Son extension ne dépasse pas 7 km.

Elle est formée d'éléments de 1 cm à 1 m^3, soudés entre eux, sans ciment. Au microscope, la texture est fluidale discontinue ; les phénocristaux de quartz et de feldspaths potassiques sont peu abondants.

$^{9}\rho$. **Coulée de rhyolite fluidale** (3-4 m). Cette rhyolite fluidale est limitée au Nord de Maurevieille, au Nord-Est de l'Estérel. Elle forme des affleurements épars sur 4,5 km entre La Napoule et San-Peyre. Au microscope, elle est identique à $^{8}\rho$.

$^{10}\rho$. **Piperno rhyolitique à nombreuses flammes** (100 m). Le piperno est une ɾastolave rhyolitique, de teinte lie-de-vin, qui contient plus de 50 % de flammes ; cette roche est interprétée comme un ensemble de retombées visqueuses, tassées et soudées à chaud, qui précède la mise en place de $^{11}\rho$ (Boucarut, 1971). Il est uniquement limité à l'Estérel, au mont Vinaigre dont il constitue le soubassement et à un petit affleurement au Sud de Trois-Termes, lié à la présence d'évents. Son extension ne dépasse pas 6 km (Gondolo, 1989).

Il est toujours surmonté par des brèches de projection et des retombées bréchiques liées à l'extrusion des dômes de rhyolite fluidale $^{11}\rho$ et qui fossilisent des paléovallées (Vinaigre).

La roche contient des phénocristaux de quartz et de feldspaths potassiques, moins abondants que dans les rhyolites précédentes, et de nombreuses flammes aphyriques dont la texture est celle de ponce au centre, tandis que le cortex est axiolitique ou felsitique: elles se forment par dislocation de portions plus visqueuses de magma lorsque le refroidissement de celui-ci est assez avancé (Boucarut, 1971).

$^{11}\rho$. **Rhyolite fluidale (= pyroméride), aphyrique à sphérolites** (200 m). C'est une rhyolite rose orangé, fluidale, aphyrique, avec de rares phénocristaux de quartz et de feldspaths (quelques pour cent).

Au microscope, la texture est sphérolitique fluidale, formée par l'alignement de sphérolites séparés par une mésostase felsitique; elle correspond à la dévitrification, au cours des temps géologiques, de verres volcaniques de type obsidienne.

Elle constitue des dômes et des dômes-coulées, formés de petits édifices volcaniques indépendants les uns des autres, mais contemporains à l'échelle géologique (mont Vinaigre, Baume-Trocade, Collets Redons, la Louve, Castelli, la Cabre, etc.): seul Maurevieille représente un strato-volcan à caldeira dont le dôme a pu être alimenté par un filon annulaire. Elle est limitée au massif de l'Estérel et ne franchit pas le paléorelief du Reyran.

Dans le secteur sud-ouest de l'Estérel, à la base des coulées, on observe des lithophyses de 4-5 cm (Colle de la Motte) à 50 cm (Darboussières), des sphérophyses (Castelli) et des rétinites noires, vert bouteille ou brunes, d'un mètre d'épaisseur environ (Colle de la Motte), preuves d'une mise en place dans l'eau (Boucarut, 1971). Ces objets, connus depuis longtemps comme en atteste la terminologie locale (Bouteillère, Colle de la Motte), constituent des affleurements alignés E-W et qui représentent la terminaison septentrionale de la pyroméride $^{11}\rho$.

Elle a été datée 253 $\pm$ 10 Ma (Roubault *et al.*, 1970; âge recalculé par Zheng *et al.*, 1991-92) dans le secteur de la Louve, dans la partie centrale de l'Estérel. La rétinite de la Colle de la Motte a fourni un âge pouvant être compris entre 247 et 264 $\pm$ 0,7 Ma (Zheng *et al.*, 1991-92).

$^{12}\rho$ **Rhyolite fluidale (= pyroméride), à sphérophyses** (50 m). C'est une rhyolite fluidale identique à $^{11}\rho$; la base est localement vacuolaire, avec des enclaves de ponces. Les sphérophyses, indices d'une mise en place subaquatique, sont abondantes.

Elle est limitée à quelques affleurements dans les secteurs du Roussiveau et du Castelli, dans la partie centrale de l'Estérel; son extension n'y dépasse pas 5 km (Gondolo, 1989) et elle n'a pu être cartographiée à l'échelle de la carte. Elle affleure également à la pointe de la Baumette.

ρ. **Filons de rhyolite aphyrique sans position stratigraphique définie.** Outre le volcanisme décrit plus haut, des filons rectilignes, E-W, peu épais (10 m maximum), de rhyolite fluidale, existent dans le granite de Plan-de-la-Tour, au Sud du Rocher de Roquebrune; l'un d'eux recoupe aussi le Carbonifère. De teinte rouge brique, dures et compacts, ces roches sont des pyromérides aphyriques, à texture sphérolitique en lame mince; elles correspondent à des verres volcaniques dévitrifiés. Aux épontes, on trouve parfois des surfaces vertes, mamelonnées, riches en céladonite, formées lors de l'ascension du magma dans un milieu riche en fluides (Bégassat, 1985).

Certains sont doublés par des filons basiques vert sombre, à texture doléritique et riches en chlorite verte, qui leur sont postérieurs.

Les uns et les autres sont attribués au Permien (Bordet, 1951) car on trouve des galets de même type dans les conglomérats du Rocher de Roquebrune.

Une datation sur roche totale a donné un âge moyen de 248,6 ± 0,4 Ma, proche de celui de la rhyolite fluidale (pyroméride) ^{11}ρ de l'Estérel, pour le filon du secteur des Preyres (Zheng *et al.*, 1991-92).

Roches intermédiaires

^{13}ρ. **Rhyolitoïde rouge orangé** (20 m). C'est un trachyte quartzifère, rouge orangé, qui ne contient pas de phénocristaux de quartz et qui a subi une intense fumerollisation au cours de laquelle les oxydes de fer, remobilisés, se sont déposés dans les diaclases.

Cette roche est connue uniquement au Sud-Ouest du massif de l'Estérel, à la Batterie des Lions (Lion-de-Terre et Lion-de-Mer) où elle est prismée (proximité d'un point d'émission) et renferme une enclave de syénite alcaline, et à Maurevieille où elle correspond à des cheminées volcaniques.

Ces coulées se sont mises en place sous forme de dômes trachytiques, d'extension très réduite (moins de 2 km).

Roches basiques

Coulées

La période volcanique basique (^{1}δ à ^{4}**H**), aux caractères pétrographiques alcalins, est surtout représentée par des roches de type hawaiites-mugéarites, évoluant vers des trachytes quartzifères; toutes ces coulées sont souvent précédées par des éruptions pyroclastiques. Dans l'Estérel, seulement trois volcans sont franchement basiques: Agay, Aigue-Bonne et Castelli. Dans le bas Argens, l'enfoncement progressif du bassin vers le Sud au cours du Permien détermine une

répartition en bandes plus ou moins parallèles, sensiblement E-W, les plus anciennes étant au Nord et les plus jeunes au Sud.

$^{1}\beta^{3}$-*br.* **Coulée de basalte calco-alcalin et brèches volcaniques (Formation de l'Avellan).** Cette coulée basique repose, en discordance angulaire, sur la Formation de l'Avellan basculée à 40°. Elle est limitée au graben de l'Avellan, au Nord-Ouest du massif de l'Estérel.

Elle est constituée par un ensemble de brèches volcaniques et de coulées alimentées par des filons ; la présence d'une bombe en fuseau (Boucarut, 1971) atteste d'une mise en place en milieu aérien. Au toit, la structure est bulleuse (calcite et chlorite).

Au microscope, sa texture est microlitique fluidale et montre deux orientations différentes faisant entre elles un angle de 40°, indices de cisaillements lorsque la lave était encore plastique.

Ses caractères chimiques (majeurs et éléments traces) la rattachent à un volcanisme calco-alcalin mais montrent une tendance alcaline qui la situe à la limite des andésites basaltiques (Cabanis et Toutin-Morin, 1992).

Cet ensemble volcanique, stade ultime du premier cycle calco-alcalin, est le seul témoin de ce type sur la feuille.

$^{1}\delta$. **Coulée de basalte doléritique (Formation d'Ambon)** (5 m). Elle se situe au sommet de la Formation d'Ambon, au-dessus de la coulée acide $^{1}\rho$ dont elle est séparée par des argiles brunes et vertes. Dans le bassin du bas Argens, la présence d'une brèche de base, le sommet vacuolisé et sa reprise en galets dans les conglomérats sus-jacents de la Formation de Bayonne, en font indiscutablement une coulée. Dans l'Estérel, les caractères sont moins nets et ce niveau prend parfois les caractères d'un filon-couche (^{2}**F**).

La roche est riche en clinopyroxène et olivine serpentinisée.

Un âge plateau de 278 ± 2 Ma a été fourni par la coulée du secteur situé au Sud de Bagnols-en-Forêt (Zheng *et al.,* 1991-92).

$^{2}\alpha$M. **Coulée de mugéarite (Estérel)** (5 m). $^{2}\delta$ **dans le bas Argens (Formation des Pradineaux).** Cette coulée, très réduite, est limitée à la région d'Agay, au Sud de l'Estérel (3 km d'extension) ; sa base et son sommet sont scoriacés.

Au microscope, la texture est microlitique, devenant vacuolaire au toit et au mur, localement fluidale. Les bulles sont remplies de calcite et de limonite.

$^{3}\alpha$M. **Coulée de mugéarite (Estérel)** (20-50 m). $^{2}\delta$ **dans le bas Argens (Formation des Pradineaux).** Comme la précédente, cette lave est limitée au Sud de l'Estérel où son extension est de 13 km. On la

trouve également sous forme de filons dans la rhyolite $^{7}\rho$, dans les zones en relief. Avec $^{2}\alpha M$, elle est liée à l'activité volcanique du volcan d'Agay. Sa mise en place est subaquatique au Gargalon et au Reyran, aérienne à Agay (Boucarut, 1971).

Au microscope, la texture est microlitique, fluidale, vacuolaire, parfois scoriacée au toit et au mur ; les bulles sont remplies de calcite auréolée de chlorite, parfois d'améthyste (Agay).

Elle a été datée 246 ± 10 Ma, au Gondin (Roubault *et al.,* 1970 ; âge recalculé par Zheng *et al.,* 1991-92).

Les coulées $^{2}\alpha M$ et $^{3}\alpha M$ appartiennent au même ensemble volcanique ; elles correspondent à des hawaiites-mugéarites (anciens trachy-andésites) et sont donc plus évoluées que les basaltes. Elles semblent correspondre à la coulée $^{2}\delta$ qui apparaît, vers le haut de la Formation des Pradineaux, dans le bassin du bas Argens.

^{4}H. Lambeaux de coulée d'hawaiite à labrador (Estérel) (1,50 m). **$^{3}\delta$ dans les bas Argens (Formation du Muy).** Ce volcanisme basaltique se manifeste par des lambeaux de coulées et des filons de faible extension (quelques mètres), des coulées boueuses (lahars) et des projections de lapillis cristallins, bombes et blocs à gros plagioclases centimétriques (labrador) près d'Aigue-Bonne.

Au microscope, la texture est parfois doléritique, avec de grandes lattes de plagioclases (An 35) ; l'olivine est serpentinisée ou hématitisée ; il n'y a pas de pyroxènes. Ces roches, autrefois nommées basaltes doléritiques ou dolérites, sont actuellement appelées hawaiites (Gondolo, 1989).

Ce volcanisme a été produit par le volcan d'Aigue-Bonne dont le cratère se situe actuellement en mer ; la faible activité de cet appareil s'est d'abord manifestée par l'injection de filons, dans les conglomérats des formations du Mitan et du Muy, puis par une phase explosive et l'édification d'un cône dans lequel s'injecte ensuite **^{4}H** (Giraud, 1975). Il appartient au même ensemble que les filons **^{5}F-^{6}F** dans l'Estérel et que la coulée $^{3}\delta$ qui s'intercale dans la Formation du Muy dans le bas Argens mais dont la nature est un peu différente.

Filons

D'un point de vue pétrographique, on observe une suite continue, montrant une différenciation en fonction de la profondeur de la mise en place des filons, de **^{1}F** à **^{5}F**. L'augite est de moins en moins titanifère de **^{1}F** à **^{3}F**, puis elle disparaît dans les filons **^{4}F** et **^{5}F**, pour réapparaître dans le filon **^{6}F**. L'olivine diminue mais ne disparaît jamais complètement tandis que la biotite diminue mais ne disparaît qu'à partir du filon **^{4}F** ; la basicité du plagioclase, en général, diminue de **^{1}F** à **^{6}F** (Boucarut, 1971).

Pour M. Boucarut (1971), la plupart des filons sont des filons-couche. Si cela semble être le cas pour ^{2}**F** dans l'Estérel, il est difficile d'être affirmatif pour le plus grand nombre d'entre eux, le plus souvent très altérés ; certains, comme ^{5}**F** ou ^{6}**F**, correspondent à des jumping-sill.

Enfin, les filons basiques sont nombreux dans l'Estérel, qui semble correspondre à la zone d'alimentation du volcanisme basique ; le bassin du bas Argens, où les coulées sont plus nombreuses, correspondrait alors plutôt à la zone d'épanchement (Gondolo, 1989 ; Gondolo et Toutin-Morin, *in* Châteauneuf et Farjanel, 1989).

^{1}**F. Filon de basalte doléritique (Formation d'Ambon)** (2-20 m). Ce filon est localisé dans le Nord de l'Estérel, entre le socle du Tanneron et les brèches de la Formation d'Ambon (Planestel), ou intrusif dans cette formation (Les Adrets).

Au microscope, la texture est doléritique, parfois pœcilitique : l'augite englobe alors l'olivine et les opaques. Les cristaux sont le labrador, l'olivine, l'augite titanifère et la biotite brune. Les caractères sont ceux d'une dolérite alcaline (Boucarut, 1971).

Il a été daté 273 Ma dans le secteur des Adrets (Gondolo, 1989).

^{2}**F. Filon-couche de basalte doléritique (Formation d'Ambon)** (5 m). Ce filon-couche est situé entre les coulées acides $^{1}\rho$ et $^{2}\rho$ et présente les mêmes caractères que le précédent ; seule la basicité du plagioclase diminue en même temps que sa taille (Boucarut, 1971).

Il a été daté 251 $\pm$ 10 Ma à Ambon (Roubault *et al.,* 1970), sa position de filon-coucle n'excluant pas une mise en place au cours d'une phase volcanique plus jeune que les coulées $^{1}\rho$ et $^{2}\rho$ (Gondolo, 1989).

^{3}**F. Filon de dolérite (Formation des Pradineaux)** (5 m). Intrusif dans la Formation des Pradineaux (Agay, Fond du Pommier), il présente les mêmes caractères que les précédents filons mais est plus altéré.

Cependant, sa texture est doléritique, l'augite perd sa couleur (et une partie de son titane ?) et la basicité des plagioclases continue à diminuer (Boucarut, 1971).

^{4}**F. Filon de trachy-dolérite (Formation des Pradineaux)** (quelques centimètres à 5 m). On le trouve dans l'Estérel (Les Cous) et au Nord du bassin du bas Argens, dans le secteur de La Lieutenante où des dykes d'alimentation sont visibles dans le lit de la Raphaële. Il est intrusif dans la Formation des Pradineaux et se situe en même position que $^{3}\alpha$M (Boucarut, 1971).

Il ressemble beaucoup à ^{3}**F** mais ne contient pas de pyroxène: celui-ci disparaît avant l'olivine.

^{5}**F. Filon de dolérite (Formation du Mitan)** (3-10 m). Intrusif dans la Formation du Mitan (secteur sud de l'Estérel, Drammont), ce filon présente des contours capricieux et des dédoublements (Nord Saint-Raphaël) dus à la nature tendre de l'encaissant, selon M. Boucarut (1971).

Au microscope, sa texture est doléritique, devenant très localement microlitique; il ne contient pas de pyroxènes.

Il a été daté 227 ± 10 Ma à Agay (Roubault *et al.,* 1970), âge qui peut correspondre à une phase d'altération postérieure à la mise en place du filon.

^{6}**F. Filon de dolérite à phénocristaux de labrador** (quelques mètres). Il est lié à l'activité volcanique du volcan d'Aigue-Bonne et limité à ce secteur. On le trouve donc injecté dans les formations du Mitan et du Muy, entre la plage de Boulouris et Le Drammont, puis jusqu'à Agay.

Il renferme des phénocristaux de feldspaths de plusieurs centimètres, parfois zonés et très aplatis (labrador), accumulés par gravité à la base du filon-couche. La texture est doléritique. Il faut noter la réapparition du pyroxène (augite titanifère) et la présence de fluorine, en plages entre les lattes de plagioclases, ou en filonnets et alors associée à de la calcite, parfois à de la chlorite.

F-β. Filons et autres roches basiques indifférenciées (de quelques centimètres à quelques mètres). Des roches verdâtres, toujours très altérées, jalonnent certaines grandes failles (bord oriental du Carbonifère du Reyran, bord nord-ouest et nord-est du Carbonifère de Plan-de-la-Tour) sans qu'il soit possible de donner un nom à la roche originelle. Elles sont, en général, regroupées sous les termes de granophyres ou de lamprophyres et pourraient être d'âge permien pour certaines d'entre elles que l'on retrouve en galets dans le Permien supérieur.

De nombreux filons volcaniques basiques apparaissent dans les formations sédimentaires carbonifères et permiennes, dans le socle ou dans le granite de Plan-de-la-Tour. Ils ont un pendage proche de 90° et sont postérieurs au filons de rhyolite qu'ils recoupent et décalent parfois. À texture doléritique et chlorite verte abondante, ils sont vert sombre et très durs lorsqu'ils sont frais mais, le plus souvent très altérés, ils prennent une teinte brun rouille, en particulier lorsqu'ils sont à proximité des grands accidents qui ont servi de drain à la circulation des fluides (Bégassat, 1985).

Parmi tous ces filons, certains restent difficiles à rapporter à une période déterminée; cependant, les plus nombreux sont parallèles

aux failles majeures caractéristiques de la tectonique permienne et un grand nombre s'ouvre lors de la phase distensive N-S qui marque le Permien supérieur provençal.

MÉSOZOÏQUE

Trias

Il affleure uniquement dans la partie nord-ouest de la feuille et dans la butte de Bagnols-en-Forêt, au Nord.

t2-5. **Scythien moyen—Anisien (Trias détritique** tA-B, **faciès Buntsandstein). Grès jaunâtres et argiles bariolées** (40 m). Le Trias détritique est représenté par les « grès bigarrés », dépôts continentaux à faciès Buntsandstein, ici d'âge anisien. Du bas vers le haut, on distingue :

— des petits galets de quartz éolisés, parfois sous forme de pyramides à trois côtés (dreikanters), dispersés à la surface du socle gneissique du Tanneron ou sur les derniers termes argileux du Permien (Pennafort) : ils sont le témoin le plus oriental du poudingue de Port-Issol (feuille Toulon) et correspondent à une longue phase aride qui se serait déroulée au cours du Scythien moyen (Durand, 1988). Ils sont recouverts par un mince manteau argilo-gréseux, bariolé, riche en cornaline rouge ;

— des grès jaune verdâtre, plus ou moins conglomératiques (galets polygéniques), mal structurés mais à stratification principale soulignée par des encroûtements dolomitiques ; les datations polliniques indiquent un âge anisien inférieur à moyen (Durand *et al.,* 1988) ;

— des grès jaunâtres, à galets rhyolitiques épars et peu émoussés, constitués de grands faisceaux en auge à litage oblique, indiquant un écoulement très constant vers le Nord ;

— des séquences plurimétriques, allant des grès grossiers aux dépôts silto-argileux finement lités (dépôts de chenaux à forte sinuosité ?) ;

— quelques mètres de grès fins en plaquettes, à pseudomorphoses de sel.

La base de la série constitue l'unité A, les deux ensembles supérieurs représentant l'unité B, subdivisions difficilement utilisables ici, mais classiquement employées dans la région de Toulon (Durand, 1988).

Vers le tiers inférieur de cette unité, le gypse, en nodules ou en infiltrations dans les diaclases, n'est pas rare (Traverse de Maupas à Bagnols-en-Forêt).

t6-7. **Ladinien—Carnien (Trias carbonaté** tC-D-E-F**). Calcaires, dolomies, brèches** (100 m). D'après les datations fournies par la microfaune, le Trias carbonaté de Provence date du Ladino-Carnien. Il correspond, dans l'absolu, au Muschelkalk supérieur et au Keuper inférieur (Ricour, 1962) et est ainsi plus jeune que le Muschelkalk d'Allemagne. Afin d'éviter des confusions entre âge et faciès, il est

donc préférable de parler, en Provence, de Trias carbonaté et de ne donner un nom d'étage alpin que lorsqu'il y a des datations.

Il correspond à la première arrivée de la mer dans la région.

De la base vers le sommet, il est subdivisé en quatre unités (Brocard, 1991 ; Brocard et Philip, 1989).

t6-7C : ***unité C.*** Reposant directement sur le Trias détritique, elle montre un passage graduel entre les grès et les carbonates. En général, de la base vers le sommet on observe :
— calcaire jaune, gréseux, laminé (les laminations correspondent à un remplissage tardif des fractures de la roche). L'examen, en microscopie par cathodoluminescence, a révélé la présence de microfaunes (nodosariidés, ostracodes) indiquant un milieu marin ;
— 2 à 3 m de marnes jaune-gris n'ayant livré aucune microfaune ;
— une brèche calcaire dont la matrice disparaît vers le haut. Cette brèchification tardive correspondrait à un effondrement de l'unité sus-jacente sur elle-même ; les causes pouvant être la karstification, la dissolution des évaporites dont le gypse, infiltré dans les diaclases des grès, pourrait faire partie ou un processus de dolomitisation-dédolomitisation.

La passage à l'unité suivante se traduit par l'apparition progressive de la stratification au sein des brèches, sans changement notable dans le faciès des calcaires.

t6-7D : ***unité D*** (35 m). Elle est représentée par des calcaires gris à noirs, laminés : très compacts et très durs, ils forment une barre bien visible dans le paysage.

Les bancs sont décimétriques, à surface ondulée, et présentent plusieurs types de figures sédimentaires : bioturbations, figures de courant (vagues, marée, tempête) et d'échappement d'eau. En lame mince, on observe la présence d'ostracodes, de nodosariidés et d'algues dasycladacées parmi lesquelles *Gyroporella* gr. *ampleforata, Teutloporella* et *Acicullella* sp., qui font penser à un âge ladinien possible ; des pseudomorphoses d'évaporites sont parfois visibles. Le sommet de la barre est généralement cargneulisé et marqué par une passée décimétrique d'argiles vertes. Le toit des calcaires peut présenter des encroûtements de manganèse.

Ces dépôts correspondent au débouché des chenaux tidaux, c'est-à-dire à leur partie la plus profonde immergée en permanence (milieu infratidal).

t6-7E : ***unité E*** (10 m). Elle est datée du Ladinien supérieur et est bien visible dans la carrière de La Catalane.

Sa base est composée d'une alternance de bancs argileux verdâtres et de calcaires dolomitiques à cavités en nids d'abeilles. Au-dessus, on observe la succession suivante :
— brèche dolomitique blanchâtre, très compacte, à éléments très anguleux ;

— marnes dolomitiques de même couleur, à petits cristaux d'évaporites et rides de courant. Des marnes noires s'organisent en chenaux ou en niveaux continus. L'analyse palynologique donne un âge ladinien supérieur, proche du Carnien inférieur (déterminations D. Fauconnier, BRGM) à ces marnes qui contiennent, à côté de matière organique à débris charbonneux opaques, une microflore de type continental à pollens de gymnospermes bisaccates (notamment le genre *Triadispora*) et *Classopollis* abondants; il s'y ajoute des pollens de circumpolles (en particulier *Camerosporites secatus,* qui n'apparaît qu'au Carnien, et *Ovalipollis ovalis*) et des spores de cryptogames;
— marnes gris-vert, feuilletées. Les feuillets à grain grossier (aleurite, sable à quartz et pellets) montrent un granoclassement positif et des figures de charge à la base; au sommet des feuillets à grain fin (pélite), on observe une concentration de restes organiques indéterminables.

La présence de dépôts plus ou moins ligniteux, la disposition en chenaux et l'existence de croûtes calcaires remaniées sous forme de brèches, évoquent un milieu margino-littoral.

Le passage à l'unité suivante n'est pas visible sur le terrain.

t6-7F : ***unité F*** (45 m). La base est datée du Ladinien supérieur par les conodontes (déterminations B. Vrielynck) représentés par de nombreux débris ramiformes et *Carinelle trumpyi.*

Cette unité, bien visible au Nord de Figanières, est composée de calcaires jaunes, d'abord dolomitiques, puis coquilliers (*Coenothyris vulgaris, Encrinus liliiformis*), entrecoupés de passées marneuses décimétriques. Au-dessus, on observe un calcaire en petits bancs, finement lité, comportant des passées bioclastiques à base érosive attribuées à des tempestites. Vers le sommet, les bancs présentent de nombreuses bioturbations, ainsi qu'une macrofaune identifiable (*Hoernesia socialis*). En lame mince, on observe des pseudomorphoses d'évaporites à divers niveaux. Le sommet du Trias carbonaté de Provence est marqué par 2 m de dolomies blanches, finement litées.

A Méoune, un ostracode (*Leviella bentori*) habituellement décrit dans le Carnien à été trouvé dans la partie supérieure de cette unité. Les foraminifères (déterminations L. Zaninetti) déterminables sont: *Opthalmidium, Triadodiscus eomesozoicus* du Carnien et des paléonubeculaires. Parmi les dasycladacées, on peut citer *Teutloporella* sp., *Gyroporella* gr. *ampleforata* (détermination J. Braga).

Cette unité est celle qui présente le plus de caractères marins.

t8. **Norien ? (Trias évaporitique tG). Marnes gypseuses et dolomies** (40 m). Étant donné sa forte implication tectonique, il n'a pas été possible de reconstituer, à partir des observations de terrain, la succession des divers faciès de ce Trias *discordant* sur les deux termes sous-jacents.

Les lavages ont livré des quartz bipyramidés mais pas de faune.

À l'affleurement, on peut observer, sans ordre précis :
— des marnes très gypseuses, de couleur jaune réséda, portant la trace de déformations très complexes. Le gypse rosé, blanc ou translucide, est fortement affecté par la dissolution ;
— des passées gypseuses de couleur rouge ;
— des marnes gypseuses rouges et ocre ;
— des bancs dolomitiques gris clair qui passent latéralement à des brèches ;
— des marnes ocre-vert.

Ces évaporites traduisent un confinement du milieu, peut-être accompagné d'une subsidence importante.

C'est à ce niveau que se situent les principaux décollements de la couverture ; son rôle tectonique est donc très important dans l'histoire de la région.

t9. **Rhétien (tH). Alternance de calcaires roux et de marnes jaune réséda** (30 m). Il est représenté par une alternance marno-calcaire d'ordre décimétrique. Les marnes sont très plastiques, de couleur dominante jaune réséda, avec quelques passées grises ou beiges. Les lavages ont livré des pièces brachiales d'ophiures et des oscicules de poissons mais pas de microfaune.

Les bancs calcaires présentent des faciès variés :
— lumachelle granoclassée, à *Avicula contorta,* avec contact érosif à la base ;
— calcaire lithographique beige à la patine, gris à la cassure, à débit parallélépipédique ;
— calcaire lithographique beige, comportant de petites passées finement bioclastiques à base nette ;
— calcaire argileux se débitant en plaquettes.

Avec le Rhétien, le milieu est devenu franchement marin, mais peu profond. Le grand nombre d'intercalations marneuses le place en position distale par rapport à l'unité F, mais les figures sédimentaires engendrées par les vagues et les marées sont nombreuses.

Le Rhétien est recouvert, en discordance, par des termes variés du Lias ou du Jurassique.

Jurassique

Comme le Trias, il affleure dans le quart Nord-Ouest de la feuille.

l1-2. **Hettangien. Dolomies à patine gris clair.** (0-60 m). Il est représenté par des dolomies à patine gris clair, à grain très fin, bien stratifiées et à débit parallélépipédique caractéristique. Les bancs sont massifs, en particulier au sommet de la formation, et sont séparés par des lits de même faciès se débitant en plaques d'épaisseur centi-

métrique. Les interlits de marnes vertes, si fréquents ailleurs en Provence et dans les Alpes-maritimes (Dardeau, 1983), ne semblent pas s'être déposés ici.

Bien qu'aucune faune n'ait été trouvée dans cette formation, elle est classiquement attribuée à la partie inférieure du Lias.

Les dolomies hettangiennes, élaborées en milieu inter- à supratidal, peuvent manquer ou varier brutalement d'épaisseur (5 à 60 m). Elles sont recouvertes, en discordance, par les différentes unités du Jurassique moyen.

j0-1. **Aalénien et Bajocien. Dolomies violacées, calcaires bioclastiques** (30 m). Ces étages sont représentés, de bas en haut, par:
— 1 à 3 m de dolomies violacées, à grain fin;
— une vingtaine de mètres de dolomies grises saccharoïdes;
— 5 à 30 m de calcaires bioclastiques, riches en accidents siliceux.

Des lamellibranches et des ammonites ont autrefois été récoltés (Lanquine, 1929-1935) dans la colline proche du Malmont, au Nord de Draguignan (feuille Draguignan), indiquant un âge aalénien et bajocien inférieur. Il n'est pas exclu que le sommet, ou même la totalité des calcaires à accidents siliceux, soit déjà d'âge bathonien.

Cette formation compréhensive, déposée en milieu infratidal à circalittoral, est discordante sur l'Hettangien, le Rhétien, le Trias évaporitique, et même l'unité F du Trias carbonaté, qui sont scellés soit par des dolomies violacées de l'Aalénien—Bajocien (au Nord-Ouest), soit par des calcaires à accidents siliceux d'âge bajocien ou bathonien (au Sud-Est). La discordance est marquée (Trans-en-Provence) par un conglomérat dont les éléments, peu arrondis et de dimension millimétrique à pluricentimétrique, sont formés par des carbonates liasiques et triasiques érodés.

j2a. **Bathonien. Calcaires beiges à oncolites, calcaires argileux** (10 à 50 m). Il serait représenté par des calcaires beiges, massifs, à gros oncolites, et (ou) par des calcaires argileux jaunâtres, riches en quartz et en microfilaments, associés à des dolomies et des calcaires à accidents siliceux.

La faune est difficilement identifiable dans ces faciès par suite d'une dolomitisation secondaire; toutefois, *Meyendorffina bathonica* (?) pourrait être présente dans les calcaires à oncolites.

Les épaisseurs varient brutalement (10 à 50 m); les calcaires argileux, épaissis au Nord-Ouest, sont réduits parfois à quelques mètres dans l'unité de Sainte-Catherine où les oncolites ont été accumulés (30 m) dans une lentille d'extension géographique très limitée.

Ces niveaux scellent, en discordance, les différents termes des séries jurassiques et triasiques sous-jacentes; ils sont transgressifs sur les calcaires du Trias moyen (unité F) vers Trans-en-Provence.

j2b-3. **Bathonien supérieur et Callovien *p.p.*. Calcaires beiges à accidents siliceux** (30 à 40 m). Ces étages sont constitués par des calcaires beiges, en bancs métriques, renfermant quelques accidents siliceux.

La faune indique le Bathonien supérieur (*Pfenderina salernitana*) et le Callovien (*Praekurnubia crusei,* cf. *Dorsoplicathyris*).

Souvent riches en quartz, en lamellibranches, gastéropodes, échinodermes, algues et foraminifères, ces calcaires se sont élaborés dans des milieux variés: intertidal (vadose) au Bathonien, inter- à infratidal au Callovien.

Cartographiquement, ces niveaux sont recouverts par les dolomies du Jurassique moyen et supérieur (j2a, j0-1, l1-2) et du Trias (Rhétien).

j3-9. **Jurassique moyen et supérieur. Dolomies grises litées puis chaotiques, calcaires dolomitiques**. Des dolomies grises, d'abord régulièrement litées, puis chaotiques en bancs massifs, surmontées de calcaires dolomitiques, sont attribuées à la partie supérieure du Jurassique.

Dans le secteur représenté sur la feuille, la base de ces dolomies serait d'âge callovien, le Malm (ou une partie) étant éventuellement représenté par les calcaires dolomitiques qui renferment des restes de constructions (polypiers, spongiaires, algues, etc.). Il est tentant d'attribuer à ces constructions un âge portlandien, comme c'est souvent le cas dans le domaine provençal; cependant, elles peuvent tout aussi bien être oxfordiennes, comme dans certaines régions des Alpes-Maritimes.

Crétacé

Dans l'unité de Sainte-Catherine, des altérites remplissent (ou remplissaient) des poches résultant de l'érosion des dolomies du Jurassique moyen et supérieur (j3-9); elles colmatent aussi des dépressions établies dans les calcaires argileux du Bathonien (j2a).

L'ensemble de la série jurassique a donc été basculé, émergé et soumis à une altération de type karstique, lors de la surrection de l'isthme durancien au Crétacé inférieur, avant le dépôt des altérites à l'Albien—Cénomanien.

Le matériel bauxitique est fibreux, riche en quartz, et fissuré; ses fentes sont colmatées par des oxydes et hydroxydes de fer opaques ou des encroûtements de calcite (caliches ?).

D'après les travaux de synthèse menés au BRGM par P. Lajoinie et P. Laville (1979), sur les formations bauxitiques de Provence et du Languedoc, les indices d'altérites connus sur la feuille Fréjus—Cannes (fig. 5) au vallon des Tuilières et au bois de Saint-Val (secteur nord-ouest) sont un faciès de démantèlement de la bauxite proprement dite. Ce faciès, décrit dès 1924-26 par Marcellin et Brun, près de la gare d'Aramon (Bouches-du-Rhône), est appelé aramonite.

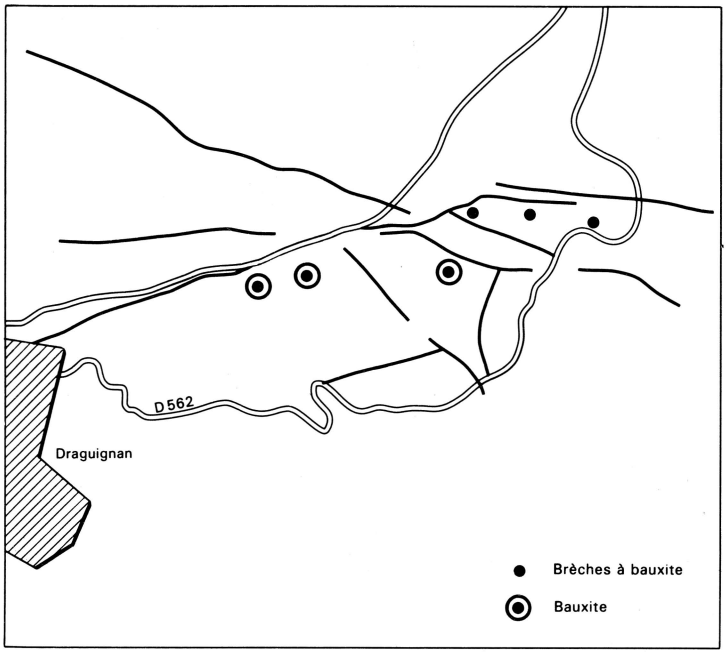


Fig. 5 - Localisation des poches de bauxite
(G. Dardeau, inédit)

Incluse dans les poches karstiques sous la formation bauxitique ou couverte par un toit éocène en avant du front d'érosion de la bauxite, l'aramonite est un matériau continental, fréquemment lité, plus ou moins riche en fragments de bauxite et de calcaires mésozoïques emballés dans une matrice kaolinique, hématitique, parfois quartzeuse et carbonatée. La teneur en fragments bauxitiques va décroissante avec l'éloignement de la limite d'érosion des formations bauxitiques à hydrates d'alumine.

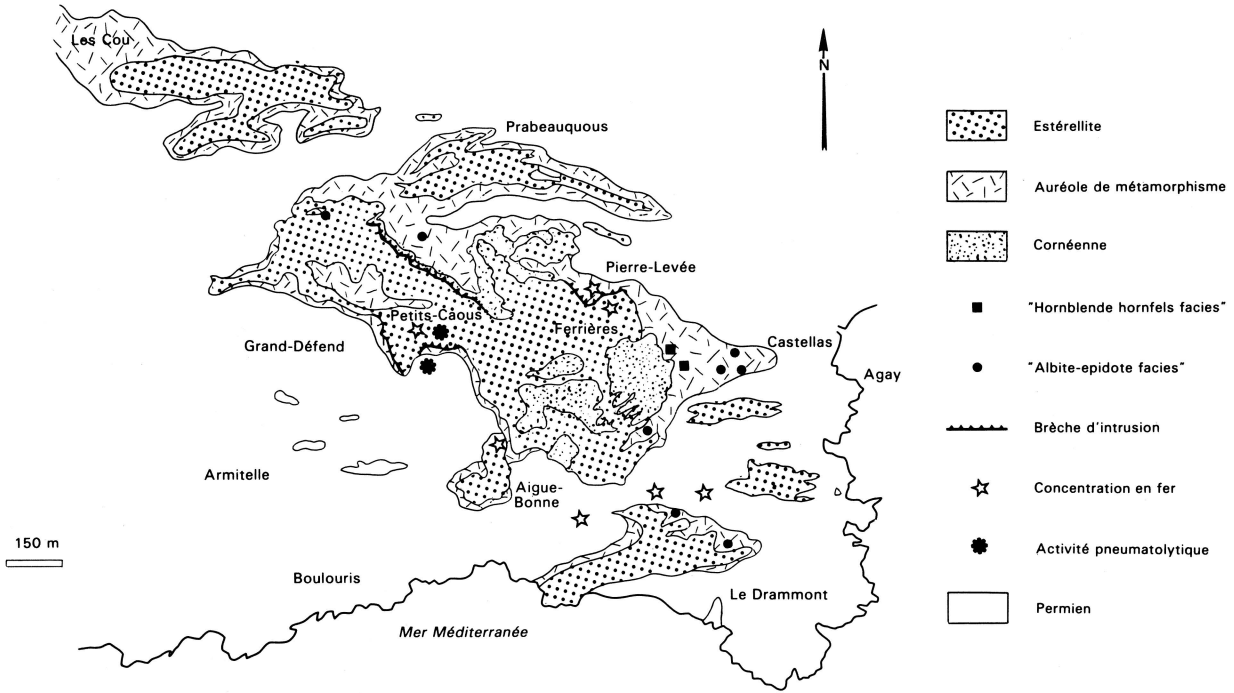


Fig. 6 - Le métamorphisme de contact de l'estérellite
(Giraud, 1983)

De manière fréquente (Var, Bouches-du-Rhône), les dépôts d'aramonite sont lités et, dans ce cas, dévoilent des structures plissées liées aux mouvements tectoniques provençaux. À notre avis, l'aramonite est donc postérieure à la bauxitisation et antérieure au Bartonien. Cette position est différente de celles de S. Caillère *et al.* (1969) et de G. Deicha et E. Roch (1966) qui ont décrits les gisements de Saint-Val en leur donnant le rôle de roche-mère de la bauxite, donc un âge pré-bauxitisation.

Quartzeuses (16 à 28 %), kaoliniques (60 à 71 %) et hématitiques (autour de 8 %), ces aramonites sont incluses dans un mur dolomitique jurassique. Ce dernier porte, au voisinage des poches, des dépôts éocènes qui ont dû coiffer les poches avant leur exploitation en carrière. Ces gisements sont les témoins les plus orientaux de l'extension de la couverture bauxitique crétacée (Albien—Cénomanien) de Provence.

CÉNOZOÏQUE

Éocène

e3-4. **Éocène inférieur. Argiles, sables, conglomérats**. Des formations détritiques (argiles, sables et conglomérats), riches en dragées de quartz, scellent (ou ont scellé) les poches de bauxite aux Tuilières (versant nord de l'unité de Sainte-Catherine). Elles sont attribuées à l'Éocène inférieur par comparaison avec les dépôts analogues de la feuille Draguignan.

Ces formations peuvent effectivement être interprétées comme les produits d'une érosion consécutive à la surrection de l'ensemble de la Provence à la fin du Crétacé supérieur. Lors des mouvements provençaux, entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur, elles ont été entraînées dans les déplacements tangentiels vers le Nord : l'unité de Sainte-Catherine, avec son toit d'Éocène, chevauche vers le Nord le soubassement triasique de l'unité suivante.

Éocène—Oligocène

ε. **Estérellite**. L'estérellite affleure dans la partie méridionale de l'Estérel central, au Nord du Drammont, sous forme d'un massif de contour subelliptique qui recoupe les formations permiennes (fig. 6).

La roche, de couleur bleue, est riche en cristaux de plagioclases blancs, zonés, bien visibles à l'œil nu : c'est le « porphyre bleu » des anciens auteurs.

• ***Pétrographie***. Plusieurs faciès pétrographiques peuvent être définis, selon la nature et l'organisation des phénocristaux (Giraud, 1975) :

— faciès microgrenu porphyrique, correspondant aux zones les plus internes de l'intrusion; ce faciès peut être fluidal, avec des lattes de plagioclases et d'amphiboles orientées (Drammont), à amphiboles auréolées d'une couronne de minéraux opaques (Petits-Caous) ou à biotite et quartz dans la zone nord (Pierre-Levée);
— faciès grenu à grands plagioclases de un à plusieurs centimètres, en bordure de l'intrusion.

Au microscope, la structure est microgrenue porphyrique et semble résulter de la cristallisation d'un ancien verre dacitique ou rhyodacitique. On distingue 4 types principaux selon les associations minérales présentes:
— type à grandes andésines (plagioclases basiques);
— type à clinopyroxène et amphibole (Les Cous);
— type à amphibole (Petits-Caous, Prabeauquous, Aigue-Bonne, Prola), prenant parfois un faciès fluidal (Le Drammont);
— type à biotite (Pierre-Levée).

Ces roches correspondent à des microdiorites quartziques, le plus souvent porphyriques: ce sont des *dacitoides*; elles sont de caractères calco-alcalins et admettent un magma parental commun, sans doute de type basalte alumineux, avec les andésites ligures.

Elles renferment des enclaves grenues de gabbro, gabbro-diorite (Drammont) ou de granite (pointe de Pierre-Blave), et des enclaves microgrenues doléritiques. Enfin, des minéralisations locales en calcite, pyrite, blende et galène sont liées à l'activité hydrothermale et des filons d'estérellite, d'un mètre d'épaisseur, recoupent parfois le stock principal (Petits-Caous).

Les données de la pétrographie, de la minéralogie et de la géochimie montrent que ces laves ont subi un processus de différenciation par cristallisation fractionnée, allant des andésites aux microdiorites quartziques à biotite, auquel se surimposent un phénomène de ségrégation gravitative et un enrichissement en fluides dans les stades ultimes du fractionnement (Giraud, 1983).

Dans le massif de Sainte-Maxime, au Nord-Est des Maures, des filons de faciès lamprophyrique injectent des accidents plus ou moins verticaux N-S et E-W. Ils sont très altérés et donc difficiles à comparer objectivement avec l'estérellite, malgré certaines ressemblances.

• ***Mode de mise en place.*** L'estérellite s'est mise en place sous forme d'un petit pluton qui a provoqué, au toit de l'intrusion, un bombement des terrains encaissants permiens et, parfois, l'effondrement de lambeaux de ce Permien dans le magma intrusif.

L'intrusion a été guidée par des accidents anciens N-S et E-W qu'elle a injectés, provoquant parfois le rejeu d'anciens horsts permiens E-W (secteur de Prabeauquous). À sa périphérie, on observe des phénomènes d'injection, lit par lit, pouvant donner des laccolites satellites de l'intrusion principale (Boulouris, Prola, Castellas). Ce volcanisme calco-alcalin, lié pétrographiquement à une période orogénique compressive, se met en place sous forme explosive au cours d'épisodes distensifs (Giraud, 1983).

Le métamorphisme de contact est discret, seulement représenté par une ***auréole de cornéennes*** (**K**) de quelques centimètres à plus de 200 m de large : dans l'encaissant apparaissent des paragenèses d'albite-épidote (« albite-épidote hornfels facies » de Winkler) et d'andalousite-cordiérite (« hornblende hornfels facies » de Winkler) qui se développent à proximité immédiate du contact intrusif et décroissent rapidement lorsqu'on s'en éloigne (Giraud, 1975). Localement, le métamorphisme se traduit par une silicification de l'encaissant (Nord-Ouest des Petits-Caous) ou par le développement d'une brèche polygénique à éléments cimentés par une pâte de même composition que l'estérellite (Sud et Ouest des Petits-Caous, Sud Pierre-Levée).

• ***Âge***. L'âge de l'estérellite a fait l'objet de nombreuses controverses. D'abord estimée tertiaire (Michel-Lévy, 1912), elle a ensuite été attribuée tantôt au Permien (Bordet, 1951 ; Piboule, 1966), tantôt au Tertiaire (Roche, 1957). C'est seulement à partir de 1970 que l'âge tertiaire semble définitivement admis : d'abord entre 65 et 50 Ma, soit Éocène pour P. Roubault *et al.* (1970), plutôt Oligocène pour J.C. Baubron (1974), il est actuellement estimé entre 55 et 30 Ma (Giraud, 1983).

Miocène

Des témoins sédimentaires probables de la période oligo-miocène sont les argiles résiduelles développées sur les arènes gneissiques du Tanneron et qui jalonnent la surface d'aplanissement ancien. Les caractères d'évolution géochimique de ces altérites et la puissance des arènes indiquent une longue genèse pouvant remonter jusqu'à cette période.

m6. **Messinien. Mégabrèche**. Le Miocène terminal est représenté, dans le secteur de Barbossi, par une mégabrèche à éléments plurimétriques de socle et de Permien (argilites, rhyolites) qui passe, vers l'aval, à un conglomérat à blocs métriques à pluridécimétriques.

Ces faciès témoignent du fonctionnement d'une faille NNW-SSE qui sépare, à l'amont, cette formation du socle migmatitique tandis qu'à l'aval, la mise en place est torrentielle.

Pliocène

p1. **Pliocène inférieur marin (Zancléen). Marnes grises ou bleutées, sables et graviers** (70-335 m). Des affleurements discontinus de Pliocène marin sont présents le long des vallées de la Siagne et de l'Argentière, à l'Est, et de l'Argens à l'Ouest. Les associations de foraminifères planctoniques indiquent un âge pliocène inférieur (Zancléen) et plus précisément la Zone à *Globorotalia margaritae* qui marque la base de l'étage, et celle à *G. puncticulata* qui correspond à sa deuxième partie (Irr, 1984).

Le faciès le plus commun est une marne gris-bleu, riche en coquilles de mollusques (Depontaillier, 1876) et en microfaunes marines indiquant une assez grande profondeur de dépôt (infralittoral à épibathial) mais, localement, existent aussi des sables et des graviers, et même des cailloutis.

Ces dépôts sont les témoins du remblaiement d'anciennes rias pénétrant très avant dans les terres. Leur épaisseur, considérable dans l'axe et à l'aval de ces sillons (plus de 300 m dans le sondage du Fournel en rive droite du bas Argens, selon Gouvernet, 1968) met en évidence la puissance de l'incision préexistante qui peut être rapportée, comme dans la basse vallée du Var, à l'épisode régressif messinien.

Ces puissants systèmes sédimentaires de remblaiement, commandés par la remontée rapide du niveau marin, évoluent en delta progradant à la fin de la transgression.

La structuration de l'édifice est, pour une bonne part, déterminée par le relief et la dynamique d'amont. Dans la ria de la Siagne, dont l'arrière-pays est alpin, l'édifice est puissant et montre le développement des foreset beds caillouteux, fortement pentus ; dans la ria de l'Argens, inscrite dans un pays de plate-forme, l'édifice est beaucoup plus plat, au-dessus de la semelle marneuse d'agradation.

p2. **Pliocène moyen à supérieur fluvio-lacustre et lagunaire. Sables, limons, argiles et cailloutis** (7-8 m). Des dépôts fluviatiles et lagunaires, emboîtés dans les marnes du Pliocène inférieur, appartiennent à une série plus récente, déjà régressive, du Pliocène. Son âge exact ne peut être précisé mais, comme elle est tronquée par les cailloutis de la plus haute terrasse qui inaugure le système d'emboîtement quaternaire, nous la plaçons dans la fourchette Pliocène moyen—Pliocène supérieur.

Au débouché des grands ravins, les dépôts sont caillouteux tandis que, vers l'aval, se développent des sables, des limons et des paléosols à débris végétaux et coquilles dulçaquicoles, qui correspondent à des milieux de basse plaine alluviale ennoyée episodiquement.

FORMATIONS SUPERFICIELLES

La feuille Fréjus—Cannes présente une assez grande diversité de formations étagées : des terrasses marines sur la côte de l'Estérel, des terrasses fluviatiles dans les vallées principales (fig. 7), des éboulis dans l'Estérel rhyolitique, des entablements travertineux aux confins de la Provence calcaire.

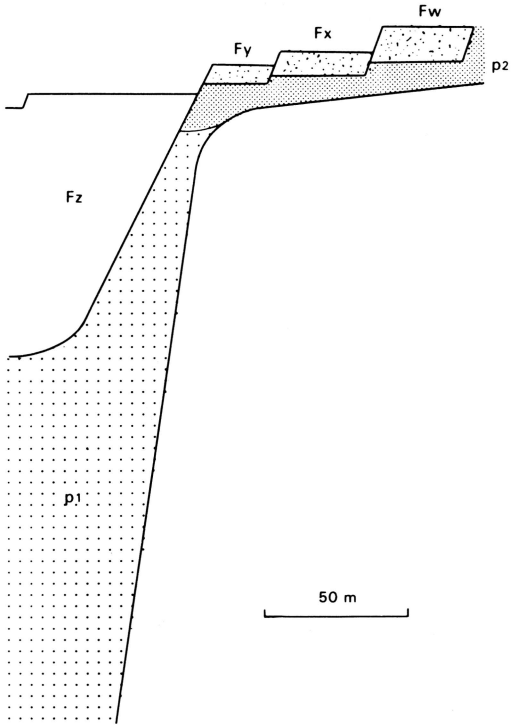


Fig. 7 - Les terrasses du bas Argens
(M. Dubar, inédit)

Terrasses fluviatiles

La chronologie de ces formations est établie grâce à des recoupements de critères morphologiques et pédologiques. Ces niveaux, en nombre relativement constant, sont situés à des altitudes diverses en fonction des conditions morphodynamiques locales et des déformations tectoniques. L'étude des profils des « vieux sols » de surface permet d'établir les corrélations d'un secteur à l'autre et confirme l'existence de 3 ou 4 niveaux homologues.

Fw. **Haute terrasse ou nappe sommitale (Pliocène supérieur à Quaternaire basal)** (15 m). Cette nappe caillouteuse repose très souvent sur les dépôts pliocènes mais son pendage plus fort et sa base érosive indiquent un emboîtement des deux formations.

La haute terrasse est caractérisée par un sol épais (2 à 5 m) à l'horizon superficiel entièrement siliceux dans lequel seuls les galets et graviers de quartz ont résisté. En profondeur, l'argilification poussée a conduit à une hydromorphie qui donne des profils bariolés typiques.

Le matériel alluvial de la haute terrasse, préservé de l'altération en profondeur en quelques points (Les Termes), indique, par sa forte granulométrie et par la présence de gros blocs, des dépôts de torrents à forte compétence.

Dans la région de Mandelieu—Théoule, la haute terrasse fluviatile des Termes se raccorde dans la morphologie avec le plus élevé des niveaux marins, celui de San-Peyre, vers 65 m d'altitude.

Par ses caractères morphologiques (antériorité au creusement du réseau hydrographique) et pédogénétiques (sols très évolués proches de ceux du Pliocène), la haute terrasse doit être attribuée à une période ancienne du Quaternaire, voire au Pliocène supérieur.

Fx. **Moyenne terrasse** (7-8 m). Ce niveau alluvial caillouteux est assez bien représenté le long de la plupart des vallées. Dans le bassin du bas Argens, les témoins sont abondants dans les affluents et se situent en amont des lambeaux de haute terrasse. Une répartition du même type existe pour la basse terrasse qui n'est représentée que dans les parties hautes de ces vallées. Cette zonation, bien visible sur la carte, est probablement liée à une ablation très forte de l'arrière-pays au cours du Quaternaire.

Le matériel alluvial de la moyenne terrasse est grossier et mal calibré. Le sol de surface est peu profond, marqué par une argilification modérée et des traces d'hydromorphie discrètes et localisées.

Fy. **Basse terrasse** (3-5 m). Cette formation alluviale est principalement développée dans la partie amont des vallées, en particulier dans celles du Reyran et de l'Endre. Elle se raccorde, dans ces secteurs, aux épandages caillouteux du piémont qui l'a nourrie. Le matériel est donc mal trié et subanguleux. Son altération est très faible et le sol de surface ne présente que rarement un début d'argilification et d'hydromorphie.

Les âges des moyenne et basse terrasses sont difficiles à préciser en l'absence de tout élément faunistique. Leur évolution pédogénétique, relativement faible par rapport à celle de la haute terrasse, tend à prouver des âges assez récents confirmés par la découverte d'industrie paléolithique de type acheuléen *in situ* dans le matériel de la moyenne terrasse (Texier, 1972).

Fz. **Très basse terrasse et alluvions de fond de vallée (Holocène à actuel).** Cette formation n'est représentée que localement dans les petites vallées de l'Estérel, en particulier dans celle d'Agay, et n'a pu

y être cartographiée à l'échelle de la carte. Son âge est très récent, probablement historique.

En revanche, les dépôts holocènes sont particulièrement épais dans les basses vallées: 85 m dans celle de l'Argens (Gouvernet, 1968), 53 m dans celle de la Siagne (Dellery *et al.,* 1965). Dans ces deux cas, ils correspondent au remblaiement versilien de paléovallées wurmiennes profondément incisées dans les marnes pliocènes lors de la régression de —100 m de la Méditerranée (Bellaiche *et al.,* 1969; Dubar, 1987). Les faciès, marins à l'aval (sables et marnes riches en microfaunes à *Sigmoilina, Spiroloculina*), passent progressivement à l'amont, par l'intermédiaire de formations lenticulaires fluvio-marines ou lagunaires (graviers et sables), à des alluvions fluviatiles (limons et graviers).

Les dépôts de graviers actuels se développent sur quelques mètres au-dessus du remblaiement versilien.

Terrasses marines

Les terrasses marines du littoral de l'Estérel présentent une chronoséquence de sols à peu près identique à celle des terrasses fluviatiles et peuvent donc être mises en corrélation avec celles-ci malgré l'absence de continuité morphologique dont nous avons déjà parlé.

Seuls deux niveaux ont pu être cartographiés, l'un situé vers 10-15 m (bas niveau), l'autre vers 50-60 m (haut niveau), mais il existe de nombreux petits témoins de plusieurs niveaux intermédiaires, non cartographiables.

La présence de ces niveaux assez fortement étagés indique une surrection de la façade maritime de l'Estérel au cours du Quaternaire. Globalement, l'amplitude croît vers l'Est mais elle varie également, d'un compartiment à l'autre, en fonction du rejeu des failles littorales.

M1. **Haut niveau** (3-10 m). Il est caractérisé par un sol d'altération très évolué, du même type que celui décrit sur la haute terrasse fluviatile: argilification poussée, compaction et forte hydromorphie conduisent localement (Cap-Roux) à un profil de sol jaune déferrifié.

Le matériel alluvial, caillouteux, est en général peu épais (3 à 4 m) mais il peut atteindre exceptionnellement, en pied de paléofalaise, une dizaine de mètres (Saint-Hubert à Théoule).

L'absence de faune ne permet pas une chronologie directe et c'est uniquement le degré d'évolution pédologique qui nous permet de rapporter ce niveau, comme la haute terrasse fluviatile, au Pliocène supérieur—Villafranchien.

M2. **Bas niveau** (4-5 m). Il est représenté par une série de replats d'abrasion ou alluviaux situés entre 10 et 15 m d'altitude. Le matériel

alluvial, caillouteux, est azoïque. À Théoule, une coupe récente dans ce niveau a montré un remblaiement transgressif, épais de 4 à 5 m, altéré par un sol rubéfié et peu argilifié, comparable à celui de la moyenne terrasse de l'Argens.

Le bas niveau est recoupé, près de la pointe Maubois, par des éboulis lités de faciès cryoclastique, contemporains du maximum wurmien. Il peut donc être rapporté au Tyrrhénien (stade océanique 5) ou, plus vraisemblablement, à l'interglaciaire précédent (stade 7).

Dépôts de pente

Les reliefs rhyolitiques déchiquetés ont alimenté en abondance les très nombreux éboulis du massif de l'Estérel (E5). Certains d'entre eux sont encore fonctionnels au pied des grands escarpements (pic de l'Ours, Cap-Roux, mont Vinaigre, Malavalettes, Grues) mais la plupart n'évolue plus ou très faiblement.

On peut reconnaître 4 générations d'éboulis fossiles qui se caractérisent par l'état pédogénétique de leur surface et se raccordent *grosso modo* au système de terrasses des vallées.

Les plus anciens (E1) n'existent que dans le secteur littoral du Cap-Roux où ils sont en relation avec la plus haute terrasse marine et présentent, comme celle-ci, des caractères d'évolution pédogénétique très poussée. Ces éboulis sont toujours masqués par des dépôts plus récents ; ils n'ont pu être cartographiés, de même que les éboulis E4, d'extension très réduite, à faciès cryoclastique lité évoquant une mise en place sous climat rigoureux, sans doute à la fin de la glaciation wurmienne.

Le système d'éboulis le plus répandu, de niveau intermédiaire (E3), correspond aux «*glaïrés*» de l'Estérel, qui recouvrent la plupart des pentes. Des gravières ont récemment éventré plusieurs de ces appareils, montrant leurs principaux caractères :
— la grande épaisseur (jusqu'à 10-15 cm) de matériel accumulé, parfois légèrement lité, avec des strates successives de granulométrie et d'émoussé différents ;
— l'accumulation, en profondeur, de matrice argileuse qui implique des phénomènes de lessivage et de soutirage avec, souvent, formation d'un «masque» de blocs superficiels ;
— la fréquence, en surface, de petits talwegs colmatés par du matériel caillouteux sec.

Ces observations convergent pour faire du glaïré un appareil fossile à évolution lente, recouvrant certainement une grande partie du dernier cycle climatique pléistocène.

Les éboulis plus anciens (E2) se raccordent à la moyenne terrasse, en particulier dans la rivière d'Agay. Très souvent, ils sont difficiles à cartographier car recouverts d'éboulis plus récents.

Colluvions

Du matériel colluvial argilo-limoneux recouvre d'importantes surfaces dans les dépressions (Bagnols-en-Forêt) et sur les entablements de travertins (La Motte). Il est localement en relation, vers l'amont, avec des cailloutis de pente auxquels il est alors rattaché génétiquement. Dans le secteur des Esclans, en bordure de la cuesta calcaire, ce matériel se situe au front de petits glacis et s'est étalé sur le substrat permien.

Les petites dépressions du domaine granitique du massif des Maures sont tapissées de matériel arénitique plus ou moins remobilisé par le ruissellement.

Toutes ces colluvions sont peu épaisses (1 à 2 m) et très faiblement altérées, caractères qui indiquent un âge récent, holocène (C4) ou wurmien (C3).

Formations carbonatées

Des tufs et des travertins jalonnent la plupart des vallées du domaine calcaire, au Nord-Ouest de la carte. Ils se développent de façon grandiose aux débouchés de ces vallées dans la dépression permienne, en particulier entre Les Arcs et Le Muy, où ils forment de puissants entablements étagés. Dans ce secteur, à La Motte, il existe 4 niveaux.

U1. **Entablement sommital** (10 m). Il est situé à une cinquantaine de mètres au-dessus de la Nartuby et est constitué d'un tuf massif, fortement cristallisé et encroûté. Sa surface porte des argiles rubéfiées qui sont les résidus d'un puissant « sol rouge méditerranéen ».

Dans le secteur de Pennafort, il existe un entablement équivalent sus-jacent aux cailloutis de la moyenne terrasse de l'Endre.

U2. **Édifice principal** (30 m). Il est particulièrement développé du Sud de La Motte jusqu'au Muy et dans le secteur des Arcs. C'est un niveau complexe où s'associent des alluvions fluviatiles, des colluvions, des paléosols, des travertins, des tufs de cascade. L'étude des flores (empreintes de feuilles et pollens) a permis d'identifier des phases à cachet méditerranéen et des phases plus humides de développement de la forêt caducifoliée.

Cette formation est donc polyphasée et sa datation est difficile. La présence vers le sommet de *Retinella herculeus,* mollusque forestier

marqueur du Tyrrhénien (Dubar, 1984), montre que l'édifice est encore fonctionnel durant le dernier interglaciaire.

U_3, U_4. **Édifices secondaires** (7-8 m). Ces deux banquettes tuffacées, séparées par un dénivelé d'une quinzaine de mètres, sont localisées en aval du Saut du Capelan à La Motte. Elles sont constituées de tufs peu cohérents, argileux, qui présentent de nombreuses irrégularités. Il s'agit d'un matériel en partie hérité, mis en place au cours de l'histoire récente de la cascade (Würm et Holocène).

DÉPÔTS MARINS ACTUELS

Les côtes s'étendent au Sud-Est de la feuille Fréjus—Cannes sur une quarantaine de kilomètres. Les sédiments qui les constituent proviennent de bassins d'alimentation déterminés et occupent la ligne de rivage ou sont étalés, à faible profondeur, près du littoral, sur une plate-forme étroite qui se termine, au voisinage de —100 m, par un ressaut bien marqué correspondant à la régression maximale du Wurmien et constitué par une dalle de grès calcaire à débris de fossiles remaniés, d'âge crétacé moyen à quaternaire (Glangeaud *et al.*, 1965).

De la côte vers le large, on distingue quatre zones.

Sables terrigènes

Ils forment les plages de fond de golfes et les plages sous-marines au pied des côtes rocheuses de l'Estérel. Ils s'écartent peu du littoral et s'arrêtent entre —15 et —35 m. Selon leur nature pétrographique, on distingue :

— à l'Ouest, le compartiment du golfe de Fréjus, formé de sables gneissiques issus du massif des Maures. Les cordons prélittoraux festonnés multiples de l'embouchure de l'Argens entrent dans ce groupe : ils résultent de l'action combinée de la houle et du vent (Bellaiche, 1970) ;

— au centre, le compartiment de l'Estérel, caractérisé par des sables et des galets rhyolitiques, le plus souvent immergés mais formant parfois des plages subaériennes dans le fond des baies. Seule, la plage artificielle du Drammont est formée par les déblais de la carrière d'estérellite ;

— à l'Est, le compartiment du golfe de La Napoule, formé de sables gneissiques originaires du Tanneron.

Herbiers

La principale formation végétale benthique littorale du secteur Fréjus—Cannes est représentée par les herbiers de la phanérogame marine *Posidonia oceanica* : cette espèce colonise de vastes espaces entre —1 et —36 m. Des interruptions dans cette couverture végétale peuvent s'observer dans le cône de dilution des fleuves (le Reyran, l'Agay, la

Rague et la Siagne). Cette espèce est pérennante. Les rhizomes vivants et morts sont imputrescibles et persistent pendant plusieurs siècles; ce lacis très dense constitue la matte, véritable piège qui contribue à maintenir en place les sédiments meubles côtiers.

La répartition des biocénoses sous-marines du plateau continental de la côte comprise entre Saint-Aygulf et Cannes est encore très mal connue. Les travaux anciens de C. Carpine (1964) concernant toute la côte rocheuse de l'Estérel, de la pointe des Lions, à l'Ouest, à la pointe de l'Aiguille, à l'Est, ont été établis d'après quelques dizaines de dragages ou plongées sous-marines, et la carte de répartition des herbiers à *Posidonia oceanica* publiée par cet auteur est imprécise. Les descriptions de J.J. Blanc (1975) n'ont été établies que par photo-interprétation, sans vérité de terrain. Sa carte à 1/125 000 du cap Camarat au port de la Figueirette est également trop imprécise.

Les seules cartes relativement précises concernent les herbiers de posidonies localisés:
— au sonar latéral par SCOP Océanographie (1977) et par M. Cuvelier-Kareth (1979), pour le secteur entre Cannes et La Napoule;
— au sous-marin d'exploration par A. Meinesz *et al.* (1986), pour le secteur compris entre le port de Théoule et celui de la Figueirette.

Une synthèse des connaissances sur la répartition des herbiers de *Posidonia* a été réalisée en 1977 pour les cartes de l'Inventaire permanent du littoral (IPLI): elle présentait de nombreuses anomalies et nécessitait des corrections qui ont été faites par le GIS Posidonie (Jeudy de Grissac *et al.,* 1985).

La synthèse des connaissances actuelles sur la répartition des *Posidonia oceanica* a donc été reportée sur la feuille Fréjus—Cannes, en tenant compte des observations de A. Meinesz *et al.* (1983).

Herbiers à posidonies. Plus ou moins bien cartographiées pour les cartes de l'IPLI par photo-interprétation et sans vérité de terrain, les *limites supérieures* sont peu sûres et devraient être vérifiées. Des plongées sous-marines dans le golfe de Fréjus confirment l'absence de posidonies dans ce secteur où les arrivées d'eaux douces ne conviennent pas à leur développement.

Les *limites inférieures* ont été bien cartographiées:
— au sonar latéral par SCOP Océanographie (1977) devant le littoral de la commune de Cannes;
— avec le sous-marin *Griffon* de la Marine nationale (Meinesz *et al.,* 1983) entre Théoule et le port de la Figueirette.

Compte tenu d'observations ponctuelles que nous avons réalisées en plongée sous-marine devant le littoral varois du massif de l'Estérel, de Théoule à la pointe des Lions, nous pouvons estimer que la limite inférieure de l'herbier se situe, dans ce secteur, entre —30 et —35 m.

Prairies de petites phanérogames. Dans les zones situées dans le cône de dilution des eaux douces des fleuves (surtout du Reyran et la Siagne), les posidonies sont absentes ; à leur place, on peut rencontrer des prairies gazonnantes de petites phanérogames composées de deux espèces : la cymodocée *Cymodocea nodosa* et la zostère naine *Zostera noltii.* La première peut coloniser les petits fonds meubles entre −1 m et −15 m, la seconde forme rarement des peuplements monospécifiques en mer ouverte et se rencontre le plus souvent mêlée à *Cymodocea nodosa,* surtout sur substrat meuble, près des arrivées d'eaux douces entre −1 m et −6 m. Aucune donnée cartographique n'est, à ce jour, disponible sur la répartition de ces petites phanérogames dans le secteur de Cannes–Fréjus.

Sables coquilliers

Ils sont constitués par les débrits de coquilles et de tests d'organismes marins calcaires. Ils forment une bande au large des sables terrigènes, jusqu'à −50 m ; devant les caps, ils peuvent descendre jusqu'à −100 m mais ils manquent au fond des golfes où les apports terrigènes sont forts. On les trouve parfois au large, sur le sommet de hauts-fonds, comme le banc de Fréjus, qui remonte à moins de 100 m de la surface.

Vase gris-bleu

Elle est séparée des formations précédentes par une « ligne de vase » située, selon la topographie, entre −15 et −100 m et occupe tous les fonds en dessous de cette ligne. Composée, en moyenne, de 20 % de quartz, 30 % de calcaire et 50 % d'argile (illite et chlorite), elle devient plus calcaire vers l'Est, dans le golfe de La Napoule.

La disposition des dépôts marins s'explique, d'une part par un tri hydraulique des apports terrigènes par la houle et les courants, les éléments les plus fins étant entraînés au large, d'autre part par la présence de hauts-fonds comme le banc de Fréjus, au SSE du Drammont (−47 m) et de pitons isolés de roches volcaniques, prolongements du massif de l'Estérel vers le Sud.

La rupture du barrage de Malpasset, en 1959, a provoqué le charriage, dans le golfe de Fréjus, d'une couche de sablon jusqu'à une profondeur de −25 m.

Enfin, la pente continentale, à forte inclinaison, entre 100 m et 2 500 m de profondeur, est caractérisée par des phénomènes de glissements, de resédimentation et de courants de turbidité ; elle est entaillée par les canyons sous-marins de Saint-Tropez, de Fréjus et de Cannes (Bellaiche, 1970).

PHÉNOMÈNES GÉOLOGIQUES

TECTONIQUE

Évolution varisque du socle anté-Carbonifère supérieur

Étapes de l'évolution structurale

Les formations métamorphiques ont eu une histoire tectonique polyphasée complexe.

Les deux premières phases synschisteuses, à caractère non coaxial et de direction subméridienne, sont contemporaines du métamorphisme principal barrovien. La première phase est caractérisée par de rares plis P1 isoclinaux, de taille centimétrique à décimétrique, subcontemporains du développement de la foliation et du litage métamorphique ou migmatitique. La deuxième phase est marquée par des plis P2 subisoclinaux et semblables, très fréquents et développés à toutes les échelles. Elle s'accompagne de la transposition du litage-foliation S1 en un litage-foliation S1-S2, à caractère blastomylonitique.

Ces deux phases sont suivies par une phase importante de serrage E-W, postschisteuse et postérieure au métamorphisme barrovien, de direction également subméridienne, qui se marque par des plis concentriques ouverts ou cylindriques très fréquents et développés à toutes les échelles. Cette phase de serrage est accompagnée par une tectonique cassante, marquée d'une part par l'individualisation de grands accidents N-S mylonitiques ductiles, et d'autre part par un contact anormal mylonitique cataclastique entre l'unité de Bormes et celle de La Garde-Freinet. Des plis ouverts ou des kinks-bands de petite taille sont localement associés à cette tectonique.

Ainsi, la fin de l'évolution varisque marque le passage de déformations isoclinales synmétamorphiques à des déformations tardi- à post-métamorphiques, concentriques puis discontinues, mylonitiques.

Les deux types de grandes structures plissées

La superposition des grands plis de phases 2 et 3 rend compte de l'architecture des formations métamorphiques de la feuille et des dispositifs cartographiques observés.

• ***Les grandes structures P2*** n'ont été bien caractérisées cartographiquement que dans le Tanneron oriental où s'observent, dans le secteur de Tanneron et dans celui des Adrets-de-l'Estérel, des plis hectométriques à kilométriques bien mis en évidence par des symétries, des répétitions lithologiques et des charnières. Ces grandes structures se présentent comme des plis subisoclinaux à foliation S1-S2, de plan axial, montrant des charnières épaissies et des flancs très étirés. Dans les Maures, au Nord-Ouest de la forêt communale des Arcs, les leptynites de l'Aille soulignent de grands plis hectométriques ratta-

chables aux plis P2. Dans le massif de Sainte-Maxime, à la limite sud de la feuille, une terminaison périclinale au niveau des orthogneiss du Fournel peut également correspondre à un pli P2.

D'autres dispositifs cartographiques montrant des dispositions symétriques de formations lithologiques, pourraient également correspondre à de grands plis P2: structure kilométrique à cœur d'orthogneiss du bois de Bagnols; structure à cœur de migmatites d'Auribeau, à l'extrémité du Tanneron oriental, répétant probablement les formations supérieures de la série, si on admet une équivalence entre les leptynites des Adrets et les gneiss leptynitiques de Mandelieu.

Les structures reconnues, comme celles alléguées, montrent clairement l'existence d'une succession de grands plis P2 à *vergence E.* Ces plis apparaissent après la troisième phase, en position couchée dans les charnières des structures P3 et en position redressée dans leurs flancs.

• ***Les grandes structures P3***, sont les mieux marquées à l'échelle cartographique par l'attitude de la foliation. Ce sont des plis décakilométriques, cylindriques ou coniques, parfois à tendance coffrée, à plan axial subvertical, d'orientation subméridienne. Ils rendent compte de l'alternance de zones à foliation subméridienne redressée, correspondant à leurs flancs, et de zones à foliation plus plate, d'orientation E-W, correspondant à leurs charnières. Ils présentent des plis secondaires de même style, d'ampleur hectométrique à kilométrique, et sont localement affectés par des ondulations transverses. À l'échelle régionale, cette phase est responsable de la structuration de la partie orientale du socle provençal en dômes et cuvettes.

D'Est en Ouest, se succèdent trois grandes structures décakilométriques dont deux sont communes aux Maures et au Tanneron (*cf.* fig. 2).

— *l'antiforme de Cannes,* dont l'axe plonge vers le Nord, est essentiellement représentée sur la feuille par son flanc occidental qui correspond à la large zone à foliation redressée qui s'étend sur la rive droite de la Siagne jusqu'à Fond-Sante. Sa charnière se développe plus à l'Est, au niveau de la ville de Cannes (feuille Grasse—Cannes);

— *la synforme du Reyran—Les Issambres* s'étend dans le Tanneron, depuis Fond-Sante, à l'Est, jusqu'à l'accident de Fontcounille, à l'Ouest et, dans les Maures, depuis la mer jusqu'au granite de Plan-de-la-Tour. Le secteur des Adrets-de-l'Estérel, dans le Tanneron, montre des plis secondaires de sa charnière. Les axes des plis mineurs associés plongent vers le Sud dans le Tanneron et, au contraire, vers le Nord dans les Maures nord-orientales, marquant sans doute l'existence d'une ondulation transverse importante au niveau de la dépression permienne;

— *l'antiforme du Rouet—Plan-de-la-Tour,* dont l'axe est occupé par des granites, se marque, sur la feuille, essentiellement par des pendages redressés et opposés de ses deux flancs. Toutefois, dans le Tanneron subsistent des lambeaux de sa charnière conservés au toit du granite

du Rouet. Une terminaison périclinale apparaît plus au Nord, sur la feuille Fayence.

Description structurale des divers secteurs

Le socle de la feuille peut être subdivisée en sept secteurs caractérisés chacun par leur succession lithologique et par leur type de structure (*cf.* fig. 2). Ils sont décrits d'Est en Ouest.

• ***Secteur de Cannes—Mandelieu*** (largeur maximale 6 km). Il s'étend sur la partie occidentale de l'antiforme de Cannes et présente les formations structuralement les plus inférieures du Tanneron oriental.

Le massif de la Croix des Gardes, dont l'extrémité ouest est visible au Nord-Est de la feuille, présente une suite d'ondulations décamétriques à hectométriques qui caractérisent la charnière. Le versant ouest de la vallée de la Siagne, au niveau de Mandelieu, montre le flanc occidental et le passage à la charnière. Les coupes fournies par les divers compartiments délimités par les accidents de Capitou et des Termes correspondent à des coupes de cette structure prise à des hauteurs différentes.

Ainsi, le rejet de ces accidents peut être évalué à plusieurs centaines de mètres et l'effondrement est de plus en plus important vers le Sud, c'est-à-dire vers le fossé permien.

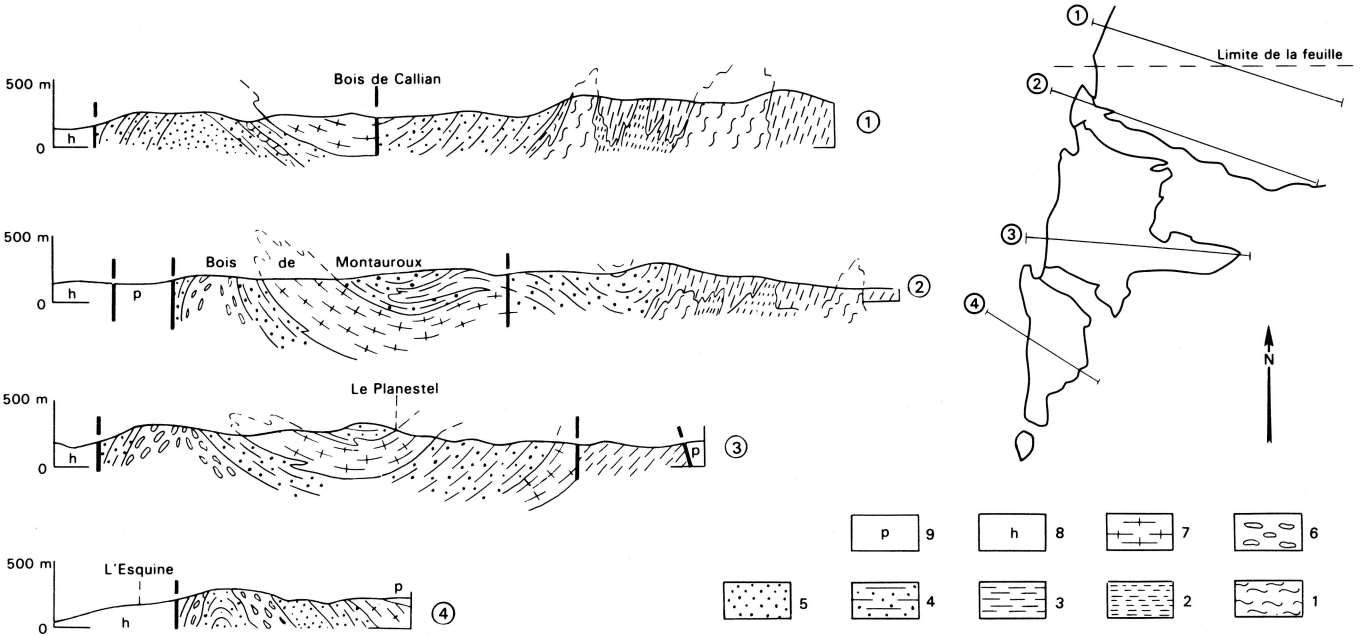
• ***Secteur de Tanneron*** (largeur maximale 4,5 km). Il est caractérisé d'une part par des pendages redressés, en général dirigés vers l'Ouest, qui marquent encore le flanc occidental de l'antiforme de Cannes, et d'autre part par l'existence de répétitions lithologiques, de symétries et d'une charnière qui montrent la présence de grands plis isoclinaux à plan axial redressé, de la phase 2.

Ainsi, les migmatites d'Auribeau et les orthogneiss de Tanneron associés constituent cinq bandes à valeur d'antiformes, séparées par autant de bandes à valeur de synformes contenant des alternances de gneiss micacés et de gneiss mésocrates à hornblende, et la colline située au Sud du Pénier montre une charnière synformelle complexe de gneiss micacés au sein de gneiss mésocrates à hornblende: ce dispositif met en lumière la structure et l'ordre de superposition des formations de ce secteur.

Comme dans le secteur précédent, les coupes données par les compartiments séparés par l'accident Capitou—Fond-Sante correspondent à des coupes de la même structure prises à des hauteurs différentes.

• ***Secteur des Adrets-de-l'Estérel*** (largeur maximale 4 km). Il est occupé par les formations supérieures du Tanneron oriental qui se placent au-dessus des formations des synformes du secteur précédent. Il correspond à la moitié orientale de la synforme du Reyran—Les Issambres (fig. 8).

Les pendages redressés qui caractérisaient le secteur précédent s'atténuent à partir de Fond-Sante, marquant le passage du flanc à la charnière. Celle-ci est affectée de plis secondaires, hectométriques à



1 : gneiss migmatitiques rubano-œillés ($Mr\zeta^5$) ; 2 : gneiss sombres à biotite et hornblende (ζ^6) ; 3 : gneiss micacés à deux micas, sillimanite et tourmaline (ζ^3) ; 4 : gneiss plagioclasiques à deux micas (ζ^2) ; 5 : gneiss sombres à biotite et grenat (ζ^5) ; 6 : gneiss mylonitiques œillés ($my\zeta^3$) ; 7 : ortholeptynites roses à grenat ($\lambda^3\gamma$) ; 8 : Carbonifère ; 9 : Permien

Fig. 8 - Coupes sériées dans le socle du secteur des Adrets

kilométriques, que la lithologie diversifiée et l'attitude de la foliation permettent de mettre en évidence.

Ces structures replissent un pli kilométrique couché de phase 2, à cœur de leptynite, mis en évidence par l'existence d'une charnière au Sud-Ouest du Planestel et par la disposition symétrique des micaschistes à grenat par rapport aux leptynites. En outre, les leptynites qui apparaissent au Nord de l'auberge des Adrets peuvent constituer le cœur d'un autre grand pli situé sous le pli principal.

Par ailleurs, l'intercalation des gneiss œillés de la Moure, qui s'amenuisent d'Ouest en Est, peut correspondre soit à une disposition originelle, soit à la tête d'un pli couché vers l'Est et dont la racine se trouverait à l'Ouest du bassin carbonifère du Reyran, dans la structure symétrique du bois de Bagnols.

• ***Secteur de Bagnols-en-Forêt et de Roquebrune-sur-Argens*** (largeur maximale 10 km). La série métamorphique de ce secteur, constituée par une alternance d'ortho- et de paragneiss, est sensiblement différente de celle du secteur précédent. Toutefois, l'existence, de part et d'autre du bassin carbonifère du Reyran, de la formation des gneiss œillés de la Moure et de Malpasset, permet des corrélations entre les deux secteurs.

À l'Est, on observe d'abord une structure symétrique à cœur d'orthogneiss du bois de Bagnols enveloppés par les gneiss de Malpasset, en position supérieure, et par les gneiss du Riou Blanc (feuille Fayence) et des Issambres, en position inférieure. Au centre du secteur, plusieurs bandes d'orthogneiss migmatitiques apparaissent au sein de paragneiss migmatitiques: leur nature — corps granitiques initiaux distincts ou replis d'un corps unique — n'est pas clarifiée. Enfin, les migmatites de Peygros, situées vers la base de la série, ne se retrouvent pas dans le Tanneron.

• ***Secteur du Rouet—Plan-de-la-Tour*** (largeur maximale 6 km). Il s'étend, dans les Maures, depuis l'accident de Grimaud jusqu'à la bordure est du granite de Plan-de-la-Tour et, dans le Tanneron, de l'accident de Joyeuse à celui de Fontcounille.

Il est occupé essentiellement par les granites du Rouet et de Plan-de-la-Tour et par la tonalite de Prignonet—Fontcounille, et correspond à la charnière de l'antiforme du Rouet—Plan-de-la-Tour.

Dans le Tanneron, les formations gneissiques entourent les affleurements des granitoïdes, dessinant une terminaison périclinale qui peut être reconstituée sur la feuille Fayence par l'attitude des foliations: ainsi, le lambeau de la villa Bonnefoy apparaît comme le toit du granite du Rouet.

Dans les Maures, le contact oriental du granite avec les formations métamorphiques est irrégulier; par contre, à l'Ouest, il est très proche ou confondu avec l'accident de Grimaud et montre une bordure de refroidissement figée.

• ***Secteur est de la forêt communale des Arcs et secteur ouest du bois de Prignonet*** (largeur maximale 3 km). Ces secteurs, l'un dans les Maures, l'autre dans le Tanneron, s'étendent à l'Ouest de l'accident de Grimaud—Joyeuse ; ils sont occupés par les formations de l'unité de La Garde-Freinet avec, dans les Maures, contre le Carbonifère de Plan-de-la-Tour, une bande de micaschistes de l'unité de Bormes.

Dans les Maures, les pendages sont modérés (25-50°) et dirigés vers l'Ouest dans les amphibolites et les micaschistes à sillimanite. Plus à l'Est, dans les gneiss métatexitiques, des changements du sens des pendages et l'apparition d'ondulations décamétriques à hectométriques traduisent le passage à la charnière de l'antiforme. Le long du Carbonifère de Plan-de-la-Tour, les gneiss de l'unité de La Garde-Freinet sont en contact tectonique avec les micaschistes de l'unité de Bormes qui les surmontent. Ce contact, jalonné par des mylonites, est injecté par des filons de rhyolites semblables à celles existant dans le Carbonifère voisin.

Dans le Tanneron, les pendages redressés sont toujours dirigés vers l'Ouest. À la limite nord de la feuille, les directions de la foliation s'infléchissent vers l'Est, amorçant une courbure qui marque la terminaison périclinale de l'antiforme Rouet—Plan-de-la-Tour, visible sur la feuille Fayence.

• ***Secteur ouest de la forêt communale des Arcs*** (largeur maximale 3 km). Il est occupé par les formations de l'unité de Bormes, à pendage modéré vers l'Ouest, qui surmontent celles de l'unité de La Garde-Freinet du secteur précédent. Les leptynites de l'Aille dessinent de grands plis cartographiques. Les bandes ou bandelettes de gneiss de Bormes, intercalées dans les micaschistes, pourraient correspondre à des replis isoclinaux, comme cela paraît être le cas sur la feuille Collobrières.

Tectonique cassante tardi-varisque

Les séries métamorphiques des Maures et du Tanneron sont affectées par deux grandes failles de direction N-S et E-W. Si les secondes (failles du Capitou et des Termes) ne montrent pas de déformation ductile et sont d'âge permien, certaines grandes failles N-S présentent une déformation ductile et se sont individualisées précocement durant la phase de serrage E-W où lors de la phase subsynchrone de mise en place des granitoïdes tardi-varisques : ce sont les failles de Grimaud—Joyeuse, de Fontcounille et de la Moure. Par ailleurs, un grand contact anormal mylonitique tardif, de même direction, sépare l'unité de Bormes de celle de La Garde-Freinet, à l'Ouest du Carbonifère de Plan-de-la-Tour.

• ***Les grands accidents N-S***. La zone de déformation ductile qui leur est associée varie d'une dizaine à une centaine de mètres de large. Elle est constituée par une alternance de bandes mylonitiques centimétriques et de zones cisaillées qui montrent une déformation en plans S/C indiquant une cinématique de faille senestre.

Ces accidents montrent un important rejeu cataclastique plus froid, postérieur, d'âge carbonifère. Aux épontes de ces zones peuvent être observés (dans les faciès micaschisteux essentiellement) des plis type chevron ou kink dont les caractéristiques géométriques suggèrent un jeu inverse à composante dextre.

Le jeu ductile de ces accidents est, pour l'essentiel, antérieur à précoce par rapport à la mise en place des granites tardi-varisques: en effet, à l'échelle cartographique, la mise en place de ces granites apparaît guidée par les accidents N-S. À l'echelle de l'affleurement, le granite de Plan-de-la-Tour est intrusif dans les mylonites de l'accident de Grimaud, mais ses faciès aplitiques de bordure sont eux-mêmes affectés par ce type de déformation (Gué des Chaurans).

Bien que montrant, lors de la phase ductile, un certain jeu décrochant dont l'ampleur reste à déterminer, ces failles n'interrompent pas la continuité du socle provençal:
— les accidents de la Moure et de Fontcounille séparent des compartiments dans lesquels on retrouve des formations identiques;
— les accidents N-S ne modifient guère la structure en dômes et cuvettes;
— l'accident de Grimaud—Joyeuse se surimpose à la terminaison péclinale de l'antiforme du Rouet.

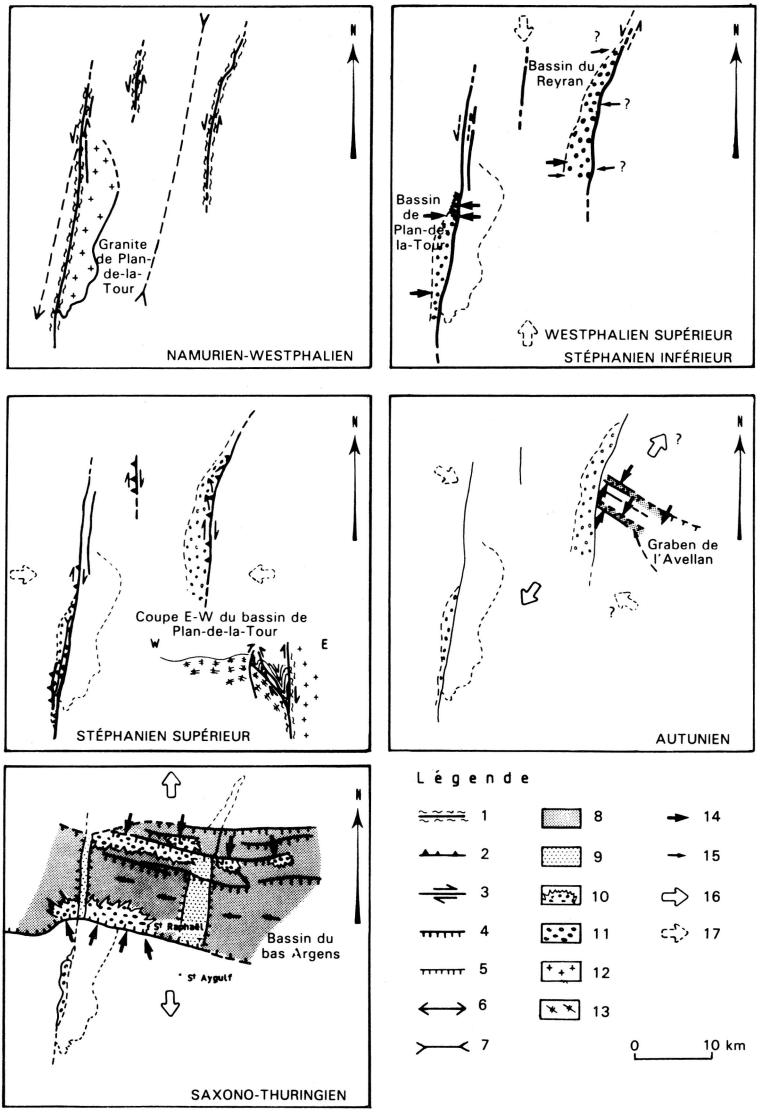
• ***Le contact anormal entre les unités de Bormes et de La Garde-Freinet.*** Situé à l'Ouest du Carbonifère du bassin de Plan-de-la-Tour, il est analogue au grand accident de La Garde-Freinet qui, sur la feuille Collobrières, sépare également ces deux unités. Il est marqué par des cataclastites et des ultracataclastites dont l'épaisseur varie de moins d'un mètre à plus de 10 m. Il recoupe obliquement certaines limites de l'unité de La Garde-Freinet, et les formations des deux unités en contact ont des attitudes de foliation sensiblement différentes.

Son pendage reste proche de celui des formations encaissantes.

Il peut correspondre soit à un chevauchement tardif, soit à une faille normale marquant un amincissement crustal tardi-orogénique. Sa place exacte par rapport à la phase de serrage E-W reste à préciser.

• ***Âge des déformations et implications géodynamiques.*** *Le jeu ductile* (cataclase mylonitique) des accidents N-S est, pour l'essentiel, antérieur à précoce par rapport à la mise en place du granite de Plan-de-la-Tour (daté 325 Ma environ: Maluski, 1972) car ce granite est intrusif dans les mylonites (Serment et Triat, 1967), mais il est également synchrone à légèrement tardif par rapport à cette mise en place car les faciès aplitiques de bordure et les enclaves qu'ils contiennent sont étirés par cette déformation. Un début de schistosité apparaît, souligné par l'apparition de la chlorite dans les faciès étirés.

Le jeu fragile inverse-dextre est, quant à lui, postérieur au dépôt des séries carbonifères du bassin de Plan-de-la-Tour. Il est, en effet, associé au plissement isoclinal (plans axiaux N-S) des unités sédimentaires actuellement disposées le long de la faille de Grimaud. Ces déformations sont l'expression d'une compression E-W importante puisque celle-ci est généralisée dans le socle, comme en attestent les



1 : faille ductile ; 2 : faille inverse (ductile-fragile) ; 3 : faille senestre fragile ; 4 : faille normale fragile ; 5 : faille à jeu induit ; 6 : anticlinal ; 7 : synclinal ; 8 : série détritique de bassin ; 9 : série détritique de seuil ; 10 : cône détritique en piedmont de faille ; 11 : série détritique à charbon ; 12 : granite ; 13 : série cristallophyllienne ; 14 : direction des apports grossiers ; 15 : direction des apports fins ; 16 : direction de 3δ (en régime distensif) ; 17 : direction supposée de 1δ (en régime compressif).

Fig. 9 - Reconstitution de l'histoire tectonique des bassins carbonifères et permiens
(Toutin-Morin et Bonijoly, 1992)

déformations observables sur les affleurements bordant l'ancien barrage de Malpasset (nombreuses failles N-S inverses-dextres à pendage faible de 60° vers l'Est et failles N20°E dont la cinématique inverse est déterminable grâce à la disposition de kinks aux épontes).

Il apparaît, en définitive, que les accidents ductiles s'individualisent pendant la phase sudète de l'orogenèse hercynienne (Bordet, 1951). Certains d'entre eux, comme la faille de Grimaud—Joyeuse, se surimposeraient à une zone de décrochement ductile N-S plus ancienne (Vauchez et Bufalo, 1985). Ces accidents sont contemporains de la phase 4 (serrage E-W), laquelle crée les structures cartographiques décrites par les formations métamorphiques, c'est-à-dire une succession de plis concentriques ouverts N-S à plans axiaux subverticaux. Cette phase est accompagnée d'une cristallisation rétromorphique (ambiance épizonale à chlorite, selon Vauchez et Bufalo, 1988).

Tectonique posthercynienne

Tectonique carbonifère

Au Carbonifère supérieur (fig. 9), le jeu des failles N-S contrôle clairement la localisation et la subsidence des bassins stéphaniens sans que l'on puisse identifier nettement la cinématique de ces accidents. Une analogie avec l'histoire tectonique des bassins houillers du Massif central (Blès *et al.,* 1989) apparaît cependant évidente. Elle permettrait de supposer un mouvement permanent senestre de ces accidents contrôlant l'individualisation des bassins carbonifères, alors que le bâti subit une surrection illustrée par le passage d'un niveau structural intermédiaire (domaine des déformations ductiles) à un niveau structural superficiel (domaine des déformations fragiles). Les bassins de Plan-de-la-Tour et du Reyran correspondraient alors à des bassins *en transtension* dans un contexte tectonique compressif (compression N-S d'âge westphalien supérieur à stéphanien inférieur). De plus, cette évolution s'inscrit dans un contexte thermique anormalement élevé puisque des épanchements volcaniques sont connus dans les séries de Plan-de-la-Tour et que le charbon présent dans les séries du Reyran a subi un échauffement suffisant pour faire évoluer la matière organique jusqu'au stade de l'anthracite.

Enfin, une compression E-W, postérieure au Stéphanien inférieur et antérieure au dépôt des assises permiennes (non déformées), induit le rejeu des failles N-S en failles inverses-dextres. Cette compression est responsable de l'intense plissement observable dans la bassin westphalien supérieur—stéphanien inférieur de Plan-de-la-Tour. Par analogie avec l'histoire tectonique décrite dans le Massif central, cette compression serait d'âge stéphanien terminal. Durant cette période, des intrusions et effusions volcaniques intrudent le socle et s'épanchent dans les bassins carbonifères. Des coulées volcaniques acides sont décrites dans le bassin carbonifère de Plan-de-la-Tour et des coulées basiques le sont également dans les bassins de Plan-de-la-Tour et du

Reyran. Ce volcanisme calco-alcalin, qui se poursuit durant l'Autunien, semble typique des MORB appauvris et serait le marqueur de la collision de plaques paléohercyniennes succédant à la subduction d'un ancien océan (Gondolo, 1989).

Ainsi, l'ensemble de la période recouvrant les événements décrits ci-dessus correspondrait à une période tardi-orogénique caractérisée par des régimes tectoniques du type déformation plane (décrochements et failles normales) au Westphalien supérieur—Stéphanien inférieur, et compression pure (failles inverses et plis isoclinaux) au Stéphanien terminal. Ces événements correspondent aux derniers contrecoups de l'orogenèse hercynienne.

Tectonique permienne

• ***Les failles dans le socle.*** Deux directions majeures de failles peuvent être attribuées à cette tectonique. Elles sont principalement situées dans le massif de Tanneron. Il s'agit :
— des failles « E-W », représentée par les failles du Capitou et des Termes ; ces accidents orientés N70-90°E délimitent des panneaux de socle effondrés vers le Sud. La déformation associée à ces structures est fragile, les failles montrent une épaisseur de brèches d'ordre métrique. Les brèches, ainsi que les épontes fracturées de failles, sont souvent silicifiées ;
— des failles WNW-ESE, représentées par les failles de Bagnols-en-Forêt, du lac de l'Avellan et des Adrets-de-l'Estérel. Elles délimitent non seulement des panneaux de socle mais aussi de petits grabens dans lesquels des sédiments du Permien inférieur restent piégés (Avellan et Argentière).

Des dykes volcaniques de « dolérite » et de rhyolite sont également rencontrés. Leurs directions N60-80°E et N100-120°E sont parallèles aux failles majeures fragiles décrites ci-dessus.

• ***Les failles de bordure des bassins permiens.*** Les failles qui affectent ou délimitent l'extension des dépôts permiens présentent les mêmes directions que celles décrites dans le socle. Elles montrent les jeux synsédimentaires particulièrement pédagogiques.

Des brèches tectoniques synsédimentaires sont observables contre les plans de failles (Sud de l'échangeur des Adrets, lac de l'Avellan, faille de Roquebrune par exemple) et permettent de dater le régime tectonique, fossilisé par les stries de glissement, de l'âge des dépôts en présence (Formation de Bayonne pour la faille des Adrets, Formation d'Ambon pour la faille de l'Avellan, Formation de La Paro pour la faille de Roquebrune). Le régime tectonique contrôlant le jeu de ces accidents correspond à une distension N160-170°E. Comme pour les failles de socle, les plans de faille sont soulignés par une silicification.

• ***Âge de la déformation et implications géodynamiques.*** Si l'âge des failles synsédimentaires limitant les dépôts permiens ne fait aucun doute, on ne peut, par contre, assurer celui des failles de socle puis-

qu'aucun argument stratigraphique n'existe, mais l'appartenance de ces accidents à la phase tectonique permienne semble triviale pour les raisons suivantes :
— le régime des contraintes à l'origine de ces failles est identique à celui déterminé pour les failles permiennes ;
— les dykes volcaniques permiens datent une extension de même direction dans le socle ;
— la géométrie que décrit l'ensemble de ces accidents de socle et en bordure des bassins permiens, défini un hémi-graben dont la partie nord relevée ne permet plus de reconnaître l'extension septentrionale maximale des dépôts, mais illustre parfaitement le vaste dispositif en effondrement que présentaient ces bassins au Permien supérieur.

En définitive, l'histoire tectono-sédimentaire des bassins permiens montre une migration des dépôts-centres du Nord vers le Sud au cours du temps (les plus anciens au Nord, les plus récents au Sud), ainsi qu'une évolution de l'extension qui sollicite d'abord les accidents WNW-ESE (petits grabens autuniens) puis l'ensemble des accidents « E-W » (de N70 à 120°E), délimitant ainsi un hémi-graben au Thuringien. Cette extension (fig. 9) succède à la compression fini-stéphanienne qui plisse violemment le bassin de Plan-de-la-Tour (Toutin-Morin et Bonijoly 1992) par une inversion probable de l'intensité des contraintes, la phase tectonique responsable de la discordance angulaire du « Saxono-Thuringien » sur l'Autunien (graben de l'Avellan) restant encore mal expliquée.

L'histoire tectonique du Permien supérieur, caractérisée par un régime distensif NNW-SSE, clôt définitivement l'évolution hercynienne de type orogénique de la zone étudiée. C'est l'initiation d'une évolution à affinité téthysienne de type taphrogénétique de toute l'Europe occidentale. Une véritable extension crustale lui est associée, marquée par un volcanisme alcalin dont le chimisme, fortement marqué par la participation du manteau, est typique des zones anorogéniques en contexte distensif (Gondolo, 1989). Ces événements annoncent le démantèlement de la Pangée ; ils correspondent aux *prémices du rifting intracontinental* qui se développera à partir du Trias (Toutin-Morin *et al.*, 1993).

Tectonique mésozoïque

Les affleurements d'âge mésozoïque représentent une très faible superficie sur la feuille Fréjus—Cannes. L'extension géographique des terrains triasiques est la plus importante, mais la nature lithologique des dépôts à dominante argileuse ne permet pas de bonnes conditions d'analyse tectonique. Celle des terrains jurassiques et crétacés est plus réduite, mais ces séries sont affectées par des déformations identifiables à partir des données cartographiques qui permettent de reconstituer le contexte tectonique de cette période.

• ***Données cartographiques***. Les formations salifères du Trias évaporitique varient d'épaisseur de part et d'autre de la faille N-S de Grimaud—Joyeuse. Elles sont plus épaisses à l'Ouest de cette faille,

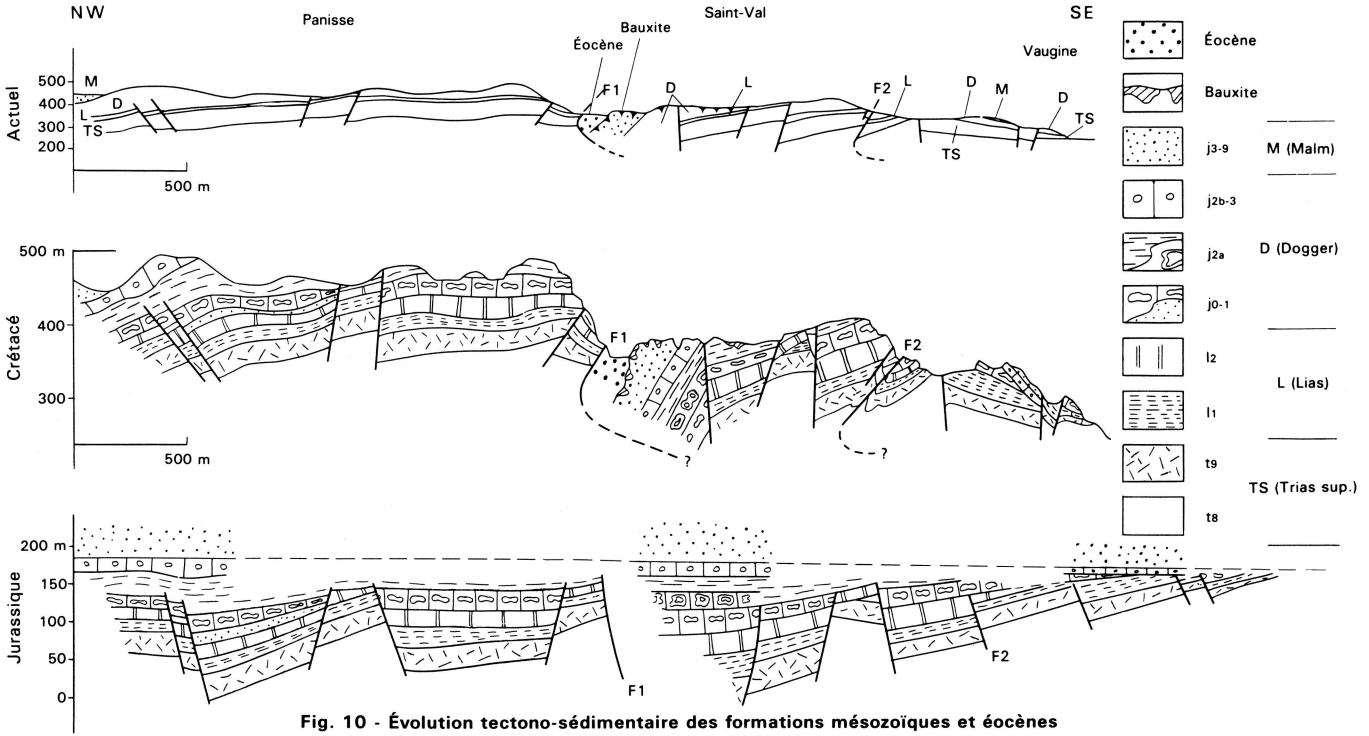


Fig. 10 - Évolution tectono-sédimentaire des formations mésozoïques et éocènes
(G. Dardeau, inédit)

se réduisent brutalement à proximité de l'accident, puis demeurent réduites à l'Est. Ces formations, solidaires des horizons rhétiens, semblent démontrer l'individualisation de grands blocs basculés réutilisant d'anciennes dislocations du socle paléozoïque.

Les formations jurassiques montrent des jeux synsédimentaires associés à différentes fractures orientées N70-90°E et N140°E (unités des bois de Panisse, Saint-Val, et de la Vaugine). Deux périodes d'activité peuvent être individualisées :

— une période anté-Bathonien supérieur pendant laquelle de nombreuses failles s'individualisent et morcellent de grands blocs basculés tels ceux limités par les failles F1 et F2 (fig. 10), contrôlant ainsi la répartition des volumes disponibles pour la sédimentation (subsidence tectonique) ;

— une période Jurassique supérieur où dominent les phénomènes de subsidence thermique résultant d'un affaissement généralisé du bâti paléozoïque.

Les formations d'âge crétacé sont réduites à la présence de bauxites mais leur existence même, associée à une surface d'érosion importante, permet d'identifier une dernière période d'activité tectonique mésozoïque dont l'âge serait postérieur au Malm et antérieur au Crétacé supérieur (âge des séries scellant les bauxites provençales). Cet épisode réactive les blocs basculés jurassiques (F1 et F2 de la figure 10). Il semble contemporain de l'élaboration des bauxites, car mouvements tectoniques et phénomènes d'altération et d'érosion des crêtes des blocs semblent synchrones (Toutin-Morin *et al.,* 1993).

• ***Implications géodynamiques.*** Les régimes tectoniques contrôlant l'activité des failles durant le Mésozoïque n'ont pu être caractérisés. Par analogie avec d'autres travaux réalisés dans les régions voisines, on peut cependant proposer l'évolution suivante.

Au Trias et au Jurassique, la région étudiée se situe sous l'influence directe du rifting téthysien qui aboutira à l'ouverture de l'océan ligure.

L'épisode affectant les séries triasiques est à rapprocher de l'épisode distensif d'âge carnien décrit par J. Mégard-Galli et J.L. Faure (1988) dans le Briançonnais et par G. Dardeau et P. de Graciansky (1990) dans les Alpes-Maritimes. L'extension caractérisant cet épisode pourrait être NE-SW (Blès *et al.,* 1989).

L'épisode affectant les terrains liasiques correspond à un événement majeur qui affecte toute la plate-forme ouest-européenne, du domaine alpin occidental (Lemoine *et al.,* 1989) aux marges des bassins épicontinentaux (Blès *et al.,* 1989 ; Bonijoly et Lefavrais-Raymond, 1989). L'extension correspondant à cet épisode serait orientée E-W à NW-SE selon ces mêmes auteurs.

La subsidence thermique du Malm correspond, quand à elle, à l'ouverture océanique du segment ligure de la Téthys. Cette rupture est certainement la cause de la disparition des contraintes tectoniques dans la croûte continentale. Cette période clôt l'influence téthysienne sur la région étudiée.

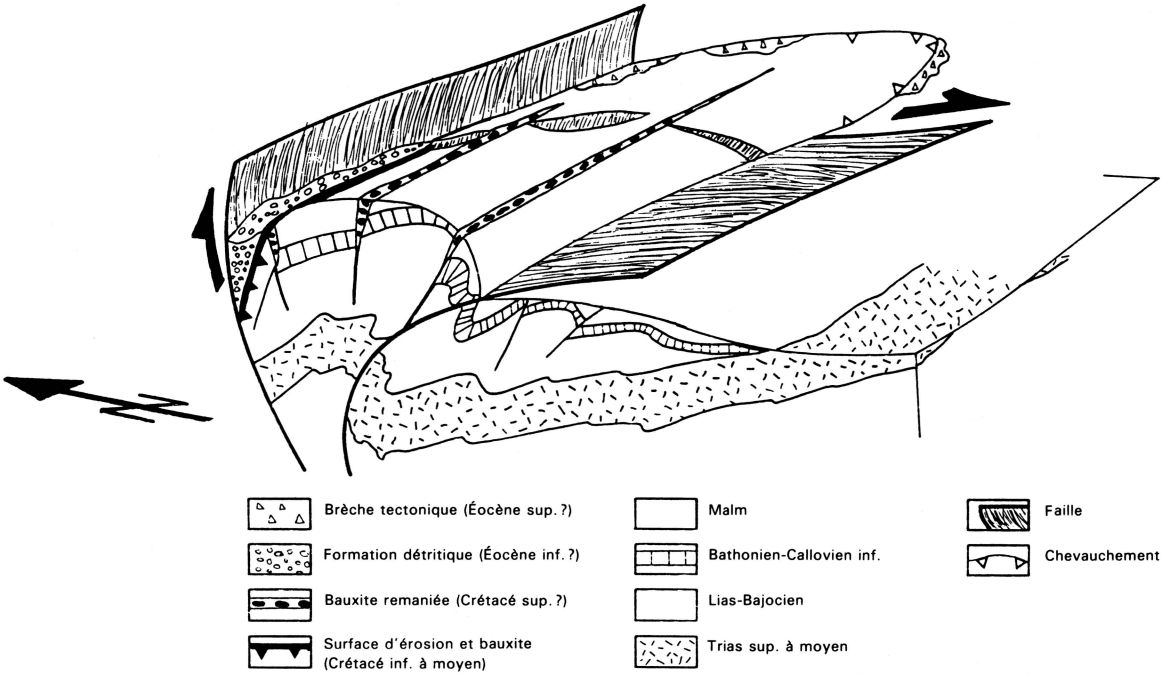


Fig. 11 - Bloc-diagramme des unités de St-Val et Vaugine :
illustration de la déformation alpine (*s.l.*)
(G. Dardeau, inédit)

L'épisode d'âge jurassique terminal—crétacé est connu un peu partout dans le Sud-Est (Graciansky *et al.,* 1987) et paraît s'exprimer sous forme d'une extension N-S (Blès *et al.,* 1989) en relation avec l'ouverture du golfe de Gascogne. Cet épisode tectonique illustre la dernière manifestation de l'influence des ouvertures océaniques sur la vie des bassins sédimentaires épicontinentaux, avant la continentalisation associée à la révolution qu'entraînera la collision entre l'Espagne et l'Apulie d'une part et le bloc ouest-européen d'autre part.

Tectonique alpine *(s.l.)*

• ***Déformation dans les bassins carbonifères.*** La déformation attribuable aux déformations alpines (*s.l.*) s'exprime dans les bassins carbonifères sous forme de plis à axe E-W (bassin du Reyran, Est des mines de Garrot) et par des décalages ou des déformations des failles bordières: décalage par faille dextre N70-80°E de la faille bordière occidentale N10°E du bassin du Reyran (mines de Garrot), torsion suivant une direction E-W de la faille bordière occidentale N10°E du bassin de Plan-de-la-Tour associée à un jeu inverse, et plis E-W associés dans les strates stéphaniennes.

• ***Déformation dans les bassins permiens.*** Deux épisodes compressifs décrochants sont caractérisés dans les séries permiennes:
— épisode de compression N-S à NNW-SSE, faiblement exprimé par quelques failles NW-SE à NNW-SSE dextres et NNE-SSW senestres, et de nombreuses fentes de traction à calcite N-S à NW-SE. Les failles N150-170°E décalent les failles normales N110°E synsédimentaires permiennes en bordure nord du bassin permien de l'Argentière (tranchée de l'autoroute A 8 au lieu-dit Séguret);
— épisode de compression NE-SW à ENE-WSW, bien exprimé dans les coulées rhyolitiques permiennes. Cette compression est décrite par un système de failles conjuguées N-S à NNE-SSW dextres et des failles E-W à WNW-ESE senestres (route D 4 de Fréjus à Bagnols-en-Forêt et route D 47 de Bagnols à La Motte).

• ***Déformation des séries mésozoïques.*** Des fentes N100°E se développent sur des terrains jurassiques d'âge varié, à l'extrado d'un pli d'axe E-W. Elles sont remplies d'un sédiment karstique et bauxitique remanié. Ces structures peuvent atteindre, à proximité de la feuille Draguignan, une épaisseur métrique à plurimétrique. Elles pourraient résulter d'une compression N-S.

À l'échelle cartographique, des déformations compressives alpines sont bien exprimées. Dans les séries jurassiques du bois Pannisse—Colle de Saint-Val, un chevauchement à géométrie complexe (fig. 11) est armé sur une ancienne faille N70-80°E (F1 de la figure 10) à jeu synsédimentaire jurassique (Toutin-Morin *et al.,* 1993). Le jeu inverse le long de cette faille n'inverse pas le rejet normal de cet accident mais déforme son plan et induit, dans le compartiment effondré, un pli déversé vers le Sud dont le flanc court évolue en chevauchement. Une brèche, constituée d'éléments reprenant la série impliquée, souligne

la faille majeure et le chevauchement : il s'agit d'une brèche syntectonique de 4 à 5 m de puissance (Notre-Dame-de-Bon-Port, Nord-Est de Draguignan).

• ***Âge de la déformation et implications géodynamiques.*** L'ensemble des déformations décrites comme alpines (*s.l.*) peut être rattaché aux deux périodes majeures de l'orogenèse alpine (*s.l.*).

La compression N-S, d'âge crétacé supérieur, induit la déformation anticlinale des formations de Saint-Val. Elle permet l'individualisation, sur la charnière anticlinale de ce pli, de fentes d'extrado E-W à remplissage d'altérites (bauxites remaniées). Cet épisode de plissement précoce préside à la formation de dépressions et de gouttières E-W dans les régions voisines (feuille Draguignan) durant l'émersion de l'isthme durancien. Les effets de cette déformation sont exacerbés après le dépôt des sédiments d'âge éocène moyen. On assiste alors à l'acquisition de la structure cartographique actuelle des séries mésozoïques (tectonique d'inversion associée au plissement des plans de failles et aux chevauchements à vergence S). Cet épisode, associé aux déformations les plus intenses, serait d'âge éocène supérieur (phase pyrénéo-provençale).

La compression NE-SW, observée essentiellement dans les séries permiennes, n'a pu être calée chronologiquement. Cependant, cette direction pourrait résulter de la formation de l'arc de Castellane au Miocène, et il s'agirait là des effets de la compression alpine (*s.s*).

Concernant l'hypothèse de l'allochtonie ou de l'autochtonie des séries jurassiques situées au Nord du Tanneron, la cartographie détaillée de la feuille Fréjus—Cannes permet de trancher ce problème. En effet, les failles limitant les blocs basculés du Jurassique se prolongent dans leur substratum triasique. Cet *enracinement* des failles synsédimentaires distensives *sous* le salifère triasique (considéré comme le niveau de décollement potentiel), démontre l'absence de déplacements tangentiels importants à l'intérieur de la couverture mésozoïque lors des compressions alpines *s.l.*

Tectonique plio-quaternaire

La néotectonique s'exprime, sur la feuille, par différentes manifestations.

• ***Expression de la déformation.*** Le basculement récent de la région s'exprime au niveau des cailloutis quaternaires situés à l'altitude de 70 m à l'Est de Mandelieu et à une altitude de 10 m sur les rives de la vallée de l'Argens.

La faille de Rébéquier a joué postérieurement au Miocène, permettant le détournement de l'ancien cours de l'Endre (Pas de Raynaude) vers le Sud. La faille de Joyeuse contrôle, quant à elle, l'encaissement « convulsif » du ruisseau de Pennafort par une succession de jeux répétés : terrasses pléistocènes à travertins à 190 m, cascade du ruisseau au passage de la faille, cours actuel à 90-100 m.

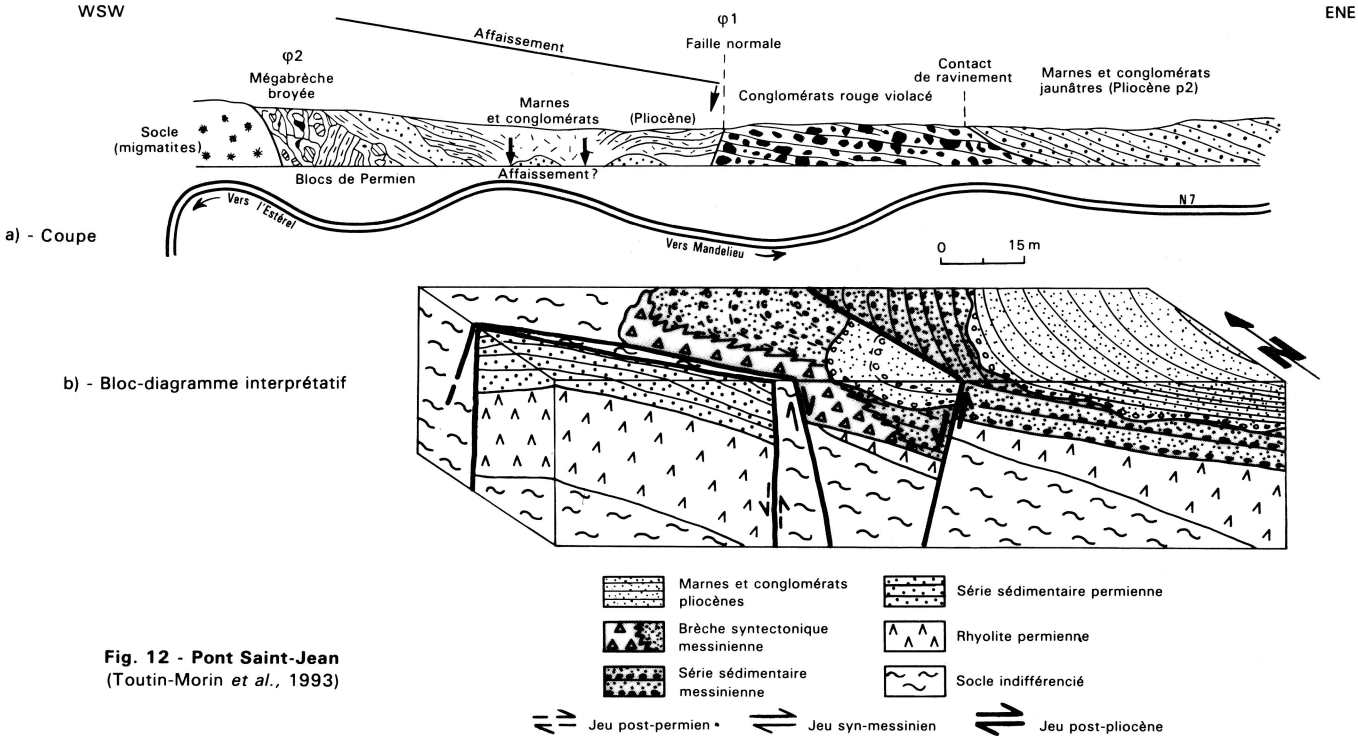


Fig. 12 - Pont Saint-Jean
(Toutin-Morin *et al.*, 1993)

Un faisceau de failles effondre, dans un petit graben, les formations caillouteuses quaternaires (hippodrome de Mandelieu). Ces formations, disposées en sommet de collines (60-70 m), se retrouvent là à une altitude de 20 m.

Enfin, à l'Ouest de La Napoule, au pont Saint-Jean (fig. 12), une ancienne faille permienne N100°E montre un jeu contemporain de la sédimentation d'un conglomérat rouge violacé, à blocs de rhyolite, pouvant être d'âge messinien. L'activité de cette faille permet la formation d'une mégabrèche, équivalent latéral des conglomérats développés plus en aval. La formation conglomératique est recouverte par une série jaune à cailloutis et limons, d'âge pliocène, faillée par un accident N140°E qui met en contact anormal la formation conglomératique messinienne avec la série jaune.

• ***Implications géodynamiques.*** L'ensemble des formations décrites ci-dessus traduit la pérennité de l'activité tectonique durant tout le Plio-Quaternaire. Bien que les régimes tectoniques n'aient pu être caractérisés, il apparaît que, durant cette période, un régime probablement distensif ou décrochant-distensif est contemporain du bombement du « socle » Maures—Estérel, décrit par M. Julian (1980) et P. Combes (1984) et attesté par le basculement des terrasses plio-quaternaires (Dubar et Pérez, 1989). Ce soulèvement régulier évoque un réajustement isostatique.

En définitive, les déformations récentes décrites sur la feuille sont les manifestations atténuées de la tectonique alpine sur un bloc relativement stable par rapport à l'environnement (arcs de Castellane, de Grasse et de Digne au Nord, faille de la moyenne Durance à l'Ouest).

MÉTAMORPHISME

Âge du métamorphisme

Le socle anté-Carbonifère supérieur de la partie orientale de la Provence varisque présente une évolution métamorphique comportant trois stades successifs, correspondant à des régimes de pressions régulièrement décroissantes: un stade précoce antéschisteux relique, de haute pression; un stade principal de type barrovien, contemporain des phases tectoniques synschisteuses P1 et P2; et un stade tardif, peu marqué, à caractère rétromorphique.

L'âge exact du métamorphisme principal est difficile à préciser en raison du manque de repères stratigraphiques et de datations radiométriques. En tenant compte de la continuité des formations du socle provençal, il apparaît postérieur au Silurien daté par des graptolites au mont Fenouillet, sur la feuille Hyères—Porquerolles (Gueirard *et al.*, 1970). Il est, d'autre part, antérieur à la mise en place du granite de Plan-de-la-Tour, daté à environ 320 Ma (Maluski, 1972; Amenzou, 1988), et au Carbonifère supérieur qui repose sur le socle déjà profondément érodé. Les formations métamorphiques ont elles-mêmes

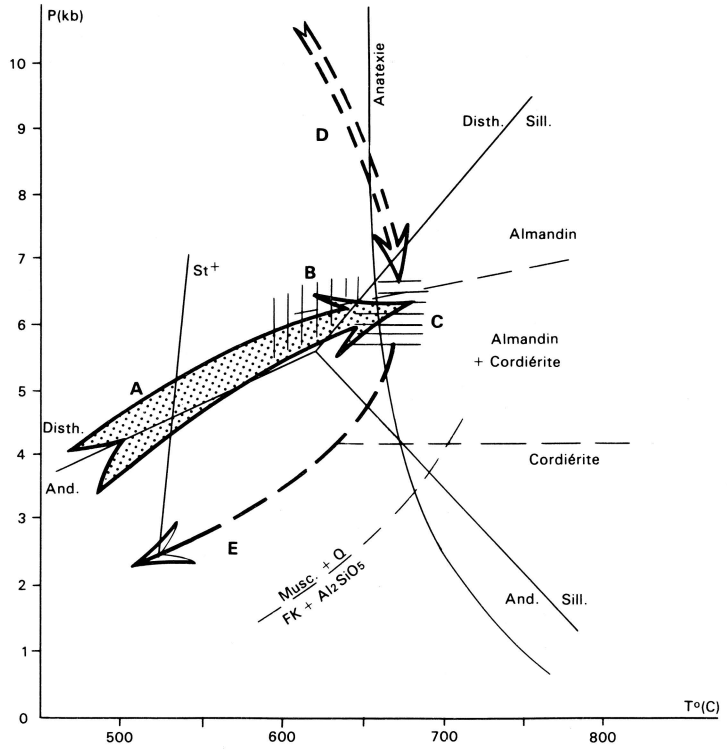
fourni des âges de 336 ± 10 Ma (gneiss des Maures orientales: Roubault *et al.,* 1970) ou compris entre 343 et 310 Ma (métagranite de Barral: Maluski et Gueirard, 1978), ou encore aux environs de 400 Ma (Roubault *et al.,* 1970). Ainsi, le métamorphisme peut être soit d'âge dévonien à carbonifère inférieur, soit d'âge carbonifère inférieur.

Caractère des divers stades de métamorphisme

• Le ***stade précoce de haute pression***, non daté, apparaît antérieur aux phases P1 et P2 et au développement de la foliation S1. Il est surtout marqué, sur la feuille, par l'existence, au sein des diverses formations d'amphibolites, de reliques éclogitiques à divers stades d'amphibolitisation. Parmi celles-ci, l'éclogite des Cavalières montre un stade éclogitique à disthène, suivi par un stade rétromorphique granulitique à sapphirine-hypersthène qui témoignerait de conditions de pression et de température estimées à 8-10 kbar et 750-850°C (fig. 13). La formation d'amphibolites de la forêt des Arcs contient, au Sud de la limite de la feuille, des reliques de gabbro présentant un stade d'évolution coronitique dans les conditions du faciès granulite. Enfin, le métagranite de Tanneron montre des transformations coronitiques des biotites magmatiques, caractéristiques d'une évolution granulitique.

• Lors du ***stade principal barrovien***, l'intensité du métamorphisme croît en Provence varisque d'Ouest en Est jusqu'à la zone à sillimanite-muscovite, avec anatexie partielle qui est atteinte dans le Sud-Ouest de la feuille, au niveau de la forêt communale des Arcs. Au-delà, vers l'Est, soit sur la plus grande partie de la feuille, le métamorphisme conserve cette intensité et l'anatexie affecte à des degrés divers les formations métamorphiques. Cette disposition est due à la grande épaisseur de la zone à sillimanite-muscovite et au fait que les grandes fractures P2, et surtout les grandes structures P3, répètent la même série, ne faisant pas apparaître de formations métamorphiques plus profondes.

Dans le détail, il convient de faire les remarques suivantes:
— dans le Sud-Ouest de la feuille, le passage de l'unité de Bormes à celle de La Garde-Freinet correspond approximativement à l'apparition de la sillimanite, les micaschistes à sillimanite (et staurotide) succédant aux micaschistes à disthène-staurotide;
— dans l'unité de La Garde-Freinet et dans l'unité des gneiss orientaux, l'alternance de zones de migmatites homogènes et de zones moins ou peu migmatitiques correspond, non à des différences d'intensité de métamorphisme, mais à des différences lithologiques initiales. Les termes quartzo-feldspathiques, en particulier les granites antémétamorphes volumétriquement très abondants, se transforment en migmatites franches et homogènes, alors que les formations plus pélitiques se transforment en gneiss métatexitiques ou, plus simplement, en gneiss micacés ou en micaschistes seulement recoupés par des mobilisats;



A : trajectoire du métamorphisme barrovien progradant dans les Maures occidentales
B : champ du métamorphisme barrovien pour l'unité de Bormes
C : champ du métamorphisme barrovien pour l'unité de La Garde-Freinet et l'unité des gneiss orientaux
D : trajectoire hypothétique pour la rétromorphose des éclogites dans l'unité des gneiss orientaux
E : trajectoire hypothétique pour la rétromorphose tardi-varisque des assemblages de l'unité de La Garde-Freinet et des gneiss orientaux

Fig. 13 - Diagramme pression-température pour le métamorphisme des formations du socle varisque

— dans la partie nord-orientale de la feuille, les micaschistes de Mandelieu, à disthène-sillimanite-staurotide et les gneiss leptynitiques de Mandelieu sont situés à la base de la série métamorphique, sous les migmatites d'Auribeau. En fait, l'analogie des gneiss leptynitiques avec les leptynites des Adrets, et la présence de disthène et de staurotide, montrent qu'ils peuvent correspondre à un repli tectonique de formations supérieures.

À la phase P1 correspond l'essentiel des cristallisations métamorphiques et la migmatisation *in situ* qui donnent naissance au litage-foliation S1. La phase P2, bien que marquée d'une façon générale par peu de nouvelles cristallisations, se déroule dans des conditions de métamorphisme à peu près équivalentes à celles de la phase P1. Si on n'observe plus de migmatisation *in situ* après P1, des mobilisats anatectiques se mettent en place dans l'interphase P1-P2 et, parfois, tardivement par rapport à P2. Le litage-foliation S1 est repris par la phase P2, avec développement d'une foliation complexe S1-S2 et cristallisation de sillimanite et de muscovite. Les migmatites homogènes, les métagranites peu affectés par la phase P1 ou les filons de pegmaplite recoupant S1 sont affectés, lors de la phase P2, par une blastomylonitisation avec développement de muscovite et de sillimanite (*cf.* fig. 3, A, B, C). Dans la partie nord du massif de Sainte-Maxime, on observe, dans les gneiss migmatitiques, des filonnets leucocrates, d'épaisseur centimétrique, injectés dans les plans de cisaillement qui limitent des amandes de cisaillement apparaissant à la fin du plissement P2.

• Le ***stade tardif*** se marque sporadiquement, sur la feuille, par des rétromorphoses épizonales de minéraux de la phase principale: en particulier, grenat en chlorite, sillimanite en muscovite, biotite en chlorite. Dans le massif de Tanneron, au Nord de Bagnols-en-Forêt d'une part, dans le secteur de Mandelieu d'autre part, de nombreux filons et filonnets de leucogranite s'injectent dans les fractures affectant les plis tardifs postschisteux de la phase 3. Ils peuvent témoigner d'une phase tardive d'anatexie en profondeur.

MAGMATISME

Le magmatisme antémétamorphe

Granitoïdes antémétamorphes

L'origine granitique des formations de gneiss œillés et de leptynites (orthogneiss de Bormes, du Peynier, du Fournel, du Rioutard, du bois de Bagnols, de Saint Paul, de Tanneron, leptynites des Adrets), a été progressivement reconnue, sur la feuille, depuis une vingtaine d'années. Elles renferment souvent des reliques, de taille variable (du mètre carré à l'hectomètre carré), de métagranite peu déformé, parfois à enclaves sombres. La présence, dans certains de ces métagranites, de cordiérite et, parfois, de grenat magmatiques en voie de rétromor-

phose, comme la typologie de leurs zircons et leur chimisme, montrent, en Provence cristalline, l'existence d'une suite granitique alumineuse d'origine crustale. Parmi ces orthogneiss, seul celui de Bormes a fait l'objet de datations qui permettent de situer sa mise en place vers 550-600 Ma (Maluski, 1971 ; Maluski et Gueirard, 1978), c'est-à-dire au Cadomien, à la limite Précambrien—Cambrien. En raison de la contemporanéité incertaine de ces divers orthogneiss, répartis dans des unités différentes et probablement situés à divers niveaux de la série, l'âge cadomien ne peut être généralisé.

Par ailleurs, certaines formations, très épaisses, de migmatites litées et œillées (migmatites de Peygros, d'Auribeau, gneiss leptynitiques de Mandelieu) pourraient, en raison de leur homogénéité, de leur aspect macroscopique et de leur chimisme, correspondre aussi, au moins *pro parte,* à des granitoïdes antémétamorphes.

Enfin, il existe, notamment dans la forêt des Arcs et le bois de Prignonet, de nombreuses lentilles métriques à décamétriques de gneiss à biotite et amphibole contenant parfois des reliques de tonalite. Certaines formations de gneiss à biotite et amphibole, en particulier aux Cavalières ou dans le Tanneron oriental, pourraient également correspondre à d'anciennes tonalites.

Magmatisme basique

Les formations d'amphibolites de la feuille peuvent être séparées en deux ensembles :
— celles de l'unité de La Garde-Freinet sont intercalées dans des micaschistes à sillimanite de la forêt communale des Arcs et sont associées à des leptynites et à des métagabbros. Elles sont datées à 498 ± 17 Ma (Lancelot, *in* Seyler, 1984), c'est-à-dire de la limite Cambrien—Ordovicien ;
— celles, très nombreuses, que l'on trouve plus à l'Est dans l'unité des gneiss orientaux, constituent des chapelets de petites lentilles. Elles présentent fréquemment des reliques éclogitiques et contiennent quelques amas de serpentinite. Ces formations ne sont pas datées.

Les premières correspondent à un magmatisme bimodal, groupant des roches basiques tholéiitiques (basaltes, gabbros), d'affinité continentale, et des rhyolites alcalines provenant soit d'une différenciation, soit d'une anatexie crustale. Elles représenteraient essentiellement un volcanisme mis en place dans des sédiments pélitiques (Seyler, 1984).

Les secondes correspondent à des basaltes et à des gabbros tholéiitiques, d'affinité océanique ou continentale. Apparaissant au sein de diverses formations, elles peuvent représenter des intrusions mises en place à divers niveaux de la série.

Ces deux types de formations basiques témoignent, par leurs caractères géochimiques, d'un magmatisme intracontinental lié à l'ouverture de rifts continentaux ou d'un prérift océanique (Seyler, 1984).

Le magmatisme de la fin du Paléozoïque et début du Mésozoïque

Dans tout le Sud-Est de la France (Provence et Corse), la fin du cycle varisque se caractérise par un important magmatisme à dominante acide. Ce magmatisme se décompose en deux cycles successifs aux caractères chimiques et géodynamiques différents: le premier cycle, calco-alcalin (*s.l*), se déroule à la fin du Carbonifère et au début du Permien et est génétiquement lié à une période orogénique de subduction-collision (Bonin, 1987); le deuxième cycle, alcalin anorogénique, se développe au cours du Permien moyen-supérieur et peut-être au début du Trias, et caractérise une période de distension du bâti varisque (Toutin-Morin, 1987).

Premier cycle magmatique, calco-alcalin

En Provence, la fin du cycle varisque est caractérisée par un magmatisme qui correspond surtout à la mise en place de granitoïdes, les uns anatectiques d'origine essentiellement crustale, les autres calco-alcalins (*s.s.*) issus d'une hybridation croûte-manteau (Amenzou, 1988). Il prend place à la fin de la période orogénique de subduction-collision.

• ***Le premier événement magmatique***, postérieur au métamorphisme et à la structuration des séries, correspond, sur la feuille Fréjus—Cannes, à la mise en place de tonalites légèrement alumineuses et de type calco-alcalin *s.s.* dans la partie occidentale du Tanneron (Prignonet, Fontcounille). Il est suivi par la mise en place des granites du Rouet et de Plan-de-la-Tour, à environ 320 Ma (Roubault *et al.*, 1970a; Maluski, 1972), le granite du Rouet étant intrusif dans la tonalite de Prignonet. Ces deux granites font partie d'un unique massif initial, d'orientation subméridienne, allongé sur une trentaine de kilomètres contre l'accident de Grimaud—Joyeuse, et qui a été fragmenté par suite de l'individualisation, au cours du Permien, du bassin du bas Argens. La mise en place de ces granites, comme celle des tonalites qui les ont précédés, a été guidée par les accidents de Grimaud—Joyeuse et de Foncounille, déjà individualisés. Ceci se marque, en dehors de la disposition générale des granitoïdes par rapport aux accidents, par l'apparition, dans le granite de Plan-de-la-Tour, d'une bordure microgrenue à aplitique le long de l'accident de Grimaud. Ces granites alumineux, de composition monzogranitique à granodioritique, pouvant contenir de la cordiérite et présentant des enclaves sombres, appartiennent à la lignée anatectique d'origine essentiellement crustale. Les filons de microgranite porphyrique du Tanneron occidental sont liés à cette phase magmatique.

L'activité magmatique se poursuit ensuite au Stéphanien par la mise en place, dans le bassin de Plan-de-la-Tour, de microgranites ou de rhyolites et, dans celui du Reyran, de cinérites. Le chimisme et la typologie des zircons montrent que ces manifestations se rattachent à la lignée anatectique d'origine crustale (Crévola *et al.*, 1992).

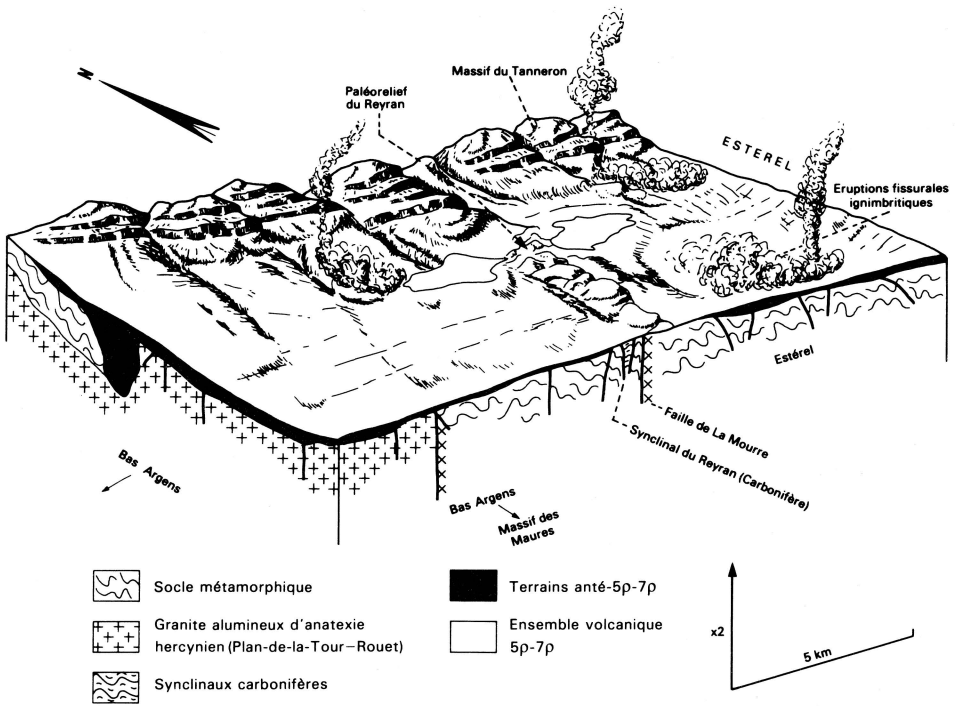


Fig. 14 - Éruptions fissurales (début 5ρ-7ρ) dans l'Estérel et le bassin du bas Argens
(Gondolo et Toutin-Morin, 1989, *in* "Synthèse géologique des bassins permiens français")

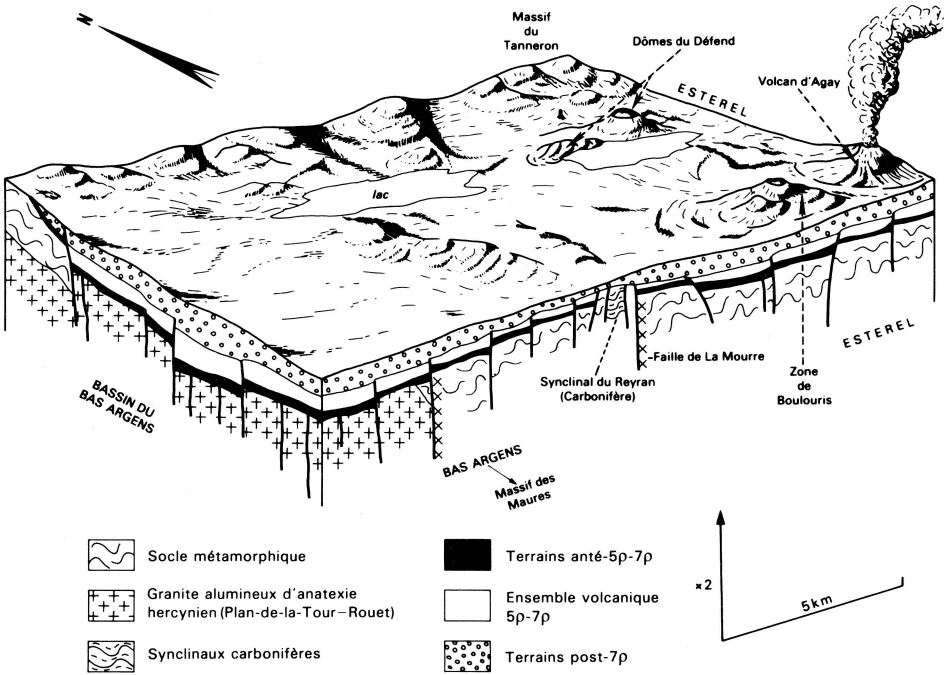
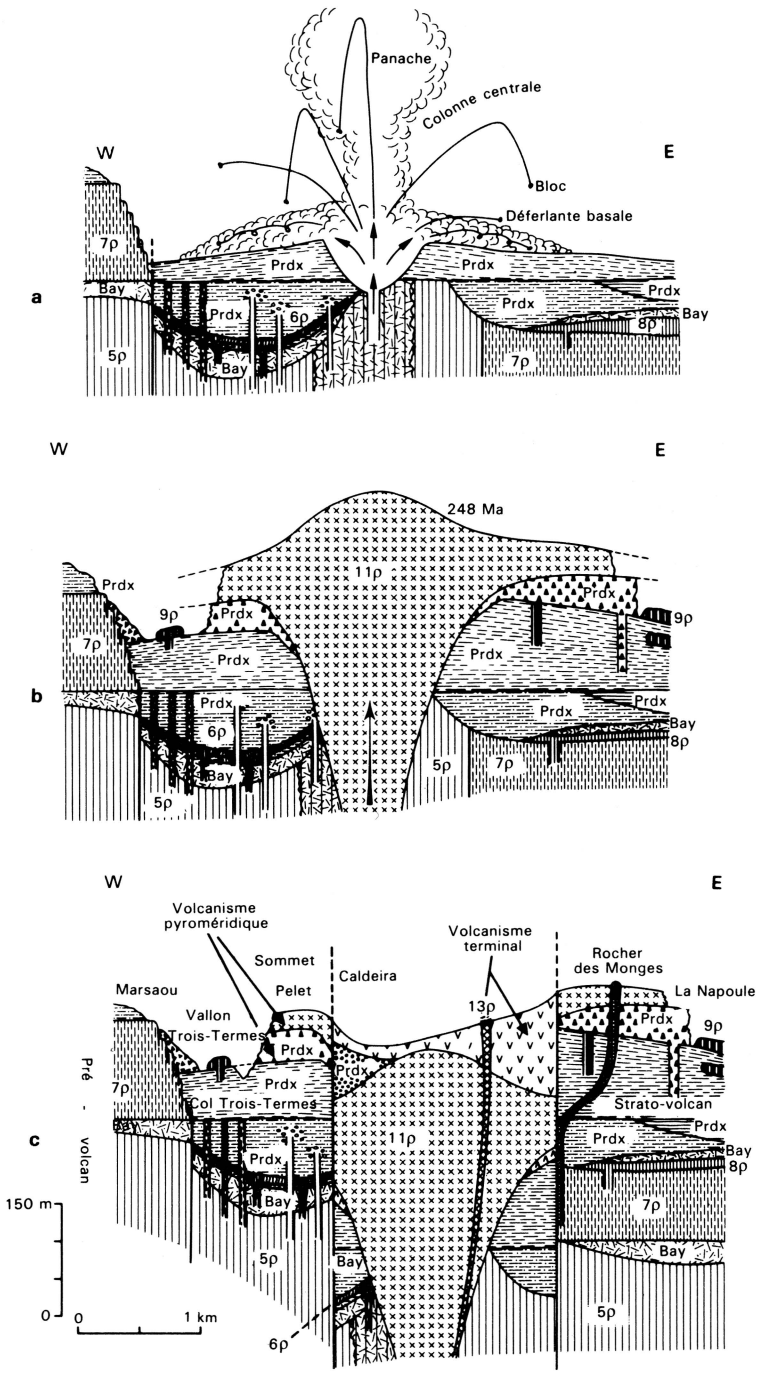


Fig. 15 - Éruptions à partir de volcans centrés (post-11ρ) dans l'Estérel
(Gondolo et Toutin-Morin, 1989, *in* "Synthèse géologique des bassins permiens français")


a
W
E
Panache
Colonne centrale
Bloc
Déferlante basale
7ρ
Prdx
Bay
6ρ
5ρ
8ρ
b
248 Ma
11ρ
9ρ
c
Volcanisme pyroméridique
Sommet
Pelet
Caldeira
Volcanisme terminal
Rocher des Monges
La Napoule
Marsaou
Vallon Trois-Termes
Col Trois-Termes
13ρ
Strato-volcan
Pré - volcan
150 m
0
1 km


Brèche de pente


Grès


Tufogrès


Brèche volcanique


Pyroclastite basique

Bay : Formation de Bayonne

Prdx : Formation des Pradineaux

5ρ : Rhyolite ignimbritique

6ρ : Rhyolite fluidale

7ρ : Rhyolite ignimbritique

8ρ : Rhyolite fluidale

9ρ : Rhyolite fluidale

11ρ : Rhyolite fluidale (= pyroméride)

13ρ : Rhyolitoïde (= trachyte quartzifère)

a- Édification du strato-volcan : dépôts de déferlantes basales et explosion terminale

b- Volcanisme pyroméridique : intrusion du dôme-coulée 11ρ

c- Phase de repos : effondrement en caldeira (d'au moins 300 m), remplissage puis volcanisme terminal (cheminées de trachyte 13ρ)

La faille bordière de la caldeira sera, par la suite, minéralisée en fluorite

Fig. 16 - Différents stades de l'histoire du volcan de Maurevieille
(d'après Boucarut, 1971, modifié)

• ***Les dernières manifestations volcaniques***, de type calco-alcalin *s.s.*, sont connues uniquement dans le Permien inférieur du graben de l'Avellan : ce sont des cinérites et des galets de rhyolite provenant d'un volcanisme plus lointain, sans doute de Corse (Toutin, 1980), et l'ensemble $^{1}\beta^{3}$-br (brèches et coulée de basalte), qui appartiennent au magmatisme de *type orogénique du 1er cycle calco-alcalin* (Cabanis et Toutin-Morin, 1992), très développé en Corse pendant le Stéphanien et l'Autunien. Par ailleurs, des galets de rhyolite de même type existent dans les sédiments du Permien supérieur du Sud de l'Estérel, à Boulouris et à Agay (Pupin, 1987) : ils témoignent de la poursuite du démantèlement, pendant tout le Permien, des rhyolites calco-alcalines situées au Sud de la Provence.

Deuxième cycle magmatique, alcalin

Il est seulement représenté par des roches volcaniques qui se mettent en place au cours de la *phase distensive* qui caractérise la région à la fin du Paléozoïque. Son histoire peut se résumer de la manière suivante (Gondolo, 1989 ; Gondolo et Toutin-Morin, *in* Châteauneuf et Farjanel, 1989).

• ***Les premières manifestations volcaniques*** sont représentées par la première coulée acide $^{1}\rho$ et la coulée basique $^{1}\delta$, mais comprennent également :
— des tufs et des tuffites dont la mise en place s'effectue sous l'eau ; ils sont intercalés à la base de la formation d'Ambon et apparaissent *avant* la première coulée acide dans le secteur du Reyran et de Saint Jean ;
— des filons basiques (^{1}**F** et ^{2}**F** dans l'Estérel).

• ***Les émissions fissurales*** débutent avec la rhyolite $^{2}\rho$ et se terminent avec l'ensemble volcanique $^{7}\rho$.

Elles correspondent à un très grand volume de laves acides et sont surtout représentées par les ignimbrites émises par les failles bordières, sensiblement E-W, des bassins de l'Estérel et du bas Argens (fig. 14).

Après avoir comblé les dépressions, les plus puissantes ($^{7}\rho$) oblitèrent les reliefs et s'épanchent jusque dans le bassin du Luc, à l'Ouest de Vidauban.

• ***La période des édifices volcaniques*** (fig. 15). Des *édifices de type acide* fonctionnent en premier : mont Vinaigre, Pelet, Maurevieille, par exemple.

Ces appareils émettent d'abord de petites coulées bréchiques ($^{8}\rho$-$^{9}\rho$) limitées au secteur de Maurevieille (fig. 16) et d'Agay (volcanisme rhyolitique pyroclastique) : après une phase de repos, de violentes éruptions pliniennes sont responsables du dépôt de grandes quantités de tufs et de tuffites, caractérisés par des stratifications entrecroisées et des anti-dunes (dépôts de déferlantes basales), et de la formation de gouttes de cendre pisolitiques ou pisolites volcaniques (Boucarut, 1971) au cours du dépôt de la Formation des Pradineaux. On assiste,

pendant cette période, à la réactivation des fractures bouchées précédemment.

Après le dégazage du magma, se mettent en place des dômes pyroméridiques ($^{11}\rho$ - $^{12}\rho$), toujours précédés par des brèches de projection (fig. 16). Certains sont bien conservés (mont Vinaigre), d'autres, comme Maurevieille, s'effondrent ensuite en caldeira et ne sont plus visibles actuellement.

Une *phase de type basique* se développe par la suite, après une longue période peu active: Agay, Aigue-Bonne, Castelli, Maurevieille. Ce volcanisme effusif se caractérise par l'émission d'hawaiites et de mugéarites qui évoluent vers des tachytes quartzifères.

Il se manifeste d'abord par la mise en place de la coulée $^{2}\alpha M$, dans le Sud de l'Estérel (Agay), puis par un ensemble de coulées plus différenciées au Sud-Ouest de l'Estérel ($^{3}\alpha M$) et dans le bas Argens ($^{2}\delta$), et de filons ($^{3}\mathbf{F}$ - $^{4}\mathbf{F}$) intrusifs dans la Formation des Pradineaux; il existe sans doute d'autres épanchements, non visibles actuellement, mais dont on retrouve des filons qui traversent la rhyolite $^{7}\rho$ dans certaines zones.

Des dômes trachytiques, très localisés, se forment ensuite avec $^{13}\rho$ (fig. 16c).

Après une phase de repos, le volcanisme basaltique se termine avec les coulées et les filons $^{4}\mathbf{H}$ - $^{5}\mathbf{F}$ - $^{6}\mathbf{F}$ et $^{3}\delta$.

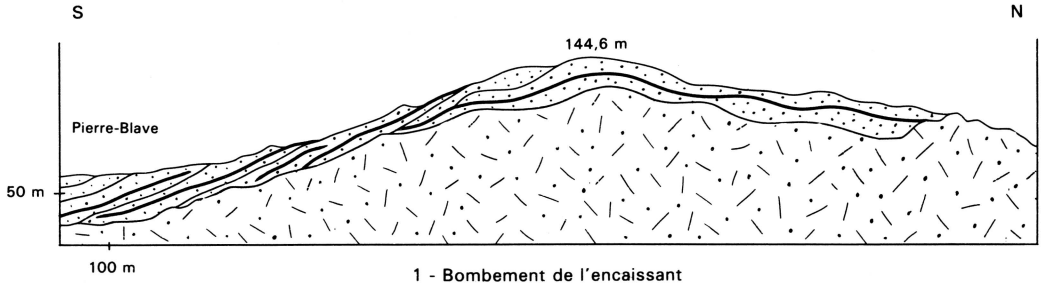
Parmi les nombreux appareils volcaniques qui se mettent en place dans l'Estérel, seul le volcan de Maurevieille a émis des produits acides et basiques: son histoire est résumée dans la figure 16.

Le magmatisme tertiaire

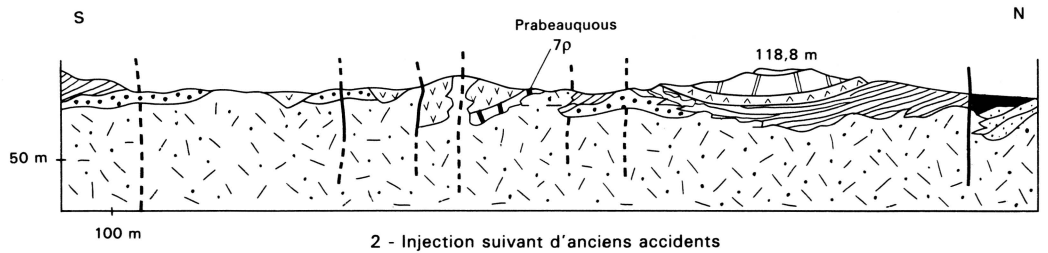
Il est représenté dans la partie méridionale de l'Estérel central par l'estérellite, de caractères pétrographiques et minéralogiques calco-alcalins.

Roche assimilable à des dacitoïdes, l'estérellite est une microdiorite quartzique qui s'est mise en place à la manière de roches subvolcaniques; elle est l'homologue d'andésites et de dacites à mésostase recristallisée. L'ordre de cristallisation des minéraux est conforme à celui que l'on observe dans les suites calco-alcalines des domaines orogéniques.

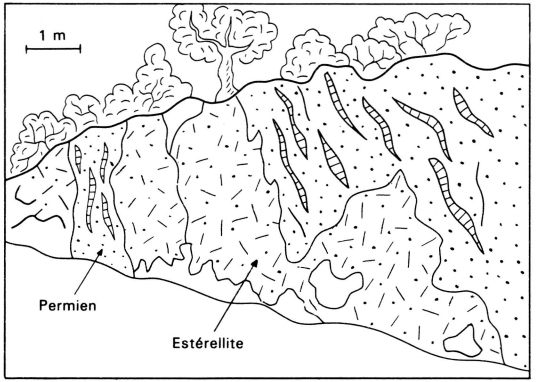
Une première intrusion, alignée suivant une fracture E-W préexistante dans la série permienne, a d'abord alimenté des filons, avant l'intrusion d'un petit batholite elliptique, allongé NW-SE, sans doute à l'Oligocène. L'injection du stock principal s'est faite banc par banc dans la série permienne, puis, devenant plus importante, elle a provoqué des effondrements par effet de «magmatic stoping» (fig. 17); lorsque sa puissance devient insuffisante, l'estérellite se fige et se fixe sur place.



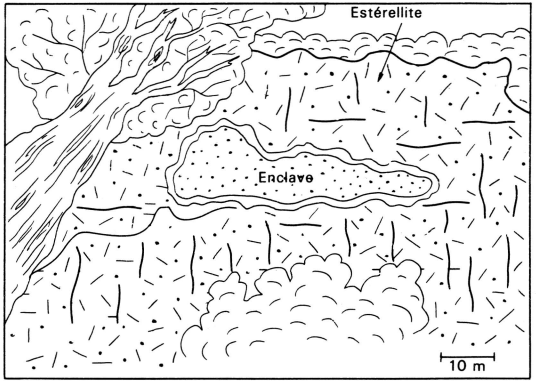
1 - Bombement de l'encaissant



2 - Injection suivant d'anciens accidents



3 - Injection lit par lit (Aigue-Bonne)



4 - Magmatic stoping (carrière du Drammont)

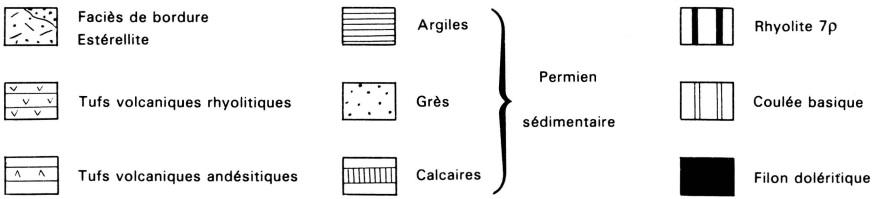


Fig. 17 - Mode de mise en place de l'estérellite
(Giraud, 1983)

Elle appartient aux formations volcaniques qui jalonnent l'arc alpin, depuis les chaînons subalpins et la région de Nice, jusqu'aux Préalpes ; elle se situe dans la province méridionale liguro-provençale de ce vaste domaine. Tandis que la subduction du domaine piémontais se faisait vers l'Est, sous la plaque sud-alpine, des fragments de l'« océan piémontais » auraient été entraînés sous la plaque européenne par la collision des deux plaques continentales. L'enfoncement post-collision serait alors responsable du volcanisme calco-alcalin (*s.s.*) de la zone occidentale externe des Alpes dont cette province fait partie (Giraud, 1983).

L'estérellite correspond donc à un événement du cycle alpin, indépendant du magmatisme qui s'est déroulé précédemment.

GÉODYNAMIQUE

ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU SOCLE

Les différentes données, malgré leurs caractères fragmentaires, montrent, par analogie avec d'autres régions de la zone interne de la chaîne varisque d'Europe de l'Ouest (Ledru *et al.,* 1989), que l'évolution varisque du socle de la feuille est typique d'une chaîne de collision. Toutefois, si de bonnes corrélations existent avec les séries métamorphiques et les granitoïdes du bloc corso-sarde (Bourrouilh *et al.,* 1980), les rapports de l'ensemble provençо-corso-sarde avec la zone interne de la chaîne varisque, par exemple du Massif central, restent à définir.

Quatre grandes périodes peuvent être distinguées dans l'évolution géodynamique du socle de la feuille.

Période prévarisque

Elle est essentiellement marquée, d'une part, par la mise en place de nombreux granitoïdes, alumineux pour la plupart, et dont celui de Bormes est daté de la limite Précambrien—Cambrien (orogenèse cadomienne ?) ; et, d'autre part, par un magmatisme bimodal daté de la limite Cambrien—Ordovicien. Les caractères géochimiques originels de ce magmatisme montrent qu'il s'est développé dans un contexte de distension intracontinentale. Cette zone de distension limitée pouvait être satellite et contemporaine d'une ou de plusieurs zones distensives importantes ayant pu, à cette époque, atteindre en Europe le stade océanique.

Période éovarisque

Par analogie avec l'épisode de métamorphisme de haute pression, maintenant bien documenté dans la zone interne de la chaîne varisque ouest-européenne, on peut interpréter les quelques témoins du métamorphisme de haute pression observés sur la feuille comme corres-

pondant à un enfouissement profond de la lithosphère dû à une subduction continentale. Il faut cependant souligner que ces quelques témoins ne donnent pas d'informations précises sur les conditions de pression atteintes, et qu'ils sont simplement datés par leur antériorité par rapport au métamorphisme barrovien et à la structuration qui l'accompagne.

Période médiovarisque

Elle est caractérisée par un métamorphisme barrovien avec anatexie, associé à deux phases de déformation intense et très pénétrative, à caractère essentiellement coaxial, donnant naissance à des structures isoclinales hectométriques à kilométriques. Elle peut être interprétée comme correspondant à une phase de collision continentale. Toutefois, aucun grand contact tangentiel n'a été mis en évidence sur la feuille et l'âge exact du métamorphisme n'est pas connu. Cette période se terminerait vers 330 Ma, avant la mise en place des granitoïdes postmétamorphiques.

Période néovarisque

Cette période, qui correspond au Namuro-Westphalien, voit la remontée progressive du bâti dans le niveau structural supérieur, en même temps que décroît l'intensité du métamorphisme. Elle est caractérisée d'une part par une structuration en dômes et cuvettes accompagnée par l'individualisation des grands accidents N-S à jeu décrochant, et d'autre part par la mise en place de granitoïdes postmétamorphiques. Ce magmatisme, qui se manifeste encore à l'Autunien, traduirait la persistance d'une structuration profonde héritée des périodes de subduction et de collision continentales antérieures, et la lente résorption des anomalies thermiques créées alors.

GÉODYNAMIQUE RÉCENTE

Morphogenèse et néotectonique

Les formes actuelles des Maures, du Tanneron et de l'Estérel sont profondément inféodées aux structures anciennes mais l'existence d'aplanissements sommitaux, d'âge oligo-miocène, révèle une évolution morphologique plus complexe qu'un simple héritage (Masurel, 1964).

Tanneron

Une surface se différencie sur les gneiss et se développe de manière spectaculaire sur les auréoles calcaires de bordure du massif de Tanneron, en particulier dans la région de Fayence—Montauroux. Elle se poursuit vers l'Ouest et vient mourir au pied du versant nord des barres rhyolitiques du Rouet. Ces aplanissements font partie de la surface nord-varoise (Cornet, 1965) qui s'étendait, au Miocène inférieur et moyen, du piémont des reliefs Maures—Tanneron—Estérel en di-

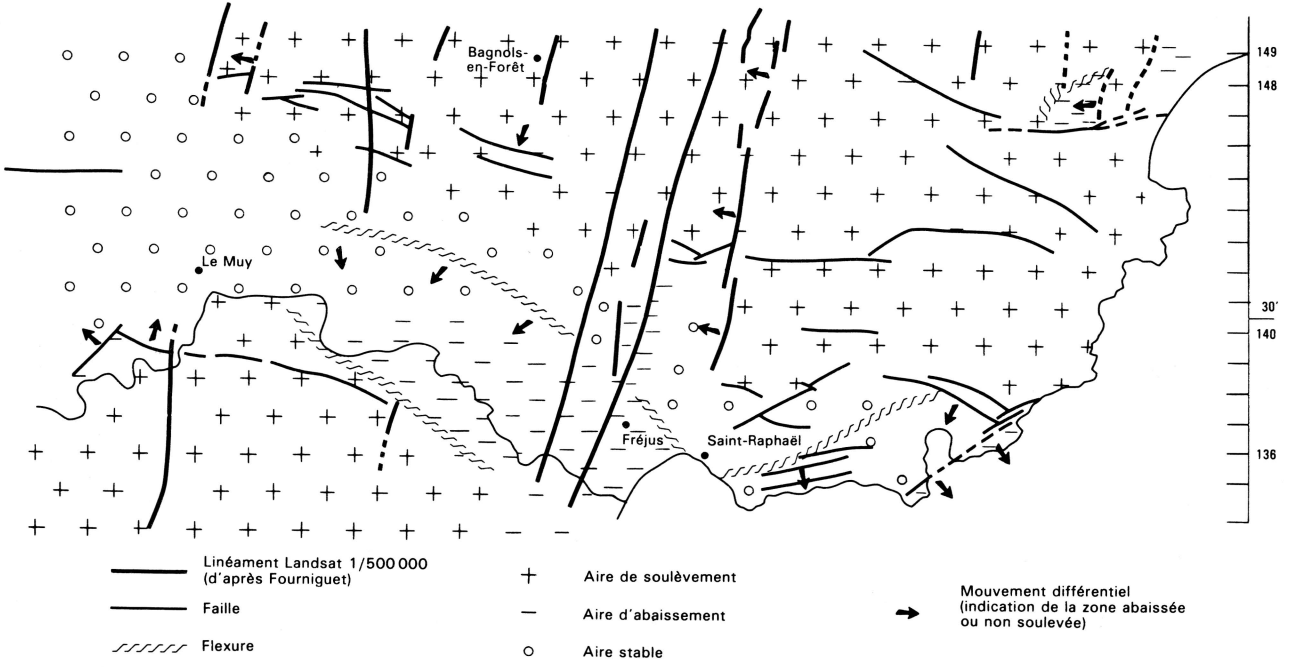


Fig. 18 - Carte néotectonique du Pliocène à l'actuel
(M. Dubar, inédit)

rection de la dépression marine de Forcalquier—Manosque, au Nord-Ouest. Sur cette surface, le drainage en direction du Nord-Ouest reste fonctionnel jusqu'au Serravallien, comme le prouve le cortège de galets de socle à la base de la série de Valensole. La déformation de cette surface et l'inversion du drainage sont donc liés à la tectonique alpine fini-miocène qui se manifeste lors du blocage des séries chevauchantes de l'arc de Castellane contre le Tanneron.

Sur la feuille Fréjus—Cannes, les modifications du tracé et de l'écoulement des rivières apparaissent en plusieurs points:
— détournement du cours de l'Endre vers le Sud, en amont du Pas de Raynaude;
— inversion du drainage du Reyran qui coulait auparavant vers le Nord-Est.

Le rôle de l'abaissement eustatique messinien est décisif dans la transformation de la morphologie. Les basses vallées de l'Argens et de la Siagne, installées dans des sillons tectoniques, sont le siège d'une érosion régressive intense et sont profondément incisées en canyon. L'activité tectonique persiste dans ces zones, ce qui est particulièrement bien illustré dans le ria de l'Argentière où une faille de bordure du socle contrôle, en jeu synsédimentaire, la mise en place d'une mégabrèche messinienne et rejoue après le dépôt des assises de base du Pliocène.

Maures

Dans les Maures, ces aplanissements, essentiellement développés au Sud-Ouest, se retrouvent à l'état de lambeaux au Nord-Est, en particulier dans le secteur de Peynier et des Bauquières. Ils suivent globalement une surface horizontale, mais les différences importantes d'altitude (de 300 à 600 m) indiquent des dénivellements d'origine tectonique.

Cette activité tectonique oligo-miocène, classique en domaine méditerranéen, est suivie de mouvements plus récents, pliocènes et quaternaires (fig. 18). Le plus remarquable est la surélévation de la côte de l'Estérel. En effet, alors que dans la basse vallée de l'Argens, les terrasses quaternaires gisent à des altitudes de quelques mètres seulement, leurs homologues du littoral, visibles à l'Est d'Agay, atteignent une soixantaine de mètres. Cette morphologie semble être en rapport avec des rejeux différentiels de part et d'autre du double accident Anthéor—Le Rastel:
— soulèvement de l'Estérel au Nord-Est, permettant le démarquage des niveaux le long de la côte. La déformation n'est pas homogène mais s'accroît vers l'Est et varie également d'un compartiment à l'autre, en fonction du rejeu des failles littorales;
— subsidence du secteur bas Argens, expliquant l'ennoyage des terrasses à l'Ouest d'Agay. L'accident de Roquebrune, en bordure du massif des Maures, guide le mouvement.

Les données de nivellements (Fourniguet, 1977; Terrier et Géraud 1988) montrent que cette dynamique différentielle se poursuit encore actuellement: les Maures et l'Estérel sont soumis à un mouvement positif d'ensemble tandis que le secteur de Fréjus et du bas Argens correspond à une anomalie négative.

Sismicité

La feuille géologique Fréjus—Cannes appartient pour l'essentiel à la Provence cristalline, domaine où l'activité sismique est remarquablement faible et contraste avec celle, beaucoup plus intense, des régions limitrophes: la Provence calcaire à l'Ouest, les chaînes subalpines méridionales au Nord-Ouest, au Nord et au Nord-Est, enfin la zone ligure à l'ENE.

Données utilisées

Les épicentres macrosismiques reportés sur la figure 19 (dépliant en annexe) sont extraits du fichier informatisé de sismicité historique de la France « SIRENE » du BRGM (Godefroy *et al.,* 1980) et constituent un échantillon représentatif de l'activité observée au cours des cinq à sept derniers siècles, au moins pour les événements les plus forts (intensité $\geqslant$ VI). La taille des différents symboles utilisés pour exprimer la fiabilité de leur localisation est proportionnelle à l'intensité épicentrale attribuée aux événements correspondants.

Les événements de localisation arbitraire (E) et les informations isolées (I) ne représentent pas de véritables déterminations épicentrales et ne peuvent donc être utilisés pour une interprétation sismotectonique.

Les épicentres instrumentaux sélectionnés proviennent des données du laboratoire de détection et de géophysique du Commissariat à l'énergie atomique (CEA/LDG). Deux périodes doivent être distinguées quant à la qualité des données:
— de 1962 à 1976, elles sont extraites de la synthèse nationale établie dans le cadre du projet sismotectonique (Delhay et Plantet, 1976; Massinon et Vogt, 1985), qui permet d'éliminer les événements trop mal localisés (erreur supérieure à 30 km) et d'utiliser un figuré différent selon la précision de la localisation (erreur inférieure ou supérieure à 30 km);
— de 1977 à 1986, elles ont été reprises des bulletins hebdomadaires de sismicité proche du LDG, qui ne fournissent pas d'indication sur la précision de localisation; pour ces dernières, les épicentres définis à l'Est du méridien 7°E, où ils deviennent très nombreux, n'ont pas été reportés afin de ne pas surcharger la figure.

Sismicité locale (emprise de la feuille Fréjus—Cannes)

Elle est quasi inexistante puisque seulement quatre événements historiques et deux instrumentaux sont reportés sur la figure 19. Encore faut-il y apporter de grandes réserves :
— seul le séisme du 29 juillet 1899, à l'extrémité occidentale de la feuille, est localisé avec une fiabilité acceptable à proximité des Arcs, entre Trans-en-Provence et Vidauban, où il atteint respectivement une intensité V et IV-V ; il est encore ressenti à Saint-Tropez (IV), Draguignan et Toulon ;
— les autres événements correspondent soit à des informations isolées, soit à des localisations arbitraires rapportées à Draguignan : le 15 novembre 1674 (information isolée) et le 5 août 1858, ressenti à Draguignan, Nice et Toulon, suivi d'une réplique le 7 août connue uniquement à Draguignan. Il est évident qu'il peut très bien s'agir d'événements beaucoup plus lointains, d'origine méditerranéenne plausible ;
— quant aux épicentres instrumentaux, il s'agit de chocs tout à fait mineurs survenus respectivement le 7 novembre 1970 (magnitude 2, 7) et le 6 mai 1972 (magnitude 2,4).

C'est dire que, à l'échelle des observations historiques et instrumentales disponibles, ce secteur à cheval sur les massifs des Maures, de l'Estérel et de Tanneron, apparaît quasi asismique.

Sismicité régionale (rayon d'une quarantaine de kilomètres autour de la feuille Fréjus—Cannes)

À l'échelle régionale, cette absence d'activité en Provence cristalline ressort nettement par contraste avec les régions limitrophes (fig. 19) :
— l'ensemble du massif des Maures, au Sud-Ouest, est quasi asismique ;
— par contre, au Nord-Ouest, au Nord et au Nord-Est, une sismicité significative est associée aux arcs de Digne, de Grasse—Castellane et de Nice ; parmi les secousses majeures, on relèvera : les 23 novembre et 12 décembre 1855 dans la région de Castellane et de Chasteuil (intensités VII et VIII), le 9 août 1863 près de Mézel (VII), le 30 novembre 1951 à Chasteuil encore (VII-VIII) et le 24 février 1818 à Vence (VII) ;
— l'arrière-pays niçois est le siège d'une activité notable dont les caractéristiques demandent encore à être précisées (Vogt *et al.*, 1979, 1981 ; Dadou *et al.*, 1983) et dont les événements les plus célèbres sont ceux de 1348 ($\geq$ IX ?), du 23 juin 1494 ($\geq$ IX ?), 14 janvier 1617 ($>$ VIII), juin 1618 ($>$ VIII), 15 février 1644 ($\simeq$ IX) et légèrement plus au Nord-Est, 20 juillet 1564 ($>$ IX ?) ;
— enfin la zone ligure, du golfe de Gênes jusqu'au large des côtes des Alpes-Maritimes, est vraisemblablement la zone sismique la plus active de toute cette région (Dadou *et al.*, 1983) et compte plusieurs secousses récentes violentes : 23 février 1887 (intensité X) et 19 juillet 1963 (magnitude 5,6).

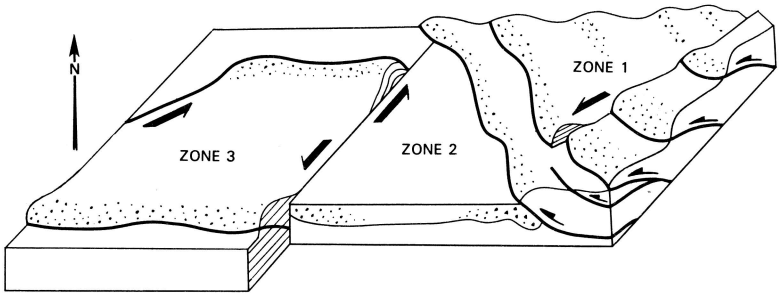
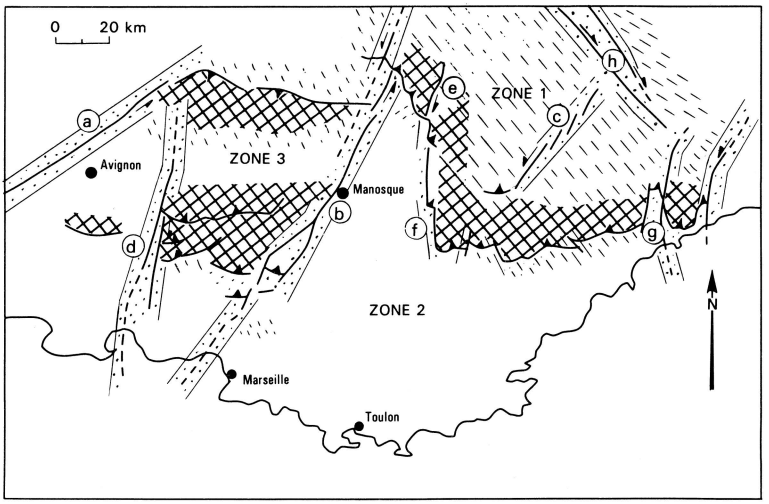


Fig. 20 - Bloc-diagramme schématique de la zonation tectonique de la Provence
(Combes, 1984)





1 - Domaine sismo-tectonique de type 1
2 - Domaine sismo-tectonique de type 2
3 - Domaine sismo-tectonique de type 3
4 - Chevauchement
5 - Décrochement

a - Faille de Nîmes
b - Faille de la Durance
c - Faille de Castellane–Daluis
d - Faille de Salon–Cavaillon
e - Faille de Digne
f - Faille de Moutiers–Ste-Marie
g - Faile du Var
h - Faille de l'Argentera

Fig. 21 - Zonation sismo-tectonique de la Provence
(Combes, 1984)

Cette répartition de la sismicité connue s'accorde parfaitement avec les zonations tectonique et sismotectonique de la Provence et des Alpes méridionales qui ont pu être proposées récemment (Dadou *et al.,* 1983; Combes, 1984; Terrier, 1991).

Les Maures et l'Estérel, le domaine sud-provençal et le plateau de Valensole *pro parte* (zone 2, fig. 20), apparaissent comme une région relativement stable, de faible relief et peu déformée au cours du Mio-Plio-Pléistocène. Cette région est limitée à l'Ouest par le système de failles décrochantes de la moyenne Durance, le long duquel se développe une activité sismique notable et au-delà duquel un ensemble de structures compressives, grossièrement E-W, limité par des accidents coulissants NE-SW à N-S, définit un nouveau domaine (zone 3, fig. 20). Il est caractérisé par l'association de zones de déformation récente étroites, centrées sur les décrochements, et de zones plus larges de déformation compressive continue depuis la fin du Miocène, coïncidant avec les principaux chevauchements et failles inverses (Ventoux, Lure, Lubéron, Costes, Trévaresse, Alpilles, etc.).

Enfin, à l'ENE, l'ensemble Maures—Estérel est séparé des chaînes subalpines méridionales par le front des chevauchements des arcs de Digne et de Castellane, le long duquel s'exprime, de façon relativement continue, une tectonique compressive depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel, associée à une sismicité élevée (zone 1, fig. 20).

Le comportement relativement rigide de l'ensemble Maures—Estérel s'expliquerait par la faible profondeur du socle qui arme cette région et entraînerait une concentration des déformations à sa périphérie, au niveau du front subalpin au Nord et des accidents décrochants de la Durance à l'Ouest et du Var à l'Est (Combes, 1984).

Les caractéristiques sismotectoniques de la Provence permettent finalement de proposer une zonation très schématique (fig. 21).

Aléa sismique

Cette absence de sismicité locale dans un contexte régional beaucoup plus actif caractérise l'aléa sismique dans le secteur Fréjus—Cannes, où ce dernier est contrôlé par les effets des séismes majeurs lointains. Ainsi, si les séismes locaux sont extrêmement rares, les secousses ressenties entre Cannes et Fréjus sont beaucoup plus nombreuses et peuvent y atteindre des intensités significatives (Dadou *et al.,* 1983):
— par exemple, VIII à Figanières (au Nord de Draguignan), lors du séisme ligure du 23 février 1887 (la région comprise entre Cannes et Fréjus se situant pour l'essentiel dans une plage d'intensité VII à VII-VIII);
— intensité VI-VII à Fréjus lors du tremblement de terre de l'arrière-pays niçois du 15 février 1644. Le secteur Fréjus—Cannes se trouvant à une distance moyenne de l'ordre de 75 km des épicentres des séismes majeurs de l'arrière-pays niçois (1348, 1494, 1564, 1617, 1618), l'in-

tensité probablement atteinte peut être estimée entre V-VI et VI-VII à VIII selon les lieux ;
— intensité VI à Saint-Raphaël lors du séisme provençal du 11 juin 1909 à Lambesc.

Au total ce sont près d'une vingtaine de secousses qui ont atteint ou dépassé une intensité V, au cours des 5 à 6 derniers siècles soit, en moyenne, 3 à 4 par siècle.

Une évaluation probabiliste de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France, effectuée en 1981 (Dadou *et al.* 1983), fournit les résultats suivants pour le secteur Fréjus—Cannes :
— intensités centennales ($Pa^* = 10^{-2}$) comprises entre VI à l'Ouest et VI-VII à l'Est ;
— intensités bicentennales ($Pa^* = 5.10^{-3}$) comprises entre VI-VII à l'Ouest et VII à l'Est ;
— intensités millennales ($Pa^* = 10^{-3}$) comprises entre VII-VIII à l'Ouest et VIII à VIII-IX à l'Est.

L'ensemble de ces résultats a conduit lors du nouveau zonage sismique de la France (Godefroy et Despeyroux, 1986) pour l'application des règles parasismiques de construction des ouvrages courants (hors ouvrages d'art, barrages et installations industrielles à « haut risque »), à ne classer que les cantons de Cannes, Saint-Raphaël, Fréjus et Draguignan** en zone dite « de faible sismicité », alors que plus à l'Ouest, le canton du Muy est déjà classé en zone « de sismicité négligeable ».

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

RESSOURCES MINIÈRES

La dernière exploitation minière de la feuille (Fond-Sante) a fermé en 1987. Pourtant, avec une production cumulée de quelque 2 Mt de fluorite et un peu plus de 1 Mt de baryte, les filons du socle cristallophyllien et du Permien ont alimenté jusqu'à ces dernières années une activité minière importante sur le plan national (Mari, 1979). Un gisement de tungstène a également été exploité dans le socle du Tanneron et le potentiel important des terrains permiens en uranium (Héry, 1990) a fait l'objet d'une évaluation économique. Les autres substances (charbon du Carbonifère, fer à proximité de l'estérellite dans la région d'Agay, manganèse de la base du Trias au château du Rouet) n'ont plus qu'un intérêt historique.

La phase métallogénique la plus ancienne est celle qui a donné les *minéralisations en tungstène* dans le socle varisque. Le phénomène a eu une extension très large dans les Maures et dans le Tanneron où

* probabilité annuelle de dépassement.
** Cannes : zone Ib ; Saint-Raphaël, Fréjus, Draguignan : zone Ia.

de nombreuses anomalies alluvionnaires ont été recensées lors des prospections systématiques. La minéralisation en scheelite de La Favière, stratiforme, est de type très original et aucune liaison avec un quelconque granite n'a été établie. Après avoir longtemps considéré l'origine volcano-sédimentaire du tungstène, on envisage actuellement, à titre d'hypothèse, que la concentration de la minéralisation pourrait avoir un lien avec le front de la migmatisation, ici d'âge paléozoïque inférieur à moyen: la genèse des grands gisements mondiaux de type stratiforme (Mittersill en Autriche, Archéen de l'Ouest du Groenland) est ainsi en pleine réinterprétation et le cas de La Favière reste obscur.

La genèse des *filons fluoro-barytiques* est mieux cernée. En effet, les filons, isolés ou groupés en champs, sont localisés le long des grandes lignes régionales de fractures, presque toujours au voisinage de la paléosurface continentale antécarbonifère et/ou antépermienne et/ou antétriasique, et le plus souvent en bordure des grabens permiens (Féraud, 1981). La pluralité des phénomènes paléohydrologiques minéralisateurs a été démontrée par l'étude de la distribution des terres rares dans les fluorites des divers filons et par la comparaison des types de remplissage; elle peut être interprétée en termes d'hétérochronie des filons et en termes de multiplicité des sources du fluor et du baryum. L'âge possible des minéralisations s'étale du Stéphanien au Lias, avec une probabilité maximum pour le Permien: ainsi, si les plus anciennes peuvent être connexes de l'hydrothermalisme associé au magmatisme tardi-hercynien, la plupart se sont mises en place pendant le régime distensif qui accompagne l'ouverture de la Téthys à partir du Permien supérieur (Jebrak, 1984; Zheng *et al.,* 1991-92).

Pour l'*uranium,* les données disponibles suggèrent la possibilité d'importantes préconcentrations en métaux durant le Permien lui-même, et l'association des concentrations à la tectonique distensive du Permien supérieur et au remplissage des bassins permiens. On ne dispose pas de datations géochronologiques: les seules réalisées dans le Permien indiquent des âges de 281 à 185 Ma dans des Alpes (Gordolasque, La Lauzière) et 180 Ma à Lodève.

Les tableaux en annexe récapitulent les diverses occurrences minérales recensées sur la feuille, leurs caractéristiques et leur importance économique. Cinq substances dominent.

Charbon

Il est localisé dans le Carbonifère supérieur.

• ***Bassin du Reyran***. Il a été exploité de 1780 à 1944 par puits, galeries et descenderies; la rupture du barrage de Malpasset, en 1959, a détruit les installations de l'usine de Boson qui alimentait les usines à gaz de Nice et de Cannes au début du siècle.

Les différentes exploitations ont fourni de la houille et des schistes bitumineux (Auriasque, Boson, La Madeleine), de l'anthracite (Les

Vaux, Biançon, Les Vernatelles), en couches ou en lentilles dans les grès et les conglomérats. À Boson, secteur le plus riche, la production de boghead et de houille grasse a été de 80 000 t (Basso, 1985) ; une usine de distillation a même été installée sur place à la fin du 19e siècle : le rendement en huile des schistes était alors de 200 l/t, pouvant aller jusqu'à 400 l/t (Mari, 1979).

• ***Bassin de Plan-de-la-Tour.*** Il a fait l'objet de grattages superficiels et improductifs (quelques veines d'anthracite) entre 1840 et 1844 dans le secteur nord du bassin (puits et galeries).

Dans ces bassins, le charbon est d'origine essentiellement autochtone. Il s'est formé *in situ* ou à proximité immédiate et s'est déposé dans un milieu sédimentaire calme, lacustre ou marécageux, lors des périodes d'accalmie tectonique (Basso, 1985).

Uranium

De nombreux indices ont été signalés par le CEA dans les années soixante (Mari 1979), d'autres ont été découverts plus récemment : ils correspondent souvent à des minéralisations superficielles, sans intérêt économique (la Plantade, Baume-Trocade, col du Baladou dans l'Estérel) ; parmi les plus intéressants, on peut citer les gisements suivants.

• ***Gîte du Charbonnier.*** Situé dans le massif de l'Estérel, à 7 km au Nord de Fréjus et à 2 km au Sud-Ouest du mont Vinaigre, il a été découvert en 1956. Une campagne de sondages, puis des recherches en galeries en 1957-58 ont permis d'évaluer les réserves à 120 t de métal pour 200 000 t de minerai, mais les teneurs sont faibles : 500 à 750 ppm d'oxydes noirs d'uranium.

La minéralisation se trouve dans le socle et dans une brèche de rhyolite permienne rouge brique, correspondant à une cheminée volcanique ayant alimenté une coulée postérieure à la rhyolite $^{2}\rho$ (Debon, *in* Mari, 1979). La teneur en vanadium est forte (Kervella, 1965).

Une origine fumerollienne et à partir des solutions hydrothermales liées à la brèche d'explosion lors des phases finales de refroidissement est possible.

• ***Gîte du Castelli.*** Il s'étend au Sud de l'Estérel, à proximité du carrefour du Castelli. Découvert en 1955 par le CEA, il a fait l'objet de quelques forages superficiels en 1956, et de sondages par la COGEMA en 1984.

Limité dans les psammites vertes à débris de matière organique, et dans les grès gris-vert de la Formation des Pradineaux, l'uranium diffus est associé à du thorium, de la fluorite violette, parfois à de la galène et de la pyrite (Mari, 1979 ; Soléty, 1965).

D'une manière générale, dans l'Estérel, la partie inférieure de la Formation des Pradineaux située entre la rhyolite $^{7}\rho$ et la rhyolite fluidale $^{11}\rho$, présente des indices uranifères dans les faciès de grès fins à débit en plaquettes, riches en matière organique et de teinte gris-vert prédominante. L'uranium, diffus ou sous dorme de chalcolite, y

est lié aux faciès réduits ; il est accompagné par de la fluorite violette, rubanée et stratiforme, des sulfures métalliques (galène, blende, chalcopyrite, pyrite) et des carbonates (cérusite, anglésite).

• ***Bassin du bas Argens.*** Dès 1955, le CEA découvre des indices dans les argiles, les grès (Le Muy) et les conglomérats (Roquebrune) du centre et du Sud-Ouest de ce bassin (Kervella, *in* Mari, 1979). Une campagne de terrains et les sondages de la COGEMA, entre 1974 et 1976, ont révélé des indices :
— dans la rhyolite $^{2}\rho$ (autunite, chalcolite et produits jaunes, associés à des traces de jarosite et de galène), à proximité du paléorelief du Reyran ;
— dans la Formation du Mitan (ancienne carrière du Mitan et sondages) ;
— dans la Formation du Muy (ancienne carrière du Muy et sondages), dans les niveaux gris, réduits, riches en matière organique ;
— dans les faciès latéraux grossiers (Formations de La Valette, de La Paro et de La Serre) de ces formations (Testevin, Gachette, Les Serres) où l'uranium est, en général, associé à de la pyrite et de la matière organique ;
— dans le socle du Tanneron (Nord du Castel Diao) où l'autunite pourrait être en rapport avec le granite du Rouet.

Fluorite

La fluorite (ainsi que la barytine qui lui est généralement associée en proportions variables) constitue surtout des filons soit dans le socle cristallophyllien, soit dans le Permien, et exceptionnellement des minéralisations de type stratiforme dans le socle (Soléty, 1965 ; Vervialle 1975 ; Jebrak, 1984).

La fluorite de type stratiforme est localisée dans le Tanneron, depuis Fond-Sante au Sud, jusqu'au Gros-Vallon au Nord (feuille Grasse), à divers niveaux d'une série de gneiss-à-silicates-calciques transformés, qui recèle aussi des indices stratiformes de scheelite (Détang, 1981).

La fluorite de type filonien, activement exploitée en mines souterraines jusqu'en 1987, a fait de la région couverte par la feuille l'un des principaux districts producteurs au niveau national. Chaque filon atteint quelques centaines de mètres de long pour une extension verticale maximum de 250 m et une épaisseur de 1 à 7 m. Le pendage est généralement proche de la verticale et le remplissage, rubané et par places bréchique, comporte essentiellement fluorite, barytine, quartz (Mari, 1979).

Dans le socle cristallophyllien, le *champ filonien de Fond-Sante* (Rémy *et al.,* 1974) comporte une vingtaine de filons sensiblement dirigés E-W (Détang, 1981) (voir tableaux en annexe) et donc parallèles au graben permien dont ils jalonnent la bordure nord, comme beaucoup d'autres de moindre importance. Le remplissage de certains

avait la particularité de recéler une importante proportion de sellaïte (MgF_2), le minéral pouvant atteindre localement 1 m de puissance.

Les autres filons fluorés du socle (voir tableaux en annexe) ont eu une production nettement moindre mais leur exploitation artisanale a connu des heures de gloire (Mari, 1979), notamment à Garrot et à l'Avellan, en bordure du bassin carbonifère du Reyran.

Loin des paléosurfaces, divers filons sont inclus dans la masse même des formations permiennes de l'Estérel; ils sont liés aux grandes fractures, en particulier E-W, et semblent parfois en rapport avec le volcanisme permien. Parmi les plus développés, on peut citer:

— le filon du Planestel, dans la Formation d'Ambon;

— le filon des Trois-Vallons, coincé entre le socle et la Formation d'Ambon;

— le filon des Trois-Termes, sur le flanc nord d'un dyke rhyolitique, dans la rhyolite $^{7}\rho$.

Ces trois champs filoniens sont liés à l'accident Théoule—Le Planestel;

— le filon de Maurevieille, localisé au Nord-Est de l'Estérel, le long de la faille bordière de la caldeira.

Des âges à 180 ± 9Ma ont été autrefois obtenus. Récemment, la méthode ^{39}Ar-^{40}Ar a donné un âge permien de 264 Ma (Zheng *et al.*, 1991-92) qui pourrait être l'âge de la minéralisation, tandis qu'une phase d'altération, en rapport avec l'ouverture de la Mésogée au Lias, serait responsable des âges plus jeunes obtenus précédemment;

— minéralisation du Castelli—la Cabre. La fluorite violet foncé, associée à des sulfures de plomb et de zinc, à de l'uranium et du thorium, se concentre en auréoles aux extrémités des zones minéralisées en minéraux radioactifs (Soléty, 1965). Elle se présente en imprégnation dans les grès de la Formation des Pradineaux et semble avoir remplacé le ciment carbonaté des grès, au voisinage de la rhyolite fluidale $^{11}\rho$.

La fluorite est fréquente dans divers niveaux sédimentaires (bancs calcaires encadrant le volcanisme basique ($^{2}\alpha M$ - $^{3}\alpha M$) ou volcaniques (rhyolites fluidales, tufs volcaniques) de l'Estérel, en petits cristaux ou parfois en ciment. Dans ce cas, la minéralisation pourrait dater du Permien supérieur et être en rapport avec l'émission des pyromérides $^{11}\rho$ (Soléty, 1965).

Filons minéralisés quartz-baryte

Un certain nombre de filons, peu minéralisés en fluorite et sulfures, jalonne les failles bordières des bassins permiens, en particulier le bas Argens.

Le *filon des Porres,* à 6 km au Sud des Arcs, a produit environ 710 000 t de minerai à 70-80 % $BaSO_4$ jusqu'à sa fermeture en 1983,

ce qui en fait le plus gros filon de baryte de la Provence cristalline. Dirigé E-W, il était exceptionnel par sa régularité favorisée par la compétence de l'amphibolite encaissante (Mari, 1979).

Hormis celui de Pennafort, les autres filons, principalement quartzeux, n'ont qu'un intérêt géologique. Ce sont:

— au Sud du bas Argens, le filon de Testevin situé dans le socle ou dans la zone de contact entre le granite de Plan-de-la-Tour et les conglomérats de la Formation de La Serre (Sud du Rocher de Roquebrune). De direction N105 et pendage 60°N, le filon est plus ou moins parallèle à la faille de Roquebrune qui limite le bassin au Sud;

— sur le bord nord du bas Argens, le filon du Coulet Redon (Formation des Pradineaux), souvent divisé en plusieurs branches et visible sur 1 km, avec une épaisseur qui varie entre 2 et 5 m. Plus ou moins E-W, il est lié à l'effondrement du bassin au Permien;

— dans le bassin du bas Argens,
- le filon des Grands-Esclans, de 0,20 m d'épaisseur et orienté N150 (baryte rose et calcite blanche),
- les filons du Rouet (Sud et Ouest du château), orientés N100 et N130 et de 0,50 m d'épaisseur (baryte rose, fluorite claire et quartz calcédonieux gris aux épontes),
- les filons du Mitan, parallèles à l'accident de Pennafort—Grimaud (N170) et situés dans la Formation du Mitan, dans l'ancienne carrière (baryte lamellaire rose à blanche avec fluorite bleue en cubes, calcite et sidérite en rubans aux épontes).

Tungstène

La scheelite, associée à des gneiss-à-silicates-calciques, a été rencontrée en plusieurs points du Tanneron. Aux Adrets-de-l'Estérel, le gisement de la Favière a produit 150 à 250 000 t de minerai titrant 1 à 6 % WO_3 qui, traités dans la laverie voisine, ont donné 1 145 t de concentrés à 72 % WO_3 et 45 t à 55 %, soit environ 850 t WO_3. La minéralisation, de type stratiforme, pourrait avoir une origine péri-anatectique (Sonnet *et al.,* 1985).

SUBSTANCES UTILES

Pierre de taille

Certains niveaux permiens, à débit en plaquettes, ont été exploités pour servir à la décoration (cheminées, jardins) ou comme pierre à bâtir, plus rarement, ils ont servi de lauzes:

— grès fins gris-vert (Le Muy) ou bruns (Le Mitan);

— cinérites de la Formation des Pradineaux (Agay et Fréjus).

Toutes les carrières sont actuellement fermées.

L'estérellite a été activement exploitée pour fabriquer des moellons (bordures de trottoirs, empierrement de chaussées), même dans les temps les plus reculés (carrière romaine de Boulouris).

Les calcaires bathoniens et calloviens (j_{2b-3}) ont été exploités en carrières, par sciage, pour être utilisés comme pierre d'ornement.

Granulats

De nombreux niveaux volcaniques permiens sont exploités actuellement; après concassage, ils sont utilisés comme matériaux d'empierrement et en maçonnerie:
— $^{1}\delta$ à l'exploitation de Boson, le long du Reyran, pour la fabrication du béton;
— rhyolite $^{11}\rho$ à la carrière du Pont-du-Duc, le long de la RN 7, au Nord de Fréjus (350 000 t de granulats en 1988).

La rhyolite $^{2}\rho$ a autrefois été exploitée à la carrière Abel, sur la rive gauche du Reyran.

La grande résistance à l'écrasement de l'estérellite (500 kg au cm^2) justifie son exploitation comme ballast. Certaines carrières sont fermées (Drammont) d'autres ont réduit leur activité. La carrière du Grand-Caous (Delli Zotti), entrée en activité en 1959, reste prospère avec 3 000 t / jour de granulats répondants aux normes spécifiques exigées par les administrations et les collectivités locales (routes et autoroutes des Ponts et Chaussées, ballast pour la SNCF, aménagement portuaire du littoral).

Les calcaires triasiques (t_{6-7D}) sont exploités à la carrière de la Catalane: très durs, ils font d'excellents granulats après concassage. En 1989, la production était de 900 000 t / an.

Les calcaires du Trias moyen (t_{2-5}) ont été exploités autrefois en carrière pour édifier une partie des remblais de la voie ferrée de la région de Draguignan.

Sables et graviers

Les sables et graviers d'alluvions, utilisés pour la fabrication du béton et des enrobés goudronnés, représentent en tonnage moins de la moitié du granulat obtenu dans la région par concassage des roches éruptives et calcaires.

De nombreuses exploitations de petite ou moyenne importance existent dans le bas Argens, près de Fréjus (le Bac) et de Roquebrune (gravières de Gaudrade, pont d'Argens, les Plans) et dans les affluents du Reyran et de l'Endre (gravières du Pont-d'Endre, du Portail du Rouet). L'extraction (586 000 t en 1978) est en hausse malgré les faibles réserves; sur la Siagne, quelques exploitations faiblement actives subsistent.

Tuileries

Divers matériaux ont été utilisés autrefois pour la fabrication de tuiles, briques et carreaux :

— l'aramonite des Tuilières et de Saint-Val (Nord-Ouest de la feuille) ; des poches de bauxite, sur le versant nord de Sainte-Catherine, sont aujourd'hui remplies d'eau ;

— des grattages systématiques ont été effectués dans les calcaires argileux bathoniens $j2a$;

— les argiles et marnes bleues pliocènes ont jadis été exploitées et des tuileries étaient installées à proximité des argilières. La production a diminué progressivement après la dernière guerre et n'était plus que de 5 000 m^3 par an, dans le secteur de Fréjus (argilières de Bellevue et du Colombier), avant la fermeture définitive en 1983. Dans la région de Puget-sur-Argens (Escaravotties, Aire-Belle, Gaudrade), l'extraction était voisine de 120 000 m^3 par an dans les années 1980. Dans la basse vallée de la Siagne, l'exploitation de l'Abadie était la plus importante.

HYDROGÉOLOGIE

Les formations qui occupent la majeure partie de la feuille (socle et Permien) sont peu perméables et favorisent plus le ruissellement que l'infiltration. Quelques possibilités de stockage souterrain existent néanmoins à la faveur de structures particulières.

• ***Dans le socle***, les circulations s'effectuent dans le réseau des fissures des roches. En général très limitées, elles peuvent donner lieu à des débits non négligeables le long des principales failles méridiennes.

• ***Dans le Permien***, l'alternance irrégulière de niveaux imperméables et perméables cloisonne intensément les formations qui se comportent comme un aquifère multicouche. De nombreux forages exploitent les horizons détritiques grossiers et les coulées volcaniques, en particulier dans la plaine située entre Le Muy et Fréjus où la structure permet l'existence de nappes en charge, parfois artésiennes ; ces eaux profondes sont malheureusement très minéralisées et souvent inutilisables. Une mention particulière doit être accordée à la rhyolite $\gamma\rho$ dont l'extension et l'épaisseur favorisent l'infiltration et l'emmagasinement en profondeur ; des écoulements souterrains sont drainés en mer, entre Théoule et Anthéor. L'impluvium de la Colle du Rouet et du bois de Malvoisin est drainé par des exutoires méridionaux qui jalonnent le contact tectonique de ce réservoir avec un écran frontal (sources du Rouet, des Anguilles, de l'Aiguillon, etc.).

• ***Les assises carbonatées du Trias et du Jurassique*** qui affleurent au Nord-Ouest de la feuille constituent deux réservoirs karstiques indépendants, de part et d'autre des faciès imperméables du Trias évaporitique. Le drainage de ces unités s'effectue en périphérie des

massifs, dans les vallons qui entaillent les séries: sources du Peical, de Sainte-Cécile, de la Baume, Font du Broc, Foux du Trans, etc. pour le Trias; Font Clovisse et source des Gattières pour le Jurassique.

• ***Le remplissage alluvial*** de la basse vallée de l'Argens renferme une nappe abondante, largement exploitée par puits pour l'irrigation: il s'agit d'une véritable gouttière de bonne perméabilité qui bénéficie des apports des coteaux et présente de multiples échanges avec les cours d'eau. Le réservoir est limité progressivement vers l'aval par l'augmentation des faciès argileux.

Afin d'alimenter les villes en eau potable (les romains avaient déjà construit un aqueduc à partir de la Siagne!) ou d'irriguer les cultures, plusieurs barrages ont été réalisés:
— Malpasset, construit sur le Reyran entre 1952 et 1954 et qui s'est rompu accidentellement en 1959, contenait 50 millions de mètres cubes;
— Saint-Cassien, construit sur le Biançon entre 1960 et 1965, est également destiné à la production d'énergie électrique.

Les lacs collinaires de l'Estérel servent de plus à la lutte contre les incendies, tandis qu'au Nord de Saint-Raphaël, les retenues de Saint-Esprit et des Cous permettent de régulariser les crues des cours d'eau et les écoulements de surface.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES D'EXCURSIONS GÉOLOGIQUES

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) et celui de P. Bordet (1966) sur «L'Estérel et le massif de Tanneron» fournissent des itinéraires intéressants mais certains arrêts sont devenus difficiles, voire impossibles (carrière du Muy), en raison de la construction de lotissements ou de terrains de camping et de l'extension des terrains militaires.

L'attention du lecteur est attirée sur les faits suivants:
— les carrières sont des propriétés privées et leur accès est soumis à une autorisation du propriétaire;
— la visite d'une carrière présente toujours des dangers dont il faut tenir compte: chutes de pierres et éboulements, présence de pièges, risques dus à des matériaux de décharge.

Les itinéraires décrits ici (fig. 22) correspondent aux conditions d'observations qui régnaient en 1991.

Excursion I: secteur du Reyran

Au péage de Fréjus, prendre l'ancienne route de Montauroux en direction du barrage de Malpasset, immédiatement à droite avant l'entrée de l'autoroute A 8, en venant de Fréjus. La suivre jusqu'au gué.

• ***Arrêt 1: site de l'ancien barrage de Malpasset***, rive droite du Reyran. Le barrage de Malpasset, détruit accidentellement en 1959, était établi dans la gorge épigénique du Reyran qui recoupe le horst gneissique de Malpasset. Les restes (arrêt 1a) de ce barrage en voûte mince peuvent être observés depuis la piste qui domine la rive droite: portion de la voûte restée en place en rive droite, culée basculée en rive gauche. De ce point, observer la vue vers le Nord sur la dépression carbonifère du Reyran, dominée par les escarpements du bois de Bagnols, constitués d'orthogneiss.

La piste en lacets, suivie vers l'aval, recoupe le contact entre, à l'Ouest, les orthogneiss du bois de Bagnols ($\mathbf{M}\zeta\gamma^3$) qui contiennent des enclaves sombres et des enclaves de gneiss-à-silicates-calciques, et, à l'Est, les gneiss œillés de Malpasset ($\mathbf{M}o\zeta^3\lambda$) qui présentent des filons métriques, plissés, de pegmatite à muscovite. Ce contact se fait par des faciès de transition: orthogneiss à grain fin, puis migmatitiques, gneiss plagioclasiques. Le socle est affecté, à toutes les échelles, par une tectonique cassante intense: nombreuses failles, brèches tectoniques, sigmoïdes métriques, kink-bands.

Des placages d'alluvions anciennes appartenant à deux niveaux de terrasses sont visibles en rive droite du Reyran (arrêt 1b), le long du chemin: un niveau supérieur (Fx), fortement altéré et rubéfié, un niveau inférieur à matériel plus frais (Fy) et recouvert d'épais éboulis de pente.

• ***Arrêt 2: pont de l'autoroute A 8 sur le Reyran.*** Un peu au Nord du pont, en bordure du parking, on pourra observer le contact normal des grès carbonifères de la série de Boson ($h\mathit{B}$) sur les gneiss œillés de Malpasset qui présentent une frange d'altération de couleur lie-de-vin. Il s'agit du seul point où un contact normal a été observé; partout ailleurs, le Carbonifère est en contact faillé avec le socle encaissant.

• ***Arrêt 3: Carbonifère du bassin du Reyran.*** Le long de la route, entre le pont de l'autoroute et les anciennes mines de Boson, en rive gauche du Reyran, le Carbonifère affleure largement:
— conglomérats à gros quartz blancs et galets de socle roulés de la base de la formation d'Auriasque (conglomérat intermédiaire $h\mathrm{C}m$), en bancs chenalisants. Des empreintes de troncs de sigillaires, pouvant atteindre 1 m de long, sont visibles en divers endroits;
— schistes gris et niveaux charbonneux noirs, à traces de plantes, de la série de Boson ($h\mathit{B}$).

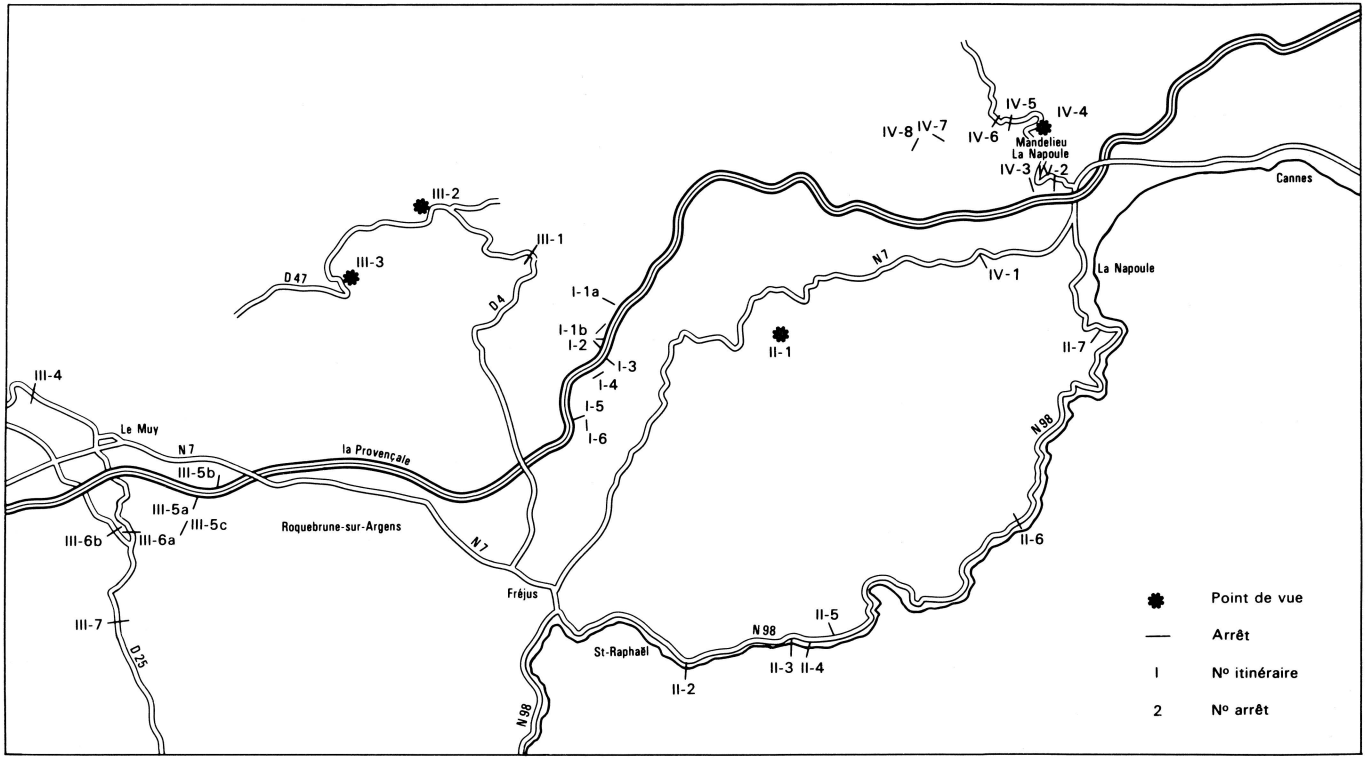


Fig. 22 - Itinéraires d'excursions

• ***Arrêt 4: Permien du Reyran.*** Au croisement avec la route qui conduit aux réservoirs d'eau du canal de Provence, on peut observer les argiles rouges, de plaine d'inondation, du sommet de la Formation d'Ambon (*rAm*): elles renferment des lentilles ou de petits bancs carbonatés et des *septaria* de plusieurs centimètres, indices de confinement du milieu.

Les brèches de base de la formation et des niveaux de tufs vitroclastiques violets à phénocristaux de biotite, et de tuffites vertes en petits bancs, existent en contrebas de la route, le long du Reyran.

L'exploitation de Boson permet d'observer la coulée basique $^{1}\delta$, à bulles remplies de calcite au toit et qui atteint ici 35 m d'épaisseur. Plus à l'Est, la rhyolite ignimbritique $^{2}\rho$ affleure. Cette roche contient quelques phénocristaux et des enclaves de ponce gris clair. Elle repose sur des argiles vertes et des niveaux de cinérites violacées qui la séparent de la coulée basique $^{1}\delta$.

Reprendre la route en direction du péage de Fréjus.

La rhyolite flammée $^{1}\rho$ apparaît une centaine de mètres au Sud du croisement. De couleur violet foncé et pratiquement aphyrique, elle renferme des flammes de plusieurs centimètres, aplaties parallèlement à la stratification. Elle est grossièrement prismée au toit et au mur tandis que le centre se débite en plaquettes.

La rhyolite $^{2}\rho$ est à nouveau visible dans une ancienne carrière, un peu en retrait de la route, 400 m au Sud de l'accès aux réservoirs d'eau.

Après avoir traversé une série de grès feldspathiques roses et d'argiles appartenant à la Formation de Bayonne (*rBa*), dans le coude de la route, à proximité de l'entrée des carrières et sablières du Reyran, affleure la rhyolite ignimbritique $^{7}\rho$, à nombreux phénocristaux et enclaves homéogènes abondantes.

• ***Arrêt 5 : Sud de la Moutte.*** La route traverse ensuite vignes et vergers et des terrains masqués par les alluvions du Reyran.

D'anciennes gravières ont exploité ces alluvions anciennes (Fx). En bordure d'une vigne (x = 956,62; y = 3140,37), les alluvions quaternaires, à forte hétérométrie et mal roulées, recouvrent des sables et des cailloutis, bien calibrés et émoussés, du Pliocène supérieur (p_2). La pétrographie des deux formations est également fort différente: cortège diversifié pour la première, principalement quartzeux pour la seconde (fig. 23).

• ***Arrêt 6: La Tour-de-Mare.*** Poursuivre jusqu'à la confluence des vallées du Gargalon et du Reyran, à La Tour-de-Mare. Prendre à gauche, le chemin qui suit la rive gauche du Gargalon. À une centaine de mètres, après avoir traversé les tuffites vertes, les grès et les argiles de la Formation des Pradineaux (*rPx*), affleure la coulée volcanique basique $^{3}\alpha M$ surmontée ici par un mince niveau de calcaire gris, à rares débris d'ostracodes et passées silicifiées, qui se biseaute vers l'Est. La coulée présente un débit en grosses boules caractéristiques

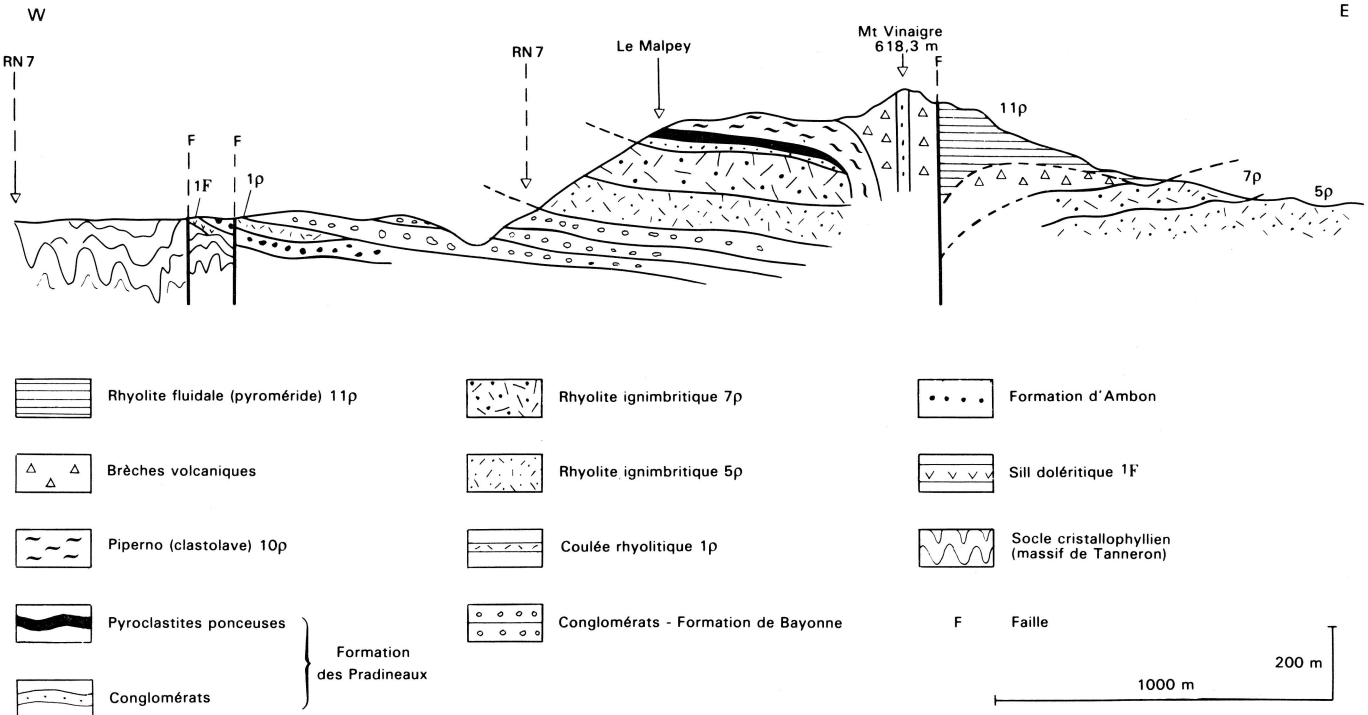
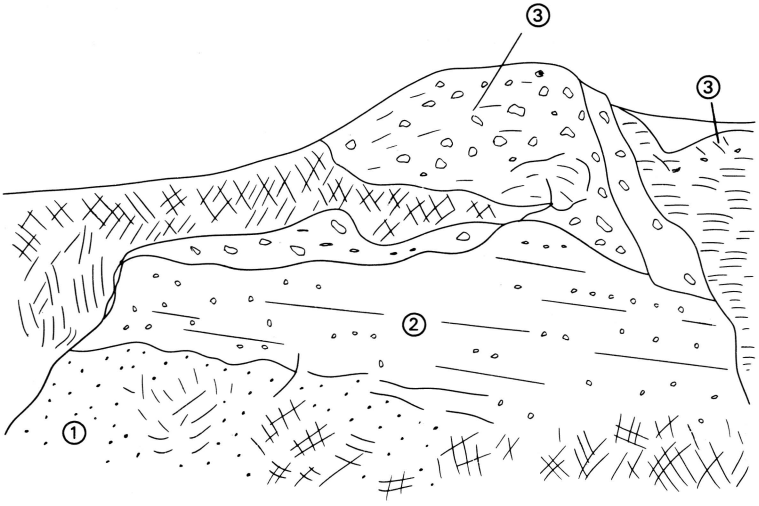


Fig. 24 - Coupe géologique du mont Vinaigre
(d'après Boucarut, 1971, modifié)



1 et 2 - Sables et graviers du Pliocène moyen-supérieur (p2)

3 - Moyenne terrasse (Fz)

Fig. 23 - La Moutte (vallée du Reyran)
(M. Dubar, inédit)

d'une mise en place dans l'eau; elle contient des bulles remplies secondairement de calcite blanche et de céladonite verte.

Excursion II: massif de l'Estérel

• ***Arrêt 1: mont Vinaigre.*** On accède au mont Vinaigre à partir de la RN 7, par une route forestière située à environ 10 km au Nord de Fréjus, face à la piste qui mène au lac de l'Avellan.

Un peu avant la maison forestière du Malpey, la route pénètre dans la rhyolite ignimbritique $^{7}\rho$ qui constitue le soubassement du mont Vinaigre. Elle atteint la surface structurale de cette rhyolite, environ 200 m après un virage en épingle à cheveu.

On entre alors dans les grès conglomératiques (2-3 m) de la Formation des Pradineaux (r*Px*), puis on passe à une brèche volcanique jaunâtre, à blocs de 5 à 50 cm de rhyolites $^{7}\rho$ et $^{11}\rho$, soudés à chaud, passant à une bouillie poreuse à galets beaucoup plus rares: cet ensemble correspond au débourrage de la cheminée volcanique lors de l'arrivée de la rhyolite fluidale $^{11}\rho$ (fig. 24).

Poursuivre jusqu'au parking du col. Sur le chemin montant au point de vue, sous la tour de guet, on peut observer le piperno $^{10}\rho$, roche volcanique à phénocristaux de quartz et feldspaths potassiques et nombreuses flammes.

Un peu après le croisement avec la piste qui conduit à la tour de guet, le sentier recoupe un dyke de la rhyolite fluidale $^{11}\rho$ qui occupe un couloir morphologique N-S encadré par deux parois de brèches volcaniques: il s'agit d'une cheminée volcanique ayant alimenté la pyroméride $^{11}\rho$.

Du sommet (point coté 618,3), point culminant du massif de l'Estérel, admirer le panorama sur la dépression permienne (au Sud-Ouest) et vers la Méditerranée (au Sud et à l'Est). La plupart des sommets constitués par la rhyolite $^{7}\rho$ sont flanqués de grands éboulis caillouteux (glaïrés: E_3).

En suivant le sentier, en contrebas du sommet, on peut observer en détail la pyroméride $^{11}\rho$. La roche de teinte rose, fluidale, présente de gros sphérolites (quelques millimètres) translucides, de dévitrification. Dans tout l'appareil volcanique du mont Vinaigre, la fluidalité de la rhyolite est parallèle aux contacts de l'extrusion, tandis que la prismation leur est perpendiculaire; en suivant la crête 150 m vers l'Est, on voit que la fluidalité dessine un manchon vertical correspondant à l'aplomb de la cheminée d'alimentation de l'appareil extrusif. Le mont Vinaigre correspond à un dôme volcanique déjeté vers l'Est, qui s'est mis en place après l'émission de brèches et du piperno qui ont, en partie, comblé une paléovallée.

• ***Arrêt 2: la Batterie des Lions.*** Revenir à la RN 7 et la suivre jusqu'à Fréjus; prendre la direction de Saint-Raphaël et de Boulouris, par le bord de mer.

Au Sud-Est de Saint-Raphaël, prendre l'embranchement conduisant au port et aller jusqu'au fond du parking, en direction des îles du Lion-de-Terre et du Lion-de-Mer. Suivre alors la côte vers l'Est. On aboutit très vite au point d'émission du trachyte quartzifère $^{13}\rho$, à prismation horizontale devenant oblique vers le Sud. Deux filons d'alimentation, parallèles à l'intrusion principale, recoupent le Permien sédimentaire de la Formation du Mitan (*rMi*), quelques mètres vers le Nord.

• ***Arrêt 3: Aigue-Bonne.*** Reprendre la RN 98 du bord de mer en direction de Boulouris et s'arrêter à la plage d'Aigue-Bonne.

Sur la plage, les rochers noirs qui plongent en mer correspondent à un tuf volcanique basique (^{4}**H**) à phénocristaux de labrador pouvant atteindre 1 cm, bombes en croûte de pain et enclaves diverses liées à l'activité du volcan d'Aigue-Bonne.

En continuant sur la plage vers l'Est, on arrive dans les grès de la Formation du Muy (*rMy*) qui présentent ici des horizons pédogénétiques à petits nodules brunâtres ou verdâtres, parfois creux.

Le passage à l'estérellite ε se fait par une mince auréole de métamorphisme de contact (**K**) de quelques centimètres d'épaisseur.

• ***Arrêt 4: pointe de Pierre-Blave.*** L'estérellite ε (microdiorite quartzique), ici à prismation bien marquée suivant les deux directions N-S et E-W, contient des phénocristaux de plagioclases blancs zonés, d'amphiboles et de biotite dans une pâte gris-bleu. Comme au Drammont, les lattes de plagioclases et d'amphiboles sont orientées suivant les plans de fluidalité; les amphiboles sont représentées par deux variétés, l'une calcique avec la hornblende verte, l'autre alumineuse avec l'actinote; le quartz, subautomorphe, est corrodé.

Un filon recoupe le stock principal suivant une direction N-S qui correspond à un accident ancien ayant permis l'injection de l'estérellite. Près des bordures de refroidissement, les plagioclases sont orientés parallèlement aux épontes.

• ***Arrêt 5: Le Drammont.*** Reprendre la RN 98 en direction d'Agay et s'arrêter au niveau de la plage du débarquement du Drammont, près de la chapelle. On accède à l'ancienne carrière d'estérellite ε par un passage souterrain sous la voie ferrée. Les carrières sont actuellement inondées mais le front de taille permet d'observer une grosse enclave de Permien sédimentaire brun-rouge (Formation du Mitan, r*Mi*) à taches vertes de décoloration et stratifications obliques, encapuchonnée par une bordure de refroidissement qui affecte l'estérellite sur environ 40 cm d'épaisseur.

Ici, la fluidalité de l'estérellite est voisine de N70 et correspond sensiblement à sa direction de mise en place; les plans de fluidalité sont orthogonaux aux plans de prismation. Au-dessus du lac oriental, cette prismation, subverticale, est bien visible.

• ***Arrêt 6: Cap-Roux.*** Reprendre la RN 98 jusqu'à l'embranchement, sur la gauche, de la petite route forestière du Cap-Roux.

Les coupes de talus montrent les galets du haut-niveau marin M_1 et leur couverture d'éboulis anciens E_2 fortement pédogénisée: le profil est celui d'un sol argilifié et compacté, hydromorphe et déferrifié à sa partie supérieure.

Le long de la route forestière, cet éboulis ancien est recouvert par une deuxième génération de dépôt de pente dont le matériel est beaucoup plus frais et récent (E_3).

• ***Arrêt 7: Est de Théoule.*** Revenir à la RN 98 et poursuivre en direction de Cannes.

Une grande coupe en bordure de la route RN 98, à l'Est de Théoule, montre une dizaine de mètres de cailloutis appartenant au haut-niveau marin de 65 m (M_1), entaillant le substrat rhyolitique en paléofalaise. Le matériel roulé, d'origine marine, est présent seulement à la base de la formation. Au-dessus, les éléments anguleux provenant des versants proches dominent, mélangés à des argiles.

Excursion III: bassin du bas Argens

• ***Arrêt 1: route de Bagnols-en-Forêt.*** Prendre au Nord de Fréjus, la D 4 qui mène à Bagnols et poursuivre jusqu'au champ de tir. À cet

endroit, la route traverse la rhyolite $^{7}\rho$: on peut voir, sur le talus du côté droit, deux phases volcaniques successives séparées par une zone à galets de rhyolite repris de la première phase.

Puis, elle circule dans les grès roses de la Formation de Bayonne (*rBa*), à taches de décoloration vertes fréquentes et galets polycristallins, flottants, parfois cabrés, dans une matrice gréseuse : ils correspondent à des coulées boueuses qui descendaient du massif de Tanneron situé au Nord-Est.

À partir de la piste d'Ambon, la route recoupe à plusieurs reprises les premières coulées volcaniques permiennes, décalées par failles : rhyolite ignimbritique $^{2}\rho$, coulée basique $^{1}\delta$ à beau débit en pelure d'oignons, rhyolite flammée $^{1}\rho$.

Face à la bastide de la Gardiette, en regardant vers le Nord-Ouest, on peut voir l'ensemble de la butte de Bagnols-en-Forêt (fig. 25) : au sommet, le Trias (détritique à la base, puis unité C du Trias carbonaté) apparaît nettement en relief au-dessus du talus permien (Formation de Bayonne, *rBa*) : on observe vers le Nord-Est, le socle du Tanneron et, à l'arrière-plan, la chaîne jurassique des Baous (Nord-Est).

Dans la portion plus droite, avant d'arriver à Bagnols, on retrouve les grès roses de la formation de Bayonne, cette fois très chenalisés et d'origine fluviatile.

• ***Arrêt 2 : Bagnols-en-Forêt.*** Bagnols-en-Forêt est construite sur les carbonates triasiques ($t_{6\text{-}7}C$).

Dans la descente en direction de La Motte, on a une belle vue d'ensemble des grès bigarrés, de faciès Buntsandstein, de la base du Trias ($t_{2\text{-}5}$). Une route sur la droite, en direction de Maupas, permet de les observer : ils sont constitués de bancs de grès rosâtres, en relief, et d'argiles bariolées à galets de rhyolite, très abondants à ce niveau sur toute la bordure nord du bas Argens, et dragées de quartz éolisées.

On suit ensuite la D 47 dans la plaine de Bagnols. Barrant l'horizon à l'Ouest, un relief imposant correspondant à l'escarpement de la faille de Fontcounille : il est formé par les gneiss métatexitiques de la villa Bonnefoy ($M\zeta^{2\text{-}3}$) auxquels s'adosse, vers le Sud, la rhyolite $^{7}\rho$ dont la surface structurale présente un pendage léger vers le Sud.

• ***Arrêt 3 : panorama sur le bassin du bas Argens.*** La D 47 continue à descendre jusqu'à la rhyolite $^{7}\rho$. S'arrêter à proximité des cuves à incendie, juste avant le virage en épingle à cheveu, à l'Ouest des gorges du Blavet.

De là, on découvre l'ensemble du bas Argens. La barre de rhyolite $^{7}\rho$ sur laquelle nous sommes domine le bassin d'environ 300 m : on la retrouve en contrebas, en panneaux effondrés, au niveau de la piste qui enjambe le Blavet. Au Sud-Ouest, la butte-témoin du Coulet Redon, couronnée par un réservoir d'eau, montre les argiles brunes du sommet de la Formation des Pradineaux (*rPx*). Au fond, en relief déchiqueté, apparaît le Rocher de Roquebrune, cône de matériel grossier sur la bordure sud du bas Argens, en avant des sommets

arrondis et moins élevés du socle des Maures: plus dur car silicifié secondairement et affecté de mouvements ascendants jusqu'au Quaternaire, il apparaît actuellement plus haut que le granite de Plan-de-la-Tour ($p\gamma^{3-4}$) qui l'a alimenté au Permien.

Poursuivre par la D 47 en direction de La Motte.

• ***Arrêt 4: La Motte.*** À la sortie du village, en direction du Muy, une rectification de la D 54 recoupe, sur près de 100 m, le grand entablement de travertins du secteur de La Motte—Le Muy (U_2).

Trois générations de concrétionnement sont représentées:
— à la base, par un banc (1 m) très induré de travertins à mousses;
— par une formation médiane de 6 à 7 m de travertins plus ou moins crayeux, à nombreuses figures de remaniement, riche en malacofaunes forestières ou d'eau douce;
— au sommet, par un banc de quelques mètres de tufs à faciès de roselière passant localement à des tufs de cascade.

Plusieurs niveaux de paléosols, de colluvions, de cailloutis intercalés dans la série carbonatée, correspondent à des phases d'arrêt du concrétionnement, voire à des périodes d'érosion des travertins. Leur présence renforce le caractère polygénique de l'ensemble.

La découverte de *Retinella herculeus,* espèce du dernier interglaciaire, à la partie supérieure de la série, est un premier élément de datation.

Continuer en direction du Muy.

• ***Arrêt 5: Rocher de Roquebrune.*** Au Muy, prendre vers le Sud la D 25 en direction de Saint-Maxime (ancienne route). Traverser le pont sur l'Argens et prendre à gauche, la route étroite vers Notre-Dame-de-la-Roquette. S'arrêter près de l'autoroute (arrêt 5a) et grimper dans les premiers affleurements du flanc nord du Rocher pour observer les conglomérats roses, à galets cabrés, de type coulée boueuse, de la Formation de La Serre (rSe).

Continuer jusqu'au pont qui enjambe l'autoroute A 8, au niveau de la ferme de la Roque. De là, admirer le spectaculaire Rocher de Roquebrune, vaste cône de déjection qui descendait du massif des Maures situé au Sud, en direction du bassin du bas Argens, au Permien. Les pendages vers le Nord ($\simeq 15°$) sont particulièrement nets et montrent la forme digitée de l'édifice.

Au niveau du chemin qui mène à l'ancienne ferme de la Roque (arrêt 5b) affleure la Formation du Muy (rMy), en bancs de grès gris-vert, micacés, à traces de galets mous, niveaux d'argile gris-vert et petits nodules carbonatés d'origine pédogénétique. On observe ici la progradation, du Sud-Est vers le Nord-Ouest, d'un chenal fluviatile.

Repasser le pont et suivre vers le Sud la petite route qui permet de faire le tour complet du Rocher.

La face sud est séparée du socle des Maures par la faille de Roquebrune, de direction globale E-W. Une piste permet de faire la coupe transversale du Rocher (fig. 26) depuis le Sud, à partir du mas de la Haute-Rouquaire (arrêt 5c), vers le Nord, en direction de l'autoroute.

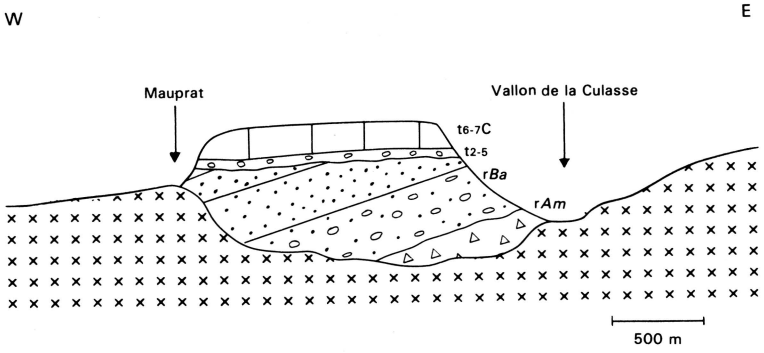


Fig. 25 - La butte de Bagnols-en-Forêt
vue depuis la Gardiette : schéma interprétatif
(Toutin-Morin, 1989)

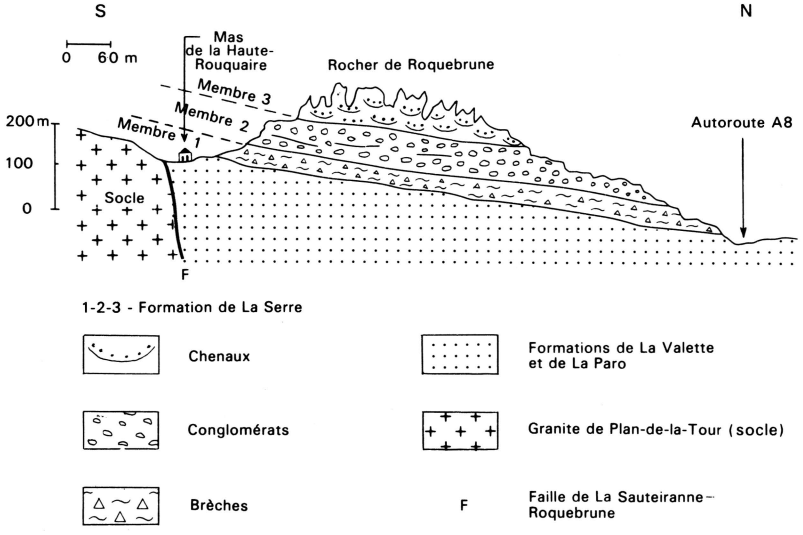


Fig. 26 - Coupe N-S du Rocher de Roquebrune

On observe d'abord, sur la face sud, la brèche de piémont qui passe à des dépôts de coulées boueuses au Nord (membre 1). La partie médiane (2) conglomératique, à érosion en taffoni, représente des dépôts de pente constitués essentiellement par des galets de granite de Plan-de-la-Tour. Les dépôts de chenaux torrentiels du sommet (3), à feldspaths dégagés et parfois accumulés en poche, sont visibles dans les reliefs au-dessus de l'ermitage de Frère Antoine.

• ***Arrêt 6: granite porphyroïde de Plan-de-la-Tour.*** Suivre la D 25 (ancienne route) vers le Sud, après le pont sur l'Argens. Après avoir recoupé un filon, sensiblement E-W, de rhyolite aphyrique ρ, à texture sphérolitique et dont les épontes mamelonnées sont riches en céladonite d'origine hydrothermale, poursuivre jusqu'à l'embranchement avec la nouvelle route que l'on empruntera, à droite, en revenant sur Le Muy.

La base de l'ancienne carrière, située près de l'embranchement, puis la tranchée de la nouvelle route, permettent d'observer des coupes fraîches dans le granite porphyroïde de Plan-de-la-Tour ($p\gamma^{3-4}$) qui est souvent arénisé en surface. Le granite frais, de couleur gris clair, présente de nombreux mégacristaux centimétriques de feldspaths potassiques et quelques enclaves microgrenues sombres, allant du centimètre au décimètre.

Plusieurs filons basiques ^{1}**F**, vert sombre, parfois anastomosés, ainsi qu'un filon de rhyolite fluidale ρ, de couleur rose, recoupent le granite au début de la tranchée. La plupart de ces filons sont liés à la phase distensive du Permien moyen-supérieur.

À environ 400 m avant le pont sur l'Argens, on recoupe, au niveau d'une zone blanchie, la faille de Roquebrune qui met en contact le granite de Plan-de-la-Tour, au Sud, avec les conglomérats (r*Se*) du Rocher de Roquebrune, rosés et très silicifiés, au Nord. La faille principale, de direction plus ou moins E-W, comme les accidents secondaires, sont injectés par des filons et des filonnets de quartz.

• ***Arrêt 7: leucogranite miarolitique.*** En allant vers le Sud, à environ 3 km de l'embranchement de la D 25, un peu avant le haut d'une côte, on recoupe un corps de leucogranite miarolitique ($m\gamma^2$) se présentant comme un sill intrusif dans le granite porphyroïde ($p\gamma^{3-4}$) et qui constitue, à l'Ouest de la route, un pittoresque chaos de rochers.

Le talus ouest de la route permet d'observer le contact entre les deux granites. Dans le leucogranite miarolitique on notera, sur quelques centimètres, le développement de pegmatite présentant des lamelles d'orthose perpendiculaires au contact.

Excursion IV: région de Mandelieu

• ***Arrêt 1: pont Saint-Jean.*** Venant de Mandelieu, après Le Tremblant, quitter la RN 7 et s'engager à gauche sur la route forestière menant aux Trois-Termes. L'entaille du talus permet de suivre, sur plusieurs centaines de mètres, des dépôts continentaux marneux et conglomératiques du Pliocène moyen-supérieur (p2), pentés vers le

NNE. La formation, de teinte jaunâtre, repose, par un contact érosif, sur un conglomérat rouge violacé, à gros blocs de rhyolite, assez bien lité et également en pente vers le NNE.

Vers l'amont, au SSE de la coupe apparaissent deux accidents tectoniques (*cf.* fig. 12). Le premier $\varphi 1$, faille normale NNW-SSE, met en contact anormal le conglomérat rouge violacé et la série pliocène affaissée le long de cet accident. Le deuxième $\varphi 2$ est une faille WNW-ESE qui met le socle gneissique en contact avec une mégabrèche à pans de Permien argileux rougeâtre. Cette brèche, broyée par la déformation, semble correspondre à la partie inférieure du conglomérat rouge violacé, à gros blocs, vu un peu à l'aval. Ces déformations, associées à diverses anomalies morphologiques des terrasses quaternaires et à l'accident de Barbossi, plaident en faveur de l'origine tectonique de la cuvette des Jacqières.

Au pont Saint-Jean, les déformations, accompagnées d'une véritable brèche tectonique, appartiennent à deux générations bien distinctes:
— l'une $\varphi 1$, récente, affecte les terrains pliocènes et peut donc être rapportée au Pliocène supérieur ou au Pléistocène basal;
— l'autre, plus ancienne, est représentée par l'accident $\varphi 2$ dont l'âge ne peut être qu'estimé.

Le dispositif morphologique et structural et les faciès rappellent la brèche messinienne de Carros dans la basse vallée du Var (feuille Nice). Nous avons donc ici un nouvel exemple de ces accidents qui jalonnaient les grands escarpements créés à la fin du Miocène par le double jeu de l'orogenèse alpine et de l'abaissement eustatique de la Méditerranée.

• ***Arrêt 2: Les Termes.*** Dans Mandelieu, prendre, près de la sortie de l'autoroute, la D 92 en direction de Tanneron. Les trois premiers kilomètres s'effectuent dans un compartiment constitué par les gneiss de Mandelieu ($\mathbf{M}o\zeta^3\lambda$). 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 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 D 92 avec le boulevard Mistral, on pénètre dans des compartiments tectoniques où peuvent s'observer, le long de la route, des alternances métriques à décamétriques de gneiss leptynitiques ($\mathbf{M}o\zeta^3\lambda$) et de micaschistes ($\zeta^{1-2}$) de Mandelieu. Ces derniers, de couleur brun-mauve, sont feldspathiques, à sillimanite-grenat, avec parfois disthène et staurotide. Des filons et des amas de pegmaplite périanatectiques recoupent ces formations.

• ***Arrêt 4: panorama de la route de Tanneron.*** Depuis le tournant gauche, immédiatement après la borne kilométrique 7, on jouit d'un vaste panorama permettant 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-quaternaire 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: le Grand-Duc.*** Au niveau du Grand-Duc, sur 300 m avant l'embranchement à gauche du chemin forestier du Grand-Duc, on peut observer, dans le talus de la route, la formation de transition entre les gneiss leptynitiques de Mandelieu ($\mathbf{M}o\zeta^3\lambda$) et les migmatites d'Auribeau ($\mathbf{M}r\zeta^5$) : elle est constituée de gneiss plagioclasiques et de gneiss micacés peu migmatitiques.

• ***Arrêt 6: Miéran.*** Un kilomètre après le Grand-Duc, on atteint la surface d'aplanissement sommitale, d'âge oligo-miocène, où se localisent les divers hameaux qui constituent la bourgade de Tanneron. Aux environs de la stèle à la mémoire d'Antoine Mourgues (après la borne kilométrique 9), on observe les migmatites litées et œillées d'Auribeau ($\mathbf{M}r\zeta^5$), assez homogènes et recoupées par des filons de pegmaplite.

À la stèle même apparaît, au sein des migmatites, un métagranite, à grain millimétrique et à quartz subautomorphe, dont on peut observer la transformation progressive en migmatite litée.

• ***Arrêt 7: Le Pénier.*** Prendre ensuite à gauche, le C 16 en direction des Margoutons. Après avoir traversé les migmatites d'Auribeau ($\mathbf{M}r\zeta^5$) qui constituent une bande de 2 km de large, on recoupe, au niveau d'une dépression subméridienne bien marquée, une synforme de phase 2, occupée par des gneiss à biotite et amphibole (ζ^6). Il s'agit de la synforme la plus orientale de la suite de plis kilométriques de phase 2, à plans axiaux redressés, du Tanneron oriental. Les gneiss affleurent sur le chemin qui conduit au mémorial des sapeurs-pompiers.

• ***Arrêt 8: orthogneiss de Tanneron.*** L'orthogneiss de Tanneron ($\mathbf{M}\zeta\gamma^3$) peut être observé sur le chemin des Barnières que l'on suivra vers l'Ouest, sur 1 km à partir du mémorial. Dans cette formation, on peut voir le passage de faciès de métagranite à des orthogneiss blastomylonitiques ou migmatitiques, voire à des migmatites litées homogènes.

BIBLIOGRAPHIE

Une bibliographie régionale détaillée figure dans les travaux marqués d'un astérisque

AMENZOU M. (1988). — Les granitoïdes hercyniens du massif des Maures (Var, France). Thèse doct. univ. Nice, 280 p.

AUBOUIN J., MENNESSIER G. (1963). — Essai sur la structure de la Provence. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot. Mém. h. sér. Soc. géol. Fr., II, p. 45-98.

BASSO A.M. (1985)*. — Le Carbonifère de basse Provence (SE de la France). Thèse 3e cycle, Aix-Marseille I, 319 p.

BAUBRON J.C. (1974). — Étude de l'évolution magmatique des formations calco-alcalines tertiaires de Provence et de haute Provence par la géochimie du rubidium et du strontium. Rapport BRGM, 74 SGN, 37 p.

BÉGASSAT P. (1985)*. — Les bassins stéphaniens des Maures et de Tanneron; pétrologie, géochimie du volcanisme, métallogénie. Thèse 3e cycle, Paris VI, 163 p.

BELLAICHE G. (1970). — Géologie sous-marine de la marge continentale au large du massif des Maures (Var, France) et de la plaine abyssale ligure. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.,* 2, XII, 5, p. 403-440.

BELLAICHE G., VERGNAUD-GRAZZINI C., GLANGEAUD L. (1969). — Les épisodes de la transgression flandrienne dans le golfe de Fréjus. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 268, D, p. 2765-2770.

BLANC J.J. (1975). — Recherches de sédimentologie appliquée au littoral rocheux de la Provence. Aménagement et protection. Éd. CNEXO et laboratoire géologie marine et sédimentologie appliquée, univ. Aix-Marseille II, 164 p.

BLÈS 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,* 169, p. 79-111.

BONIJOLY D., LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1989). — Manifestation synsédimentaire liasique E-W sur la bordure d'Aquitaine entre Brive et Figeac. *Ann. Soc. géol. Nord,* CVII, p. 251-260.

BONIN B. (1987). — Réflexions à propos de la répartition des granitoïdes dans les massifs cristallins externes des Alpes françaises. *Géologie alpine,* 63, p. 137-139.

BORDET P. (1951)*. — Étude géologique et pétrographique de l'Estérel. Mém. Carte géol. détaillée Fr. Paris: Impr. nat., 207 p.

BORDET P. (1966). — L'Estérel et le massif du Tanneron. Géologie régionale de la France, Paris: Hermann édit., 114 p.

BOUCARUT M. (1963). — Étude tectonique du Tanneron occidental (Var). D.E.S. Marseille, 93 p.

BOUCARUT M. (1971)*. — Étude volcanique et géologique de l'Estérel (Var, France). Thèse État, Nice, 2 t., 487 p.

BOURROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAND-DELGA M., GUEIRARD S., GUITARD G., JULIVERT M., MARTINEZ F.J., MASSA D., MIROUSE R., ORSINI J.B. (1980). — Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. Mém. BRGM, 108, p. 159-188.

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. univ Provence (Aix-Marseille I), 293 p.

BROCARD C., PHILIP J. (1989). — Précisions stratigraphiques sur le Trias de la Provence orientale. Conséquences structurales et paléogéographiques. *Géologie de la France,* 3, p. 27-32.

CABANIS B., TOUTIN-MORIN N. (1992). — Mise en évidence du 1er cycle volcanique calco-alcalin dans le bassin de l'Avellan (Estérel). 7e journées thématiques de l'A.G.P., Paris, volume des résumés.

CAILLÈRE S., POBEGUIN T., ROCH E. (1969). — Caractères minéralogiques et genèse des argilites et bauxites de la région de Draguignan (Var). *Bull. Muséum hist. nat.,* 2, 41, 3, p. 759-766.

CAMPREDON R., BOUCARUT M. (1975). — Guide Géologique régional: Alpes-Maritimes, Maures, Estérel. Paris : Masson édit., 175 p.

CARPINE C. (1964). — Contributions à l'étude bionomique de la Méditerranée occidentale (côte du Var et des Alpes-Maritimes, côte occidentale de Corse). Fasc. 3: la côte de l'Estérel, de la pointe des Lions à la pointe de l'Aiguille (région A2). *Bull. Inst. océanographique Monaco,* 63 (1312 A et B), 52 p., 2 cartes h.-t.

CARUBA C. (1983)*. — Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France). Thèse État, Nice, 359 p.

CHÂTEAUNEUF J.J., FARJANEL G. (1989). — Synthèse géologique des bassins permiens français. Mém. BRGM no 128, 288 p., 14 cartes h.-t.

CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN K.J., LOBOZIAK S., OWENS B., STREEL M. (1977). — Carboniferous microspores of Western Europe: illustration and zonation. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst.*, 27, p. 1-71.

COMBES P. (1984). — La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques ; méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 186 p.

COQUEL R., DOUBINGER J., LOBOZIAK S. (1976). — Les microspores-guides du Westphalien à l'Autunien d'Europe occidentale. *Rev. micropal.,* 18, 4, p. 200-217.

CORNET C. (1965). — Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. Mém. Soc. géol. Fr., n. sér., XLIV, n° 103, 252 p.

CRÉVOLA G. (1977)*. — Étude pétrographique et structurale de la partie orientale du massif de Tanneron (Provence cristalline). Thèse 3e cycle, Nice, 355 p.

CRÉVOLA G. (1985). — Les orthomicaschistes du massif des Maures (France) : produits ultimes du tectométamorphisme métasomatique d'anciens granites. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 301, II, 2, p. 99-104.

CRÉVOLA G., PUPIN J.P., TOUTIN-MORIN N. (1991). — La Provence varisque : structure et évolution géologique anté-triasique. *In* A. Piqué (coord.) : « Les massifs anciens de France ». *Sciences géologiques,* Strasbourg, 44, 3-4, p. 287-310.

CUVELIER-KARETH M. (1979). — La cartographie des herbiers de phanérogames marines par télédétection acoustique. Thèse 3e cycle, Paris VI, 163 p., 9 cartes.

DADOU C., GODEFROY P., VAGNERON J.M. (1983). — Évaluation probabiliste de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France. Doc. BRGM, 59, 246 p.

DARDEAU G. (1983)*. — Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte strutural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. Thèse État, Nice, 391 p.

DARDEAU G., GRACIANSKY P.C. (de) (1990). — Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes-Maritimes (France). *Bull. Centres rech. explor. product. Elf-Aquitaine,* 14, 2, p. 443-464.

DEBÉGLIA N. (1977). — Interprétation des données aéromagnétiques disponibles sur les cartes à 1/250 000 de Nice et Gap. *Bull. BRGM,* 2, II, 4, p. 213-229.

DEBRAND-PASSARD S., LIENHARDT M.J., COURBOULEIX S. (1984). — Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, n° 125, 600 p. et n° 126, 64 pl.

DEICHA G., ROCH E. (1966). — Sur les argilites de la région de Draguignan (Var). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.,* p. 145.

DELHAYE A., PLANTET J.L. (1976). — Sismicité générale de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.,* 7, XVIII, 5, p. 1095-1102.

DEMATHIEU G., GAND G., TOUTIN-MORIN N. (1992). — La palichnofaune des bassins permiens provençaux. *Géobios.,* 25, 1, p. 19-54.

DEPONTAILLIER J. (1876-1877). — Liste des principales espèces du Pliocène des environs de Cannes. *Bull. Soc. géol. Fr.,* 3e sér., 5, p. 778-784.

DÉTANG P. (1981)*. — Études des minéralisations fluorées de Font-sante (Var). Thèse 3e cycle, Nice, 137 p.

DUBAR M. (1984). — Les malacofaunes terrestres quaternaires de la région de Nice (Alpes-Maritimes, France); contribution biostratigraphique à l'étude du dernier interglaciaire dans le Midi de la France. *Revue de paléobiologie,* Genève, 3, 2, p. 223-233.

DUBAR M. (1987). — Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France). *Bull. Soc. géol. Fr.,* 8, III, p. 195-198.

DUBAR M., PÉREZ J.L. (1989). — Néotectonique quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 308, II, p. 1485-1490.

DUMAS E. (1880). — Étude sur le terrain houiller du Var avec projet de recherches. Marseille: M. Olive édit., 46 p.

DURAND M. (1988). — Le Trias détritique du «Bassin du Sud-Est». Paléogéographie et environnements de dépôt. *Géologie alpine,* mém. h.-s. 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. 557-560.

FÉRAUD J. (1981). — Ore veins linked to old emersion surfaces in the crystalline basement of Provence and of the external belt of the french-italian Alps. *In* H.J. Schneider (éd.) : « Mineral deposits of the Alps and the Alpine epoch in Europe » (proceed. IV ISMIDA, Berchtesgaden). Berlin : Springer Verlag, p. 128-135.

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.,* p. 266-268.

GERMAIN D. (1968). — Au sujet des bois silicifiés du Permien supérieur du Muy (massif de l'Estérel, Var, France). *Bull. Soc. belge géol., paléontol., hydrol.,* 78, 2-3, p. 203-215.

GIRAUD J.D. (1975)*. — Une intrusion calco-alcaline type: l'estérellite; position dans le contexte volcanologique tertiaire régional. Thèse 3e cycle, Nice, 184 p.

GIRAUD J.D. (1983)*. — L'arc andésitique paléogène des Alpes occidentales. Thèse État, Nice, 378 p.

GLANGEAUD L., SCHLICH R., PAUTOT G., BELLAICHE G., PATRIAT P., ROUFARD M. (1965). — Morphologie, tectonophysique et évolution dynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel. *Bull. Soc. géol. Fr.,* 7, VII, p. 998-1009.

GODEFROY P., DESPEYROUX J. (1986). — Nouveau zonage sismique de la France en vue de la mise en œuvre des plans d'exposition aux risques (P.E.R.). La Documentation française, Paris, 147 p.

GODEFROY P., THIRION S., LAMBERT J., CADIOT B. (1980). — Informatisation du patrimoine de sismicité historique de la France. *Bull. BRGM,* 2e sér., sect. IV, 2, p. 139-145.

GONDOLO A. (1989)*. — Le volcanisme alcalin permo-triasique du Sud-Est de la France. Scandalo-Sénino (Corse). Estérel et bas Argens (Provence). Thèse doct. univ. Nice, 280 p.

GOUVERNET C. (1968). — Étude géologique de la plaine du bas Argens. Ann. fac. sci. Marseille, XL, p. 173-192.

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.,* Paris, 305, II, p. 711-713.

GUEIRARD S. (1957)*. — Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). Thèse État, Marseille, 2 t., 172 p.

HÉRY B. (1990). — Potentialités en uranium du Permien en France. *Chronique recherche minière,* 499, p. 41-56.

HORON O. (1973). — À la découverte de paysages géologiques de Marseille à Menton. Orléans: BRGM, 80 p.

IRR F. (1984)*. — Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. Leur système de pente de la paléomarge liguro-provençale. Thèse État, Nice, 464 p.

JEBRAK M. (1984). — Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque français et marocain (thèse, Orléans). Doc. BRGM, n° 99, 510 p.

JEUDY DE GRISSAC A., MEINESZ A., BOUDOURESQUE C.F., ASTIER J.M. BOURCIER M., LEFÈVRE J.R. (1985). — Notice d'utilisation des cartes IPLI 1/250 000 (région Provence-Côte d'Azur): herbiers de posidonies. Ed. GIS Posidonie-DRAE-PACA, 22 p.

JULIAN M. (1980). — Les Alpes-Maritimes franco-italiennes: étude géomorphologique. Thèse État (Lettres), Lille III.

KERVELLA F. (1965). — Gisements et indices sédimentaires divers. L'Estérel. *In:* « Les minerais uranifères français ». Inst. nat. sci. tech. nucléaires. Presses univ. Fr., III, 2, IV, p. 284-294.

LAJOINIE J.P., LAVILLE P. (1979). — Les formations bauxitiques de la Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. Mém. BRGM, n° 100, p. 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. Fr.,* t. XXXII, 173, 385 p. - II : Le Jurassique moyen et supérieur des chaînes provençales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.,* t. XXXVIII, 191, 135 p.

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.,* 8, V, 3, p. 605-618.

LE MARREC A. (1976)*. — Reconnaissance pétrographique et structurale des formations cristallophylliennes du massif de Sainte-Maxime. Thèse 3e cycle, Aix-Marseille, 125 p.

LEMOINE M., DARDEAU G., DELPECH P.Y., DUMONT T., GRACIANSKY P.C. (de), GRAHAM R., JOLIVET L., ROBERTS D., TRICART P. (1989). — Extension, synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 309, II, p. 1711-1716.

MALUSKI H. (1968). — Étude tectonique, microtectonique et géochronologique de la partie méridionale du massif des Maures. Thèse 3e cycle, Montpellier, 87 p.

MARI G. (1979). — Mines et minéraux de la Provence cristalline. Maures, Estérel, Tanneron. Nice: Serre édit., 258 p.

MASSINON B., VOGT J. (1985). — Sismicité historique et sismicité instrumentale de la France. *In* V. Davidovici (éd.): « Génie parasismique ». Presses École nat. Ponts et Chaussées, p. 179-186.

MASUREL Y. (1964)*. — La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Gap : Impr. L. Jean, 418 p.

MÉGARD-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, p. 705-715.

MEINESZ A., BOUDOURESQUE C.F., FALCONETTI C., ASTIER J.M., BAY D., BLANC J.J., BOURCIER M., CINELLI F., CIRIK S., CRISRIANI G., DI GERONIMO I., GIACCONE G., HARMELIN J.G., LAUBIER L., LOVRIC A.Z., MOLINIER R., SOYER J., VAMVAKAS C. (1983). — Normalisation des symboles pour la représentation et la cartographie des biocénoses benthiques littorales de Méditerranée. Ann. Inst. océanographique, Paris, 59, 2, p. 155-172.

MEINESZ A., LEFÈVRE J.R., BOUDOURESQUE C.F. (1986). — Campagnes de cartographie de la limite inférieure de l'herbier de *Posidonia oceanica* dans les Alpes-Maritimes. Éd. DDE, service maritime des Alpes-Maritimes et univ. de Nice, 12 p., 3 cartes h.-t.

MICHEL-LÉVY Alb. (1912). — L'Estérel, étude stratigraphique, pétrographique et tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.,* 3, 24.

ONORATINI G. (1982). — Préhistoire, sédiments et climats du Würm à l'Holocène dans le Sud-Est de la France. Thèse, Aix-Marseille, 2 vol.

ORSINI J.B. (1968)*. — Étude pétrographique et structurale du massif de Tanneron (Var). Parties occidentale et centrale. Thèse 3e cycle, Grenoble, 109 p.

PUPIN J.P. (1976)*. — Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse État, Nice, 394 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.

PUPIN J.P., TURCO G. (1973). — Le microgranite de Plan-de-La-Tour (Maures). Relations avec le granite de cette localité et détermination de son âge. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 276, D, p. 3261-3264.

RÉMY F., THIBON A., LESCURE J., FÉRAUD J. (1974). — Sur l'exploitation de la fluorine dans le champ filonien de Fontsante (massif du Tanneron, Var). *Bull. BRGM,* 2, II, 5, p. 477-488.

RICOUR J. (1962)*. — Contribution à une révision du Trias français. Thèse, Paris, 471 p.

ROCHE A. (1957). — Sur l'aimantation des roches volcaniques de l'Estérel. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 244, p. 2952-2954.

ROUBAULT M., BORDET P., LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1970a). — Âges absolus des formations cristallophylliennes des massifs des Maures et de Tanneron. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 271, D, 13, p. 1067-1070.

ROUBAULT M., BORDET P., LEUTWEIN F., SONET J., ZIMMERMANN J.L. (1970b). — Âges absolus des formations volcaniques du Tanneron-Estérel (Var). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 271, D, 14, p. 1157-1160.

SEYLER M. (1984)*. — Magmatologie des séries volcaniques et métamorphiques : l'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal. Thèse État, Lyon I, 582 p.

SOLÉTY P. (1965). — Les gisements de fluorine de la Provence cristalline (Maures, Tanneron, Estérel). *Bull. Soc. géol. Fr.,* 7, VII, 5, p. 733-738.

TEMPIER C. (1972). — Les faciès calcaires du Jurassique provençal (thèse État, univ. Provence). Trav. lab. sciences de la Terre, série B, 4, 361 p.

TEXIER P.J. (1972). — Industries du Paléolithique inférieur et moyen du Var et des Alpes-Maritimes dans leur contexte géologique. Thèse 3e cycle, Paris, 119 p.

TOUTIN N. (1980)*. — Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse État, Nice, 2 t., 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,* CVI, p. 183-187.

TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D. (1992). — Structuration des bassins de Provence orientale à la fin de l'ère primaire. *Cuadernos de Geologia Iberica,* no 16, p. 59-74.

TOUTIN-MORIN N., BONIJOLY D., BROCARD C., DARDEAU G., DUBAR M. (1993). — Enregistrement sédimentaire de l'évolution post-hercynienne en bordure des Maures et du Tanneron, du Carbonifère supérieur à l'actuel. *Géologie de la France*, 2, p. 3-22.

TRIAT J.M. (1968). — Étude pétrographique du granite de Plan-de-la-Tour (Var) et ses enclaves. Ann. fac. sci. Marseille, XL, p. 5-31.

VAUCHEZ A., BUFFALO M. (1985). — La limite Maures occidentales-Maures orientales (Var, France): un décrochement ductile senestre majeur entre deux provinces structurales très contrastées. *C.R. Acad. Sci.,* Paris, 301, II, 14, p. 1059-1062.

VAUCHEZ A., BUFFALO M. (1988) - Charriage crustal, anatexie et décrochements ductiles dans les Maures orientales (Var, France) au cours de l'orogenèse varisque. *Geol. Rundschau,* 77, 1, p. 45-62.

VERVIALLE J.P. (1975)*. — Les minéralisations filoniennes à barytine, fluorine et plomb-zinc du socle hercynien des Maures orientales, de l'Estérel et du Tanneron (Var, France). Thèse 3e cycle, Orléans, 104 p.

VISSCHER J. (1968). — On the Thuringian age of the upper Palaeozoic sedimentary and volcanic deposits of the Esterel (Southern France). *Rev. of Paleobotany and Palynology,* Amsterdam, 6, p. 71-83.

VOGT J., CADIOT B., DELAUNAY J., FAURY G., GOGUEL J., MASSINON B., MAYER-ROSA D., WEBER C. (1979). — Les tremblements de Terre en France. Mém. BRGM, n° 96, 220 p.

VOGT J., GODEFROY P., DELAUNAY J., CHIRON J.C., FOURNIGUET J., MASSINON B., OGIER M., WEECKSTEEN G., PHILIP H., DELHAYE A. (1981). — Carte sismotectonique de la France et notice. Mém. BRGM, n° 111, 36 p.

VOZENIN-SERRA C., BROUTIN J., TOUTIN-MORIN N. (1991). — Bois permiens du Sud-Ouest de l'Espagne et du Sud-Est de la France. Implications pour la taxonimie des gymnospermes et la phyllogénie des gyngkophytes. *Paleontographica,* B, 221, 1-4, p. 1-26.

WALLERANT F. (1889). — Étude géologique de la région des Maures et de l'Estérel. Rennes : Oberthur édit., 214 p.

ZHENG J.S., MERMET J.F., TOUTIN-MORIN N., HANES J., GONDOLO A., MORIN R., FÉRAUD G. (1991-92). — Datation ^{39}Ar-^{40}Ar du volcanisme permien et de filons minéralisés en Provence orientale. *Geodynamica Acta.,* 53, p. 51-63.

Carte géologique de la France

Feuille *Fréjus—Cannes* à 1/50 000 (1re édition), par P. Bordet, G. Mennessier, S. Gueirard, W. Nesteroff (1966) et notice.

Feuille *Nice* à 1/250 000, par J. Rouire (1980) et notice.

Cartes IPLI (Inventaire permanent du littoral) à 1/25 000

Feuille *Var—Fréjus,* 83-120 (1977).

Feuille *Alpes-Maritimes—Cannes,* 06-121 (1977)

Sondages COGEMA: Var SBA1 à SBA24, VDB et MAV et rapports (1969 à 1977).

Rapports BRGM

Résultats de la mission «perlites» dans l'Estérel. DRMM 64-B5 (7 p.) et DS/VDM 77 (4 p.), par J. Gérard, M. Pinelli, P. Sainfeld, 1964.

Données hydrogéologiques sur les basses vallées alluviales entre l'Estérel et le Var (Siagne, Brague, Loup et Cagne), par B. Dellery, G. Durozoy, C. Gouvernet, 1965, 42 p. (D.S.G.R. 66.A 20).

Commentaire de l'esquisse néotectonique des Alpes-Maritimes et des régions adjacentes, par M. Julian, 1976.

Contribution à la connaissance néotectonique de la Provence: apports de la télédétection, des nivellements et de la microtectonique, par M. Terrier, Y. Géraud, 1988, 103 p. (Atelier risques et génie sismique, Marseille-Luminy).

Rapport SCOP Océanographie. Rade de Cannes, reconnaissances au sonar latéral, 43 p., 2 cartes, 1977.

COLLABORATEURS AUX TRAVAUX DE LA NOTICE

Responsables des études de laboratoire

P. Begassat (189 av. de Verdun, 36000 Châteauroux): géochimie du volcanisme carbonifère.

J.J. Châteauneuf (BRGM, Orléans): palynologie.

G. Gand (univ. de Bourgogne, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon): ichnologie des vertébrés.

F. Irr (univ. de Nice—Sophia-Antipolis, parc Valrose, 06034 Nice Cedex): microfaunes marines pliocènes de la région de Mandelieu.

B. Laurin (univ. de Bourgogne): invertébrés jurassiques.

C. Mangan (06200 Golfe-Juan): hydrogéologie.

P. Saint-Marc (univ. de Nice—Sophia-Antipolis): microfaunes du Jurassique.

Renseignements oraux

A. Arevian, D. Argonautes, bv. de la Mer, 83150 Bandol.

A.M. Basso, univ. de Provence, place Victor-Hugo, 13331 Marseille Cedex.

J. Braga, univ. de Grenade, Dept. Estratigrafia y Paleontologia, 18002 Granada, Espagne.

G. Demathieu, 70 avenue Galois, 92340 Bourg-la-Reine.

M. Durand, univ. Nancy I, lab. géologie des ensembles sédimentaires, BP 3069, 54513 Nancy Cedex.

G. Féraud, univ. de Nice—Sophia-Antipolis, lab. géodynamique.

A. Gondolo, univ. de Nice—Sophia-Antipolis, lab. pétrologie-minéralogie.

C. Tempier, faculté des sciences et techniques de St-Jérôme, lab. géologie dynamique, 13397 Marseille Cedex 13.

B. Vrielynck, univ. P. et M. Curie (Paris VI), lab. stratigraphie, 4 place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

L. Zaninetti, univ. de Genève, inst. sciences de la Terre, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4, Suisse.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement des nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Provence-Alpes-Côte-d'Azur, 117 avenue de Luminy, 13009 Marseille, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

La participation des auteurs à la rédaction de cette notice est la suivante.

Didier BONIJOLY, ingénieur géologue au BRGM, Orléans : tectonique posthercynienne.

Christian BROCARD, université de Provence, centre Saint-Charles, Marseille : Trias (histoire géologique, description des terrains, substances utiles, excursions).

Jean BROUTIN, maître de conférences, univ. P. et M. Curie, laboratoire de paléobotanique et palynologie évolutives : paléobotanique du Carbonifère et du Permien.

Gilbert CRÉVOLA, maître de conférences, univ. Bordeaux III : socle anté-Carbonifère du Tanneron et des Maures (histoire géologique, description des terrains, structure, métamorphisme, magmatisme antémétamorphe et premier cycle magmatique, excursions).

Gérard DARDEAU, ingénieur, univ. de Nice—Sophia-Antipolis : description des terrains jurassiques et éocènes.

Michel DUBAR, chargé de recherche au CNRS, univ. de Nice—Sophia-Antipolis et univ. de Provence (Saint-Charles) : Pliocène et Quaternaire (histoire géologique, description des terrains, substances utiles, excursions), réseau hydrographique, occupation du sol, dépôts marins actuels *p.p.*, morphogenèse et néotectonique, hydrogéologie.

Jean FÉRAUD, ingénieur géologue au BRGM, Orléans : minéralisations de fluorite, barytine et tungstène.

Jean-Dominique GIRAUD, maître de conférences, univ. de Nice—Sophia-Antipolis : volcanisme permien de l'Estérel, estérellite et métamorphisme associé, magmatisme tertiaire, excursions (Permien volcanique, estérellite).

Pierre GODEFROY, ingénieur géologue au BRGM, Marseille : sismicité.

Pierre LAVILLE, ingénieur géologue au BRGM : formations bauxitiques.

Alexandre MEINESZ, professeur, univ. de Nice—Sophia-Antipolis : herbiers littoraux.

Nadège TOUTIN-MORIN, ingénieur au CNRS, univ. d'Orléans : introduction, Carbonifère et Permien (histoire géologique, description des terrains, magmatisme *p.p.*, ressources minières et substances utiles), dépôts marins actuels *p.p.*, excursions, tableau d'équivalence des notations.

Coordination : N. TOUTIN-MORIN.

Présentation au CCGF : 20 juin 1991.
Acceptation de la carte et de la notice : 16 mars 1993.
Impression de la carte : 1994.
Impression de la notice : décembre 1994.

ANNEXES

ÉQUIVALENCE DES NOTATIONS

Bassin du Luc	Bas Argens	Estérel	1re édition Fréjus—Cannes
F. des Arcs (r*Ac*)	*F. des Arcs* (r*Ac*)		
F. Pélitique	*F. de La Motte* (r*Mo*)		
Formation	*F. de La Serre* (r*Se*)	*F. du Muy* (r*My*)	
	F. de La Valette (r*Va*)	$^{3}\delta$ - - - ^{4}**H**-^{6}**F** - - - δ^{4} / δ^{3}	rk
Rouge	*F. de La Paro* (r*Pa*)	*F. du Mitan* (r*Mi*) ^{5}**F** $^{13}\rho$ - - - - - ρ^{7}	ri-j
supérieure	*Formation des Pradineaux* (r*Px*)	$^{3}\alpha$M-^{4}**F** / $^{2}\delta$ - $^{2}\alpha$M-^{3}**F** - - - δ^{2}	rh
		$^{12}\rho$ - - - - - - ρ5-ρ6	rg
		$^{11}\rho$ - - - - - ρ^{4}	rf2
7ρ	ensemble 7ρ	7ρ-5ρ	ρ3
F. Rouge inférieure	*Formation de Bayonne* (r*Ba*)	$^{2}\rho$ - - - $^{2}\rho$ - - - - - - ρ^{2}	rf1
F. Tuffique	Formation d'Ambon (r*Am*)	$^{1}\delta$ - - - $^{1}\delta$-^{2}**F** - - - δ^{1} / ^{1}**F**	re
F. Claire (r*Cl*)		$^{1}\rho$ - - - $^{1}\rho$ - - - - - - ρ^{1}	rc-d
		F. de l'Avellan (r*Av*) ensemble $^{1}\beta^{3}$-*br* - - α^{1-2}	rb / ra

La précédente édition de la feuille Fréjus—Cannes à 1/50 000 utilisait la nomenclature établie par P. Bordet en 1951. À partir de 1970 apparaît dans la littérature une notation différente instituée par M. Boucarut pour le massif de l'Estérel et qui replace avec précision le volcanisme dans la série stratigraphique. Les travaux de recherches de la COGEMA dans le département du Var entre 1968 et 1984, en particulier les sondages (SBA et MAV), ont conduit à une réduction du nombre des niveaux sédimentaires permiens et à une corrélation du volcanisme d'un bassin à l'autre. La nouvelle nomenclature établie est la même pour le massif de l'Estérel et le bassin du bas Argens : elle est différente pour le bassin du Luc en raison des variations de faciès, mais toujours basée sur une terminologie locale.

Légende : volcanisme acide $^{1}\rho$ à $^{12}\rho$, ρ^{1} à ρ^{7} ; volcanisme basique $^{1}\beta^{3}$*br*, $^{1}\delta$, $^{2}\alpha$M, $^{3}\alpha$M, ^{4}**H**, δ^{1} à δ^{4}, α, ^{1}**F** à ^{6}**F**.

GLOSSAIRE

aleurite *:* roche détritique à grain compris entre 10 et 100 μm.
analcime: silicate de sodium, de formule Na $[Si_2\ Al\ O_6]$, H_2O, de la famille des zéolites, mais proche des feldspathoïdes.
aphyrique: roche magmatique qui ne présente pas de phénocristaux.
arkose: grès contenant au moins 25 % de feldspaths.
axiolitique: réparti suivant une symétrie axiale fibroradiée.
batholite: massif de roche magmatique plutonique, de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres, tranchant les structures de l'encaissant et souvent bordé d'une auréole de métamorphisme.
bioclastique: roche contenant de nombreux éléments fossiles d'origine animale ou végétale.
bioturbation: ensemble de petites dérangements dus à des déplacements d'organismes vivants (terriers, galeries, traces de fouissement ou de reptation) dans un sédiment.
boghead: charbon bitumineux constitué d'algues lacustres.
calcédoine: silice en fibres, de couleur rouge.
cathodoluminescence: lumière issue de la combinaison des phénomènes de fluorescence et de phosphorescence et qu'émettent certains éléments chimiques contenus dans les cristaux, lorsque ceux-ci sont bombardés par un faisceau d'électrons.
chenal tidal: sillon allongé, creusé par les courants de marée dans une surface constamment ou périodiquement recouverte par les eaux.
clastolave: lave contenant plus de 50 % de flammes.
cornaline: variété de calcédoine (silice fibreuse) de couleur rouge.
CPX: clinopyroxènes (aegyrine, augite, diopside).
énallogène: se dit d'enclaves dans une roche magmatique, d'origine étrangère au magma.
filon: lame de roche, de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, recoupant les structures de l'encaissant.
filon-couche: lame de roche magmatique intrusive, parallèle aux structures de l'encaissant, d'un mètre à quelques dizaines de mètres d'épaisseur.
gore: terme utilisé en langage minier pour désigner des cinérites.
grès feldspathique: grès contenant entre 20 et 25 % de feldspaths.
grès micacé: grès contenant de nombreux micas.
jumping-sill: relais entre deux filons qui sautent d'une couche de terrain à l'autre.
laccolite: massif de roche magmatique plutonique de plusieurs kilomètres, à surface supérieure convexe vers le haut et à surface inférieure plane.
lithophyse: objet pétrographique, plus ou moins ovoïde, à surface pustuleuse, le plus souvent verdâtre, parfois rose ou blanchâtre, à cavité géodique pouvant présenter un remplissage de silice (calcédoine ou agate), d'hématite, de calcite, de chlorite, etc..., parfois très coloré; elles résultent d'une réaction prolongée eau-magma.
magmatic stoping: terme minier désignant l'abattage par le toit dans une exploitation; par extension: morceaux d'encaissant qui tombent dans la partie supérieure de corps intrusifs.

margino-littoral: milieu de transition entre le domaine marin et la terre émergée.
pélite: roche détritique à grain < 10μm.
pila: variété d'algues lacustres, constituant essentiel du boghead.
piperno: clastolave contenant plus de 50 % de flammes présentant, en coupe, l'aspect de grains de poivre.
psammite: grès micacé dans lequel les paillettes de micas sont alignées, parallèlement à la stratification.
pyroclastique: caractérise des débris de roches magmatiques éjectés par les volcans et dont l'accumulation donne des roches pyroclastiques (cendres, lapillis, tufs, ignimbrites).
pyroméride: rhyolite fluidale contenant des sphérolites de dévitrification (bille de verre). Terme autrefois très employé dans la géologie provençale.
rétinite (= *pechstein*): roche volcanique acide, très pauvre en phénocristaux, à cassure conchoïdale et éclat gras, résultant d'un refroidissement brutal de la lave sous l'effet d'une arrivée dans l'eau (phénomène de trempe).
septaria: nodule calcaire brun-rouge, de taille variable (2 à 25 cm), présentant des fentes de retrait comblées par des cristaux de calcite, quartz, barytine. Ces fentes peuvent dessiner des figures polygonales à la surface du nodule.
sphérolite: masse sphérique, de quelques millimètres à quelques centimètres, à structure fibroradiée formée de cristaux allongés, rayonnant depuis le centre.
sphérophyse: sphérule à composition mixte de lithophyse et de sphérolite.
tempestite: dépôt engendré par l'action d'une tempête.
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, isolées dans des fissures courbes;
- *texture vitroclastique de bulle*: se forme par éclatement de roches dont la vésiculisation s'est effectuée sous forme de bulles; elle est caractérisée par des échardes en X et en Y;
- *texture vitroclastique de canaux*; se forme par éclatement de ponces dans lesquelles la vésiculisation s'est développée jusqu'à l'élaboration de canaux; elle est caractérisée par des échardes en L.

tuf volcanique: roche formée par accumulation de projections volcaniques en fragments de toutes tailles.
tuffite: roche volcano-sédimentaire contenant au moins 50 % de débris pyroclastiques fins réunis par un ciment argileux ou calcaire et consolidée sous l'action de l'eau.

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pennafort	2.4001	Ba	barytine, Q, fluo, galène, chalcopyrite cu-gris bournonite, blende, pyr, marcassite, malachite, azurite	Filon 75-105° Pendage 65° P 2-5 m Long. 600 m	gneiss, diorite	Exploitation (1914-60) aurait produit 100 000 t barytine. Filon reconnu sur 200 m long et 70 m haut. Pourrait contenir entre 20 000 et 50 000 t réserves.
Le Mitan (carrière)	2.4002	F, U	fluorine uranium	Filonnet	argilite	Petits indices découverts par le CEA en 1955. Association fluorite-uranium.
Les Serres NNE	2.4003	F, U	fluo, barytine, uranium	Filonnet	grès conglomérat	
Le Reyran	3.4001	F, Ba	Q, fluorine barytine	Stratiforme	dolérite	
Le Charbonnier	4.4001	F, U	Q, fluorine, autunite, chalcolite renardite, phosphuranite, oxyde noir, pyr, marcassite, chalcopyrite, blende	Filonnets Lentilles	rhyolite, brèche, gneiss	Travaux : Plan-compteur, 743 m sondages carottés, 380 m de percutants. 1 galerie 137 m, 4 recoupes 118 m. Localisation de 4 lentilles tenant 120 t métal pour 200 000 t minerai

Tableaux établis par C. Vautrelle (1988), révisés 1991.
Liste des abréviations : cu : cuivre, feld. ; feldspaths, fluo : fluorine, Q : quartz, pyr : pyrite, P : puissance ; Product., Prod. : production ; Nbr. : nombreuses ; Irrégul. : irrégulière.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
L'Avellan (filon principal)	4.4002	F	fluorine barytine	Filon 40° Pendage 60°	mylonite gneiss	1 Puits desservant 3 niveaux d'exploitation : 55,83 et 115 m. Fin travaux 1971. Product. estimée 40 000 t minerai à 60-65 % CaF_2.
L'Avellan (satellites)	4.4003	F		8 filons		
La Madeleine	4.4004	F	fluorine, quartz	Filon 85° P 3 m	gneiss migmatite	Filon reconnu sur 100 m. Travaux effondrés. Production 100 000 t CaF_2 à 85 %.
Maraval	4.4005	F, Ba	fluorine, barytine, quartz	3 Filons	gneiss mylonite	Anciens travaux 1956-71. 3 filons séparés par 10-20 m stérile. Direction moyenne 130°. 200 m de long, hauteur reconnue 40 m P moyenne 0,8 m
Le Planestel Mendigons	4.4006	F, Ba	fluo, barytine Q, galène, blende, chalcopyrite	Filon 140° Pendage 85° P 0,8-1,2 m	dolérite conglomérat	Reconnu sur 250 m long et 40 m haut. Travaux 1920-31, puis reprise 1960-61, ont fourni 10 000 t CaF_2
Les Manons Les Adrets	4.4007	F, Ba	fluorine, barytine, Q	Filon 120° Pendage 75°	dolérite	Petite reconnaissance. Minéralisation diffuse dans la dolérite.
La Plantade	4.4008	U	carnotite, tuyamunite, autunite, limonite	Stratiforme	conglomérat tuf	Plan-compteur, 4 tranchées, 6 sondages de 50-100 m.

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Les Trois-Vallons	4.4009	F, Ba	fluorine barytine, Q, galène blende, pyr, chalcopyrite, tétraédrite	Filon 120° Pendage 85° P 0,4-8 m	gneiss micaschiste leptynite dolérite	Exploitation comportait 5 niveaux, a produit (1972-77) 50000 t minerai à 50 % CaF_2 et 20 % $BaSO_4$. Gîte probablement épuisé.
Route nationale 7	4.4010	F, U	fluorine uranium	Filon 325° Pendage 65°	gneiss	Radioactivité anormale associée à 1 petit filon. Grattage.
N Pont de la Cabre	4.4011	Pb, U, F	Q, fluo, galène, uranium, thorium, hématite	Stratiforme	grès, argilite calcaire	Indice découvert en 1955 par le CEA. Prospection alluvionnaire, en 1958, par le BRGM.
Pont de la Cabre	4.4012	Pb, U, F	*idem*	*idem*	tuf, grès	7 sondages CEA en 1956
La Favière La Baisse	4.4013	W	Q, pyroxène feld., scheelite, apatite, hématite, bismuth, löllingite, pyrrhotite, chalcopyrite, pyr, marcassite	Stratiforme	micaschiste quartzite, skarn	Découvert par le BRGM en 1968-69, à la suite de prospect. alluvionnaire et de nuit par lampe UV. Exploité en carrière de 1981 à 85. Depuis sa mise en production la laverie a produit 860 t de WO_3 (1986).

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bastide Julian	4.4014	W	scheelite	Stratiforme	gneiss calcitique	2 tranchées, levés terrain, 2 sondages courts
Barrage du Reyran (ancien Les Adrets U)	4.4015	U	oxyde fer fluor-apatite grenat	Filonnets	gneiss, pegmatite	Prospection CEA en 1957
Garrot	4.4016	F	fluorine quartz pyrite	11 filons	gneiss, embréchite	Exploité de 1925 à 1971. Champ filonien sur 3 km N-S et 1 km E-W. *cf.* 4. 4022 à 4030.
Pont de la Fustière	4.4017	Cha	charbon lignite	Stratiforme	grès, conglomérat	Exploité de 1880 à 1944.
Paulette	4.4018	F	fluorine	Filon	gneiss	Filon 140 m long. P moyenne 0.6 m. Petits travaux miniers.
Boson	4.4019	Cha	lignite charbon, huile	Stratiforme	grès, conglomérat	Exploité pour lignite, gaz et houille, de 1880 à 1944.
Auriasque	4.4020	Cha	lignite, anthracite, schistes bitum.	Stratiforme	grès, conglomérat	5 couches exploitées en souterrains de 1880 à 1944.
Vaux	4.4021	Cha	lignite	Stratiforme	grès, conglomérat	Exploitation 1 couche 1,6 m de P Travaux effondrés
Filon Gilbert	4.4022	F	fluorine, quartz	Filon 120° Pendage 80°	gneiss, embréchite	Filon reconnu sur 0,2-1 m de P, 100 m long et 30 m haut.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Filon Mustapha	4.4023	F	fluorine, quartz	Filon 165° Pendage 80°	gneiss	80 m long, 20 m haut, P moyenne 1,5 m
Filon Merle	4.4024	F	fluorine, quartz	Filon 135° Pendage 80°	gneiss	100 m long, 20 m haut P moyenne 0,8 m
Filon Rigault	4.4025	F	fluorine, quartz	Filon 135° Pendage 80°	gneiss	150 m long, 30 m haut P moyenne 1 m
Filon du Pont	4.4026	F	fluorine, quartz	Filon 135° P 0,5 m	gneiss	Tranchées et 2 galeries, reconnu sur 150 m long, 30 m haut
Filon Escolles	4.4027	F	fluorine, quartz	Filon 170° Pendage 90°	gneiss	60 m long, 30 m haut P moyenne 1 m
Filon Saint-Pierre	4.4028	F	fluorine, quartz	Filon 170° Pendage 75°	gneiss	450 m long, 30 m haut, P 1,5 m Tranchée galeries
Gardanne	2.4001	F	fluorine	Filonnet	rhyolite fluidale	Petit indice
Ravin du Gratadis	5.4001	F, U	Q, fluorine, barytine, uranium	Filon 110° Pendage 65° P 0,4-0,8 m	rhyolite, tuf, conglomérat	Grattages de surface
La Ferrière d'Agay	5.4002	Fe	Q, hématite, magnétite, limonite, gœthite, pyr	Filon ? Amas ?	grès, tuf, dolérite	Anciens travaux effondrés. Fond du puits 16 m relié au jour par 1 travers-banc de 53 m. Galerie 36 m a été ouverte avec 2 recoupes.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Drammont	5.4003	Pb	galène, pyrite	Disséminé, Amas	estérellite	Indice signalé par les anciens exploitants carrière
La Baladou	5.4004	F	fluorine, barytine, quartz	Filon 80° Pendage 90° P 0,5-1 m	grès, rhyolite	Grattages et sondage S.E.C.M.E. en 1970. 200 m long reconnu.
Filon Saint-Jean	4.4029	F	fluorine, quartz	Filon 170° Pendage 75°	gneiss	Reconnu et exploité sur 350 m long, 30 m haut. P moyenne 1 m
Filon Claude	4.4030	F	fluorine, quartz	Filon 120° Pendage 50°	gneiss	Reconnu et exploité sur 150 m long, 60 m haut. P. 0,8 m.
Les Porres	5.4001	Ba, F, Pb, Zn	barytine, fluo calcite, Q, galène, blende, pyr, semseyite, chalcopyrite, marcassite	Filon 90° Pendage 80° P 1-3 m	micaschiste, leptynite, amphibolite	Galeries à flanc de coteau, travers bancs, descenderies, puits d'extraction ont exploité ce filon sur 270 m haut et 400 m long. Teneur minerai tout venant : % $BaSO_4$ 70-80, SiO_2 10-15, CaF_2 5-10, CO_3 Ca 5-10. Prod. 1946-84. : 700 000 t $BaSO_4$.
Les Blaquières	5.4002	F, Ba	fluorine, barytine, quartz	Filon 90° Pendage 75° P 0,6-1,2 m	micaschiste, gneiss, amphibolite	Filon reconnu sur 150 m long, 90 m haut par exploitation en travaux souterrains. Prod. 12 000 t CaF_2
Forêt des Arcs n° 1 Vallon de l'Aubé	5.4003	Ba, F	barytine, fluo, Q	Filon 90° Pendage 90°	gneiss, mylonite	Aucun travail sur ce filon.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Forêt des Arcs n° 2	5.4004	Ba, F	barytine, fluo, Q	Filon 100° Pendage 90°	gneiss mylonite	Filon visible sur 50 m long, 10 m haut, P 0,4-0,8 m.
Forêt des Arcs n° 3	5.4005	Ba	barytine	Filon 110° Pendage 90°	gneiss mylonite	250 m long, 50 m vertical, P 0,1-0,5 m.
Forêt des Arcs n° 4	5.4006	Ba	barytine	Filon 110° Pendage 90°	gneiss mylonite	50 m long, 10 m haut, P 0,4-0,8 m. Pas de travaux.
Vallon Caoud	5.4007	Ba, F	barytine, Q, fluo, galène, blende	Filon 290° Pendage 85° P 1 m	micaschiste, amphibolite	Exploité sur 3 niveaux. Filon reconnu sur 400 m long et 160 m haut, par 380 m galeries.
Castel-Diol	5.4008	Ba	barytine, quartz	Filon 130° P 0,1 m	granite, gneiss	Visible sur 120 m long.
Les Bouis	5.4009	Ba	barytine, Q, fluo, galène, blende	2 filons P 0,5-1 m	gneiss, mylonite	Petits travaux d'exploitation.
Roche-Rousse	5.4010	F, U	fluo, Q, uranium	Filonnets	rhyolite	Sur 30 m², nombreux filonnets centimétriques orientés E-W.
Testevin	5.4011	F, U	fluo, U	?	arg., grès	Indice CEA 1955.
Les Gachettes	5.4012	F, U	fluo, Q uranium	Filonnet	grès, conglomérat	Remplissage fissure. Indice CEA 1955.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le bois de Peyloubier	5.4013	Ba, Pb	barytine, Q, fluo, galène, blende	6 filons	micaschiste, leptynite, aplite	Prospection BRGM 1972.
Sommet du Peynier, éperon E	5.4014	Ba, Pb	quartz, barytine, galène	Filon	gneiss, migmatite	Prospection BRGM stratégique, alluvionnaire et marteau.
Mauvais-Vallon	5.4015	Ba	barytine, quartz	Filonnets	rhyolite dans carbonifère	*idem.*
Roche-Rousse II	5.4016	Ba	barytine, quartz	Filonnets	gneiss, migmatite	Zone parcourue de minces filonnets, nombreuses volantes.
La Bastide-Rouge	5.4017	U	carnotite chalcolite	Stratiforme	grès	Reconnaissance CEA.
Les Charles La Péguière	6.4001	Ba, F, Pb	quartz barytine, fluo, galène, blende, chalcopyrite	Filon 100° Pendage 90°	granite, brèche	Galeries 20 m, cheminées 15 m, descenderie 50 m. Tout est éboulé, situé dans terrain camping.
Le Rabinon Bergerie de la Varaille	6.4002	Ba, F	quartz, barytine, fluo, galène, blende	Filon	granite, rhyolite	Indice reconnu par tranchée. Structure de Roquebrune.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gite	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gite	Roche encaissante	Remarques
Les Pétignons	6.4003	Ba, F Pb	quartz, barytine, fluo, blende, galène	Filon	granite, rhyolite	Géochimie, géophysique, tranchées, 5 sondages, Travaux BRGM 1965-1968
Saint-Martin	6.4004	F, Ba, Pb	quartz, barytine, fluo, blende, galène, chalcopyrite, pyr	Filon 90° Pendage 70° P 0,2-1 m	granite	Plusieurs travers-bancs à flanc de colline. Reconnu sur 400 m long, 30 m haut. Plusieurs niveaux échantillonnés.
Château de la Mère	6.4005	Ba, Pb	quartz, barytine, fluo, galène	Filon 85°	micaschiste, gneiss	Indice BRGM. Prospection stratégique et tactique.
Bréganson La Vernède	6.4006	Ba, Pb Zn	quartz, barytine, fluo, blende, galène	Filon 130° Pendage 70° P 1 m	migmatite gneiss	Tranchées, puits, descenderie inaccessibles. Petite exploitation barytine.
SW de Roquebrune	6.4007	Ba, F	barytine, fluo, Q	2 filons 2 filonnets	granite, rhyolite	Découverte BRGM 1972. Prospect stratégique et tactique.
Le Fournel	7.4001	Ba, Pb Zn	quartz, barytine, fluo, galène, blende, chalcopyrite, pyr	Filon 100° Pendage 70° P 0,5-2 m	migmatite, gneiss	Tranchées, travers-bancs. Petite exploitation baryte. 300 m long, 30 m haut.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gite	Classement national (Fréjus-1024)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Carrefour de Castelli	8.4001	Pb, U, F	Q, jaspe, fluo, galène, uranium, thorium, blende, pyr, graphite	Stratiforme	argilite, grès, rhyolite	Découverte CEA 1955-57. Prospection BRGM et 3 sondages 35 m.
Les Petits-Caous	8.4002	Pb	galène, pyrite	Amas	grès, calcaire, dolérite	Indice découvert en 1964, pendant l'exploitation de la carrière.
Aigue-Bonne	8.4003	Zn	blende, pyrite	Amas	dolérite, estérellite	

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Cannes-1025)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Petit-Cheval	1.4001	F	fluorine, barytine, quartz	Filon 60° Pendage 70° P 0,2-0,9 m	gneiss	2 galeries de recherche, effondrées.
Sommet Pelet	1.4002	F	fluorine	Filonnet	grès, conglomérat	Simple indice.
Maurevieille	1.4003	F	fluorine, barytine, Q, pyrite, galène, kaolinite	Filon pendage 80° P 1,2-3,5 m	grès, rhyolite fluidale	1 puits de 145 m, bure 22 m 4 niveaux ont exploré le gite sur 480 m de long et 220 m haut. Product. 1958-1976: 80 000 t spath métallurgique.
La Rague	1.4004	F	fluorine	Filon	rhyolite, cataclasite	Simple indice.
Les Trois-Termes	1.4005	F	fluorine, Q, argile	Filon 100° Pendage 80° P 0,4-1,2 m	rhyolite dolérite	260 m galeries en 2 niveaux Product.: 45 000 t minerai à 50 % CaF_2.
St-Jean-de-la Berle Baume-Trocade	1.4006	F, U	quartz, fluorine, autunite	Filon 90°	gneiss, rhyolite, rhyolite fluidale	1 tranchée à l'affleurement suivie d'une galerie.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Classement national (Cannes-1025)	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Fond-Sante (*cf.* 1.4009 à 1.4026, tableaux suivants)	1.4007	F	fluorine, barytine, quartz, sellaite, blende, galène, pyrite, mispickel, chalcopyrite	Champ filonien une vingtaine de filons	gneiss, migmatite, mylonite	Connu depuis 1875, le gisement comporte une vingtaine de filons à fort pendage, sur 2500 m N-S et 800 m E-W. Enracinement > 250 m. Puissance 0,7-2 m. Les filons les plus importants ont été exploités artisanalement. Forte activité de 1925 à 1933. En 1942, la S.E.C.M.E. développe les travaux pour une exploitation intensive qui débute en 1971 lors de la mise en route de l'usine de flottation. 19.02.87 : fermeture de la mine 26.06.87 : arrêt de la laverie Product. estimée à 1 750 000 t minerai à 42 % CaF_2 (1971-87) et 270 000 t Spath métallurgique (1925-1978).
R.G. du Malinfernet	1.4008	F	fluorine, quartz	Volantes	rhyolite	Prolongation éventuelle du Baladou-S- 4004

Gisement de Fond-Sante
caractéristiques géométriques des filons - Morphologie

Classement (Cannes-1025)	Filons	Direction moyenne	Pendage moyen	Puissance moyenne	Extension reconnue		Remarques
					long.	verticale	
1.4021	Xavier	75°	75° S	1,2-1,8 m 1,3 m	200 m	110 m	3 segments tectonisés.
1.4020	Nord IV	80°	70° S	0,5-1 m 0,8 m	400 m	80 m	Nbr. lacunes stériles cassure complexe, irrégul.
1.4019	Nord III	90° et 60°	70° S	0,5-0,8 m 0,6 m	250 m	50 m	Nbr. lacune stériles, 2 branches convergentes, cassure complexe, irrégul.
1.4018	Nord II	60°	90°	0,6-1 m 0,8 m	150 m	30 m	Caisse mylonitique.
1.4017	Nord I et 0	80°	90°	0,5-0,8 m 0,6 m	200 m 100 m	40 m	Nbr. lacunes stériles.
1.4016	Saint-Barthélemy	70° et 45°	60°	1-1,8 m 1,3 m	500 m	220 m	Grande extension, 2 directions fracture.
1.4022	Saint-Augustin	80°	70° N	1-1,8 m 1,3 m	350 m	120 m	Pendage N.
1.4014	Rouge	80°	80° S	1-1,8 m 1,5 m	300 m	160 m	Importante lacune stérile dans part. médiane.
1.4015	Blanc	80°	70° S	1-2, 5 m 1,8 m	400 m	120 m	Quartzeux à l'Est, barytique à l'Ouest.

Gisement de Fond-Sante
caractéristiques géométriques des filons - Morphologie

Classement (Cannes-1025)	Filons	Direction moyenne	Pendage moyen	Puissance moyenne	Extension reconnue		Remarques
					long.	verticale	
1.4010	Sainte-Barbe	85°	80° S	1-1,8 m 1,5 m	**200 m**	**140 m**	2 branches convergentes puis divergentes.
1.4013	Clet	80°	90° S	1-1,8 m 1,5 m	300 m	140 m	Inversion du pendage.
1.4012	Sud II	90°	85° N	0,6-1 m 0,8 m	150 m	100 m	Pendage N.
1.4011	Sud III	90°	85° S	0,5-0,8 m 0,6 m	100 m	80 m	Discontinu, 4 panneaux.
1.4009	Le Figuier	120°	?	0,5-1,2 m 0,8 m	200 m	20 m	Cassure complexe et irrégulière.
1.4023	Lenté B	80°	80°	1,5 m	290 m	160 m	Barytine dominante.
1.4024	Lenté C	80°	70°	1 m	110 m	50 m	Zone broyée à l'Est.
1.4025	Lenté D	80°	80°	1 m	160 m	190 m	2 branches à l'Est. Diminue en surface.
1.4026	Lenté E	80°	70°	0,8 m	100 m	15 m	Régulier en surface.

ANALYSES CHIMIQUES

Formations métamorphiques

Unité de Bormes

	Orthogneiss œillé de Bormes La Tournavelle		Forêt des Apiès		Gneiss micacé La Tournavelle	Micaschiste feldspathique à grenat-staurotide La Tournavelle ☆
	☆	☆	Leptynite œillée **	Leptynite à grain fin **	☆	
SiO_2	69,93	72,20	73,60	72,95	65,24	63,92
Al_2O_3	14,38	13,91	14,30	15,05	16,91	19,35
FeO			1,12	0,44		
Fe_2O_3	3,22+	3,08+	0,02	0,03	5,35+	6,56+
TiO_2	0,53	0,50	0,24	0,20	0,92	0,88
CaO	0,73	0,60	0,56	0,62	0,53	0,03
MgO	1,35	0,94	0,29	0,06	1,94	1,95
Na_2O	3,19	3,01	3,99	3,67	2,21	1,41
K_2O	3,42	3,59	4,62	5,74	3,32	3,56
MnO	0,05	0,05	0,02	0,01	0,07	0,07
P_2O_5	0,19	0,13	0,09	0,02	0,21	0,18
H_2O^-			0,07	0,04		
H_2O^+			0,42	0,45		
Perte au feu	1,73	1,00			2,57	2,52
Total	98,72	99,01	99,34	99,28	99,27	100,43

\+ Fer total

De nombreuses analyses ont été fournies par les auteurs ayant travaillé sur la région. Seuls sont donc donnés ici des exemples concernant le socle varisque et le volcanisme.

Légende des tableaux : * *in* Boucarut 1971 ; ** *in* Seyler, 1984 ; *** *in* Pupin, 1976 ; ▲ *in* Bordet, 1951 : ∞*in* Crévola, 1977 ; ☆ : analyse nouvelle.

Abréviations : gr. grain ; ignimbr. ignimbritique ; migmat. migmatitique ; plagiocl. plagioclasique ; rhyol. rhyolite ; porphyr. porphyroïde ; $qrtz^x$ quartzeux : sec. secteur ;

chl. chlorite ; cord. cordiérite ; disth. disthène ; gr. grenat ; horn. hornblende ; musc. muscovite ; sill. sillimanite ; tourm. tourmaline ;

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Formations métamorphiques

Unité de La Garde-Freinet

	Gneiss micacés Pouvarel ☆	Gneiss de Gardanne Bs Prignonet ☆	Micaschistes qrtz^{x} à sill. W Langastoua ☆	Amphibolites		Ortholeptynite rose Les Porres **
				à grain fin l'Aubé **	dériv^{t} de gabbro mélanocrate à chl. **	
SiO_2	69,47	74,74	69,20	50,27	46,50	75,75
Al_2O_3	15,23	11,61	15,33	14,19	11,85	11,60
FeO					9,00	2,23
Fe_2O_3	3,70+	3,67+	4,97+	13,49+	1,46	0,78
TiO_2	0,55	0,67	0,73	1,96	0,49	0,15
CaO	1,54	1,72	0,19	9,03	10,96	0,18
MgO	1,28	1,65	1,31	5,74	14,24	0,04
Na_2O	2,98	2,96	1,14	3,84	1,52	4,03
K_2O	4,26	1,66	3,64	0,46	0,68	4,18
MnO	0,07	0,03	0,04	0,23	0,19	0,05
P_2O_5	0,18	0,09	0,06	0,37	0,03	0,01
H_2O^-					0,16	
H_2O^+					1,13	
Perte au feu	0,95	1,02	2,69	0,52		0,03
Total	10,21	99,82	99,30	100,10	98,21	99,03

+ Fer total.

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Formations métamorphiques

Unité des gneiss orientaux

Secteur Rouet—Plan-de-la-Tour

	Gneiss de l'Adret de Gueis Bois Prignonet ☆	Gneiss leptynitique migmatitique Villa Bonnefoy ☆	Éclogite amphibolitisée Ouest D 47 Nord villa Bonnefoy **
SiO_2	71,25	74,85	50,97
Al_2O_3	14,93	12,77	14,25
FeO+	2,84	1,24	12,15
TiO_2	0,26	0,19	2,08
CaO	2,49	tr.	8,82
MgO	1,23	tr.	5,84
Na_2O	3,88	2,17	2,89
K_2O	1,75	6,56	0,72
MnO	0,05	0,04	0,19
P_2O_5	0,22	0,22	0,31
Perte au feu	0,95	0,82	0,97
Total	99,85	98,86	99,19

+ Fer total

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Formations métamorphiques

Unité des gneiss orientaux

Secteur Bagnols-en-Forêt—Roquebrune-sur-Argens

	Micaschiste feldspathiq. à silliman. Fontcounille ☆	Gneiss migmat. Vallon Rioutard ☆	Orthogneiss		Gneiss œillé de Malpasset S ancien barrage ☆	Gneiss	
			du Fournel Le Fournel ☆	du bois de Bagnols Garrot ☆		à horn. La Haute-Cavalière ☆	à gr.-cord. L'Hubac d'Agay ☆
SiO_2	58,78	72,25	70,56	67,38	66,08	55,78	65,48
Al_2O_3	17,20	12,22	14,66	14,57	15,81	17,52	15,49
Fe_2O_3	8,88+	4,50+	3,22+	5,11+	5,73+	6,87+	5,60+
TiO_2	1,10	0,70	0,40	0,68	0,82	0,69	0,75
CaO	0,46	1,20	0,76	1,37	1,20	7,09	2,39
MgO	4,33	1,71	1,16	2,11	1,72	4,11	2,49
Na_2O	1,03	2,97	3,00	2,98	2,57	3,80	3,58
K_2O	5,41	2,12	4,90	3,26	3,55	1,89	1,89
MnO	0,10	0,06	0,04	0,06	0,08	0,12	0,09
P_2O_5	0,17	0,05	0,26	0,17	0,16	0,16	0,16
Perte au feu	2,85	1,43	1,31	1,35	1,62	1,47	1,42
Total	100,31	99,21	100,27	99,04	99,50	99,34	99,34

+Fer total

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Formations métamorphiques

Unité des gneiss orientaux

	Secteur de Tanneron					Secteur de Mandelieu		
	Orthogneiss à grenat		Leptynite migmatit. Le Pénier	Gneiss		Gneiss migmatit. leptynitiq. œillé Croix Gardes	Orthogneiss plagioclasique La Fènerie	Micasch. à disth. grenat Sud des Nègres
	La Colle Chambards ☆	Tanneron Barbossi ☆	☆	lité à horn. Barbossi ∞	plagioclas. micacé Barbossi A8 ☆	☆	☆	∞
SiO_2	67,64	66,30	73,52	68,22	66,04	71,62	68,48	60,51
Al_2O_3	15,59	16,53	13,50	14,70	15,63	13,89	15,67	18,55
FeO				3,23				5,42
Fe_2O_3	4,07+	4,35+	1,02+	0,66+	5,81+	2,92+	3,72+	0,94
TiO_2	0,61	0,68	0,11	0,39	0,76	0,54	0,49	0,91
CaO	1,58	2,28	0,27	3,36	1,04	0,61	1,23	0,66
MgO	1,04	1,18	0,07	1,67	2,41	0,90	1,32	2,65
Na_2O	2,91	3,49	3,18	3,20	3,02	2,53	2,97	2,41
K_2O	4,69	3,78	4,58	3,46	2,90	4,74	4,16	4,44
MnO	0,05	0,06	0,04	0,06	0,07	0,04	0,05	0,06
P_2O_5	0,20	0,22	0,14	0,09	0,10	0,06	0,13	0,15
H_2O^-				0,20				0,38
H_2O^+				0,83				2,19
Perte au feu	1,48		1,17	2,53	2,52	1,14	1,35	
Total	99,86	98,87	97,60	102,60	100,30	98,99	99,57	99,27

+ Fer total

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Granitoïdes varisques

	Granite musc. et tourm. Garrot ☆	Tonalite Prignonet ***	Granite Plan-de-la-Tour porphyroïde Biscarlot ▲	Granite du Rouet		Granophyre de Tardieu— Castel-Diaou Les Misères ***
				porphyr. à cord.	gr. fin	
				Forêt de St-Paul		
				☆	☆	
SiO_2	74,29	60,13	71,30	70,92	72,38	68,72
Al_2O_3	14,68	18,16	14,70	14,60	14,45	15,46
FeO		4,13	2,05		0,98	
Fe_2O_3	0,67+	1,02	0,65	1,98+	1,35+	1,64
TiO_2	0,02	0,75	0,35	0,28	0,18	0,38
CaO	0,41	5,20	2,70	1,02	0,50	0,20
MgO	1,35	3,11	1,05	0,62	0,29	0,85
Na_2O	3,54	3,31	2,30	3,29	2,95	2,95
K_2O	4,34	2,33	3,90	4,52	5,41	5,50
MnO	0,06	0,09	0,02	0,05	0,03	0,05
P_2O_5	0,15	0,29	0,20	0,24	0,28	0,22
H_2O^-		0,21	0,16			0,34
H_2O^+		1,13	0,46			1,84
Perte au feu	0,50			1,61	1,15	
$Total_2$	100,01	99,86	99,84	99,13	99,95	98,15

\+ Fer total

Forêt de St-Paul : forêt domaniale de Saint-Paul-en-Forêt, à proximité de l'Endre.

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Volcanisme acide - Permien du massif de l'Estérel

	1ρ rhyolite Reyran ☆	2ρ rhyol. ign. Reyran ☆	7ρ rhyolite ignimbr.		8ρ rhyolite Maurevieille ☆	10ρ piperno Vinaigre ☆	11ρ		
			Reyran ☆	Vinaigre ☆			rétinite Colle Motte ☆	pyroméride = rhyolite fluidale Vinaigre ☆	Planestel ☆
SiO_2	77,25	76,15	77,50	80,00	77,20	75,30	72,15	76,50	80,60
Al_2O_3	9,55	10,95	11,35	9,65	11,35	12,20	11,40	11,60	9,90
FeO	0,65	0,42	0,36	0,32	0,40	0,72	0,70	0,55	0,20
Fe_2O_3	4,30	3,33	1,60	2,00	1,50	1,30	1,35	1,25	0.50
TiO_2	0,20	0,50	0,14	0,17	0,20	0,10	0,20	0,10	0,25
CaO	0,45	0,03	tr	tr	0,40	tr	1,35	0,24	0,50
MgO	0,25	0,10	0,35	0,27	0,20	0,30	0,10	0,05	0,14
Na_2O	1,35	0,87	2,95	0,15	0,09	0,35	4,20	0,35	0,24
K_2O	4,75	6,95	4,65	5,30	7,60	8,30	3,20	8,25	6,50
MnO	0,05	tr	tr	0,01	tr	tr	tr	tr	tr
P_2O_5	tr	tr	0,02	0,01	tr	0,09	tr	tr	0,09
H_2O^-	0,40	0,45	0,95	1,80	0,90	1,20	6,00	0,90	1,20
H_2O^+	0,25	0,25	0,00	0,25	0,10	0,00	0,25	0,10	0,22
Total	99,45	100,00	99,87	99,93	99,94	99,86	100,90	99,89	100,34

ANALYSES CHIMIQUES (suite)

Volcanisme permien du massif de l'Estérel

	Volcanisme basique			Volcanisme intermédiaire	
	$^{1}\beta^{3}$-*br*	$^{2}\alpha$M	$^{3}\alpha$M	$^{13}\rho$ rhyolitoïde = trachyte quartzifère	
	Avellan ☆	Agay ☆	Agay ☆	Maurevieille ☆	Batterie des Lions ☆
SiO_2	53,30	56,39	61,99	68,80	65,10
Al_2O_3	18,30	14,88	15,15	17,45	17,50
FeO	2,80	1,44	2,69	0,25	tr
Fe_2O_3	4,25	9,26	5,20	1,55	5,50
TiO_2	1,05	2,03	1,35	0,50	0,50
CaO	2,75	4,31	0,77	0,15	0,54
MgO	5,50	2,50	1,01	0,50	0,07
Na_2O	4,25	3,36	3,26	3,30	4,25
K_2O	2,85	2,30	5,38	5,95	4,40
MnO	0,10	0,10	0,03	tr	0,03
P_2O_5	nd	0,45	0,65	tr	0,06
H_2O^-	1,90	2,07	1,97	0,80	1,55
H_2O^+	0,50	0,70	0,30	0,45	0,64
Total	97,55	99.79	99,75	99,70	100,14

Estérellite

	carrière Aigue-Bonne ☆	Drammont ☆	carrière des Cou ☆
SiO_2	56,85	60,60	56,50
Al_2O_3	18,90	18,80	16,00
FeO	2,60	2,55	2,35
Fe_2O_3	3,70	2,80	3,95
TiO_2	0,50	0,40	0,55
CaO	6,65	4,75	9,95
MgO	3,15	1,95	2,90
Na_2O	3,40	4,00	2,60
K_2O	1,50	1,90	1,40
MnO	0,08	0,12	0,11
P_2O_5	0,22	0,21	0,29
H_2O^-	1,90	1,30	0,56
H_2O^+	0,35	0,54	0,98
Total	99,80	99,92	98,24

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Tertiaire	Estérellite entre 26,3 et 34,2 $^{++}$ entre 33 et 56 $^{+++}$		filon entre 35,1 et 32,1 $^{++}$
Paléozoïque	coulées volcaniques	filons volcaniques	filons minéralisés
	$^{3}\alpha$M 246 ± 10 $^{+}$	ρ Les Preyres 248,6 ± 0,4*	
		^{2}**F** 251 ± 10^{+}	
	$_{11}$ρ La Louve 253 ± 10^{+}		
	rétinite entre 247 et 263,8 ±0,7*		
	$_{7}$ρ N Fréjus 263 ± 10^{+}		Fluorite Maurevieille 264*
	Reyran 272,5 ± 0,3 *		(dans la caldeira)
	Pennafort 273 ± 10 $^{+}$	^{1}**F** ≥ 273 *	
	$^{1}\delta$ 278 ± 2		
			Fluo. Avellan 285 * } dans
	ρ ou $\mu\gamma$ Plan-de-la-Tour 290 ± 10^{+}		Fluo. Garrot 295 * } socle
Socle	$_{p}\gamma^{3-4}$		
	Granite Plan-de-la-Tour 420 ☆	327 $^{+}$ 325°	320***
	$_{p}\gamma^{3}$ Granite du Rouet	327 $^{+}$ 325°	320°°°
	η^{2} Tonalite 340°°°		
	gneiss des Maures orientales 419 ☆	355^{+} 325°	
	Gneiss du Tanneron central 492 ☆		

Diverses datations ont été réalisées sur le socle varisque, entre 1967 et 1978 et seuls les granites et les tonalites ont fait l'objet de datations récentes.

Des datations ^{39}Ar-^{40}Ar ont été faites récemment sur certaines manifestations volcaniques et sur des filons minéralisés en fluorite. Une datation K/Ar sur l'une des dernières coulées basiques de l'Estérel, bien que plus ancienne complète les informations sur les terrains paléozoïques.

Enfin, l'estérellite a donné des âges variables selon les lieux prélèvement et suivant les auteurs.

Le tableau suivant résume les principales données actuelles (en Ma).

Diverses méthodes utilisées:

^{39}Ar-^{40}Ar	*	Zheng *et al.* (1991-92)
K/Ar	+	Roubault *et al.* 1970 (les âges ont été recalculés pour les terrains primaires)
K/Ar	++	Baubron, 1975 } *in* Giraud,
	+++	Bellon, 1978 } 1983
^{87}Rb/^{87}Sr	°	Maluski, 1968 à 1972 } *in* Caruba,
U/Pb sur zircon	☆	Chessex *et al.*, 1967 } 1983
	°°°	Amenzou, 1988

MACROFLORE CARBONIFÈRE

Tableau comparatif par compilation des données paléobotaniques

	Reyran	Plan-de-la-Tour
Stigmaria reticulata Goepp.	*	
Lepidodendron sp.		L
Sigillaria sp.	°	
Syringodendron sp.	L	
Hexagonocarpus sp.	L	
Annularia sphenophylloides Zenk.	L	
Asterophyllites equisetiformis Schloth.	+°	
Asterophyllites longifolius Schloth.	+°	
Calamites gigas Brongn.		+
Calamites suckowii Brongn.	*	°
Calamites ramosus Artis	+	
Calamostachys longifolia Weiss	+	
Sphenophyllum emarginatum Brongn.		°
Sphenophyllum thonii Mahr		+
Sphenophyllum quadrifolium Sauv.	*	
Pecopteris bucklandi Brongn.		+
Pecopteris arborescens Schloth.	*+°	
Pecopteris cyathea Schloth.	+°	°
Pecopteris candollei Brongn.	*+	
Pecopteris cf. *daubreei* Zeiller		L
Pecopteris sp. cf. *hemitelioides* Brongn.	L	
Pecopteris lamurensis Heer	°	
Pecopteris lepidorachis Brongn.	+	°
Pecopteris oreopteridia Brongn.	+°	+°?
Pecopteris plumosa-dentata (Artis) Brongn.	+L?	°
Pecopteris polymorpha Brongn.	L	°
Pecopteris unita Brongn.		°L
Pecopteris alethopteroides Brongn.		+
Pecopteris bioti Brongn.		+
Pecopteris pluckeneti Schloth.	+	
Sphenopteris sp. cf. *fayoli* Zeiller	L	
Sphenopteris sp. cf. *mendescorreae* Teix.	L	
Sphenopteris sp.	L	
Alethopteris grandini	+	
Callipteridium sp. cf. *striatum* Wagner	L	
Callipteridium sp.	L	°L
Callipteridium ovatum Brongn.	+	
Neuropteris sp.	L	L
Neuropteris planchardi Zeiller	+	
Neuropteris gigantea Sternb.	°	
Linopteris sp.	°L	
Linopteris cf. *neuropteroides* Gutb.	°L	
Linopteris brongnarti Gutb.	°	
Linopteris obliqua Bumb.	°	
Mariopteris sp.	L	
Cordaites sp.	°L	
Cordaites lingulatus Gr. Eur.	+°L	
Cordaites principalis Germar	°	

* : Dumas, 1880
\+ : Zeiller et Grand'Eury, *in* Wallerant, 1889
° : Pruvost et Carpentier, *in* Bordet, 1951
L : Laveine, *In* Basso, 1985
? : détermination incertaine.

MICROFLORE CARBONIFÈRE

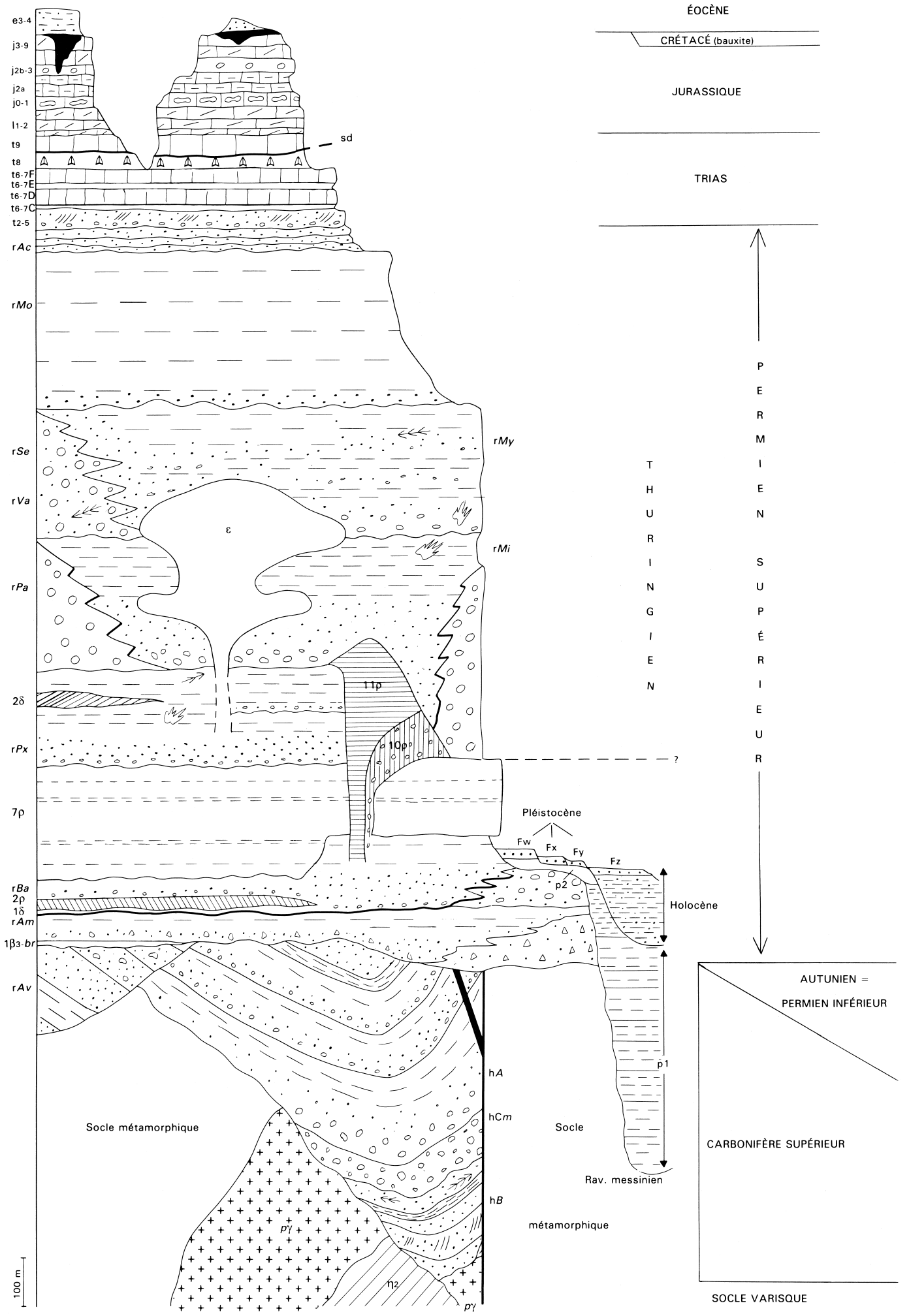
Bassin du Reyran

	série Boson	série Auriasque
Leiotriletes sp.	+	+
Leiotriletes adnatoides Pot. et Kr.	+	
Leiotriletes sphaerotriangulatus Pot. et Kr.	+	
Leiotriletes triangulatus	+	
Calamospora sp.	+	
Calamospora pedata Kos.	+	
Calamospora pallida (Loose) S.W. et B.	+	
Punctatisporites sp.	+	+
Punctatisporites punctatus (Loose) S.W. et B.	+	
Granulatisporites sp.	+	
Cyclogranisporites aureus (Loose) Pot. et Kr.	+	
Grassispora kosankei (Pot. et Kr.) Bhardw.	+	+
Grassispora spinosus	+	
Lophotriletes gibbosus	+	+
Lophotriletes sphaerotriangulatus	+	
Raistrickia sp.	+	
Raistrickia fibrata	+	
Raistrickia superba	+	
Verrucosisporites sp.	+	
Verrucosisporites pergranulatus (Alp.) Smith	+	
Microreticulatisporites sp.		+
Savitrisporites camptotus (Alp.) Doub.)	+	+
Reticulatisporites reticulatus Ibr.	+	
Vestispora fenestrata (Kos. et Br.) Wils. et Venk.	+	+
Triquitrites triturgitus (Loose) Pot. et Kr.	+	+
Triquitrites sculptilis Balme	+	
Triquitrites tribullatus (Ibr.) S.W. et B.	+	+
Angulisporites splendidus Bhardw.	+	
Westphalensisporites irregularis Alp.	+	+
Densosporites annulatus (Loose) S.W. et B.		+
Cristatisporites spinosus	+	
Mooreisporites sp.	+	
Lycospora pusilla (Ibr.) Somers	+	+
Endosporites globiformis (Ibr.) S.W. et B.	+	
Laevigatosporites sp.	+	+
Laevigatosporites vulgaris (Ibr.) Alp. et Doub.	+	
Laevigatosporites perminutus Alp.	+	
Punctatosporites sp.	+?	
Punctatosporites minutus (Ibr) Alp. et Doub.	+	+
Punctatosporites granifer (Pot. et Kr.) Alp. et Doub.	+	+
Thymospora sp.		+?
Thymospora verrucosus (Alp.) Wils. et Venk.		+
Florinites sp.	+	+
Florinites pellucidus (Wils. et Coe) Wilson	+	+
Florinites pumicus	+	
Potonieisporites sp.	+?	
Alatisporites pustulatus Ibr.	+	
Schopfipollenites ellipticus (Ibr.) Pot. et Kr.	+	

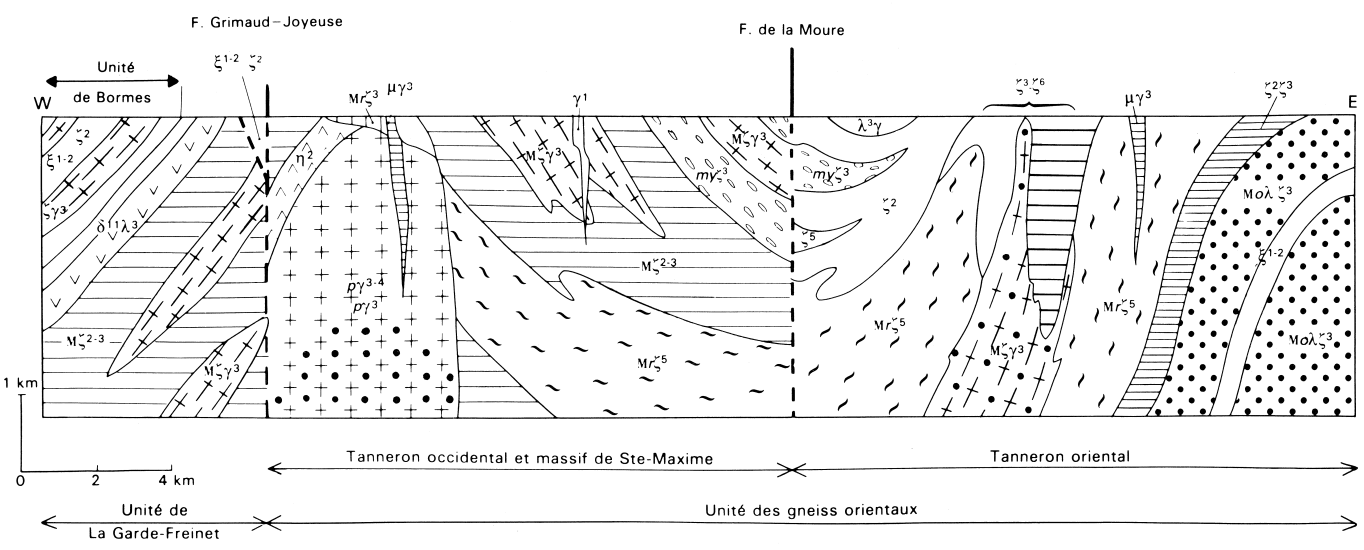
+ Forme observée
? détermination incertaine

DIAGRAMMES LITHOSTRATIGRAPHIQUES INTERPRÉTATIFS

(N. Toutin-Morin, C. Brocard, G. Crévola, G. Dardeau, M. Dubar, inédit)



Couverture



Socle métamorphique

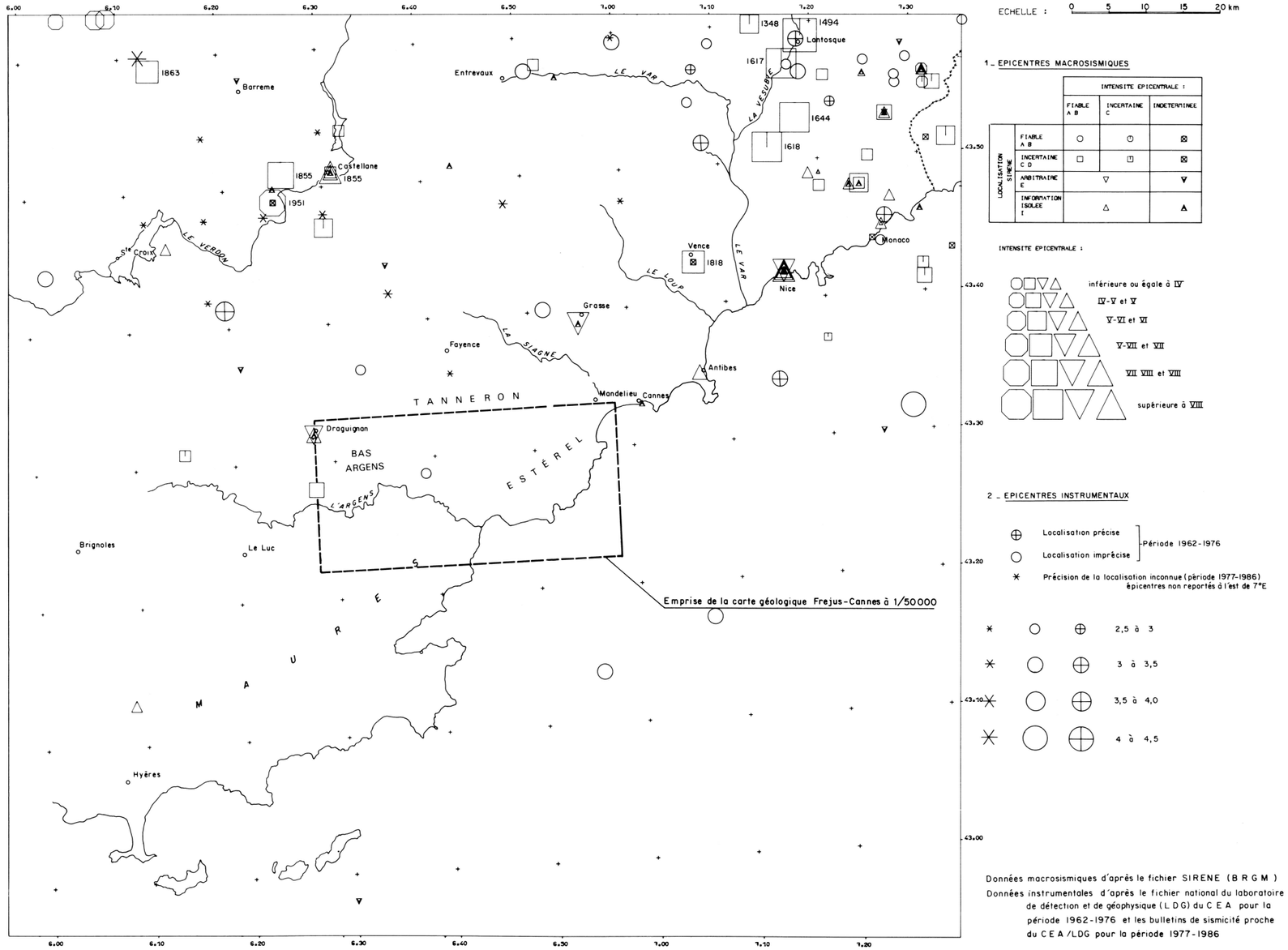


Fig. 19 - Carte de sismicité de la Provence (P. Godefroy, inédit)

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

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.



COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

Président : J. DERCOURT ; *Vice-Président* : Z. JOHAN ; *Secrétaire Général* : C. CAVELIER ; *Membres* : P. CAPDEVILA, J.-M. CARON, J. CHANTRAINE, J. FOURNIGUET, P. LEDRU, M. TARDY, J. DUBREUILH, J. REY

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

Achevé d'imprimer par
par OUDIN Imprimeur
Poitiers (France)

Dépôt légal N° 1825
Septembre 2006