HAL
open science

Les grands traits du relief de la partie occidentale du massif des Maures (Var, France) : formation et évolution

Claude Martin

▶ To cite this version:

Claude Martin. Les grands traits du relief de la partie occidentale du massif des Maures (Var, France) : formation et évolution. Etudes de Géographie Physique, 2010, XXXVII, pp.13-40. hal-00531073v2

HAL Id: hal-00531073
https://hal.science/hal-00531073v2

Submitted on 9 Jun 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

LES GRANDS TRAITS DU RELIEF DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF DES MAURES (VAR, FRANCE) : FORMATION ET ÉVOLUTION

Claude MARTIN [(1)]

(1) : UMR 6012 "ESPACE" du CNRS, Département de Géographie, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 98 Boulevard Édouard Herriot, BP 3209, 06204 NICE cedex 03.
Courriel : claude.martin0156@orange.fr

RÉSUMÉ : En l'absence quasi-totale d'éléments de datation absolue, la reconstitution de l'évolution paléogéographique de la partie occidentale du massif des Maures s'appuie sur les connaissances disponibles sur la Provence calcaire. Le relief doit ses principaux traits à la phase d'aplanissement du Miocène inférieur, à la tectonique pontique (Tortonien) et au profond encaissement du réseau hydrographique qui s'est amorcé à la fin du Tertiaire et s'est développé au Quaternaire. La résistance des roches aux agents météoriques joue également un rôle : d'une part, les principaux sommets sont constitués de phyllades, résistants à l'altération chimique, et, d'autre part, les gneiss de Bormes, résistants à l'érosion linéaire et peu altérables, conservent des lambeaux de la surface et des niveaux d'érosion miocènes. Toutefois les roches métamorphiques manifestent leur originalité à travers l'influence que les structures planaires des roches exercent sur la formation des vallées secondaires et sur l'évolution de certains versants.

MOTS-CLÉS : roches métamorphiques, évolution paléogéographique, érosion différentielle, massif des Maures.

ABSTRACT : In almost total absence of elements of absolute dating, reconstruction of the paleogeographic evolution of the western part of the massif des Maures is largely based on the knowledge available on the calcareous Provence. The relief owes its main characters to the planation phase of the lower Miocene, the tectonic movements during the Pontian and the deep down-cutting of the hydrographic network that began in late Tertiary and developed during Quaternary. The differential resistance of rocks to chemical and mechanical weathering is also involved: 1/ the highest summits are composed of phyllites, very resistant to chemical weathering, and 2/ the gneisses of Bormes, resistant to linear erosion and chemical weathering, have allowed the preservation of elements of the Miocene planation surface and erosion levels. However, the metamorphic rocks show their originality through the influence of their level structures on the formation of the secondary hydrographic network and the asymmetrical evolution of certain small valleys.

KEY-WORDS : metamorphic rocks, paleogeographic evolution, differential erosion, massif des Maures.

I - INTRODUCTION

L'évolution paléogéographique du massif des Maures a fait l'objet de différents travaux, dont deux très importants, ceux de L. LUTAUD (1924) et d'Y. MASUREL (1964).

À leur suite, nous avons nous-même mené quelques observations sur ce sujet dans la partie occidentale du massif (Fig. 1). Nous reproduirons ici, avec de très légères modifications, les pages que nous lui avons consacrées dans notre thèse de Doctorat d'État (C. MARTIN, 1986). Certes, ce sujet ne représente *in fine* qu'une part marginale de notre implication dans le massif des Maures. Mais il a été au cœur de nos premières recherches et à l'origine d'une relation passionnelle avec ce qui aura été le terrain d'étude privilégié de toute une carrière.

II - LES GRANDES LIGNES DU RELIEF

À première vue, la partie occidentale du massif des Maures est constituée par tout un fouillis de vallées et de crêtes sinueuses (bien injustement qualifiées de croupes monotones par P. BIROT, 1965) développées dans des roches métamorphiques variées (Fig. 2).

La série sédimentaire originelle a subi un métamorphisme croissant d'ouest en est lors des phases de plissement isoclinal de l'orogénèse hercynienne. Une migmatitisation de certains

Figure 1 - Localisation du terrain d'étude.

niveaux est en outre sensible dans la partie orientale du terrain d'étude. D'ouest en est, affleurent (L. LUTAUD, 1951 ; S. GUEIRARD, 1957 ; P. BORDET, 1969, 1976 ; M. SEYLER, 1975, 1986 ; C. CARUBA, 1983 ; *etc.*) : des phyllades, soit schisteux, soit présentant une alternance de bancs schisteux et quartzeux, et des quartzites ; les micaschistes, amphibolites et leptynites des Berles ; les gneiss de Bormes ; les micaschistes, gneiss, amphibolites et leptynites du Cap Nègre (Fig. 3). Dans toutes ces roches, du fait des plissements isoclinaux, schistosité et foliation correspondent grossièrement à la stratification. Les bancs sont le plus souvent inclinés vers l'O-NO. La valeur du pendage qui avoisine 30° à l'extrémité occidentale du massif, augmente progressivement vers l'est, jusqu'à dépasser 70° dans les affleurements de gneiss de Bormes.

Comme l'a noté L. LUTAUD (1924), si l'on s'en tient aux lignes principales du relief, la partie occidentale du massif présente trois chaînes parallèles, de direction E.NE-O.SO, séparées par deux alignements de vallées.

1) La chaîne septentrionale

Entre la dépression permienne [(1)], au nord, et les vallées du Réal Collobrier (creusée elle aussi dans des roches permiennes) et du Périer, au sud, s'étend ce que L. LUTAUD (1924) appelle la chaîne septentrionale des Maures. C'est la partie la plus élevée du massif. Les sommets de la Sauvette et de Notre-Dame des-Anges (Photo 1), qui atteignent respectivement les altitudes de 780 et 767 m, y dominent nettement le plateau du Treps, lequel culmine à 672 m.

(1) Expression consacrée, bien qu'assez malheureuse. Il s'agit, en fait, d'une dépression périphérique creusée dans des roches permiennes.

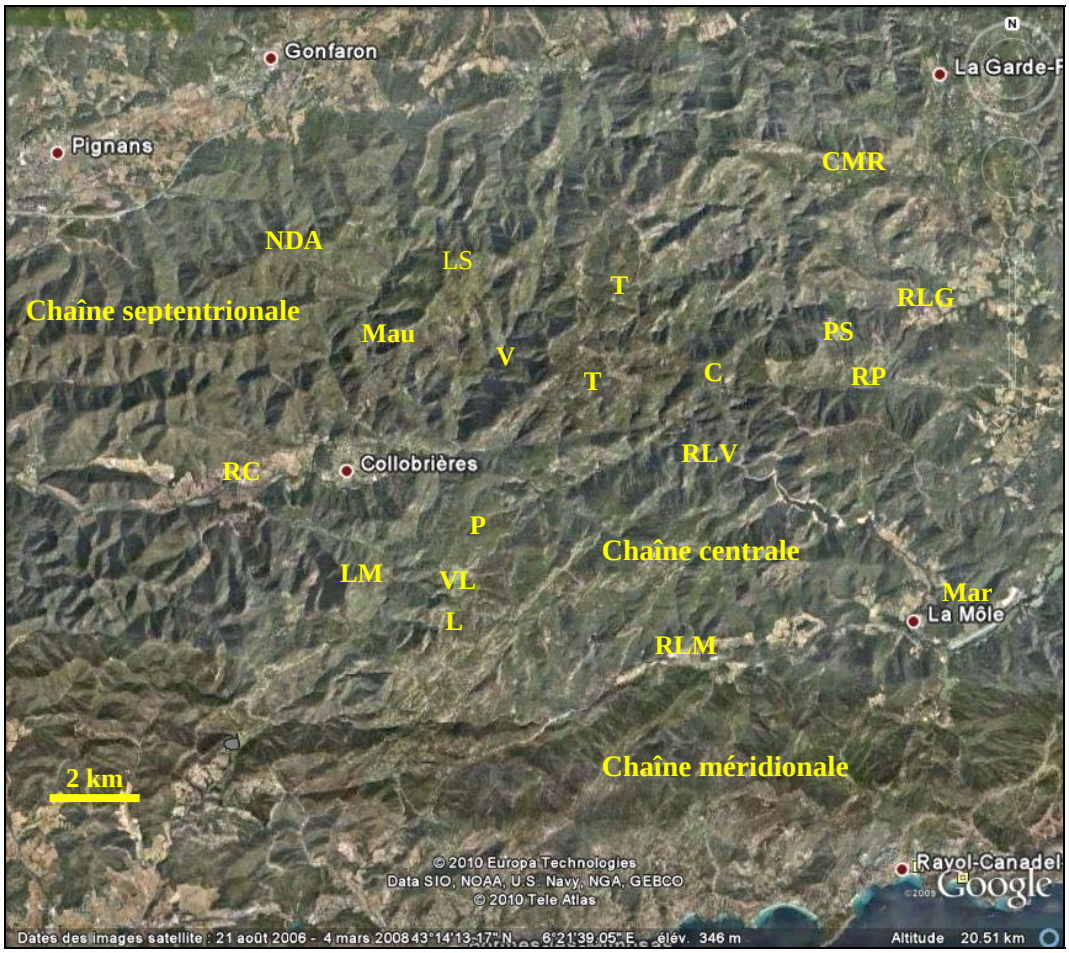


Figure 2 - Photo satellitaire du terrain d'étude
(source : GOOGLE Earth – © 2010 Europa Technologies, ©2010 Tele Atlas,
© 2010 IGN France – en libre utilisation à des fins non commerciales).

C : Capelude. L : Laquina. CMR : crête Marc ROBERT. LM : La Malière. LS : La Sauvette.
Mar : Maravielle. Mau : Maurets. NDA : Notre-Dame des Anges. P : Pounches. PS : Plan de Suvière.
RC : Réal Collobrier. RLG : rivière de La Giscle. RLM : rivière de la Môle. RLV : ruisseau de La Verne.
RP : ruisseau du Périer. T : Treps. V : Valescure. VL : Val Lambert.

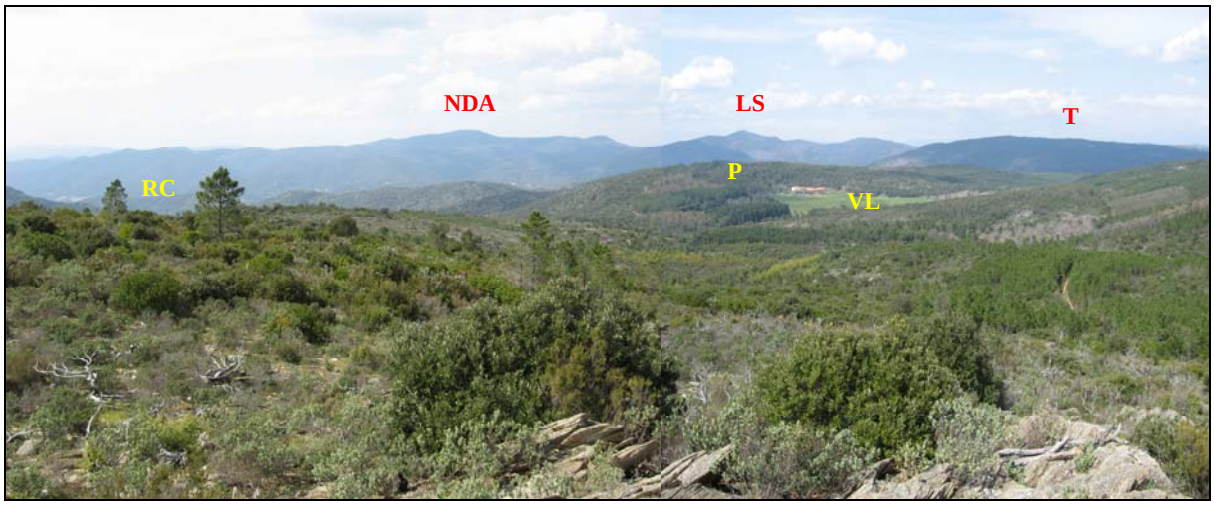
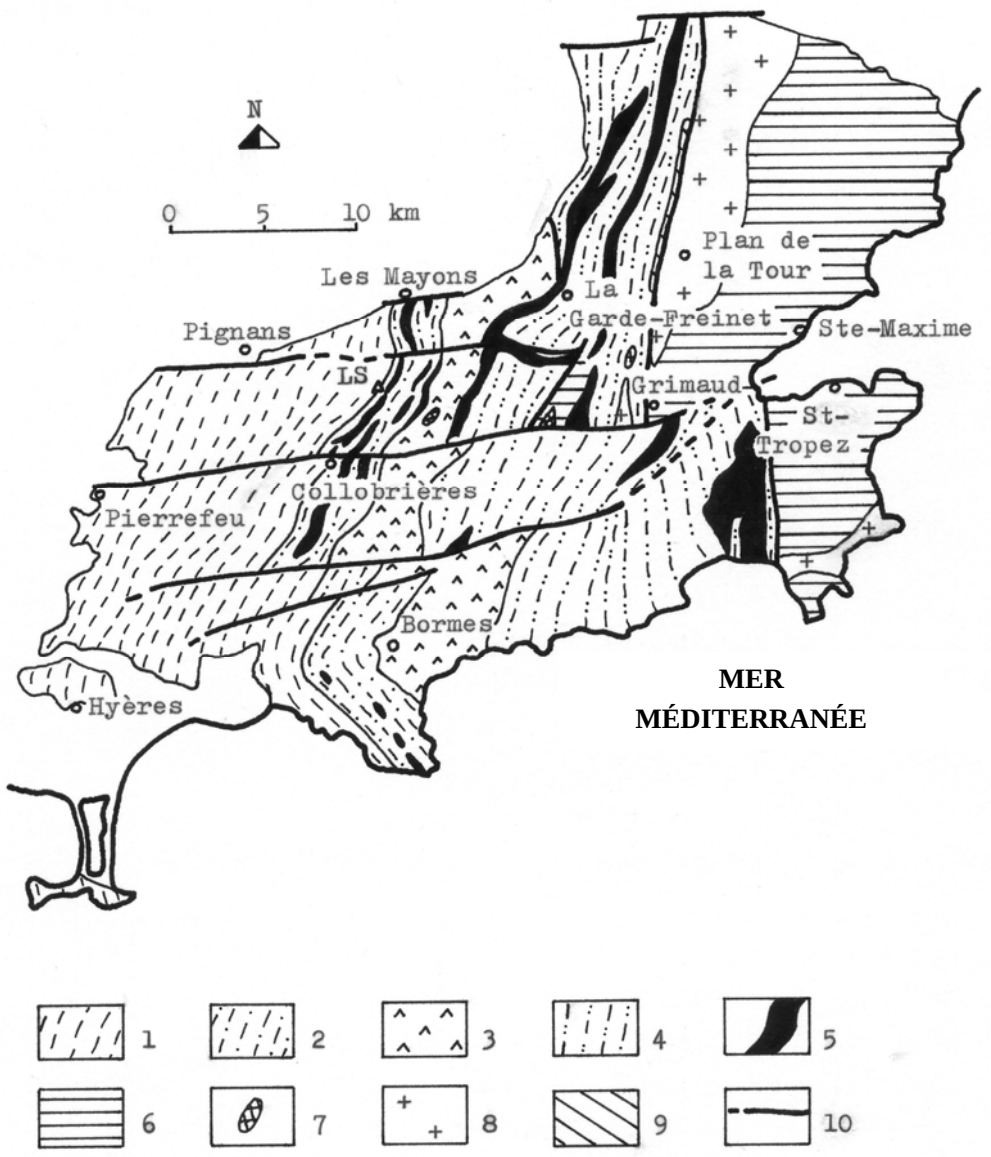


Photo 1 - La chaîne septentrionale des Maures vue depuis la crête de la Verne (bassin du Rimbaud).

NDA : Notre-Dame des Anges. LS : La Sauvette. T : Treps. RC : vallée du Réal Collobrier.
P : Pounches. VL : Val Lambert.



1 : phyllades et quartzites. 2 : micaschistes des Berles. 3 : gneiss de Bormes. 4 : micaschistes, gneiss et leptynites du Cap Nègre. 5 : amphibolites et leptynites. 6 : migmatites. 7 : orthogneiss. 8 : granites intrusifs. 9 : Stéphanien. 10 : failles majeures. LS : sommet de la Sauvette.

Figure 3 - Carte géologique schématique du massif des Maures, d'après S. GUEIRARD (1957), P. BORDET (1969), M. SEYLER et M. BOUCARUT (1978) (C. MARTIN, 1986).

La crête de la Sauvette (Photos 2) est constituée de micaschistes à mica blanc. Elle présente un puissant escarpement sommital de regard est. En contrebas de celui-ci, un banc de micaschistes intercalé dans des amphibolites arme une série de pointements rocheux ; plus à l'est, les affluents du ruisseau de Valescure ont découpé des échines parallèles dans des micaschistes entrelardés de bancs d'amphibolites. De son côté, le versant occidental de la Sauvette est beaucoup moins entaillé par les affluents de rive gauche du ruisseau des Maurets (Photo 3). Il offre d'abord une pente assez faible, de l'ordre de 20°, mais en dessous de 550-600 m son inclinaison dépasse généralement 30°.

La croupe joignant Notre-Dame des Anges au sommet du Cros de Paneau (662 m) est constituée de phyllades. Elle présente des formes beaucoup plus lourdes que celles de la crête de la Sauvette, bien qu'elle subisse aussi de toutes parts les attaques du réseau hydrographique. Comme dans le cas de la Sauvette, les cours d'eau descendant vers l'est ont découpé, dans les

Photos 2 - Le versant oriental de la crête de la Sauvette vu depuis : a / la route de Collobrières à Grimaud, b / l'extrémité nord du bassin du Valescure. [clichés : C. MARTIN, 2010 et 1970]

Photo 3 - Le versant occidental de la crête de la Sauvette : des pentes relativement faibles en haut de versant qui s'accentuent ensuite nettement, des têtes de vallon évasées en amont de thalwegs encaissés. [cliché : C. MARTIN, 2010]

phyllades, une série d'échines très rocailleuses (Photos 4). Dans la partie aval du ruisseau des Maurets, la vallée s'élargit et les versants deviennent plus doux dans les amphibolites.

Le plateau du Treps (Photos 5), situé à l'est du vallon de Valescure, est entièrement développé dans des gneiss de Bormes. Avec une longueur de six kilomètres pour une largeur d'un kilomètre environ, il présente une orientation NE-SO. Par ailleurs, il offre l'aspect d'une surface faiblement ondulée et légèrement inclinée vers l'est. Enfin, le plateau est prolongé vers le nord-est, jusqu'au village de la Garde-Freinet, par la haute crête Marc ROBERT (du nom d'un pompier tué dans l'incendie de 1970).

À l'ouest, le plateau du Treps domine des versants très raides qui descendent vers les ruisseaux de Valescure (affluent du Réal Collobrier) et de la Garrière (affluent de l'Aille). La pente moyenne de ces versants avoisine 30°. Sur le versant oriental du vallon de Valescure (Photo 6), certains ruisseaux ont creusé des amphithéâtres d'érosion torrentielle. Ceux de la Louvière et de Serevengude en sont les plus beaux exemples. En réalité, le bord occidental du plateau du Treps constitue une ligne de partage des eaux entre, d'une part, le bassin-versant du Réal Collobrier, qui coule vers l'ouest, et, d'autre part, ceux de la rivière de la Giscle, à l'est, et du ruisseau de la Verne, au sud, qui coulent vers l'est. Notons que dans son cours supérieur, en amont de Grimaud, la rivière de la Giscle (ainsi nommée sur la carte topographique au 1/25 000) devrait plutôt porter le nom de rivière de Grimaud.

Photos 4 - Le sommet de Notre-Dame des Anges et sa retombée orientale, sur le ruisseau des Maurets (appelé des Dourganières et de la Sauvette dans ses parties moyenne et amont). Les photographies sont prises en descendant du col des Fourches par la route de Gonfaron à Collobrières. Celle du haut regarde vers le SO depuis le haut du col, celle du bas, vers l'O-NO au quart de la descente.
[clichés : C. MARTIN, 1985 et 2010]

À l'est du Treps, la Giscle s'encaisse, par paliers, en gorges profondes dans des roches métamorphiques variées (Photo 7). Ce cours d'eau et ses principaux affluents ont découpé un ensemble de crêtes sinueuses. Dans cette partie du massif, les altitudes ne dépassent pas 500 m, mais les versants ont toujours une pente forte (souvent supérieure à 30°). Enfin, il faut signaler que la Giscle est séparée des ruisseaux de la Verne et du Périer par une croupe irrégulière, dont l'altitude décroît d'ouest en est. On y trouve, à Plan de Suvière, une forme en berceau, orientée nord-sud, qui représente certainement un ancien niveau d'érosion.

Depuis les Roches Blanches de La Garde Freinet jusqu'au sommet de Notre-Dame des Anges, la ligne de faîte, qui sert de ligne de partage des eaux entre, d'une part, le réseau hydrographique de l'Aille, et, d'autre part, ceux du Réal Collobrier et de la Giscle, dépasse presque toujours 600 m. Elle tombe en dessous de cette altitude au col des Fourches (535 m) et dans le quartier du Cros de Mouton (550 m), ces deux localisations correspondant à des seuils hydrographiques importants. En définitive, vue depuis la dépression permienne (Photo 8), l'irrégularité du relief de la partie du massif comprise entre Notre-Dame des Anges et le plateau du Treps contraste avec l'extrême régularité de la crête Marc ROBERT. Par ailleurs, les ruisseaux descendant vers la plaine de Gonfaron ont taillé une série d'échines qui dominent de 100 à 150 m les glacis de la rive droite de l'Aille.

Photos 5 - Le plateau du Treps, en haut dans sa partie sud (au nord du ruisseau du Froid – en regardant vers le N-NO) et en bas dans sa partie nord (depuis la crête Marc ROBERT – en regardant vers le S-SO). [clichés : C. MARTIN, 1985]

Photo 6 - Le versant occidental du plateau du Treps, dans le bassin versant du Valescure, vu depuis le versant oriental de la crête de la Sauvette. Au centre de la photo, l'amphithéâtre d'érosion torrentielle de la Louvière. À l'extrême gauche, on devine celui de Serevengude. [cliché : C. MARTIN, 2010]

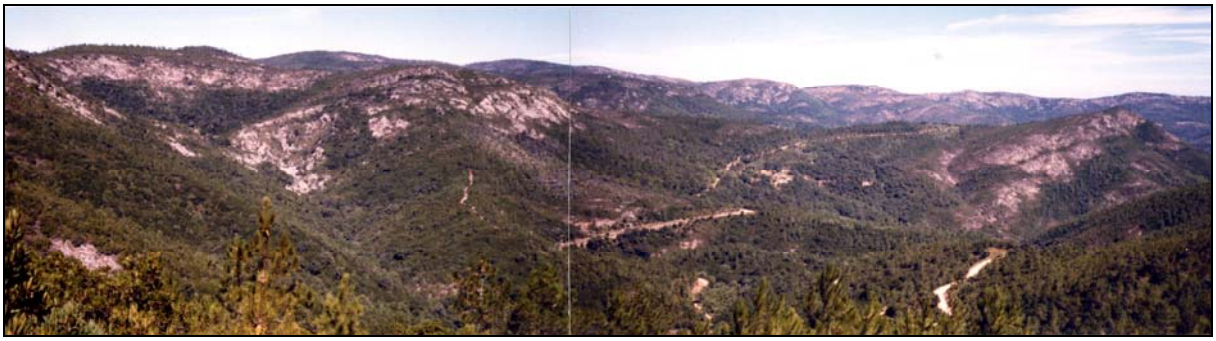


Photo 7- La chaîne septentrionale des Maures à l'est du plateau du Treps (la photographie regarde vers le nord, depuis la croupe située entre les hameaux de Capelude et de Vaucaude ; la rivière de la Giscle descend, par paliers, du plateau du Treps jusqu'aux gorges dominées par le sommet de Cuguyon, à droite de la photo ; à l'arrière plan, on aperçoit la crête Marc ROBERT).
[cliché : C. MARTIN, 1985]

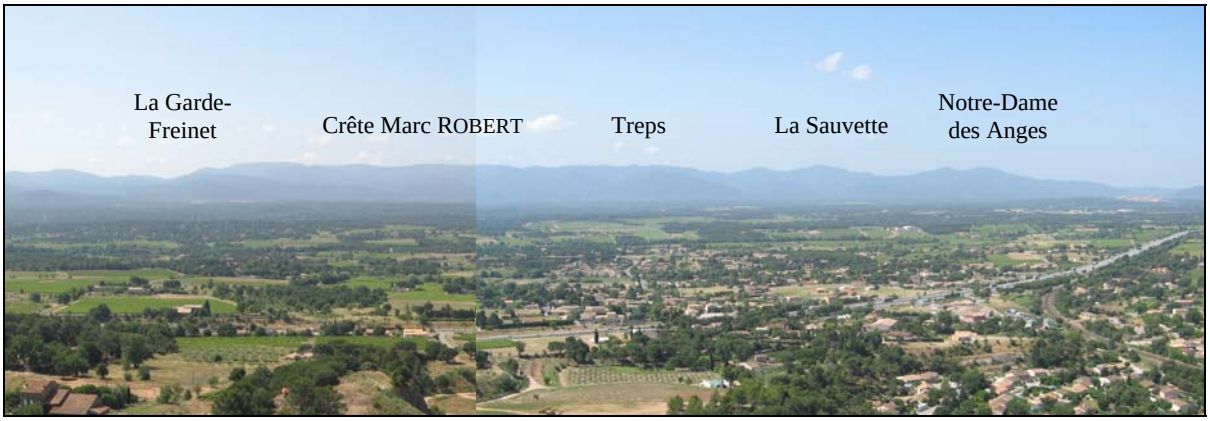


Photo 8 - Le massif des Maures vu depuis la dépression permienne *circum*-mauresque (colline Sainte-Brigitte à Vidauban). [cliché : C. MARTIN, 1985]

À l'ouest de Notre-Dame des Anges, le ruisseau du Val de Collobrières s'est inscrit bien à l'intérieur du massif. De ce fait, la ligne de partage des eaux entre, d'une part, le réseau hydrographique du Réal Martin et, d'autre part, ceux du Réal Collobrier et du Maraval, se trouve repoussée plus d'un kilomètre au sud de Notre-Dame des Anges, le long de la crête des Martels. Entre Notre-Dame des Anges et le sommet des Quatre Termes (570 m), l'altitude de cette crête varie de 479 à 572 m. Elle diminue ensuite vers l'ouest, dans un secteur tout particulièrement disséqué où le sommet du Fédon culmine à 447 m.

2) La chaîne centrale

La chaîne centrale des Maures (Photo 9) est délimitée par la dépression correspondant aux vallées du Réal Collobrier et du ruisseau du Périer, au nord, et par la rade d'Hyères et la rivière de la Môle, au sud.

Cette chaîne culmine à 647 m au sommet de Boussicaut, sur la crête joignant le petit plateau du Laquina (603 m – Photo 10) au sommet de la Verne (628 m). La crête de la Verne est constituée de gneiss massifs, à l'ouest, et d'un ensemble de micaschistes, de leptynites et de gneiss, à l'est. Elle domine la rivière de la Môle, au sud, et le ruisseau de Valcros, à l'ouest, par des versants très raides, hérissés de chicots et coupés de replats comme ceux du Grand-Noyer et du Petit-Noyer. La partie culminante de la chaîne centrale est limitée à l'est et au nord par le ruisseau de la Verne, un affluent de la rivière de la Môle.

Photo 9 - La chaîne centrale des Maures vue de la route de Collobrières à Grimaud. En dessous de la ligne de crête, sur la gauche de la photo, on devine les bâtiments de la chartreuse de la Verne. En fond de vallée, le ruisseau de La Verne décrit des méandres encaissés. [cliché : C. MARTIN, 2010]

Photo 10 - Le plateau du Laquina (un haut vallon aux formes très molles perché au-dessus de la vallée de la Malière). [cliché : C. MARTIN, 1985]

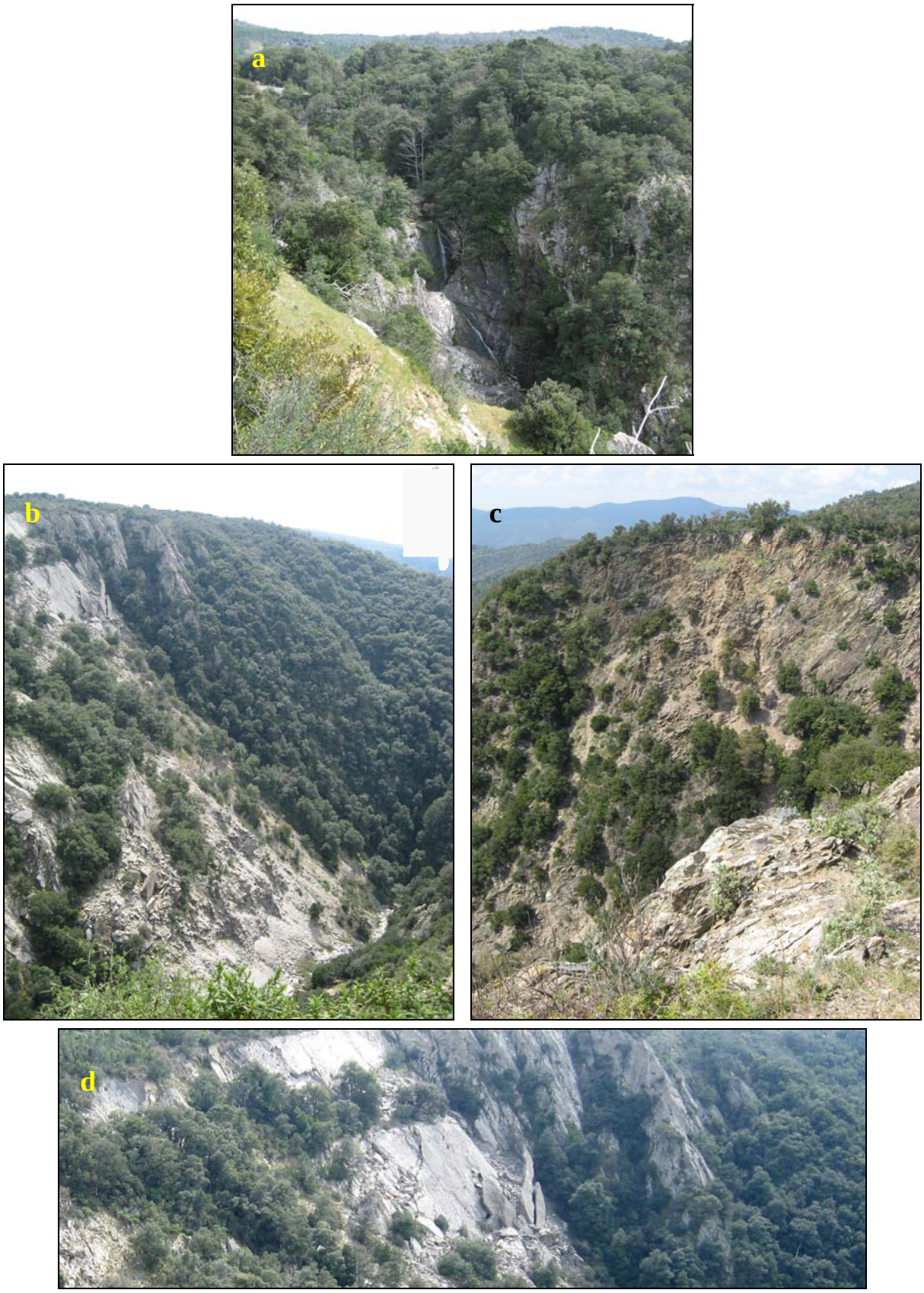
Le ruisseau de la Verne décrit de nombreux méandres irréguliers. Mais surtout, il s'encaisse profondément en aval de sa confluence avec le Bousquet. De fait, le profil en long présente une nette rupture de pente, et l'altitude du thalweg passe de 300 à 200 m en moins de 1500 m. La Verne est alors dominée, sur sa rive gauche, par le plateau du Treps et, à un niveau intermédiaire, par de larges croupes dont l'altitude avoisine 400-500 m près des cols de Boulin et de Taillude.

Dans la partie supérieure du bassin-versant, le Val Lambert, long de 1200 m et large de 200 à 400 m, avec une altitude comprise entre 450 et 471 m, possède un fond remarquablement plat (Photos 11). Les versants qui le rejoignent à partir de la crête de la Verne, au sud, et du plateau des Pounches, au nord, ont une pente relativement faible, de l'ordre de 15°. En définitive, le secteur du Val Lambert correspond certainement à un ancien niveau d'érosion en berceau, encore assez peu dégradé.

Vers l'ouest, le Val Lambert et le plateau des Pounches dominent la vallée de la Malière, qui appartient au bassin versant du Réal Collobrier. Les cours d'eau descendant de la crête de la Verne, de la partie comprise entre le plateau du

Laquina et la Montagne du Faucon (640 m), vers le ruisseau de la Malière ont creusé des reculées dont la plus impressionnante est celle du Rimbaud. Il s'agit de l'amphithéâtre de la Lave du Desteu, sauvage et grandiose, au fond duquel le Rimbaud se précipite par une série de cascades, qui présente des abrupts hauts de plus de 100 m (Photos 12). En 300 m environ, entre l'amont et l'aval de l'amphithéâtre, l'altitude du thalweg passe de 450 m à 330 m ; la pente est ensuite moins forte jusqu'à la confluence avec le ruisseau de la Malière, à 218 m d'altitude, 900 m plus loin.

Photos 11 - Le fond plat et la forme en berceau du Val Lambert : en haut, vue de l'amont vers l'aval (à noter les menhirs) ; au centre, vue du nord-ouest vers le sud-est ; en bas, vue vers le sud-ouest depuis la maison forestière. [clichés : C. MARTIN, a et c en septembre 1985, b en mai 2010]



Photos 12 - L'amphithéâtre d'érosion torrentielle de la lave du Desteu : a / l'extrêmité amont et ses cascades ; b / le versant de rive gauche (la pente topographique est presque parallèle au pendage des gneiss ; c / le versant de rive droite ; d/ détail en haut du versant de rive gauche (la décompression des roches favorise les éboulements). [cliché : C. MARTIN, 2010]

En aval de l'amphithéâtre de la Lave du Desteu, une autre forme, plus anecdotique, témoigne de l'incision en cours du réseau hydrographique : un peu avant la confluence avec le ruisseau de la Malière, dans le fond de sa vallée déjà très encaissée, le Rimbaud a exploité les structures planaires des gneiss, auxquelles il est ici parallèle, pour creuser un couloir extrêmement étroit, profond de plusieurs mètres.

Aucun relief ne se trouve en amont du Val Lambert, lequel surplombe l'amphithéâtre d'érosion torrentielle de la Lave du Desteu et la vallée de la Malière (Photo 13). De toute évidence, une partie du réseau hydrographique de la Verne (en tout cas, le ruisseau du Rimbaud) a été capturée par celui du Réal Collobrier.

À l'ouest des plateaux des Pounches et du Laquina, les reliefs taillés dans les phyllades sont beaucoup moins élevés. Les altitudes maximales dépassent à peine 300 mètres à l'extrémité occidentale du massif, entre les villages de Pierrefeu et de La Londe. Dans ce secteur, le ruisseau du Pansard (qui se jette dans la rade d'Hyères) et ses affluents, en échancrant largement le massif au nord de La Londe, ont porté la ligne de partage des eaux à proximité immédiate du Réal Collobrier.

3) La chaîne méridionale

Située entre la rivière de la Mô1e et la mer Méditerranée la chaîne littorale (Photo 14) se confond presque avec la crête de la Pierre d'Avenon. C'est une échine très régulière, de direction est-ouest, dont l'altitude maximale atteint 528 m. Elle comporte quelques éléments de plateau, en particulier dans le quartier du Pré de Roustan et à proximité du col de Barral (Photo 15). La ligne de faîte tranche indistinctement des gneiss, des micaschistes et des leptynites.

La chaîne littorale descend brutalement vers la mer. Sa retombée septentrionale est plus douce, mais elle est entaillée par de nombreux affluents de la rivière de la Mô1e.

III - L'ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE AU TERTIAIRE

La première synthèse concernant l'évolution paléogéographique du massif des Maures est l'œuvre de L. LUTAUD (1924) qui en propose une reconstitution séduisante, à la fois rigoureuse et prudente. Ses arguments sont d'ailleurs repris et développés par J. CHARDONNET (1952) et Y. MASUREL (1964). Toutefois, sur bien des points, C. CORNET (1965) remet ensuite en question les conclusions de ces trois auteurs. Assurément, la variété du matériel métamorphique et l'absence quasi totale de dépôts postérieurs au Permien expliquent la fragilité de beaucoup d'hypothèses.

L'histoire de la Provence au Tertiaire est dominée par des mouvements tectoniques importants et par la réalisation de surfaces et de niveaux d'érosion, pour lesquels J.J. BLANC (2010) a produit récemment une synthèse.

1) La fracturation

À la suite des plissements accompagnés de métamorphisme, les roches ont réagi aux efforts tectoniques en se cassant. Le paroxysme hercynien à provoqué des fractures selon deux directions :

- Une direction nord-sud. Elle est surtout représentée, à l'est du terrain d'étude, par la faille de Grimaud, d'âge anté-Stéphanien (A. DEMAY, 1927). D'après M. BOUCARUT et R. CAMPREDON (1975), la tectonique cassante de direction nord-sud a débuté au Carbonifère et s'est amortie au Permien.
- La direction est-ouest. Elle est bien représentée dans la partie occidentale du massif où l'on trouve notamment les deux faisceaux de failles de Pierrefeu-Collobrières et de la Môle. La phase tectonique est-ouest a débuté au Stéphanien et s'est amplifiée au Permien (H. PARENT, 1932 ; P. BORDET, 1966). À cette époque, l'érosion consécutive aux mouvements de surrection a arraché au massif une énorme masse de matériaux qui se sont accumulés dans les fossés tectoniques.

Les failles des Mayons, qui limitent le massif des Maures vers le nord, et celles de Pierrefeu-Collobrières se prolongent en Provence calcaire où elles affectent le Lias et le Jurassique. Leur principal rejeu post-Permien correspond certainement à la phase tectonique pyrénéo-provençale, d'âge éocène. En soulevant le massif, celle-ci a permis le dégagement du socle de sa couverture sédimentaire. Selon P. BORDET (1969), elle est en outre responsable, d'une part, de la virgation des roches entre le plateau du

Photo 13 - La Lave du Desteu et le Val Lambert (où l'on voit la maison forestière au bas du versant sud-est du plateau des Pounches). [cliché : C. MARTIN, 2010]

Photo 14 - La chaine méridionale des Maures vue depuis la chaîne de la Verne. La photographie donne, au premier plan, un exemple de la topographie sommitale de la chaîne centrale (ici dans le secteur du Laquina). [cliché : C. MARTIN, 2010]

Photo 15 - Exemple de topographie sommitale dans la chaine méridionale des Maures. [cliché : C. MARTIN, 1985]

Treps et le village de La Garde-Freinet et, d'autre part, des failles E.NE-O.SO et E.SE-O.NO.

Plus tard, à l'Oligocène, la Provence subit une nouvelle phase tectonique importante. C. CORNET (1965) lui attribue un âge stampien. Cependant les travaux de G. GUIEU (1977) et de D. NURY (1977), sur la tectonique du bassin de Marseille, montrent que les mouvements oligocènes se poursuivent au Chattien. Ils provoquent évidemment le rejeu des accidents tectoniques antérieurs. Mais surtout, d'après J. AUBOUIN et G. MENNESSIER (1963), ils donnent au massif des Maures l'allure d'un méga-anticlinal dirigé NE-SO. Les fractures sans rejet appréciable NE-SO et NO-SE, parallèles aux axes d'inflexion du méga-anticlinal, ont donc vraisemblablement un âge stampo-chattien.

Enfin, au Tortonien, la région enregistre les effets de la phase tectonique pontique qui, selon G. GUIEU (1977), confère à la Provence une physionomie proche de l'actuelle.

2) Les niveaux d'érosion

Les nombreux témoins de surfaces et de niveaux d'érosion d'âge tertiaire conservés dans la partie centrale du massif des Maures (Fig. 4) permettent de distinguer les éléments suivants :

a. La surface d'aplanissement sommitale (S 2) et les points culminants du massif (S 1)

La surface d'aplanissement sommitale est représentée, à une altitude de 600-650 m, par le plateau du Treps et la crête Marc ROBERT, dans la chaîne septentrionale, et par le plateau du Laquina et la crête de la Verne, dans la chaîne centrale. Par ailleurs, la zone faîtière de la chaîne méridionale, dont l'altitude avoisine 500 m, présente un modelé semblable à celui des éléments de surface précédents. Comme le suggère L. LUTAUD (1924), il s'agit certainement d'un lambeau de la surface sommitale dénivelée par un rejeu de la faille de la Môle.

À l'évidence, l'élaboration de la surface d'aplanissement sommitale S 2 est postérieure à la phase tectonique pyrénéo-provençale, puisque l'on retrouve des lambeaux de cette surface à des altitudes voisines de part et d'autre du faisceau de failles de Collobrières, dont on sait qu'il a rejoué à la fin de l'Éocène. En outre, elle est manifestement antérieure à la phase tectonique pontique, celle-ci étant susceptible d'avoir provoqué le rejeu de la faille de la Môle, responsable de l'abaissement de la chaîne méridionale par rapport aux chaînes centrale et septentrionale. L'âge de la surface S 2 est donc à la fois post-Éocène et anté-Tortonien.

Certes, les plateaux de roches métamorphiques dominent nettement les éléments de la surface fondamentale de la Provence calcaire, qui apparaissent à une altitude de 300-400 m au nord de la dépression permienne *circum*-mauresque. Cette observation peut amener à paralléliser la surface sommitale des Maures avec la surface supérieure de la Provence calcaire, représentée par des sommets d'aspect tabulaire qui se tiennent à une altitude de 600 m environ, surface datée du Sannoisien par J. NICOD (1967). L. LUTAUD (1924), puis Y. MASUREL (1964), adoptent cette hypothèse.

Toutefois il n'existe pas, dans la chaîne septentrionale des Maures, de niveau inférieur à celui du Treps qui puisse être raccordé aux bas-plateaux de la Provence calcaire. Et pourtant il serait incompréhensible que la surface fondamentale, largement développée au delà de la dépression permienne, ne se soit pas inscrite dans les terrains métamorphiques. En conséquence, nous rattachons la surface sommitale des Maures à la surface fondamentale de la Provence calcaire, à laquelle la plupart des auteurs concernés, et notamment Y. MASUREL (1964), C. CORNET (1965), J. NICOD (1967) et C. ROUSSET (1975) attribuent un âge miocène. À cet égard, C. ROUSSET fait justement valoir, en réponse à la prise de position de J. TOURAINE (1975) en faveur d'un âge oligocène, que la surface affecte des terrains oligocènes et tronque des failles d'âge chattien. Notons que la surface fondamentale de la Provence calcaire porte des matériaux détritiques venus du massif des Maures, et datés du Vindobonien par C. CORNET (1965). La présence de ces cailloutis cristallins prouve que le creusement de la dépression permienne n'était pas encore réalisé à cette époque et que le drainage du massif des Maures se faisait vers le nord. Par ailleurs, J. NICOD (1967) note que les dépôts les plus récents apparaissent généralement en contrebas de la surface, dans des vallons ou des dépressions karstiques. Il est donc possible, sinon probable, que la surface d'aplanissement ait subi une certaine dégradation au cours du Vindobonien.

En définitive, la surface d'aplanissement sommitale du massif des Maures a été élaborée de l'Aquitanien à l'Helvétien, après la phase tectonique stampo-chattienne et le démantèlement de la surface d'aplanissement sannoisienne.

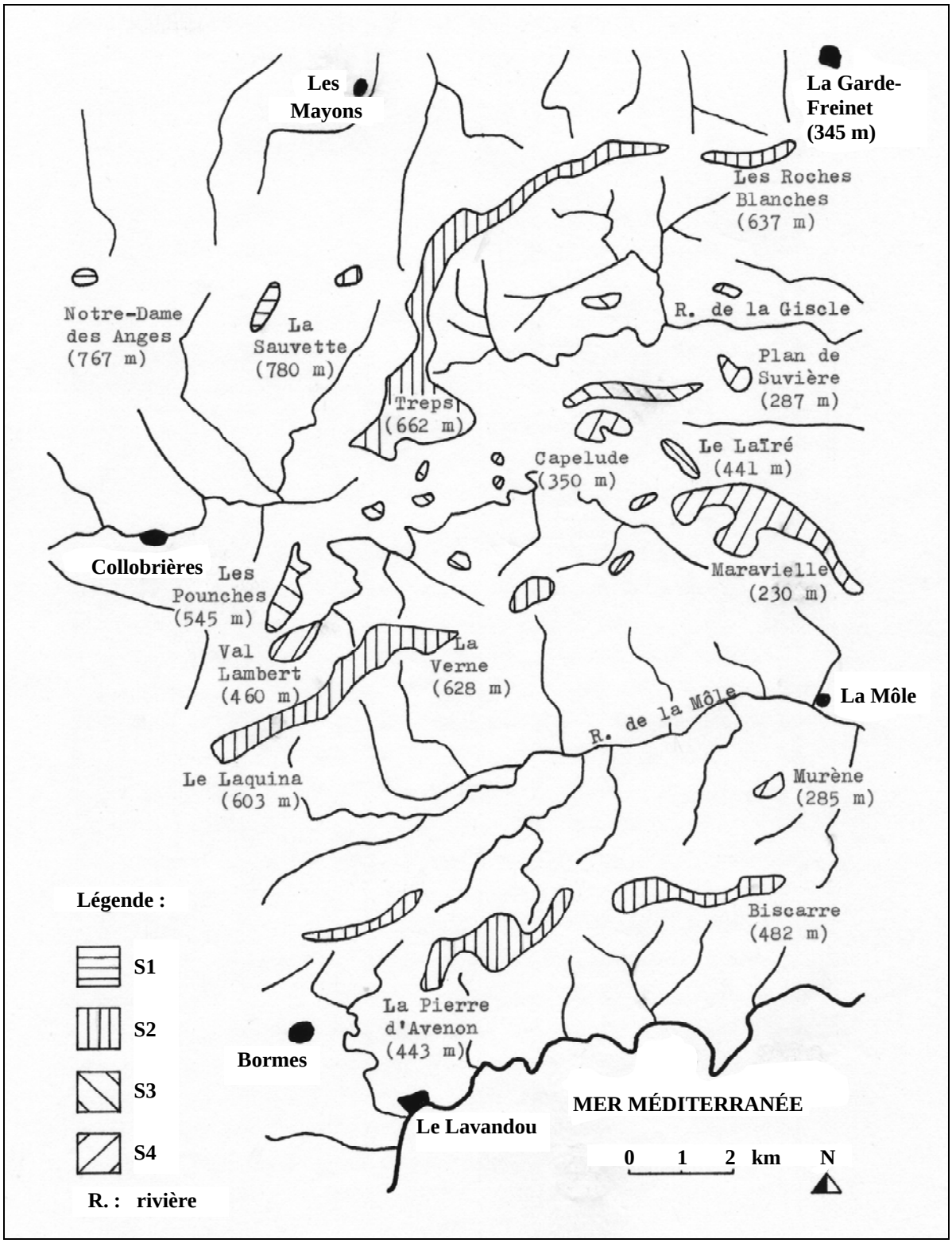


Figure 4 - Les niveaux d'érosion d'âge tertiaire (C. MARTIN, 1986).

Ensuite, elle a été nettement soulevée par rapport à la Provence calcaire, lors de la phase tectonique pontique. Ces conclusions rejoignent celles présentées par C. CORNET (1965). Mais il faut regretter l'excès de conviction mis par cet auteur à voir partout les restes d'une surface unique, d'âge miocène. Ainsi C. CORNET n'hésite-t-elle pas à rattacher à la surface S 2 les sommets de la Sauvette (780 m) et de Notre-Dame des Anges (767 m), qui dominent pourtant le plateau du Treps de plus de cent mètres. Or il est impossible d'expliquer cette dénivelée par des mouvements tectoniques postérieurs à l'Helvétien, et cela pour deux raisons :

- D'une part, aucun des chercheurs qui ont travaillé sur cette partie du massif (L. LUTAUD, 1924, 1951 ; P. BORDET, 1969 ; R. COVA *et al.*, 1971 ; M. SEYLER, 1975, 1986 ; *etc.*) n'y ont trouvé de faille nord-sud. Certes, les fractures NO-SE sont nombreuses, mais elles ont toutes un rejet très faible.
- D'autre part, la régularité de la crête Marc ROBERT, entre le plateau du Treps et le village de La Garde-Freinet, prouve que la surface sommitale n'a pas subi de mouvement de voussure important, contrairement aux affirmations de C. CORNET (1965).

La crête de la Sauvette et la croupe de Notre-Dame des Anges doivent être interprétées comme des reliefs résiduels, dont le sommet correspond peut-être approximativement à une ancienne surface d'aplanissement S 1 d'âge sannoisien.

b. Le niveau d'érosion inférieur (S 4)

Ce niveau est surtout bien représenté dans la vallée de la Verne, où l'on observe les éléments suivants :

- Le haut vallon de Lambert. L'entaille réalisée par le ruisseau du Rimbaud permet de constater que la forme en berceau est effectivement développée dans les gneiss de Bormes en place. Rappelons que l'altitude de cet élément passe de 471 à 450 m, sur une distance de 1 200 m.
- Le cirque de Capelude. Il est formé de cinq croupes très molles, dont l'altitude est comprise entre 315 et 340 m.
- La plate-forme du Brémond, au sud-est du sommet du Laïré. Son altitude avoisine 260 m.
- La plate-forme de Maravielle. Son altitude varie de 260 à 230 m. Elle est fossilisée par une coulée basaltique qui en a favorisé la conservation.

Le niveau S 4 de la vallée de la Verne se prolonge dans la vallée de la Mô1e par la plate-forme du Bois de Faucon, également fossilisée par du basalte. On trouve un autre lambeau de ce niveau au sud de la faille de la Mô1e, près du hameau de Murène, entre 320 et 280 m d'altitude. Ce lambeau, très instructif au point de vue géomorphologique, n'a jamais été signalé auparavant.

J. AUBOUIN et G. MENNESSIER (1963), puis C. CORNET (1965) rattachent le niveau de Val Lambert - Bois de Faucon à la surface d'aplanissement miocène. Celle-ci aurait donc été affectée par des mouvements tectoniques pontiques suffisamment originaux pour créer un réseau sinueux de fossés d'effondrement. Évidemment, cette hypothèse n'est pas satisfaisante. De son côté, Y. MASUREL (1964) indique que les lambeaux du niveau S 4 sont en continuité quasi parfaite le long d'un profil joignant le Val Lambert à la plate -forme du Bois de Faucon, en suivant les vallées de la Verne et de la Môle. Par conséquent, le niveau de Val Lambert - Bois de Faucon correspond à une ancienne vallée qui écoulait ses eaux vers la Méditerranée. Il s'agit d'un niveau d'érosion particulier, témoignant de la réorganisation du réseau hydrographique après le Vindobonien.

Notons en outre que la plate-forme de Murène et le niveau de Val Lambert - Bois de Faucon se raccordent parfaitement au point de vue topographique, bien qu'ils soient situés de part et d'autre de la faille de la Môle. La formation du niveau S 4 est donc postérieure au dernier rejeu important de cette faille et, en tout cas, aux dernières manifestations violentes de la phase tectonique pontique, d'âge tortonien.

Enfin, le niveau S 4 a été élaboré avant l'épanchement des basaltes qui le fossilisent. Les mesures paléomagnétiques présentées par Y. MASUREL (1964) indiquent qu'ils sont contemporains de ceux d'Évenos, près de Toulon, qui ont livré des âges radiométriques de -6 Ma (H. BELLON et R. BROUSSE, 1977) et de -5 Ma (M. et N. GIROD, 1977). Sur la base du critère paléomagnétique, le seul disponible à l'époque, Y. MASUREL accorde un âge pontien aux basaltes de Maravielle, position critiquée par P. BIROT (1965), pour lequel ils pourraient tout aussi bien être villafranchiens. Une analyse radiométrique fournira finalement un âge de -5 Ma (J.C. BAUBRON, 1984).

En définitive, le niveau d'érosion inférieur s'est élaboré, au moins en grande partie, au Messinien, après la phase tectonique pontique responsable de la dénivellation de la chaîne méridionale et de celle, encore plus forte, du bloc des Îles d'Hyères (voir Fig. 1) par rapport aux deux chaînes septentrionales. Cette conclusion diffère sensiblement de toutes les conceptions antérieures, y compris de celle émise par Y. MASUREL (1964), qui pensait que le niveau S 4 s'est emboîté dans la surface d'aplanissement sommitale entre l'Aquitanien et le Tortonien supérieur.

c. Le niveau d'érosion intermédiaire (S 3)

Dans la vallée de la Verne, on constate la présence d'un niveau d'érosion intermédiaire entre la surface d'aplanissement sommitale et le

niveau d'érosion inférieur (C. MARTIN, 1973). Les formes, plus ou moins dégradées, correspondant à ce niveau S 3 sont le plateau des Pounches (545 m), le sommet de Ragusse (509 m) et quelques croupes situées au sud des cols de Boulin et de Taillude. Peut-être faut-il aussi leur rattacher certains sommets de la crête dominant le cirque de Capelude, jusqu'au sommet de Plan de Suvière (453 m), ainsi que le sommet du Laïré (441 m). Ces formes, nettement emboîtées dans la surface d'aplanissement sommitale, marquent évidemment une étape de la réorganisation du réseau hydrographique après l'Helvétien. En fait, l'élaboration du niveau d'érosion S 3 est certainement liée au rejeu de la faille de la Môle au Tortonien ; celui-ci, en dénivelant la chaîne méridionale par rapport aux deux chaînes septentrionales, a déterminé un escarpement et un niveau de base local qui ont permis le développement d'une vague d'érosion régressive particulière.

3) Les canyons sous-marins

Les campagnes de plongées en submersible, entamées par J. BOURCART *et al*. (1952), révèlent la présence, au sud-est du massif des Maures, de vallées sous-marines encaissées dans des roches détritiques d'âge oligo-aquitanien (J. ANGELIER *et al*., 1977). Le creusement des vallées résulte de l'eustatisme endoreïque qui a frappé la Méditerranée au Messinien (J. BOURCART, 1962 ; L. GLANGEAUD *et al*., 1965). Cet épisode qui a duré pour l'essentiel de -5,7 à -5,3 Ma (G. CLAUZON, 1996) a été suivi de la transgression pliocène, laquelle a laissé des dépôts argileux près des embouchures de l'Argens et de la Siagne, à l'est des Maures, deux fleuves côtiers prolongés par des canyons sous-marins (Y. MASUREL, 1964).

Les roches d'âge fini-Oligocène apparaissent actuellement, au fond des vallées sous-marines, à plus de 1900 m au-dessous du niveau de la mer. En conséquence, force est de constater l'ampleur des mouvements épirogéniques responsables de l'affaissement des terrains situés au sud du continent actuel. À cet égard, Y. MASUREL (1964) parle justement d'une flexure d'effondrements nettement accidentée. Or l'absence, dans le massif des Maures, de rejeux tectoniques importants postérieurs au Tortonien ne prouve pas le non-fonctionnement de la flexure après le Messinien. Au contraire, des mouvements tardifs (tectoniques ou isostasiques) sont attestés par la très forte pente des thalwegs sous-marins (0,8 ou 0,9 %).

4) En résumé

À la fin de l'Éocène, la phase tectonique pyrénéo-provençale soulève le massif. Non seulement elle fait rejouer les fractures hercyniennes, mais encore elle crée des failles E.NE-O.SO et O.NO-E.SE. La surrection du massif permet le dégagement du socle de sa couverture sédimentaire.

Au Sannoisien, l'érosion aboutit à la formation d'une surface d'aplanissement. À cette époque, le drainage se fait vers le nord. Les sommets de la Sauvette (780 m) et de Notre-Dame des Anges (767 m) correspondent sans doute approximativement à cette surface.

Au Rupélien et au Chattien, des mouvements tectoniques importants disloquent la surface formée au Sannoisien. Les accidents antérieurs rejouent certainement. En outre, le massif prend la forme d'un méga-anticlinal dirigé NE-SO. Ce mouvement de voussure s'accompagne de fractures, sans rejet appréciable, parallèles aux axes d'inflexion.

Entre le début de l'Aquitanien et la fin de l'Helvétien, la Provence subit une nouvelle phase d'aplanissement. Celle-ci élabore à la fois la surface fondamentale de la Provence calcaire et la surface sommitale du massif des Maures. Dans la chaîne septentrionale des Maures, la surface sommitale, qui est bien représentée par le plateau du Treps (600-672 m), est nettement dominée par les reliefs résiduels de la Sauvette et de Notre-Dame des Anges.

Au Tortonien, la phase tectonique pontique soulève le massif par rapport à ses enveloppes sédimentaires. Le rejeu de la faille de la Môle provoque la dénivellation de la chaîne méridionale par rapport aux deux chaînes septentrionales, alors que les failles de Pierrefeu-Collobrières ne rejouent pas. En définitive, les mouvements tectoniques pontiques renversent le drainage vers le sud.

À partir du Tortonien, et à la fin du Miocène, le réseau hydrographique adopte son dessin actuel. Le creusement de la dépression permienne isole définitivement le massif des Maures de la Provence calcaire. Les cours d'eau

s'encaissent en deux étapes marquées par la réalisation de niveaux d'érosion. Au Messinien, les vallées très évoluées ont un large fond plat et des versants assez doux. Mais, dans le même temps, l'eustasie endoreïque méditerranéenne déclenche un cycle d'érosion régressive très important.

Enfin, la transgression pliocène provoque l'immersion de la marge continentale émergée au Messinien.

IV - LE QUATERNAIRE

Le niveau d'érosion de Maravielle domine le fond des vallées de la Môle et de la Verne de plus de 200 mètres. Cette dénivelée indique bien l'importance de la dissection du massif des Maures à la fin du Tertiaire et au Quaternaire. Malgré cela, beaucoup de vallées conservent quelques témoins de leur évolution postérieure au Messinien.

Différents stades de creusement et de remblaiement ont été reconnus à l'intérieur du massif des Maures (L. LUTAUD, 1924 ; Y. MASUREL, 1964 ; C. MARTIN, 1973, 1986) :

- Le glacis terrasse du Réal Collobrier. Les lambeaux de ce glacis, développé sur les grès permiens du fossé tectonique de Pierrefeu-Collobrières, dominent le thalweg actuel d'une quinzaine de mètres.
- La nappe alluviale supérieure. Le Réal Collobrier, la rivière de la Môle et celle de la Giscle sont bordés localement par les restes d'une haute-terrasse alluviale dont le matériel apparaît entre 5 et 18 m au-dessus du thalweg actuel. Notons que la nappe alluviale de la vallée du Réal Collobrier est en partie emboîtée dans le glacis-terrasse, sur lequel elle déborde très largement (C. MARTIN, 1973). Le matériel alluvial est essentiellement constitué de galets de quartz et de roches métamorphiques très faiblement émoussés. Les éléments caillouteux sont emballés dans une matrice grossière, presque exclusivement gravelo-sableuse quand le matériel n'a pas connu de phase d'illuviation après son dépôt (C. MARTIN, 1973). Cette nappe a subi une certaine altération chimique. Elle apparaît en effet légèrement rubéfiée. En outre, beaucoup de galets d'amphibolites, de micaschistes et même de gneiss sont pulvérulents au marteau, et se brisent facilement à la main. Par comparaison avec d'autres formations alluviales, comme celles étudiées par O. CONCHON (1972) en Corse et par M. ICOLE (1974) sur le piémont occidental nord-pyrénéen, et en l'absence de critères de datation plus précis, nous avons suggéré d'en dater le dépôt soit du Riss, soit du début du Würm (C. MARTIN, 1986).
- La nappe alluviale inférieure. De nombreux ruisseaux (le Réal Collobrier, le Maraval, la Malière, la Mô1e, la Giscle dans son cours inférieur, le Batailler, le Pansard...) coulent sur roches deux à quatre mètres en dessous du sommet d'une nappe alluviale très grossière, de couleur brune. Dans cette nappe, les galets de gneiss et de micaschistes sont relativement sains, alors que ceux d'amphibolites ne sont que très légèrement altérés. Le faible degré d'altération du matériel ne laisse d'ailleurs aucun doute sur l'âge würmien du dépôt.
- La nappe grise du Réal Collobrier. Des gravières creusées le long du Réal Collobrier ont dévoilé la présence, à proximité immédiate du ruisseau, d'une nappe alluviale grise, emboitée dans la nappe brune (C. MARTIN, 1973). Cette nappe est beaucoup moins grossière que les précédentes. Elle renferme des débris de briques et de tuiles. Avec certains dépôts fins, elle correspond aux épisodes érosifs les plus récents (C. MARTIN *et al.*, 2007).

Au total, les formations alluviales du massif des Maures fournissent quelques jalons relatifs, mal ou non datés, qui ne permettent pas de reconstituer l'histoire de l'encaissement du réseau hydrographique au Quaternaire.

Enfin, même si le massif des Maures peut sembler "plus justiciable de l'analyse morphométrique que de l'analyse cyclique" (P. BIROT, 1965), il n'est pas sans intérêt d'examiner le profil en long de deux cours d'eau : la rivière de la Giscle et le ruisseau de la Verne. Ils présentent, en effet, plusieurs ruptures de pente très nettes (Fig. 5), dont la principale affecte le cours supérieur immédiatement en amont du contact entre l'ensemble pétrographique du Cap Nègre et les gneiss de Bormes. Manifestement, la localisation de ces formes doit beaucoup à la lithologie. Mais il convient de s'interroger sur les modalités de leur formation, en recherchant la cause des reprises d'érosion linéaire. J. NICOD (1967), non loin de là, explique les ruptures de pente de la vallée de l'Argens en faisant référence aux mouvements eustatiques. Cette façon d'aborder le problème du creusement des vallées semble judicieuse dans une région proche de la

mer. Cependant il n'existe certainement pas de relation simple entre les variations du niveau marin et l'évolution du fond des vallées, tant il est vrai que la lithologie, les mouvements épirogéniques et les changements climatiques interviennent également.

L'influence des différents facteurs de l'enfoncement du réseau hydrographique apparaît clairement dans le bassin versant de la Giscle (Fig. 5), où l'étude conjointe du profil des thalwegs et de la topographie des versants met en évidence certaines modalités de l'encaissement des cours d'eau :

- Les ruptures de pente Rl et R2 se trouvent situées dans des secteurs où le cours des ruisseaux, de parallèle aux structures planaires des roches en aval de la rupture de pente, leur devient brusquement perpendiculaire en amont. De son côté, la rupture de pente R3 marque le contact entre les gneiss de Bormes et les roches du Cap Nègre, Le facteur lithologique a donc joué un rôle considérable dans l'évolution du profil en long des cours d'eau.
- Mais la rupture de pente R2 manifeste en outre un caractère cyclique. En effet, sur le versant de rive droite, quatre petits replats, à 330-350 m d'altitude, prolongent le profil P3. Ces formes se raccordent au niveau d'érosion en berceau de Plan de Suvière (270-290 m), lequel appartient à l'ensemble S 4, selon le critère altitude. Ainsi le profil P3 correspond au cycle d'érosion régressive amorcé au Tortonien à partir du niveau de base général. Toutefois il est bien évident que les replats ne constituent pas les restes d'un niveau en berceau, car le versant qui les domine possède une pente beaucoup trop forte. Un tel niveau aurait pu éventuellement se former dans le courant du Pliocène. Par conséquent, le profil en long correspondant au niveau d'érosion S 4 ne s'est inscrit dans cette partie du bassin versant de la Giscle qu'au Quaternaire, par recul de la rupture de pente existant à la fin du Tertiaire. Au demeurant, il paraît vraisemblable que le cycle d'érosion régressive s'est trouvé longtemps bloqué par les gneiss de Bormes affleurant dans le secteur de Plan de Suvière.
- Pour sa part, le profil P2 correspond certainement au niveau d'érosion S 3. Cependant le profil des versants, toujours raides et rectilignes entre les ruptures de pente Rl et R2, montre que le niveau S 3 ne s'est pas développé dans les gneiss de Bormes du plateau du Treps avant la fin du Tertiaire. Le profil P2 s'est donc inscrit dans cette partie du massif pendant le Quaternaire, par recul de la rupture de pente correspondant au cycle d'érosion régressive consécutif au rejeu de la faille de la Môle au Tortonien.
- La rupture de pente R3 provient, quant à elle, de la remontée du cycle d'érosion amorcé au Messinien à la suite de la régression endoréique méditerranéenne. En aval de cette rupture de pente, le profil en long de la Giscle est grossièrement régularisé. Pourtant les travaux réalisés dans la dépression permienne par L. LUTAUD (1924), C. JOURNOT (1948) et Y. MASUREL (1964) montrent plusieurs phases de creusement successives. Mais, dans le massif des Maures, certaines vagues d'érosion remontante ont peut-être rattrapé le cycle amorcé au Messinien, car celui-ci est maintenant considérablement ralenti dans les gneiss de Bormes.

Le profil en long du ruisseau de la Verne est beaucoup plus régulier que celui de la rivière de la Giscle. On y trouve seulement la rupture de pente correspondant au cycle d'érosion régressive amorcé au Messinien. Celui-ci a donc rejoint le cycle précédent. Quant à la rupture de pente R0, elle provient simplement de la dégradation du niveau d'érosion S 4 du Val Lambert en aval du confluent du ruisseau de la Verne et de son premier affluent important. On a donc là un creusement d'origine climatique.

Cette évolution au Quaternaire, surtout marquée par le profond encaissement des vallées, a fixé la limite occidentale des affleurements de gneiss de Bormes comme ligne de partage des eaux entre l'est et l'ouest du terrain d'étude. Les cours d'eau orientés vers l'est ont donc mordu largement dans les gneiss, alors que ceux orientés vers l'ouest, et en particulier le Réal Collobrier, n'ont pas encore réussi à le faire. Cela tient certainement à la disposition adoptée par le réseau hydrographique dès le Miocène inférieur. En effet, à cause de la présence de reliefs résiduels en terrains de phyllades, le drainage de la zone d'affleurement des gneiss de Bormes s'est organisé très tôt vers l'est. Et cette disposition s'est maintenue jusqu'à nos jours, en dépit de la conquête quasi certaine par le réseau hydrographique du Réal Collobrier de la partie supérieure des bassins versants de la Giscle et de la Verne.

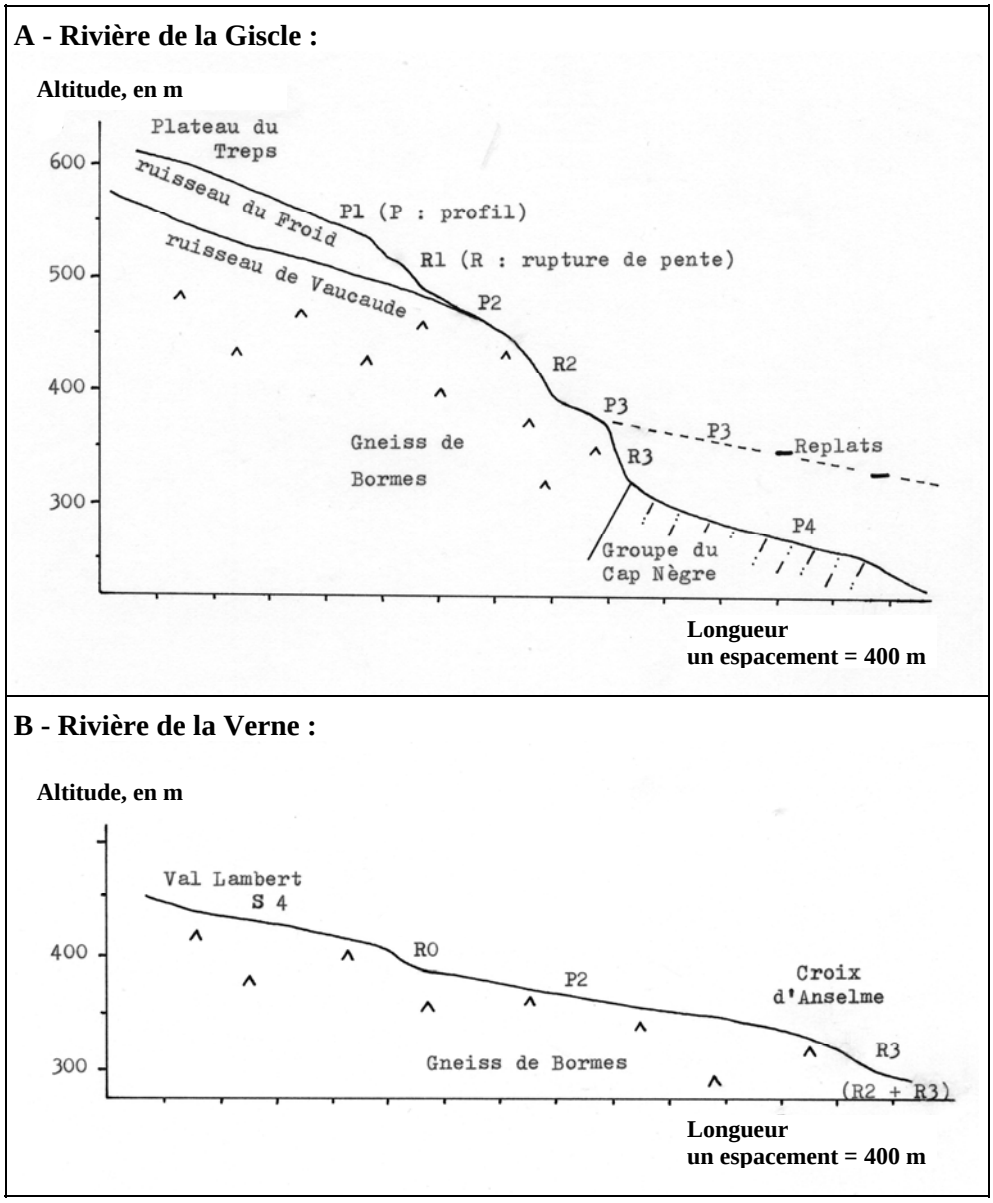


Figure 5 - Profil en long de la rivière de la Giscle et du ruisseau de la Verne (C. MARTIN, 1986).

V - L'INFLUENCE DES CONDITIONS MORPHOSTRUCTURALES : LA FORMATION ET LA CONSERVATION DES RELIEFS

Si le massif des Maures doit les grandes lignes de son relief à la phase d'aplanissement d'âge miocène et, plus encore, au creusement des vallées à partir du Tortonien, il reste à préciser de quelle manière les processus d'érosion ont exploité les conditions morphostructurales pour façonner le modelé.

1) La dissection du massif

Après la réorganisation du réseau hydrographique au Tortonien, les cours d'eau se sont profondément encaissés dans le socle dur, en exploitant la fracturation des roches. Le réseau hydrographique a surtout bénéficié de l'existence des accidents tectoniques majeurs de Pierrefeu-Collobrières et de la Môle, dirigés est-ouest, pour pénétrer au cœur du massif. Mais l'examen attentif des photographies aériennes montre que la plupart des cours d'eau secondaires sont également guidés par des fractures, E-O, NO-SE ou NE-SO (C. MARTIN, 1973). En exploitant au mieux les cassures et les structures planaires des roches, certains cours d'eau ont du reste adopté un parcours très sinueux. C'est ainsi que les ruisseaux des Maurets, de Valescure, de la Verne et la rivière de la Giscle décrivent des méandres encaissés extrêmement irréguliers.

Dans ces conditions, les modifications du réseau hydrographique sont devenues pratiquement impossibles. D'ailleurs, une seule capture s'est produite de façon certaine après le Messinien, celle du Rimbaud, en amont de la Lave du Desteu, par un affluent du ruisseau de la Malière. En définitive, il apparaît tout à fait normal que le réseau hydrographique manque d'organisation. Au demeurant, d'après la classification de SCHUMM, les principaux cours d'eau ne dépassent pas le 6ème ordre, et, si la Mô1e atteint ce degré d'organisation, le Réal Collobrier, la Verne et la Giscle en restent au 5ème ordre.

Le Réal Collobrier fournit un exemple particulièrement intéressant pour l'étude des modalités de l'organisation du réseau hydrographique. Bien évidemment, ce cours d'eau a très facilement creusé dans les grès d'âge permien conservés au niveau du graben de Pierrefeu-Collobrières et les cycles d'érosion régressive sont venus buter à l'amont contre les gneiss de Bormes. La remontée rapide des vagues cycliques le long de l'accident tectonique est-ouest explique la présence en plein cœur du massif de vallées importantes creusées dans les phyllades et les micaschistes, comme celles des Dourganières, du Valescure et de la Malière. La plupart des affluents du Réal Collobrier sont alignés sur des fractures NO-SE. Très peu de ruisseaux exploitent les plans de stratification et de schistosité des roches, dirigés NE-SO, et cela bien que les cours d'eau s'encaissent normalement avec d'autant plus de facilité qu'ils sont parallèles à la direction de ces structures planaires. Cet état de fait nous a inspiré l'explication suivante (C. MARTIN, 1973) :

- Après la réorganisation du drainage au Tortonien, le Réal Collobrier a creusé une vallée de ligne de faille, peut-être par recul d'une source abondamment alimentée par les fractures drainantes. Sur les plateaux, l'épais manteau d'altérites hérité de la phase d'aplanissement précédente absorbait certainement la majeure partie des eaux précipitées. De ce fait, dans un premier temps, le Réal Collobrier fut surtout alimenté, en ce qui concerne les apports souterrains, par des eaux provenant des plateaux et circulant le long des structures planaires. Or il n'y avait évidemment aucune possibilité de concentration des eaux selon celles-ci. En outre, les fractures NO-SE drainaient une partie des eaux profondes, car la relation entre le sens de la pente topographique et la direction des fractures était au moins aussi favorable à la circulation des eaux sur les versants que celle entre le sens de la pente et la direction des structures planaires. Les fractures drainantes ont engendré des sources abondantes dont le recul a déterminé la formation de vallées NO-SE, perpendiculaires à la direction des structures planaires. Sur les versants de ces vallées, la circulation des eaux se fait selon les structures planaires des roches, donc sans qu'il y ait possibilité de concentration du drainage par les fractures. Cela explique, pour beaucoup, le manque d'organisation du réseau hydrographique.
- Par ailleurs, au contact des gneiss de Bormes, des bandes étroites de phyllades schisteux drainaient une partie des eaux des nappes de la zone d'affleurement des micaschistes, des amphibolites et des leptynites du groupe des Berles. Ces circulations d'eau abondantes et localisées ont permis la formation de vallées orientées suivant la direction des structures planaires, celles du Valescure, du Vaubarnier et de la Malière dans sa partie supérieure. Les cours d'eau du bassin du Réal Collobrier ont du mal à mordre dans les gneiss de Bormes, en raison bien sûr de la résistance de ces roches à l'érosion linéaire, mais peut-être aussi du fait de la disposition du matériel. En effet, dans le cas de cours d'eau perpendiculaires à la direction de la schistosité, les plans de faiblesse à l'affleurement sont moins nombreux lorsque la pente du thalweg et le pendage ont le même sens.

Les modalités ainsi définies de la dissection du massif font bien sûr la part belle à la fracturation dans l'organisation du réseau hydrographique, mais elles mettent surtout en lumière le rôle particulier des structures planaires des roches métamorphiques, dont les relations avec les failles et le relief qui se dessinait après le creusement des grandes vallées est-ouest, ont déterminé la concentration des écoulements profonds selon des axes préférentiels et donc l'orientation des vallées affluentes. Ce "modèle" est évidemment spécifique aux massifs de roches métamorphiques.

2) L'érosion différentielle des roches

Sous ce titre, nous évoquerons la localisation des sommets les plus élevés en terrain de phyllades, les modalités de la dégradation de la surface d'aplanissement d'âge miocène à l'est des gneiss de Bormes et l'évolution dissymétrique de certaines vallées.

a. La localisation des principaux sommets

Les gneiss de Bormes conservent de nombreux témoins de la surface d'aplanissement miocène et des niveaux d'érosion fini-miocènes. Ces formes héritées dominent généralement le fouillis des crêtes et des croupes découpées dans les phyllades par le réseau hydrographique au Plio-Quaternaire. Cependant les plateaux gneissiques, restes de la surface d'aplanissement miocène, se trouvent en contrebas des sommets de Notre-Dame des Anges et de la Sauvette, constitués de phyllades. Certes, l'existence à l'Helvétien de reliefs résiduels dans la zone d'affleurement des phyllades ne saurait surprendre, tant ces roches sont *a priori* résistantes à l'altération chimique (pour l'altérabilité des roches, voir C. MARTIN, 2010). Mais leur conservation au Plio-Quaternaire peut surprendre, compte tenu de l'extrême dissection du massif à l'ouest des affleurements de gneiss de Bormes, qui atteste la sensibilité d'ensemble des phyllades au creusement par les eaux courantes. Celle-ci est d'autant plus grande que les quartzophyllades résistants se trouvent presque toujours en association étroite avec des phyllades schisteux très tendres.

Toutefois le problème n'est pas des plus ardus. En effet, les branches supérieures d'un cours d'eau prenant naissance sur un relief ne peuvent pas provoquer l'abaissement du sommet, car elles ne disposent pas d'une alimentation suffisante à l'amont. La diminution de l'altitude sommitale résulte donc uniquement de l'érosion des roches sur les versants dégagés par l'encaissement des axes hydrographiques plus importants.

La croupe E-O allant de Notre-Dame des Anges (767 m) au Cros de Paneau (662 m) et la crête N-S de la Sauvette (780 m) sont respectivement situées à plus de 800 m du ruisseau du Val de Collobrières et à plus de 1000 m de celui des Dourganières (Maurets). L'inclinaison des versants dépassant toujours 35 % dans cette partie du massif, la dénivelée entre les sommets et les thalwegs considérés peut donc avoisiner 300-350 m. Or les thalwegs principaux présentent ici, dans leur partie amont, une altitude encore actuellement supérieure à 400 m, du fait de leur situation au centre nord du massif.

b. La dégradation de la surface d'aplanissement miocène

Dans la chaîne centrale, sur la croupe joignant le sommet de la Verne au plateau du Laquina, et dans la chaîne méridionale, les restes de la surface d'aplanissement d'âge miocène apparaissent partout à la même altitude, aussi bien sur les gneiss que sur les micaschistes et les ensembles de gneiss, micaschistes et leptynites. Cela implique que, vers la fin de la phase d'aplanissement, l'altération chimique n'était pas en mesure d'exploiter la variété du matériel lithologique pour préparer le dégagement d'un relief d'érosion différentielle. Mieux, on peut avancer qu'après l'Helvétien l'altération n'a pas non plus agi de façon différentielle sur les lambeaux de la surface d'aplanissement S 2. Et pourtant on a la preuve de l'efficacité de la météorisation chimique à la fin du Miocène. En effet, les formes en berceau fossilisées par la coulée basaltique de Maravielle témoignent de la douceur du modelé à la fin du Miocène, voire au début du Pliocène dans cette partie du massif. Le niveau d'érosion S 4 présente toujours des versants aux pentes faibles, y compris dans la zone d'affleurement des gneiss de Bormes où l'on trouve et le Val Lambert et la plate-forme de Plan de Suvière.

Pour expliquer que le front d'altération ait été bloqué à une profondeur identique partout sur la surface d'érosion miocène, on doit invoquer les conséquences de la capacité de stockage des altérites héritées et de l'inclinaison de la pente topographique sur le drainage des matériaux minéraux à la base des profils d'altération. Sur des surfaces topographiques légèrement ondulées, recouvertes par un manteau d'altérites épais et subissant un climat chaud modérément humide, la lame d'eau évapotranspirée correspond approximativement chaque année aux précipitations, la majeure partie des eaux précipitées étant retenues dans le manteau d'altérites avant d'être évapotranspirées. De plus, l'absence de pente topographique nuit à l'écoulement rapide des eaux souterraines vers le réseau hydrographique. Or les eaux mal renouvelées se concentrent et perdent beaucoup de leur agressivité. En définitive, l'abaissement du front d'altération se trouve bloqué dès que les altérites ont une capacité de stockage suffisante, en particulier en eaux non-gravitaires, pour empêcher un drainage abondant des profils et, par conséquent, un bon renouvellement des eaux à leur base. Dans ce cas, la profondeur du front d'altération pourrait être à peu près la même sur toutes les roches, car elle dépend alors essentiellement du climat. Ces conditions étaient certainement réalisées à l'Helvétien sur la surface d'aplanissement, et encore à la fin du Miocène sur les plateaux dégagés par l'érosion linéaire.

Par contre, le creusement des vallées, en réduisant localement l'épaisseur du manteau d'altérites, permet à l'altération chimique d'intervenir efficacement sur les versants, où elle bénéficie en outre d'une pente topographique favorable au renouvellement des eaux profondes. Aussi le creusement des vallées à la fin du Miocène s'est accompagné d'une météorisation chimique intense sur les versants, alors que dans le même temps la progression du front d'altération restait bloquée sur les lambeaux de la surface d'aplanissement S 2.

Par ailleurs, dans la chaîne septentrionale, le plateau du Treps et la crête Marc ROBERT, tous deux développés dans les gneiss de Bormes, dominent nettement les formes modelées dans les roches du groupe du Cap Nègre :

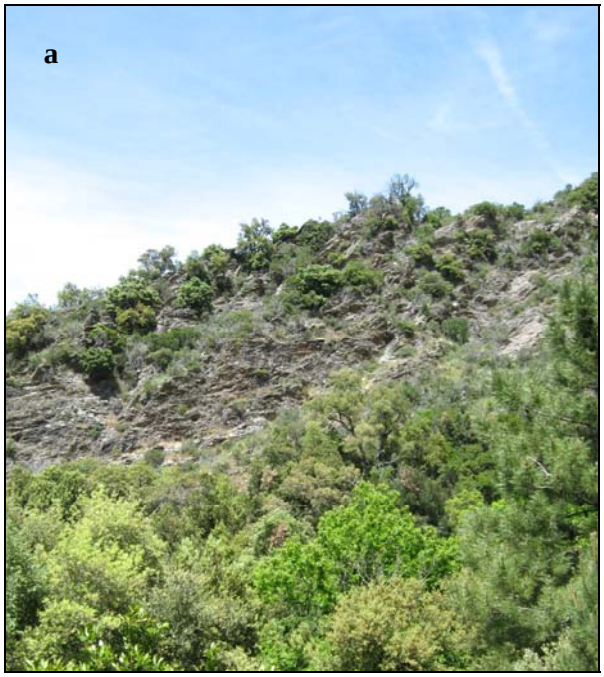
- Immédiatement à l'ouest de l'agglomération de La Garde-Freinet, une faille nord-sud, d'origine hercynienne, met en contact les gneiss de Bormes et les micaschistes migmatitiques du Cap Nègre. Le contact entre ces roches est marqué par un bel escarpement dont la puissance peut dépasser 100 m (Photos 16). Il s'est formé à partir de la surface d'aplanissement miocène soit par rejeu de la faille, soit par érosion différentielle. L'examen, sur photographies aériennes, des relations entre l'accident tectonique nord-sud et un réseau de fractures grossièrement est-ouest permet de choisir entre ces deux hypothèses (C. MARTIN, 1973). En effet, les failles est-ouest décalent parfois très nettement l'accident tectonique nord-sud, alors qu'elles sont toujours en continuité de part et d'autre de celui-ci, même quand elles ne sont pas verticales. En définitive, la faille méridienne n'a pas rejoué après la formation des fractures transversales, dont on sait qu'elles ont commencé à fonctionner bien avant la phase d'aplanissement miocène. L'escarpement est donc un escarpement de ligne de faille, lié au dégagement, dans les micaschistes migmatitiques, du col de La Garde-Freinet, une large dépression drainée vers le nord. À l'aval de cette dépression, les hautes branches du ruisseau des Neuf-Riaux présentent une rupture de pente assez nette. En réalité, le col de La Garde-Freinet (345 m) correspond certainement à un ancien niveau d'érosion du bassin versant de l'Aille. Étant donné son éloignement de la mer, le critère altitude permet de le rattacher à l'ensemble des niveaux S 4.
- Entre le village de La Garde-Freinet et le hameau de Vaucaude, en contrebas de la crête Marc ROBERT et du plateau du Treps, on rencontre une série de formes topographiques molles, modelées vers 350-400 m d'altitude dans un ensemble de micaschistes, de gneiss, de leptynites et d'amphibolites. Elles offrent l'allure de replats, à la fois dominés par un escarpement lithologique taillé dans les gneiss de Bormes et perchés au-dessus des vallées profondément creusées en aval. Le dégagement de l'escarpement résulte certainement de l'inscription, à la fin du Tertiaire, du niveau d'érosion S 3 à proximité immédiate des gneiss de Bormes. La météorisation chimique ainsi réactivée a mis en valeur la différence d'altérabilité entre les roches, les replats étant armés par des roches considérées comme des gneiss par P. BORDET (1966) et comme des leptynites par M. SEYLER (1986). Enfin, le secteur n'a pas encore été trop affecté par le cycle d'érosion régressive amorcé au Messinien, celui-ci étant actuellement ralenti, sinon bloqué, à l'aval des replats ou à leur niveau, du fait de la dureté des leptynites et de l'alimentation médiocre des ruisseaux si près de leur tête.

c. L'évolution dissymétrique de certaines vallées

La plupart des escarpements regardent dans le sens opposé à celui du pendage. Il s'agit essentiellement d'escarpements lithologiques, comme ceux des crêtes de la Sauvette et Marc ROBERT. Toutefois tous les escarpements ne résultent pas de la juxtaposition de roches différentes. En effet, lorsque les cours d'eau coulent selon la direction des structures planaires, les vallons élémentaires et le fond des vallées principales, qui ont connu un creusement rapide au cours des derniers épisodes de leur histoire morphologique, sont nettement dissymétriques et présentent souvent un escarpement sur le versant regardant dans le sens opposé à celui du pendage (Photos 17-a). Sur le versant opposé, en revanche, les roches sont altérées et subissent généralement un fauchage des couches (Photo 17-b). La figure 6 rappelle les modalités de ce type d'évolution (C. MARTIN, 1972).

L'évolution dissymétrique des vallées est liée à la pénétration différentielle des eaux dans les roches. Au demeurant, la météorisation chimique est favorisée, sur les versants dont la pente a le même sens que le pendage, par la décompression très poussée des matériaux. Les exemples de ce type d'évolution sont particulièrement nets le long de certains ruisseaux du versant occidental de la crête de la Sauvette.

Photos 16 - L'escarpement de La-Garde-Freinet :
a / le village et l'escarpement depuis le nord (sur la route D558),
b / une vue de l'escarpement au sud du village.
[clichés : C. MARTIN, 2010]



Photos 17 - Évolution dissymétrique d'un vallon (Haute Sauvette) sur le versant occidental de la crête de la Sauvette : a / escarpement de rive droite, b / fauchage des phyllades en rive gauche.
[clichés : C. MARTIN, 2010]

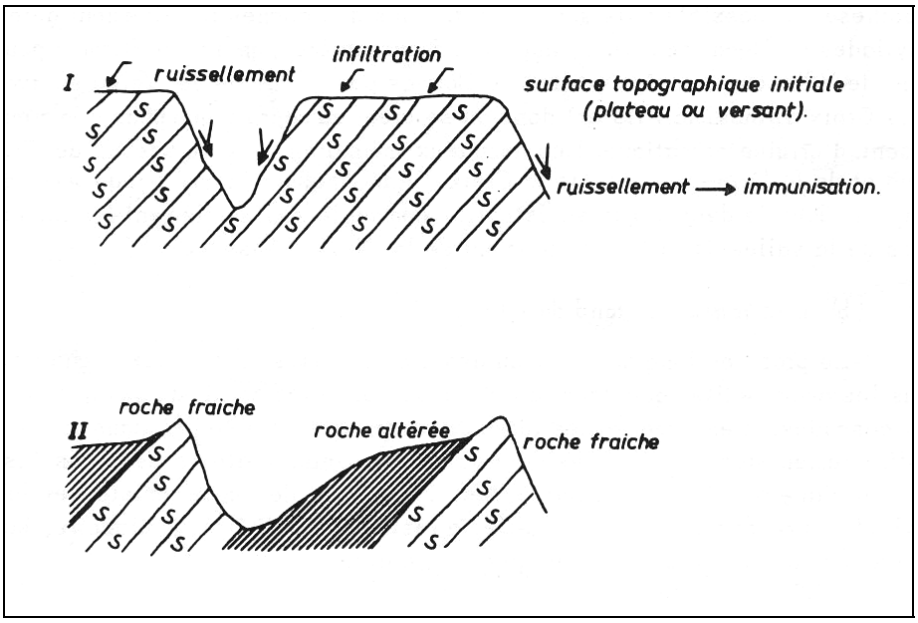


Figure 6 - L'évolution dissymétrique des vallées de roches métamorphiques.

Précisons que ces ruisseaux, alignés sur des failles dont la direction est localement presque parallèle à celle des structures planaires, sont alimentés par la partie supérieure du versant, où la pente topographique est perpendiculaire à ces structures.

Les escarpements regardant dans le sens du pendage, quant à eux, sont très rares. En effet, il faut une érosion mécanique intense pour que l'altération chimique, qui profite au mieux des structures planaires, ne puisse pas atténuer les formes. Cependant 1'abrupt le plus puissant des Maures appartient à ce type. Il s'agit d'un escarpement de l'entonnoir d'érosion régressive de la Lave du Desteu, qui présente une dénivelée atteignant localement 150 m et une pente de 70° correspondant au pendage. Cette forme, qui fait exception, présente les caractères d'une grande jeunesse. Elle résulte d'une évolution particulière : de la capture "récente" du ruisseau du Rimbaud par celui de la Malière et de l'incision brutale qui en a résulté et qui se poursuit.

VI - CONCLUSION

Le massif des Maures conserve uniquement des traces de son évolution paléogéographique postérieure à la phase tectonique pyrénéo-provençale.

Après le dégagement du socle de sa couverture sédimentaire, la région a connu une première phase d'aplanissement (Oligocène) qui a été suivie par la phase tectonique rupélo-chattienne. Toutefois les caractères actuels du relief ont été fixés par : 1/ l'aplanissement réalisé au Miocène inférieur ; 2/ la dislocation de la surface d'érosion ainsi formée, par les mouvements tectoniques pontiques ; 3/ l'encaissement des vallées à partir du Tortonien.

Les principaux sommets, Notre-Dame-des-Anges et la Sauvette, sont les vestiges des reliefs résiduels, constitués de phyllades, qui dominaient la surface d'aplanissement élaborée de l'Aquitanien à l'Helvétien. Par ailleurs, sur les lambeaux de la surface d'érosion du début du Miocène, des roches très différentes, gneiss et micaschistes, affleurent à des altitudes identiques. Cette disposition atteste qu'à l'Helvétien, l'altération ne progressait plus au delà d'une certaine profondeur sous la surface topographique. Or, de son côté, la douceur de la topographie messinienne dans les secteurs repris par l'érosion linéaire après le Tortonien, témoigne de l'efficacité de l'altération des roches sur les versants des vallées à la fin du Miocène. Ces observations touchent évidemment au problème de l'influence de la topographie sur la circulation et le renouvellement des eaux participant à l'altération des volumes rocheux.

À la fin du Miocène, les vallées sont très évoluées, mais les cycles d'érosion régressive amorcés au Tortonien n'ont pas encore réussi à s'inscrire partout au cœur du massif, dans les gneiss de Bormes. L'eustasie endoreïque méditerranéenne engendre, au Messinien, une nouvelle vague d'érosion régressive. Le creusement des

vallées se poursuit jusqu'à nos jours. Il est entrecoupé, au cours du Quaternaire, par des phases de remblaiement dont les dépôts alluviaux sont encore visibles, pour les toutes dernières, le long des vallées principales.

Sur le plan morpho-structural, l'interprétation des grandes lignes du relief met en évidence les facteurs de l'évolution morphologique. Bien sûr, il apparaît que les accidents tectoniques majeurs guident les axes hydrographiques principaux, et que la résistance différentielle des roches aux actions météoriques s'exprime nettement dans le modelé. Mais l'évolution des massifs de roches métamorphiques présente des caractères spécifiques, du fait de deux traits originaux essentiels :

- d'une part, l'influence des relations entre la direction de la pente des versants et celles des plans de faiblesse des roches, fractures et structures planaires, sur la formation des vallées secondaires ;
- et, d'autre part, l'influence de la relation entre le sens de la pente des versants et celui de l'inclinaison des structures planaires sur l'évolution des versants dont la pente est perpendiculaire à la direction de ces structures.

***Remerciements* :** Nous sommes reconnaissant à l'Office National des Forêts de nous avoir toujours donné libre accès aux pistes interdites à la circulation publique de la forêt domaniale des Maures.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANGELIER J., AUBOIN J., BELLAICHE G., BLANCHET R., CHARPAL O. de, IRR F. et LE PICHON X. (1977) - Étude par submersible des canyons des Stoechades et de Saint-Tropez. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 284, p. 447-454.

AUBOIN J. et MENNESSIER G. (1963) - Essai sur la structure de la Provence. *In* : *Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT*, tome II, Mémoire hors série de la Société Géologique de France, p. 45-99.

BAUBRON J.C. (1984) - Volcanisme du Sud-Est de la France. Chap. VIII. *In* : *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, Mém. BRGM, n° 125, p. 514-519.

BELLON H. et BROUSSE R. (1977) - Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, série 7, vol. XIX, n° 3, p. 469-480.

BIROT P. (1965) - La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Essai de Géographie physique, de Yves MASUREL. *Annales de Géographie*, vol. 74, n° 405, p. 601-603.

BLANC J.J. (2010) - Histoire des creusements karstiques et des surfaces d'érosion en Provence occidentale. *Physio-Géo*, vol. 4, p. 1-26.
URL : http://physio-geo.revues.org/1053.

BORDET P. (1966) - Sur la structure géologique du nord-ouest du massif des Maures (Var). *C. R. Acad Sci.*, Paris, vol. 262, p. 2677-2680.

BORDET P. (1969) - *Carte géologique Collobrières au 1/50000, avec notice explicative*. Feuille XXXIV-45 (couverte en collaboration avec G. MENNESSIER), Édit. BRGM, Orléans.

BORDET P. (1976) - *Carte géologique Collobrières au 1/50000, avec notice explicative*. Feuille XXXIV-46-47 (couverte en collaboration avec H. CHAMLEY, J. BLANC et A. JEUDY-DE-GRISSAC), Édit. BRGM, Orléans.

BOUCARUT M. et CAMPREDON R., sous la direction de (1975) - *Alpes-Maritimes, Maures, Estérel*. Édit. MASSON, Paris, Guides géologiques régionaux, 175 p.

BOURCART J., HOUOT C. et LALOU C. (1952) - Recherches sur la topographie sous-marine entre la presqu'île de Giens et Saint-Tropez. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, vol. 234, p. 1077-1079.

BOURCART J. (1962) - La Méditerranée et la révolution du Pliocène. *In* : *Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT*, tome I, Mémoire hors série de la Société Géologique de France, p. 103-116.

CARUBA C. (1983) - *Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France) : comparaison avec les segments varisques voisins et essais d'interprétation géotectonique*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Nice, 359 p.

CHARDONNET J. (1952) - *Les massifs anciens provençaux*. Imprimerie de l'Institut de Géographie, Paris, 30 p.

CLAUZON G. (1996) - Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, n° 1, p. 3-22.

CONCHON O. (1972) - Caractères généraux et chronologie relative des alluvions fluviatiles rubéfiées de quelques vallées de Corse orientale. *Bull. Assoc. Fr. Ét. Quat.*, vol. 9, n° 3, p. 17-30.

CORNET C. (1965) - *Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris, Mém. Soc. Géol. Fr., vol. XLIV, n° 103, 252 p.

COVA R., LE GOFF P. et DE CAMBOURG Y. (1971) - *Rapports géologiques sur les vallons du Valescure et des Dourganières*. DDA Draguignan.

DEMAY A. (1927) - La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, vol. XXVII, n° 1, p. 279-336.

GIROD M. et GIROD N. (1977) - Contribution de la pétrologie à la connaissance de l'évolution de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, série 7, vol. XIX, n° 3, p. 481-488.

GLANGEAUD L., SCHLICHT R., PAUTOT G., BELLAÏCHE G., PATRIAT P. et RONFARD M. (1965) - Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel. Relations avec les régions voisines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. VII, n° 6, p. 998-1009.

GUEIRARD S. (1957) - *Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures*. Thèse de Doctorat d'État, Université Aix-Marseille, Trav. Labo. Géol. Marseille, vol. VI, 1959, p. 71-264.

GUIEU G. (1977) - La tectonique du basin de Marseille à l'Oligocène. *Géol. Médit.*, vol. XII, n° 2, p. 195-199.

ICOLE M. (1974) - *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Éléments de paléopédologie quaternaire*. Thèse de Doctorat d'État (1973), Université de Paris VI, Sciences Géologiques, mémoire n° 40, Strasbourg, 1974, 200 p.

JOURNOT C. (1948) - Le couloir périphérique des Maures. *Ann. Géogr.*, t. LVII, n° 306, p. 109-118.

LUTAUD L. (1924) - *Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris, Revue de Géographie, vol. XIII, n° 1, 271 p.

LUTAUD L. (1951) - *Carte géologique Toulon au 1/80000*. Feuille 248 (couverte en collaboration – le massif des Maures a été cartographié par L. LUTAUD), Édit. BRGM, Orléans.

MARTIN C. (1972) - L'érosion différentielle dans la région de Collobrières. Massif des Maures - Var. *Méditerranée*, n° 3-4, p. 159-170.

MARTIN C. (1973) - *Études de Géographie physique dans la partie nord-occidentale du massif des Maures*. Thèse de 3ème Cycle, Université de Nice, 453 p.

MARTIN C. (1986) - *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques ; l'exemple du massif des Maures*. Thèse de Doctorat d'État, Université Paris I, 935 p.

MARTIN C. (2010) - Détermination de la sensibilité potentielle des roches cristallophylliennes à l'altération chimique à partir de leur composition chimique. *Ét. Géogr. Phys.*, vol. XXXVII, p. 3-11.

MARTIN C., ALLÉE Ph. et LAVABRE J. (2007) - L'érosion mécanique actuelle et historique dans le massif des Maures : le rôle du climat, de l'homme et des incendies de forêt. *In* : *Du continent au bassin versant : théories et pratiques en géographie physique (Hommage au professeur Alain GODARD)*, M.F. ANDRÉ coordinatrice, Presses Universitaires Blaise PASCAL, Clermont-Ferrand, p. 507-515.

MASUREL Y. (1964) - *La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Essai de Géographie Physique*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris, Édit. Ophrys (1965), Paris, 418 p.

NICOD J. (1967) - *Recherches morphologiques en Basse Provence calcaire*. Thèse de Doctorat d'État, Université Aix-Marseille, Édit. Ophrys, Gap, 557 p.

NURY D. (1977) - Le bassin oligocène de Marseille : stratigraphie, évolution paléogéographique. *Géol. Médit.*, vol. IV, n° 1, p. 25-36.

PARENT H. (1932) - Le terrain houiller à Collobrières et aux environs d'Hyères. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. 11, p. 159-161.

ROUSSET C. (1975) - État de la question de la pénéplanation miocène et les effets de la phase de compression ponto-pliocène, en Provence occidentale (France). *Géol. Médit.*, vol. II, n° 4, p. 191-195.

SEYLER M. (1975) - *Pétrologie et lithostratigraphie de formations cristallophylliennes dans la chaîne de la Sauvette (Maures, Var, France)*. Thèse de 3ème cycle, Université de Nice, 184 p.

SEYLER M. et BOUCARUT M. (1978) - Données nouvelles sur la lithostratigraphie du massif des Maures le long d'une transversale Réal Martin - Grimaud. *Bull. BRGM*, 2ème série, section I, n° 1, p. 3-18.

SEYLER M. (1986) - *Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques. L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France)*. Thèse de Doctorat d'État, Université Lyon I (1984), Documents Labo. Géol. Lyon, n° 96, 1986, 371 p.

TOURAINE F. (1975) - La surface d'érosion dite miocène en Provence serait en réalité oligocène. *Géol. Médit.*, vol. II, n° 4, p. 185-190.