

L'évolution structurale de la plaine de Montélimar et de ses bordures

In: Revue de géographie alpine. 1957, Tome 45 N°3. pp. 577-593.

Citer ce document / Cite this document :

Masseport Jean. L'évolution structurale de la plaine de Montélimar et de ses bordures. In: Revue de géographie alpine. 1957, Tome 45 N°3. pp. 577-593.

doi : 10.3406/rga.1957.1797

http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/rga_0035-1121_1957_num_45_3_1797

L'ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA PLAINE DE MONTÉLIMAR ET DE SES BORDURES

par Jean MASSEPORT

Depuis Tain, le Rhône unit, à travers des défilés étroits, une série de plaines de plus en plus amples vers le Sud, largement développées sur la rive gauche du fleuve. Celle de Montélimar se distingue de toutes ces dépressions par quelques traits topographiques et morphologiques. D'abord, alors que les autres s'ouvrent sans obstacle vers l'Ouest jusqu'au rebord oriental du Massif Central qui les domine, elle est presque entourée complètement par les contreforts préalpins, de telle sorte que, si elle se dilate en vaste amphithéâtre, elle ne débouche sur la vallée proprement dite du Rhône que par un goulot étroit commandé par Montélimar; ainsi, la ville qui a donné à la plaine le nom sous lequel on a l'habitude de la désigner, lui reste extérieure. Deuxièmement, elle est beaucoup plus uniforme que ses voisines; la succession des accumulations et des érosions, qui ont laissé ailleurs de nombreux témoins étendus, ne se marque guère ici que par deux ou trois buttes minuscules et par une longue cloison effilée, Est-Ouest, qui sépare deux compartiments inégaux, l'un drainé par le Roubion (la plaine des Andrans), l'autre par le Jabron (la Valdaine) ¹. Enfin, et surtout, ce qui lui donne une grande originalité, c'est la nature de son soubassement et la faible étendue des alluvions quaternaires qui le recouvrent. Le plancher de la plaine valentinoise est tout entier tertiaire; celui de la plaine contadienne l'est presque en totalité : le Crétacé y apparaît

¹ Faucher (D.), *Plaines et bassins du Rhône moyen entre Bas Dauphiné et Provence* (Paris, Colin, 1927, p. 129).

à l'Ouest seulement, sur une faible étendue, et encore s'agit-il essentiellement du Crétacé supérieur. Dans l'une et dans l'autre, les accumulations quaternaires occupent, avec de grandes épaisseurs, la majeure partie de la dépression. Au contraire, la plaine de Montélimar est développée sur un matériel beaucoup plus ancien du Crétacé inférieur (mise à part l'échine transversale qui la coupe) et, de plus, les marnes aptiennes (la roche en place) affleurent sur une bonne moitié de la superficie; ailleurs, elles ne sont voilées que par une pellicule d'alluvions quaternaires qui ne s'épaississent un peu qu'aux abords immédiats des rivières. En somme, si la plaine de Montélimar n'a pas échappé à la sédimentation tertiaire et aux ennoyages quaternaires, elle a été érodée plus que les autres.

La cause de cette opposition saute aux yeux : elle est moins affaissée structuralement. Car, comme ses homologues, ce n'est pas seulement une dépression d'érosion, mais une dépression structurale, en gros synclinale, le contact avec les massifs bordiers se faisant soit par flexures monoclinales, soit par failles (voir carte structurale). Nous nous proposons de montrer que si l'amplitude du mouvement négatif a été ici plus faible, c'est parce qu'il a commencé plus tard; alors qu'il est déjà bien net à l'Oligocène dans la plaine de Valence et dans celle du Comtat, il ne se manifeste ici qu'au Miocène et surtout au Pliocène, marquant ainsi un retard considérable dans la tendance générale à l'affaissement qui caractérise le couloir rhodanien au Tertiaire. Mieux, l'emplacement de la plaine de Montélimar subit jusqu'au Miocène inférieur des dislocations contraires à cette tendance; *jusque-là, en effet, c'est un dôme qui rejoue à plusieurs reprises dans le même sens positif*. On ne saurait trouver meilleur exemple d'inversion tectonique². En retraçant les étapes de l'évolution paléomorphologique de cette région, on peut non seulement dater avec précision le renversement de la situation architecturale, mais peut-être en suggérer les causes ou tout au moins les moyens. Nous ne le ferons que sommairement, réservant le détail des observations et du raisonnement à une publication ultérieure plus approfondie.

² Nous préférons cette expression à celle « *d'inversion structurale* ». Elle évoque mieux, en effet, *l'inversion de la force* qui produit le renversement de la situation architecturale; mais aussi, elle évite une confusion : un des deux aspects de la structure, la nature des roches, n'est évidemment pas renversé lors du mouvement contraire. Seul, le second aspect, l'architecture, est touché. La locution est donc précise et moins équivoque.

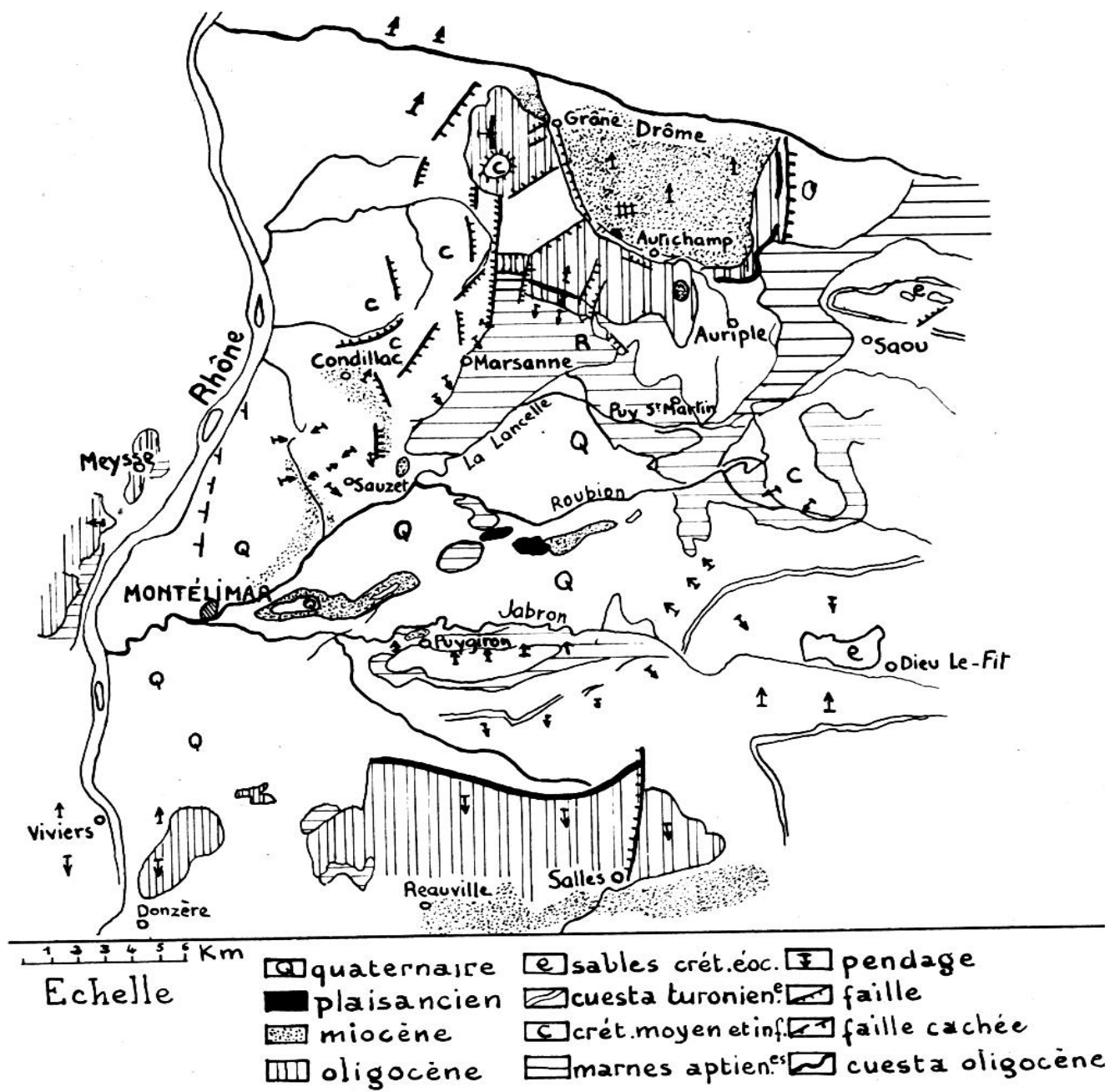


Fig. 1. — Carte structurale de la plaine de Montélimar.

**La surface pré-oligocène et les mouvements du Crétacé-Eocène :
première existence du dôme de Montélimar.**

Pendant le Crétacé inférieur et moyen, notre région appartient à la « Fosse vocontienne »³, dépression peu profonde mais subsidente où s'entassaient surtout des marnes, des calcaires marneux et des grès. A partir du Crétacé moyen et surtout du Crétacé supérieur, le Massif Central se soulève; sur l'emplacement des plaines rhodaniennes ne demeurent plus que les eaux néritiques ou littorales, car les assises sédimentaires s'ensablent toutes vers l'Ouest⁴; des ondulations apparaissent même, dénotées par des discordances locales sensibles dès l'Albien⁵, et surtout au Cénomanién⁶. Ces mouvements finissent par amener l'émersion de la majeure partie de la Drôme à la fin du Coniacien⁷ et pour une longue période puisque si des lacs éocènes s'étalent au Sud, si la mer pousse une pointe momentanée, au Lutétien, du Sud vers le Nord, jusqu'aux abords immédiats de Nyons, ce n'est qu'à l'Oligocène inférieur que les plaines rhodaniennes seront à nouveau recouvertes par des lacs et des lagunes.

Pendant cette phase continentale prolongée, l'érosion est particulièrement active et crée une surface d'aplanissement que l'abondance des témoins oligocènes permet de repérer en de nombreux points. Elle apparaît ainsi étonnamment parfaite : c'est une véritable plaine d'érosion. Cette perfection s'explique par le climat chaud à saisons alternativement sèches et humides sous lequel elle s'est élaborée, mais aussi parce qu'en même temps qu'un relief caractéristique des régions à savanes, c'est une *plaine de niveau de base* : la mer méridionale reste proche et pousse de temps en temps, nous venons de le voir, des incursions septentrionales jusqu'aux limites de la région. Il est possible, aussi, que l'aplanissement ait été complété au Sud par l'abrasion des lacs éocènes et, partout, par la transgression des grandes étendues d'eau douce oligocènes. Par

³ Paquier (V.), *Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales* (Grenoble, Allier, 1900).

⁴ Sornay, *Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et les régions voisines* (Travaux du Laboratoire de Géologie, Grenoble, t. XXVIII, 1948-49, p. 35-278).

⁵ Jacob, *Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines* (Grenoble, Allier, 1907, p. 294, 295, 296, 299).

⁶ Sornay, Thèse, p. 192 et 208.

⁷ Sornay, Thèse, p. 212.

endroits, d'ailleurs, cette surface ne s'est achevée qu'à l'Aquitanién. Elle est donc à la fois polygénique et polychronologique comme la plupart des surfaces appartenant aux bassins sédimentaires.

Or, elle tranche des accidents très vigoureux que la discordance oligocène définit avec une assez grande précision. La carte géologique, bien qu'incomplète et souvent erronée, permet déjà d'en relever un certain nombre. Mais l'Oligocène en fossilise d'autres qui n'affectent qu'une seule couche crétacée visible et qui ne peuvent être décelés que par le témoignage des discordances angulaires. Leur reconstitution, dans ce cas, demande une grande prudence : on doit, en particulier, ne se référer qu'au pendage moyen des couches oligocènes déposées à peu près de façon sub-horizontale, tels les calcaires précipités, et encore faut-il qu'elles offrent une assez grande épaisseur pour qu'aient été masquées les dénivellations originelles du fond lacustre.

Nous avons relevé ainsi aux abords de la plaine de Montélimar une structure pré-oligocène fortement disloquée, sur laquelle nous insisterons un peu parce qu'elle constitue le point de départ de l'évolution ultérieure. Nous remarquons d'abord un grand anticlinal Nord-Sud, celui de Crest, très énergiquement marqué puisqu'arasé avant l'Oligocène jusqu'au Valanginien, et qui plongeait périclinalement vers le Sud. Signalons tout de suite que cet accident a subi depuis une complète inversion tectonique : le synclinal de Grâne, plus limité autrefois vers l'Est, s'est largement étendu ensuite dans cette direction, bouleversant la structure pré-oligocène.

Vers le Sud, à l'Est de ce qui est aujourd'hui la plaine de Montélimar, deux synclinaux, ceux de Saou et de Dieulefit, existaient déjà depuis le Crétacé supérieur. En effet, ils contiennent encore des épandages continentaux de sables, d'argiles et de lignites du Crétacé supérieur et de l'Eocène qui marquent une discordance angulaire très nette avec les calcaires turoniens sur lesquels ils reposent. On ne peut, certes, prêter de valeur aux pendages extrêmement variables des lits sableux ou argileux qui ont pu se déposer avec des pentes diverses. Mais on est fondé de croire que les bancs de lignite les plus épais et les plus continus ont dû être originellement à peu près sub-horizontaux puisque déposés dans les eaux mortes. En particulier, quand ils ne sont pas ravinés par les formations supérieures, leur toit doit présenter cette garantie, surtout si l'axe des feuillets de charbon lui est parallèle. Une couche de lignite rencontrée sur le flanc Nord de la Forêt de Saou offre de telles assurances. Or, elle possède un pendage régulier Sud de 30°, alors que le Turonien sur lequel s'appuie le complexe continental

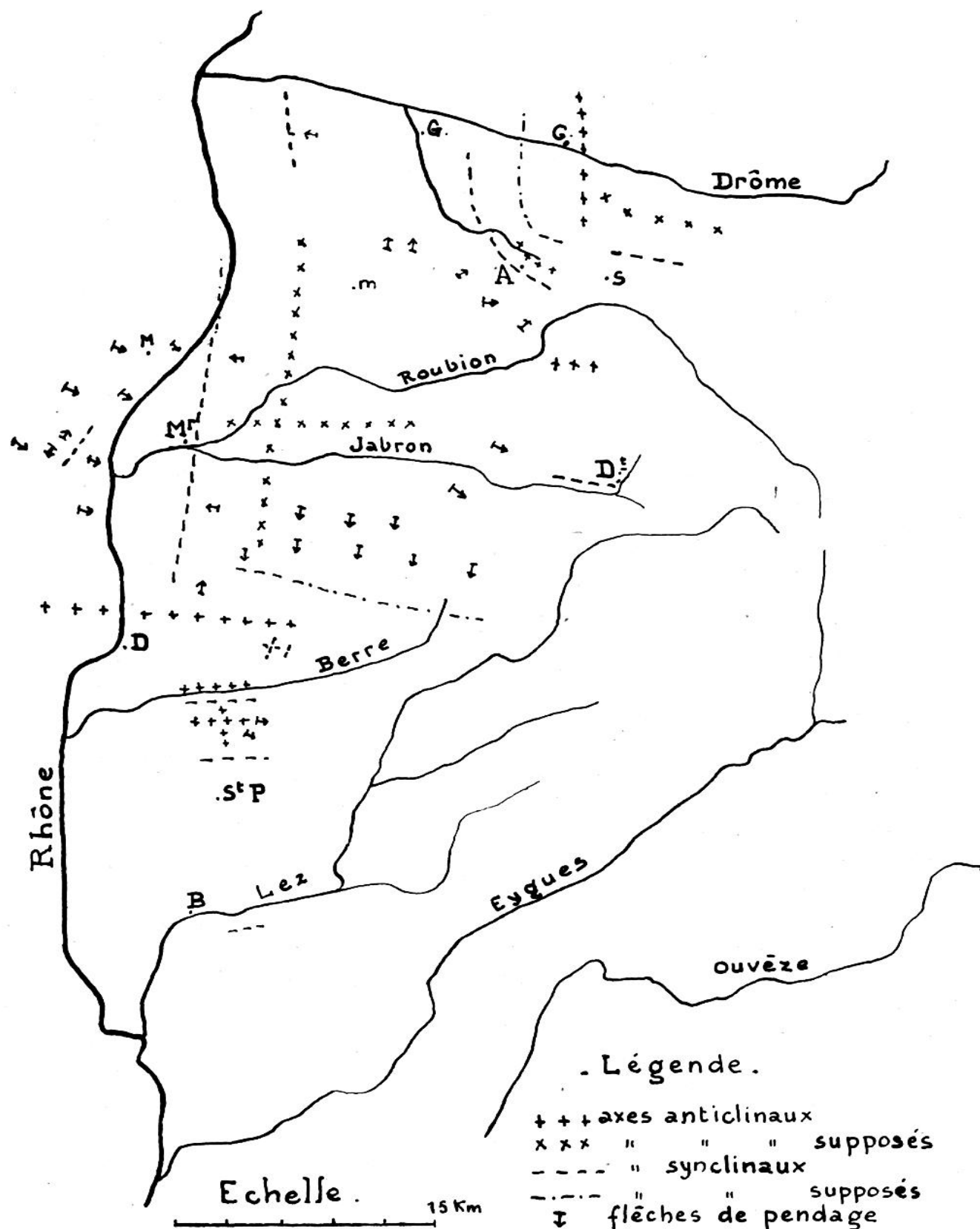


Fig. 2. — Les plis antéoligocènes de la plaine de Montélimar et de ses bordures. On remarque le rebroussement du faisceau de plis septentrional et le dôme de Montélimar indiqué par les flèches de pendage.

(A, Autichamp; B, Bollène; C, Crest; D, Donzère; Dt, Dieulefit; G, Grâne; m, Marsanne; M, Meysse; Mr, Montélimar; S^t P., Saint-Paul Trois Châteaux).

est presque vertical avec un pendage moyen de 80° ⁸. On en déduit que le synclinal était déjà très marqué avant la période d'émersion et qu'il a joué ensuite. Des observations parallèles, mais plus complètes, peuvent être faites dans le synclinal de Dieulefit : aux Plattes, on relève des discordances angulaires très fortes entre le Turonien et le Coniacien d'une part et les lignites d'autre part. Mais il semble, en outre, que les calcaires lacustres lutétiens qui couvrent l'ensemble forment avec l'assise ligniteuse la plus épaisse et la plus continue un angle de 10° environ. On aurait ainsi la preuve d'une continuité des mouvements depuis le Turonien jusqu'à l'Eocène moyen, bien qu'ici les dislocations soient faiblement marquées. De toute façon, ces deux synclinaux dont nous constatons la présence au Crétacé supérieur et à l'Eocène devaient forcément exister encore au moment de la transgression oligocène, puisque ces deux zones sont restées synclinales jusqu'à aujourd'hui.

Entre l'anticlinal de Crest, le synclinal de Saoû et celui de Dieulefit, d'autres plis sont reconnaissables et d'autres probables. On est conduit évidemment à concevoir au Nord du synclinal de Saoû un anticlinal parallèle (à peu près sur la vallée de la Drôme) qui, peut-être, s'infléchissait brusquement vers le Nord, pour se prolonger par celui de Crest. Une vaste zone synclinale cénomannienne, celle d'Auriples, s'étendait au S.O.; son axe était S.E. - N.O. et elle devait se prolonger par le synclinal de Grâne que l'anticlinal de Crest laisse prévoir sur son flanc Sud. Elle était accidentée d'ondulations secondaires de même direction : anticlinal étroit au Nord d'Auriples, petit synclinal au Nord de la Répara. Il est possible que ce dernier accident fût le prolongement du synclinal de Saoû, dont l'axe se serait brusquement infléchi vers le Nord comme celui des autres plis. Un rebroussement très net caractériserait donc ce faisceau septentrional ainsi précisé.

Entre les synclinaux de Dieulefit, de Saoû et d'Auriples, on est amené à envisager aussi une zone anticlinale sur laquelle nous ne pouvons avoir de plus amples renseignements.

Mais comment ces plis septentrionaux et orientaux se prolongeaient-ils à l'Ouest et au Sud sur ce qui est aujourd'hui la plaine synclinale de Montélimar ? Une étude attentive de ses bordures va essayer de préciser la structure pré-oligocène de ce vaste ensemble.

⁸ Les coupes données par Fallot montrent bien, d'ailleurs, cette discordance angulaire, d'autant mieux que cet auteur exagérerait coutumièrement les hauteurs. Fallot (J.-E.), *Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le S.E. de la France* (Paris, Masson, 1885, p. 169 et 174). Lory (Ch.) donne aussi une coupe du synclinal de Dieulefit sur laquelle les discordances sont très apparentes (*Description du Dauphiné*, p. 364).

Au Nord, la carte géologique au 1/80 000^e paraît montrer qu'il existait un pendage monoclinale à la fois vers l'Est et vers le Sud. Paquier et M. Faucher en ont conclu que l'anticlinal de la forêt de Marsanne était déjà ébauché⁹. On ne saurait être aussi rapidement affirmatif. En effet, de très nombreuses failles perpendiculaires, non signalées sur la carte, encadrent en réalité les affleurements oligocènes; la plupart d'entre elles sont pré-oligocènes (bien qu'elles aient rejoué postérieurement à l'Oligocène et en plusieurs fois), car elles sont nivelées avant l'Oligocène, comme celle qui passe par le col du Devet (voir la carte structurale et le bloc diagramme). Pour cette frange Nord de la plaine, on ne peut donc être sûr d'une structure monoclinale; une série de blocs N.S. parallèles pouvaient aussi bien exister. Plus au S.E., vers Roynac et Puy-St-Martin, les failles disparaissent et là seulement on est en droit d'affirmer que la structure du Crétacé à l'Eocène était monoclinale vers l'Est. Il est donc possible que la forêt de Marsanne ait été dessinée, mais on n'en est pas certain pour le moment.

En ce qui concerne la terminaison septentrionale de ce massif au-dessus de la Drôme, on est sûr, au contraire, que le bombement anticlinal E.O. qui le forme aujourd'hui n'existait pas, comme le prouve la comparaison entre les pendages du Crétacé et ceux de l'Oligocène : le synclinal de Grâne s'étendait donc là beaucoup plus largement vers l'Ouest qu'aujourd'hui.

Dans le sens N.S., la simple interprétation de la carte géologique au 1/80 000^e s'avère particulièrement erronée. D'abord, on observe ici aussi de nombreuses failles qui ne sont pas indiquées sur la carte : en particulier le bloc aptien inférieur encadré par l'Oligocène entre la Granette, Roche-sur-Grâne, Combemaure, le Grivier et les Claus est limité sur ces quatre côtés par des dislocations verticales; ce horst a pu être déblayé des marnes aptiennes postérieurement à l'Oligocène et on ne peut trouver ici, dans leur absence, une preuve d'une structure monoclinale vers le Sud. Au contraire, nous allons démontrer que le pendage général était S.N.

Sous le col de Tartaiguille, on voit, en effet, les marnes noires aptiennes pendre faiblement vers le Sud, de 15° environ (les lits de calcaires blancs qu'elles renferment soulignent cette disposition). Or, après s'être élevés régulièrement depuis Grâne vers le Sud, les calcaires oligocènes inférieurs marquent à cet endroit une brusque inflexion, bien visible sous la route de Marsanne, de même sens que l'inclinaison des marnes aptiennes, mais *d'une valeur beaucoup plus forte* : le pendage varie de 35 à 40°. Par conséquent, les

⁹ Paquier, Thèse, p. 374; Faucher, Thèse, p. 80.

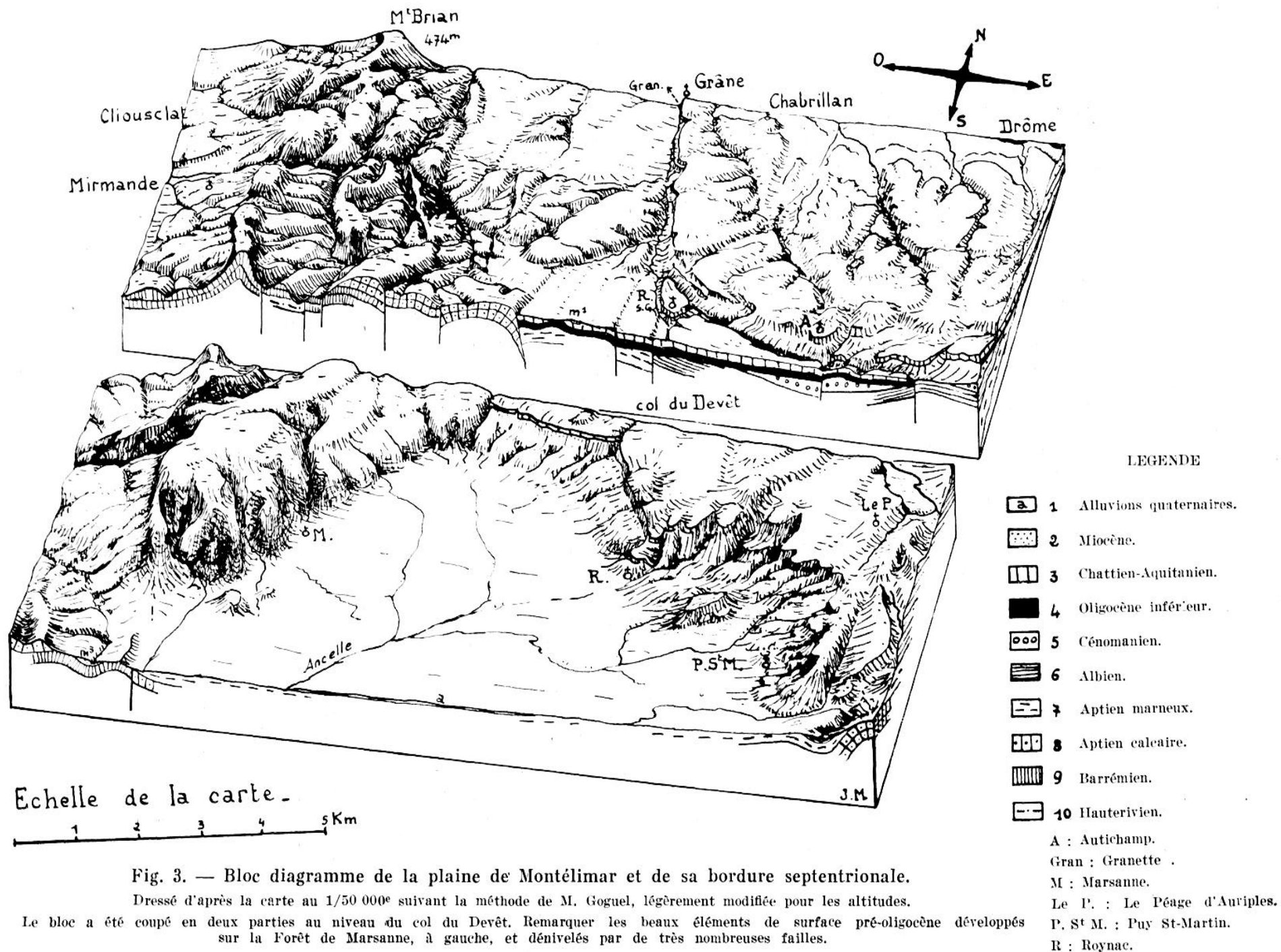


Fig. 3. — Bloc diagramme de la plaine de Montélimar et de sa bordure septentrionale.

Dressé d'après la carte au 1/50 000^e suivant la méthode de M. Goguel, légèrement modifiée pour les altitudes.

Le bloc a été coupé en deux parties au niveau du col du Devèt. Remarquer les beaux éléments de surface pré-oligocène développés sur la Forêt de Marsanne, à gauche, et dénivelés par de très nombreuses failles.

couches crétacées étaient affectées, avant l'Oligocène, d'un pendage Nord de 15 à 20° vers le centre du synclinal de Grâne. L'ensemble n'a subi là une flexure vers le Sud que bien après.

Au Sud de la plaine de Montélimar, la restitution d'une structure pré-oligocène semblable peut être déduite. D'abord l'anticlinal qui s'étire E.O. du Sud d'Allan à Viviers par le massif Châteauneuf-Donzère était nettement ébauché¹⁰, longé au Sud-Est d'Allan par un synclinal étroit. En outre, la structure monoclinale que concrétisent aujourd'hui deux cuestas, l'une oligocène de Montjoyer à Aleyrac, l'autre turonienne de Rochefort à la Bégude, existait déjà. En effet, l'Oligocène calcaire du plateau de Réauville présente un pendage Sud régulier de 30° environ, mais celui des assises crétacées, de même sens, est beaucoup plus fort, 60° en moyenne¹¹ et, localement, par exemple au col que traverse la route de Rochefort à Salles-sous-Bois, il peut, sur d'assez grandes distances, être presque vertical. A l'Est de la route qui monte de Salles à Aleyrac, on voit de même le Turonien s'incliner vers le Sud beaucoup plus rapidement que l'Oligocène et que la surface éocène, ici magnifiquement nette. Le petit lambeau oligocène de Puygiron, en discordance sur les marnes aptiennes, confirme l'ancienneté de la structure¹² simplement moins accentuée avant l'Oligocène qu'aujourd'hui.

A la limite S.E. de la plaine, rien ne prouve d'abord que le synclinal de Dieulefit était avant l'Oligocène une *aire* synclinale comme elle l'est actuellement. Cependant, si le synclinal s'était bouclé postérieurement, les calcaires lutétiens qui affleurent au centre et que l'on retrouve à peu près sub-horizontaux dans le sens O.E. auraient certainement subi un relèvement occidental, puisqu'ils ont été dérangés dans le sens N.S. par les mouvements ultérieurs à leur dépôt, alors qu'ils sont à peu près à la même distance des lèvres de la cuvette dans les deux directions perpendiculaires. De plus, nous remarquons l'absence totale d'Oligocène dans le synclinal : il aurait pu être enlevé par l'érosion, mais on ne voit pas pourquoi celle-ci se serait arrêtée aux sables pré-lutétiens ou aux marnes tendres de la fin du Lutétien et n'aurait pas laissé au moins des lambeaux de poudingues et de grès stampiens ou de calcaires aquitaniens bien plus résistants. Il y a de fortes présomptions pour que jamais les lacs oligocènes n'aient pénétré jusque-là, sans doute

¹⁰ Faucher, Thèse, p. 81.

¹¹ Fallot, Thèse, Coupe, fig. 37, p. 171.

¹² Il ne peut suffire à prouver l'existence pré-oligocène de l'anticlinal de Puygiron comme l'affirment Paquier (Thèse, p. 362, fig. 11) et M. Faucher (Thèse, p. 81, fig. 12). Il faudrait pour cela démontrer que les marnes aptiennes affleuraient aussi à cette époque sur le flanc Sud.

parce qu'un relief les limitait dans leur extension orientale. Le synclinal de Dieulefit (comme d'ailleurs et pour les mêmes raisons celui de la forêt de Saou) était donc une cuvette perchée dès la base de l'Oligocène.

L'hypothèse d'une aire synclinale originelle et non d'un synclinal allongé paraît donc judicieuse, et on trouverait encore de ce côté un pendage monoclinal S.E. pré-oligocène. On se demande donc si entre Eyzahut et Puy-St-Martin, il n'en était pas de même, si l'anticlinal de Pont de Barret ne s'enlevait pas aussi vers l'O.; ici, la lacune ne peut être comblée, faute de preuves stratigraphiques.

Sur la rive droite du Rhône, les témoins oligocènes disparaissent peu au Nord de Meyssse; au Sud de cette localité ils fossilisaient aussi une structure monoclinale, *mais inclinée vers l'Est* cette fois.

Ainsi, les bordures Nord, Sud et Est de la plaine de Montélimar nous suggèrent l'existence d'un dôme anticlinal pré-oligocène sur son emplacement. Mais il faut rechercher sa retombée occidentale quelque part sur la rive gauche du Rhône, suivant un axe N.S. ou S.O. - N.E. passant à l'O. d'Allan, c'est-à-dire à peu près par Montélimar. Il n'y a aucune raison de penser que le synclinal ainsi déterminé entre le dôme de Montélimar et l'anticlinal ardéchois occidental ne se prolongeait pas au N., au delà de Meyssse : la forêt de Marsanne était donc bien ébauchée, mais elle était englobée dans la vaste aire anticlinale de Montélimar, sans doute complexe, dont peut-être elle marquait au Nord l'axe principal. En effet, si l'on en croit la valeur respective des pendages de bordure, elle devait être assez surbaissée et dissymétrique, plus gonflée au Sud qu'au Nord, et à l'Ouest qu'à l'Est. L'évolution ultérieure en a fait le plus magnifique exemple d'inversion tectonique que nous puissions souhaiter. Mais un autre fait doit mériter notre attention : *c'est l'existence, au moins au Nord de Châteauneuf-du-Rhône, d'une dépression tectonique, première ébauche de la grande vallée, synclinal S.N., mince et allongé, serré entre le dôme de Montélimar et l'anticlinal vivarois.* Nous avons constaté au Crétacé, et en particulier au Crétacé supérieur, l'existence d'une pente structurale vers l'Est, conséquence du gauchissement précoce du Massif Central, mais rien ne prouvait jusqu'ici la présence d'un sillon méridien; le voilà à l'Eocène nettement défini, c'est-à-dire plus tôt qu'on ne le croyait jusqu'à aujourd'hui.

Il n'est pas certain que le dôme de Montélimar ait jamais existé comme relief conforme. La structure que nous venons de décrire représente la somme des dislocations antérieures, y compris les ondulations sous-marines d'avant l'émersion. Nous avons relevé

des mouvements du Crétacé supérieur et d'autres antérieurs au Lutétien; la rareté des témoins appartenant aux divers étages de l'Eocène ne permet pas de retracer complètement la succession des efforts tectoniques. Cependant, au Sud, le massif de Gigondas-Suzette aurait subi entre Lutétien et Bartonien des plissements très énergiques¹³. Il serait étonnant qu'ils ne se soient pas propagés au Nord jusqu'à notre région, toute voisine. On peut donc penser avec quelque raison que l'action tectonique a été à peu près continue jusqu'à la fossilisation de la surface pré-oligocène. La perfection de celle-ci ne pourrait donc guère s'entendre que si l'on envisage la neutralisation presque immédiate du jeu tectonique par une érosion particulièrement puissante.

La surface meuliérisée pré-burdigalienne et la structure oligocène.

Les discordances stratigraphiques et les discordances angulaires montrent en de très nombreux points que tous les étages de l'Oligocène ont connu des mouvements tectoniques, failles, flexures et plis qui n'avaient jamais été signalés auparavant dans cette région. Ces accidents ont été souvent nivelés localement à plusieurs reprises pendant l'Oligocène, soit par l'érosion continentale, soit par l'abrasion des lacs au cours de leurs variations littorales. Une surface meuliérisée affectant les calcaires chattiens-aquitaniens, réalisée avant la transgression burdigalienne parce qu'on la voit s'enfoncer sous la mollasse dans de nombreuses coupes, permet d'avoir une idée assez exacte du relief pré-miocène¹⁴. Cette surface est sub-structurale à peu près partout, aussi bien sur le plateau de Roche-sur-Grâne, au Nord, que sur le plateau de Réauville - Salles-sous-Bois au Sud. Cependant elle nivelle parfois quelques petits accidents locaux; par exemple aux environs de Roche-sur-Grâne, elle passe des calcaires siliceux à *Potamides Granensis* au Sud, vers « Les Coquilles », aux calcaires légèrement postérieurs, à Limnées et à *Helix Ramondi*, plus marneux, qui affleurent au Nord, vers La Chapelle-St-Vincent. Cette surface était d'ailleurs loin d'être parfaite : il devait subsister des reliefs capables de fournir les galets de transgression que l'on remarque à la base du Burdigalien. De

¹³ De Lapparent, Précisions nouvelles au sujet des diapirs de Suzette et de Propiac (*Bulletin de la Société Géologique de France*, 1940, p. 3 à 15, p. 13).

¹⁴ Cette meulière a été signalée souvent par les auteurs du siècle dernier et, plus récemment, par M. Birot dans un compte rendu d'excursion aux abords de Roche-sur-Grâne (*Revue du Nord*, t. XXXIV, n° 135, juillet-septembre 1952, p. 84).

plus, des vallées bien marquées découpaient la région : les indentations discordantes du Burdigalien l'indiquent en particulier aux environs de Valaurie et de Grignan, au Sud. La meulière permet de préciser leur tracé et d'analyser leur profil sur d'assez grandes distances à la surface des plateaux de Grâne et de Réauville. On distingue ainsi un réseau peu hiérarchisé, correspondant d'assez près à celui d'aujourd'hui. Prenons comme exemple la vallée de la Granette entre le pont de Roche-sur-Grâne et Autichamp : on voit la meulière développée aux flancs de la vallée actuelle sur les diverses assises chatto-aquitaniennes de la façon la plus nette jusqu'à une vingtaine de mètres au-dessus de la rivière. Remarquons aussi que celle-ci a retrouvé son ancien tracé, après le départ de la mer miocène et la régression de la mer plaisancienne, en exhumant chaque fois sa vallée fossile. Cette constance n'est pas fortuite : la Granette suit aujourd'hui une série de failles d'Autichamp à Grâne ; on doit en conclure qu'elles existaient déjà à l'Aquitaniens et avaient fixé la rivière primitive puisqu'elles ont rejoué après chaque émer-sion ultérieure, disloquant la surface d'accumulation mollassique et la surface plaisancienne, dirigeant ainsi à trois reprises le tracé du cours d'eau conséquent. Nous retenons pour notre propos que les rivières pré-burdigaliennes coulaient dans le même sens que celles d'aujourd'hui, car les versants meuliérisés, doux, légèrement concaves, fortement évasés, donnent un profil transversal plus large à l'aval actuel qu'à l'amont. Comme le drainage était établi sur une surface sub-structurale, celle-ci possédait donc une double pente de part et d'autre de ce qui est aujourd'hui la plaine de Monté-limar. On en déduit un rejeu anticlinal pré-burdigalien du dôme de Montélimar. On conçoit dès lors que la mollasse repose partout dans la plaine directement en discordance sur le Crétacé. L'Oligocène s'y est certainement déposé : les faciès et la faune sont absolument identiques de chaque côté, prouvant la continuité des lacs sur l'en-semble pendant toute la période ; on trouve d'ailleurs un témoin aquitaniens minuscule à Puységir. C'est l'érosion continentale pré-burdigaliens, grâce à sa vigueur décuplée par l'inflexion anti-clinale, qui a fait disparaître l'Oligocène, exhumant ainsi la surface éocène et l'aménageant peut-être. Nous avons donc là une garantie supplémentaire de l'existence d'un dôme sur l'emplacement de la plaine. En effet, l'étude attentive des synclinaux de Grâne et de Réauville y révèle la faiblesse de l'érosion post-aquitaniens et pré-burdigaliens ; comment concevoir qu'elle ait pu faire disparaître l'Oligocène entre ces deux unités avant la transgression miocène, si la région n'avait pas été anticlinale ? Surface sub-structurale au Nord et au Sud, la surface pré-burdigaliens se prolongeait donc là par une véritable surface d'aplanissement.

Les conséquences de cette phase continentale, jointes à celles de l'étape érosive pré-oligocène, sont considérables. La première avait fait disparaître les couches dures, mais surtout rigides, du Crétacé supérieur et moyen; la seconde détruit les nouvelles couches dures et rigides de l'Oligocène. A nouveau, et peut-être plus largement qu'avant, le noyau de roches tendres et souples est mis à nu. Cette zone est préparée ainsi, en deux fois, par l'érosion, pour l'inversion tectonique qui se réalisera plus facilement dès que la tendance à l'affaissement de la région rhodanienne, jusqu'ici relativement faible, sera beaucoup plus accentuée.

L'inversion tectonique au Miocène.

Les synclinaux qui bordent au Nord et au Sud la plaine de Montélimar jouent pendant tout le Miocène. Fontannes a souligné depuis longtemps les différences angulaires du pendage entre les diverses couches mollassiques, de moins en moins inclinées vers l'axe synclinal au fur et à mesure qu'elles sont plus jeunes ¹⁵. Les mouvements se poursuivent même après le Plaisancien; tout au moins pouvons-nous prouver le rejeu du synclinal de Grâne à cette époque. En effet, nous avons découvert un lambeau de Plaisancien dominant la vallée de la Granette (au quartier de German, au Nord des fermes Bonnard et Marcel, carte au 1/20 000^e) appartenant sans aucun doute au remblaiement marin de cette vallée. Cet affleurement n'est pas encadré par des failles, et son soubassement mollassique, atteint par des puits, est à 300 mètres exactement. Or, au droit même de l'embouchure de la Granette, les sondages n'ont pas touché le fond de la vallée pré-pliocène à —200 m, soit à 60 m d'altitude environ ¹⁶. On devrait donc envisager pour la Granette pré-pliocène une pente de 70 m environ par kilomètre au moins, ce qui paraît absolument impossible pour une petite rivière assez mal alimentée. A titre de comparaison, les ruisseaux sous-coironiques du même âge ne présentaient qu'une déclivité maximum de 8 m au kilomètre. Nous pouvons donc affirmer avec certitude que la bordure Nord de la plaine de Montélimar a été à nouveau gauchie postérieurement au Plaisancien. En même temps, sa bor-

¹⁵ Fontannes (F.), *Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le Bassin du Rhône, Bassin de Crest et Bassin de Vian*.

¹⁶ Fontannes, *Bassin de Crest*, p. 61; et Sayn, Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Valence, Alais et Nîmes (*Bull. Société Géologique de France*, tome X, 1910, p. 873-891, p. 883).

dure orientale se soulevait, comme vient de le montrer récemment M. Grangeon ¹⁷.

Mais ces mouvements, miocènes ou plus récents, n'ont plus eu comme résultat d'accentuer le dôme montilien. Depuis le Miocène, celui-ci en effet passe au synclinal mais progressivement, par tranches méridiennes, de l'Est à l'Ouest. L'Est s'affaisse d'abord au Burdigalien, avec timidité : le faciès de la molasse à *Pecten Subbenedictus* des témoins de Puygiron, la Bâtie-Rolland, St-Gervais et Charols est exactement semblable à celui des affleurements plus méridionaux ou plus septentrionaux qu'ils permettent de relier et ils sont peu épais. A l'Ouest au contraire, sur l'emplacement de la forêt de Marsanne, un relief domine la mer, relief assez volumineux pour nourrir les poudingues deltaïques grossiers de Grâne, faciès absolument aberrant à ce niveau dans toute la région. Au Vindobonien au contraire, c'est essentiellement la partie occidentale de la plaine qui subit un mouvement négatif et très énergique; peut-être même la tranche orientale reste-t-elle émergée à cette époque, car ni l'Helvétien ni le Tortonien n'y sont représentés. Ce mouvement, qui amène la transgression du Vindobonien sur le Crétacé, se décompose plus exactement en un jeu subsident d'une série de minces synclinaux, en gros N.S. : ceux de Condillac, de Sauzet, de Savasse, dans lesquels s'entassent des épaisseurs considérables de sables helvétiens très fins. M. Goguel voit dans ces accidents des dépressions pré-miocènes ¹⁸, mais sa remarque manque un peu de précision; or, nous pouvons la compléter. En effet, les calcaires barrémiens ou aptiens présentent bien un pendage plus accentué que celui de la molasse en quelques points où on peut observer le contact, par exemple en aval de Condillac (rive gauche du ruisseau), à l'extrémité S.E. de ce synclinal ou légèrement en aval de St-Marcel-de-Sauzet, dans la dépression de Savasse (affleurement de molasse non figuré sur la carte géologique) ¹⁹. Mais nulle part le Burdigalien n'existe dans ces coupes à la base du Vindobonien. Donc ces synclinaux, bien qu'ébauchés sans doute, étaient assez peu marqués au Miocène inférieur puisque la mer ne les a pas envahis. D'autre part, comme d'après la faune le faciès y

¹⁷ Grangeon (abbé), *Contribution à l'étude des terrains tertiaires, de la tectonique et du volcanisme du massif du Coiron*; et J. Masseport. Compte rendu de cet ouvrage (R.G.A., 1957, n° 1).

¹⁸ Goguel (J.), *Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors* (Bulletin Service Carte géologique, n° 223, t. XLVI, 1947, 46 p., 31 fig., p. 23).

¹⁹ Le synclinal vindobonien de Condillac est en réalité superposé à une véritable combe crétacée; sans doute est-il encadré par des failles.

reste sublittoral, ces plis ont joué de façon subsidente pendant tout le Vindobonien et se sont accentués ensuite.

Deux faits concomitants sont donc à souligner : l'individualisation pour la première fois de la forêt de Marsanne, l'affaissement de la plaine de Montélimar. De leur rapprochement, on déduira l'âge miocène et plus vraisemblablement helvétique de la flexure et des failles de la région de Marsanne, l'âge miocène et plus vraisemblablement burdigalien des flexures et des failles orientales et méridionales. Ces accidents ont d'ailleurs rejoué postérieurement jusqu'au Quaternaire, en même temps que les gauchissements persistants des bordures Nord et Sud de la plaine.

Au reste, au Pontien la dépression est sans doute encore peu marquée. En effet, on n'y trouve nulle part de témoins des conglomérats de cette époque qui, dans la plaine valentinoise et dans celle du Comtat, forment des accumulations deltaïques puissantes, surtout dans la dernière, au débouché de l'Eygues. Pourtant une grosse rivière, le Roubion, y pénétrait. On peut difficilement accuser l'érosion ultérieure d'avoir fait disparaître en totalité ces formations solides. Peut-être le Bas Diois avait, à cette époque, un relief moins accidenté que les Baronnies et qu'il était ainsi moins capable de nourrir son émissaire en alluvions grossières. Mais on peut aussi bien rendre responsable de cette lacune la faiblesse contemporaine de l'affaissement montilien. Alors qu'au droit de l'Eygues, la rupture brusque de la pente obligeait la rivière à abandonner sa charge, le profil du Roubion devait être suffisamment tendu pour que rien de tel ne se produise. Ainsi il semble bien que la dépression montilienne ne s'est établie au niveau relatif des autres plaines par rapport au Rhône qu'à la suite des mouvements et des érosions plio-quaternaires. C'est ce qui explique que les glacis quaternaires d'érosion y aient pris une extension particulièrement étendue.

Conclusion.

Ainsi, la plaine de Montélimar a-t-elle acquis sa figure actuelle d'alvéole affaissé de façon toute récente, après une histoire tectonique complexe : région déprimée au Crétacé inférieur et moyen, anticlinal jusqu'au Miocène, synclinal ensuite, elle a donc subi une série de pulsations tectoniques contraires, illustrant peut-être, à petite échelle, ces « mouvements oscillatoires » chers aux géo-

logues russes ²⁰. Ces mouvements sont caractérisés à la fois par des plis et par des dislocations verticales : c'est qu'ils se sont produits à l'interférence de deux zones structurales : le Massif Central et les Alpes. Les gauchissements et les fractures du socle y ont eu certes une influence prépondérante et se sont transmis jusqu'à la couverture, jamais bien épaisse, surtout après l'usure des érosions successives. Mais les plissements pyrénéens et alpins ont agi aussi sur cette couverture, surtout les premiers, quand elle était encore complète.

On devine une disharmonie structurale permanente entre les deux aspects de l'écorce, le socle et sa couverture, permanente mais plus ou moins prononcée. Elle paraît avoir une double cause : les contrastes de rigidité entre masse hercynienne et volume sédimentaire, mais aussi la double nature des forces tectoniques : tectonique profonde à effet principalement vertical, tectonique superficielle à effet horizontal. Tantôt l'une l'a emporté, tantôt l'autre, suivant leur puissance respective et, pour la seconde, suivant les facilités que lui accordait le matériel, c'est-à-dire en somme le relief contemporain, lui-même compromis provisoire entre structure et érosion.

²⁰ Voir en particulier : L. B. Roukhine, *Bases de la lithologie*, 3 fascicules, 1955. Traduction de Piétrisson de St-Auban (*Annales du Centre d'études et de documentations paléontologiques*, n° 9, Paris).