



HAL
open science

Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors - Alpes françaises

Narayanaswami Dasarathi

► **To cite this version:**

Narayanaswami Dasarathi. Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors - Alpes françaises. Géologie appliquée. Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1965. Français. NNT: . tel-00607302

HAL Id: tel-00607302

<https://theses.hal.science/tel-00607302>

Submitted on 8 Jul 2011

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.

AVANT - PROPOS

Ayant été formé essentiellement comme un Pétrographe des roches éruptives et ayant surtout travaillé dans le domaine de géologie de sub-surface, ce n'est qu'à Grenoble, que j'ai pu entreprendre un travail sur la géologie d'un terrain sédimentaire à proprement parler. Si une telle entreprise, ainsi qu'une rapide connaissance des Alpes, ont pu être menées à bien, je le dois surtout à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS pour ses conseils toujours si pertinents et pour l'aide qu'il m'a apportée constamment, tant sur le terrain qu'au Laboratoire et notamment dans la mise au point du texte. Je lui en suis infiniment reconnaissant.

Que Monsieur le Doyen L. MORET et Monsieur le Professeur R. BARBIER qui m'ont accueilli dans leur Laboratoire avec une si chaude cordialité veuillent bien accepter ma profonde gratitude.

Je tiens à remercier MM. J. SARROT-REYNAULT et P. VIALON pour leurs conseils et fructueuses discussions. Tous mes remerciements vont également à MM. les Professeurs R. MICHEL et P. GIRAUD et MM. C. KERCKHOVE, M. GIDON, J. P. THIEULOY etc :, pour leurs encouragements et pour leur aide à mieux comprendre les problèmes géologiques des Alpes.

Je ne peux pas oublier le personnel technique du Laboratoire ainsi que mes amis de la salle DANIEL DONDEY et de l'étage "B" pour leur aide pendant ce travail.

Toute ma reconnaissance va vers Monsieur le Directeur H. RAVEAU, Madame M. PHILIBERT et son équipe du Centre Régional des Oeuvres Universitaires de Grenoble pour avoir rendu mon séjour en France si agréable. Je remercie également le Gouvernement français pour la bourse qu'il m'a fournie et le Gouvernement indien qui m'a sélectionné pour celle-ci.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

Cadre géographique

A. Situation et limites de la région	----- 1
B. Physiographie	----- 1
C. Hydrographie	----- 2
D. Les Terrains superficiels	----- 2

Cadre géologique

A. Introduction et le but de ce travail	----- 4
B. Les Recherches antérieures	----- 4

STRATIGRAPHIE

Mésozoïque

1. Tithonique	----- 9
2. Berriasien	----- 9
3. Valanginien	
1. Région de Beauregard-Baret	----- 10
2. Région de Barbières	----- 10
3. Région de St. Vincent - Peyrus	----- 11
4. Chaîne de la Raye	----- 16
4. Hauterivien	
1. Région de St. Nazaire	----- 16
2. Région de Beauregard-Baret	----- 17
3. Région de Barbières-St. Vincent	----- 17
4. Région de Peyrus	----- 19
5. Chaîne de la Raye	----- 19
5. Barrémien et bédoulien	
1. Le complexe urgonien	----- 20
2. Le faciès pélagique	----- 23
6. Albo-Aptien	----- 26
7. Crétacé supérieur	----- 27

Tertiaire

1. Eocène	----- 31
-----------	----------

2. Oligocène		
A. Le Royans	-----	32
B. La bordure occidentale des Monts du Matin	-----	33
3. Miocène		
A. Le Royans	-----	36
B. La bordure occidentale des Monts du Matin	-----	37

TECTONIQUE

Description structurale

1. Zone périclinale du Nord	-----	41
2. Anticlinal de Beauregard-Baret	-----	45
3. Anticlinaux médians	-----	51
4. Structures méridionales	-----	54
5. Joints	-----	59

Evolution structurale

1. Introduction	-----	61
2. Analyse	-----	62
3. Description des phases tectoniques	-----	62
4. Considérations tectoniques sur les régions voisines	-----	66
5. Conclusions tectoniques	-----	66

HISTOIRE GEOLOGIQUE	-----	68
---------------------	-------	----

SOMMAIRE	-----	74
----------	-------	----

BIBLIOGRAPHIE	-----	80
---------------	-------	----

ANNEXE N° 1 - Les Coordonnées LAMBERT des localités	-----	85
---	-------	----

ANNEXE N° 2 - Planches des photos	-----	86
-----------------------------------	-------	----

Liste des Figures

1. Les Monts du Matin	-----	3
1. a Contexte Géologique du Vercors	-----	7
2. Série du Valanginien supérieur à Barbières	-----	12
3. Détail des affleurements du Valanginien supérieur	-----	13
4. Corrélation des faciès du Valanginien aux environs de Barbières	-----	14
5. Corrélation des faciès du Valanginien entre St. Vincent et Peyrus	-----	15

6. Série de l'Hauterivien à St.Vincent	-----	18
7. Corrélation des faciès de l'Urgonien	-----	24
8. Corrélation des faciès du Crétacé moyen	-----	25
9. Corrélation des faciès du Crétacé supérieur entre Forêt de Saou et Vercors	-----	29
10. Répartition des faciès du Crétacé dans les Monts du Matin	-----	30
11. Répartition des faciès du Tertiaire dans le Royans	-----	38
12. Répartition des faciès du Tertiaire entre Barcelonne et La Beaume Cornillane	-----	39
13. Schéma structural des Monts du Matin	-----	42
14. Coupes sériées de la zone périclinale du Nord	-----	46
15. Coupes sériées des anticlinaux médians	-----	47
16. Coupes sériées des structures méridionales	-----	56
17. Carte interprétative de l'Anticlinale de la Raye	-----	57
18. Génèse des écailles miocènes de la Raye	-----	58
19. Schéma montrant la liaison entre la faille du socle et les plis de couverture	-----	61
20. Bordure du Vercors : Coupes interprétatives des géologues pétroliers	-----	65

Cartes hors du texte

1. Carte géologique à 20,000e
2. Carte géologique à 50,000e
3. Carte géologique (interprétative) à 20,000e.

INTRODUCTION

CADRE GEOGRAPHIQUE

A - SITUATION ET LIMITES DE LA REGION :-

Comme ce sont les premières montagnes illuminées par l'aube matinale, les Valentinois ont désigné cette région sous le nom "Monts du Matin". Ces montagnes font partie du Vercors et forment sa bordure occidentale. Elles s'étendent du confluent de la Bourne et de l'Isère, près de St. Nazaire en Royans, jusqu'à Crest. Mais nous limiterons la région d'étude à la Baume Cornillane au Sud. A l'W, les Monts du Matin s'arrêtent immédiatement au-dessus de la haute terrasse de la plaine de Valence, suivant une ligne N-S, jalonnée par les villages de la Baume d'Hostun, Beauregard-Baret, Rochefort-Samson, Barbières, St. Vincent-la-Commanderie, Peyrus, Chateau-Double, Combovin, Barcelonne et la Baume Cornillane. A l'E, la chaîne est limitée dans sa partie Nord, par la Bourne et le Royans; dans sa partie médiane par la vallée de Léoncel; au Sud, la limite passe par la Vacherie et à l'E du plateau du Chaffal.

B - PHYSIOGRAPHIE :-

Les Monts du Matin montrent plusieurs unités physiographiques nettes :

1. Au contact immédiat de la plaine de Valence, se voit une avant-chaîne, parallèle à la ligne des crêtes principales, avec de basses montagnes allongées presque N-S. Les torrents issus de l'intérieur forment des cluses perpendiculaires à la chaîne. Ces cluses s'ouvrent toutes à des altitudes de 400-450 m. et l'avant-chaîne atteint des altitudes de 1000 m. au Nord de Beauregard; 650 m. aux environs de Rochefort, de Barbières et de St. Vincent; 600 m à Peyrus; 530 m. à Combovin et 450 m. entre Barcelonne et la Baume Cornillane.
2. A l'Est, viennent des contreforts orientés E- W, perpendiculaires à l'avant-chaîne. Ce sont de petites collines E-W, qui orientent le réseau hydrographique dans le même sens.
3. Plus à l'Est, se dressent les crêtes principales, qui présentent à leur base une pente raide couverte d'éboulis et au sommet une magnifique falaise très régulière.

Au Nord de la latitude de Beauregard-Baret-Oriol-en-Royans, les unités ci-dessus sont difficilement séparables et l'extrémité septentrionale des Monts du Matin est constituée par de basses montagnes qui descendent en pente continue jusqu'à l'Isère.

La dernière unité physiographique peut-être divisée en trois régions séparées :- a) Chaîne de Musan-Epinet; b) Plateau du Chaffal; et c) La Raye. Depuis Rochechinard jusqu'au Col de Tourniol, la première région est bien

marquée avec ses hautes crêtes alignées presque N-S (ou NNE-SSW) et quelques sommets supérieurs à 1200 m. (Rocher du Roi Gros-Nez 1326 m. ; Rochers des Deux Soeurs 1330 m. etc.). Sa partie orientale descend dans la vallée de Léoncel (900 m.) au Sud et dans le Royans (400 m.) au Nord. Dans la deuxième région, il n'y a pas de versant E, à proprement parler. Au Sud du Col de Tourniol, cette région forme un immense plateau ondulé avec de petits pics (Chabreille 1100 m. ; Le Perruclat 1126 m. ; Pierre Chauve 1308 m. , la Cote Blanche 1136 m. etc.). A l'W, elle forme une série de cirques orientés presque NE-SW (Cirque de Peyrus, de la Rune, des Hières, de la source de la Veore etc.). La troisième région (La Raye) est une montagne allongée N-S avec des sommets moins nets et plus boisés (Chalamat 888 m. etc.).

C - HYDROGRAPHIE :-

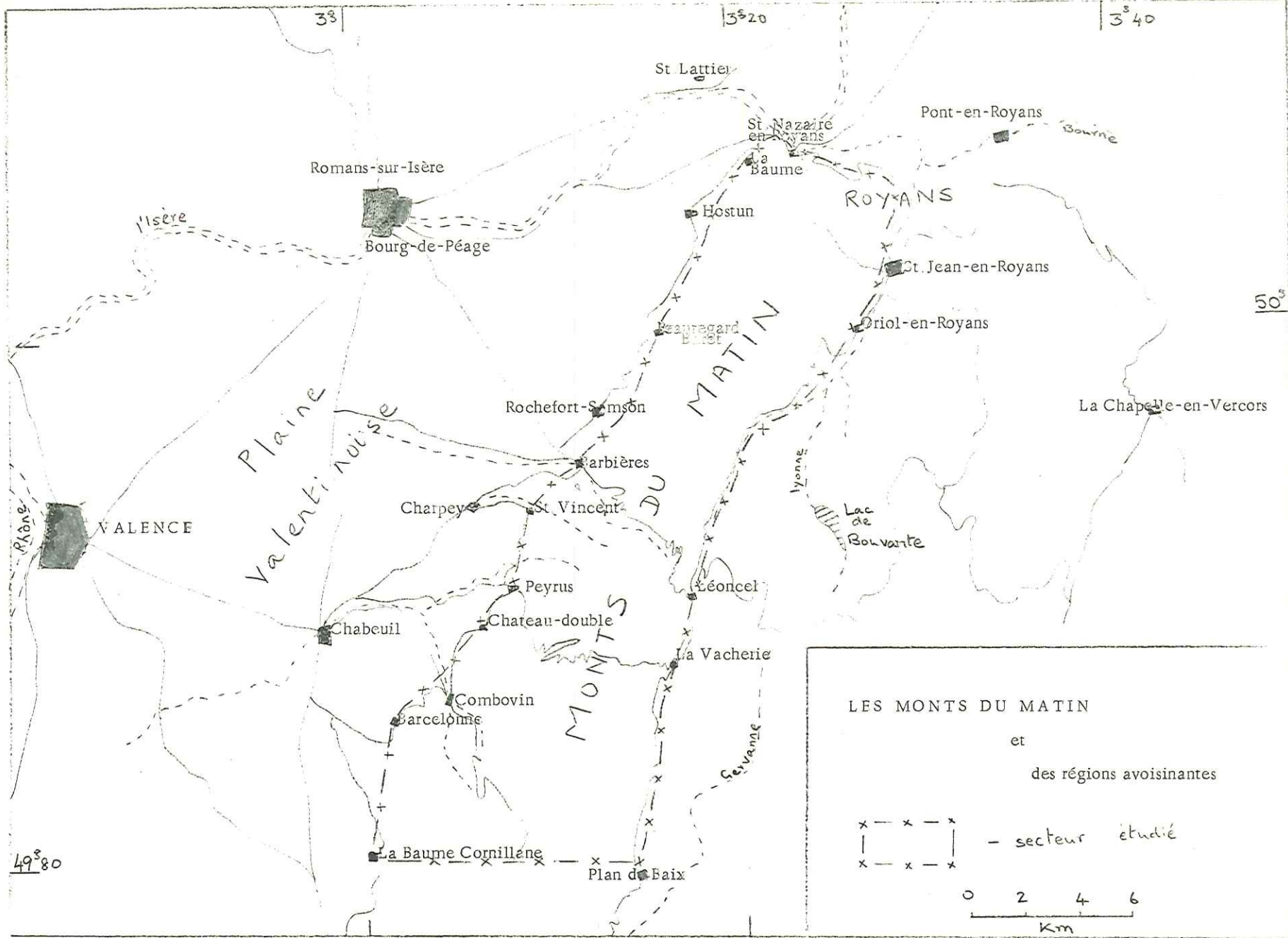
Les cours d'eau issus de la chaîne ne sont, en général, que des ruisseaux et de petits torrents. Parmi eux, seulement deux sont plus importants :- 1. La Veore qui naît sous l'extrémité Nord de La Raye (au Sud de la ferme de St. Raymond), passe ensuite par les villages de Combovin, Chabeuil etc. et va se jeter dans le Rhône après un cours de 33 Km. - 2. Le Léoncel qui, sortant de ce village, coule parallèlement à la chaîne de l'Epinet-Musan et va se jeter, après 10 km. de parcours, dans la Lyonne, au Sud d'Oriol-en-Royans.

Les ruisseaux ont de l'eau toute l'année à leur source mais en pénétrant dans la plaine valentinoise, ils se perdent dans le sous-sol formé des cailloux roulés des alluvions fluvio-glaciaires. Dans le plateau du Chaffal, formé de calcaires diaclasés, l'eau de pluie disparaît rapidement et on n'y trouve aucune source ni cours d'eau. Mais ces eaux réapparaissent beaucoup plus bas, au contact des marnes sous-jacentes, en de belles sources aux pieds des rochers escarpés. Tous les ruisseaux de cette région qui coulent vers l'W proviennent de telles sources situées à des hauteurs différentes :- La Veore à 600 m; Les Grès à 750 m; La Boisse à 700 m; La Barberolle à 900 m. etc. Le Léoncel dérive ces eaux d'un terrain sableux (et marécageux) à une altitude de plus de 900 m.

D - LES TERRAINS SUPERFICIELS :-

- a) Les Cônes de déjections :- Tout le long de la bordure occidentale des Monts du Matin, les cônes de déjections anciens occupent une immense surface. Ces cônes montrent peu de variation dans leur contenu et leur dimension.
- b) Les Terrasses :- Elles occupent une large surface dans le Royans, au Sud de la Bourne. En général, elles ont une épaisseur de 3-4 m au-dessus des niveaux tertiaires. Elles contiennent essentiellement des éléments de calcaires urgoniens (ou Senoniens) roulés.
- c) Les Eboulis :- Aux environs de Barbières-Rochefort et de St. Vincent, se voient des éboulis anciens formés généralement d'éléments urgoniens. Au pied des grandes falaises orientales, une importante couverture d'éboulis anciens est revêtue d'une végétation, très dense et cache complètement les affleurements.

Tout le long du flan Ouest de Musan, de l'Epinet et de la Raye se trouvent de grandes surfaces d'éboulis vifs, formés d'éléments urgoniens de taille variable. Sur la route D.68, à environ 4 Km à l'W du Col des Limouches, se voit un magnifique écroulement dans la falaise urgonienne (Le Rocher Ecrasé). Cet écroulement s'est produit à une hauteur de 50 m et une largeur de 80 m. Dans le flanc E de la Cote Blanche s'observent aussi de nombreux écroulements. L'Urgonien qui descend en surface structurale vers l'E montre des glissements dans deux secteurs (Les Rochers



- l'ensablement progressif des marnes gargasiennes vers le Nord, au Chaffal et la présence de la "Lumachelle du Gault" intimement liés aux marnes ensablées.

- la "couche à Orbitolines supérieur" est probablement d'âge Gargasien.

- l'importance des courants marins et des irrégularités de stratification pendant le Crétacé moyen.

G. Sayn (1908) signale dans l'Urgonien de Barcelonne la présence d'Heteroceras Astieri établissant ainsi un parallélisme entre l'Urgonien inférieur et le Barremien. En 1932, il donne des descriptions de gastropodes qu'il a trouvés au même endroit et confirme ainsi l'âge barremien de ces calcaires. En 1925, Kilian et Sayn donnent une synthèse tectonique pour les plis occidentaux du Vercors. Selon eux, les Monts du Matin représentent un empilement d'anticlinaux fortement refoulés vers l'extérieur pendant la phase post-Miocène.

J. Goguel (1938), à propos de la révision de la feuille géologique de Valence au 80.000e, indique les faits nouveaux suivants :

- Présence du "Calcaire du Fontanil" dans l'anticlinal de Beauregard et sa disparition aux environs de Peyrus.

- Présence de plusieurs niveaux marneux à Orbitolines dans le complexe urgonien.

- Importance de la brèche oligocène à Barcelonne - La Baume Cornillane, probablement d'âge Chattien comme celle d'Alès. A cet égard, il conclut que "la formation de cet escarpement (dus à des failles) implique une érosion très considérable dont l'origine n'est pas très claire, car les mouvements ante-oligocènes paraissent peu importants".

- Les lambeaux molassiques, inclus dans l'Oligocène aux Pialoux et environs de Barcelonne, sont dus à des accidents tectoniques post-Miocènes.

En 1943, P.R. Giot établit la stratigraphie détaillée du Royans. En outre, c'est lui qui, le premier, met en évidence la paleo-relief, émergé à l'Eocène, des Monts du Matin et son importance dans la sédimentation tertiaire du Royans. J. Goguel (1946, 1947, 1948) poursuivant ses travaux dans les subalpins, démontre :

- L'importance des failles de décrochement dans le Diois et la Chartreuse;

- La continuation des plis et des failles parallèles aux Monts du Matin, dans le Bas-Dauphiné, jusqu'au Jura.

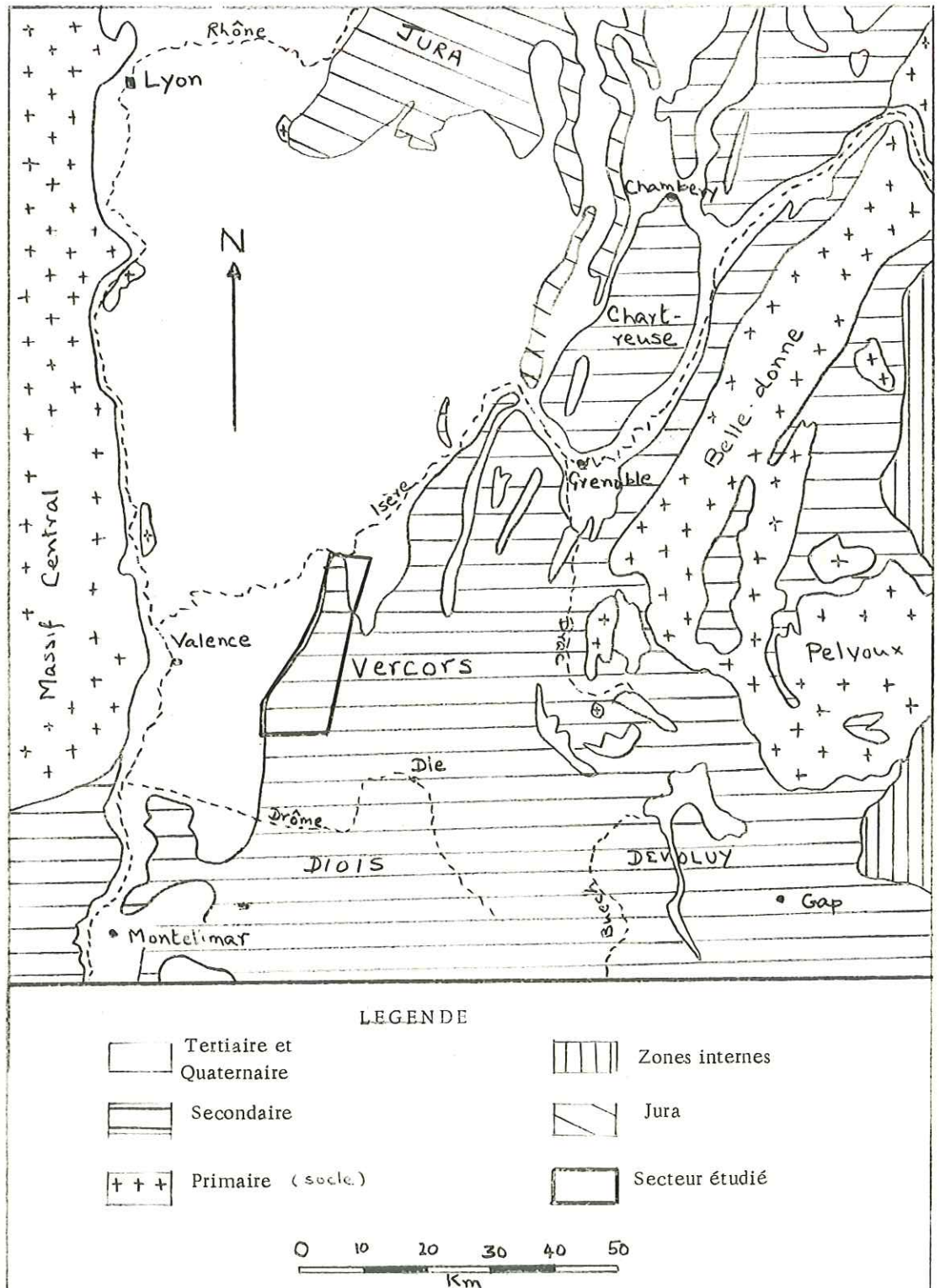
- La présence probable d'une épaisse série obligocène dans le Bassin de Valence sur un sub-stratum déjà plissé.

En 1949, A. Michaud étudie en détail l'Oligocène de la région de Barcelonne - La Baume Cornillane. Plus à l'Est, M. Rimbaud (1949) et E. Gerin (1951) étudient respectivement l'anticlinal de St. Gervais et la région de Pont-en-Royans. Pendant ce temps, J. Sornay (1946, 1950) admet que la transgression senonienne est arrivée plus tard sur le Vercors et de l'Est vers l'Ouest. R. Barbier (1950) montre, à Villard-de-Lans, qu'une partie, au moins, de la "Lumachelle du Gault" doit être rapportée à l'Aptien.

En 1955, M. Orgeval et J.L. Rumeau, dans leur travail sur les perspectives pétrolières du couloir rhodanien, soutiennent le chevauchement général du Vercors occidental sur le Bassin de Valence. En 1958, vient le document, très important, de C. Germain et G. Demaison de la Société des Pétroles de Valence. Ils montrent, après leurs travaux dans le Bassin de Valence,

- L'existence d'une bande d'Oligocène tout le long de la bordure occidentale du Vercors,

CONTEXTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DU VERCORS



- L'importance de l'érosion ante-éocène et la présence de plusieurs plis secondaires dans le Bassin de Valence,
- l'absence de déversement de l'anticlinorium de St. Nazaire sur le Bassin molassique, mais une forte dissymétrie: les accidents deviennent plus intenses à l'intérieur du massif.
- le parallélisme entre les zones de sédimentation du Crétacé et les alignements hercyniens varisques.

Dernièrement, S. Rueff (1961 - Raye méridionale), D. Auclair (1961 - Vallée de Gervanne), J. P. Thieuloy (1959 - Vercors méridionale), J. Bellamy (1963 - Vercors septentrional) et A. Le Page (1963 - Vercors occidental) ont précisé nos connaissances sur la stratigraphie et la tectonique des régions voisines de la nôtre.

STRATIGRAPHIE

MESOZOIQUE :-

Dans cette partie, nous étudierons successivement les différents étages stratigraphiques qui affleurent dans la bordure occidentale du Vercors. Auparavant nous précisons que notre description ne comportera que des divisions essentiellement litho-stratigraphiques auxquelles nous appliquerons les noms d'étages bio-stratigraphiques en nous basant surtout sur les analogies de faciès. Cette méthode est la plus commode dans cette région de transition, pauvre en fossiles.

1. TITHONIQUE :

La série stratigraphique de notre région commence avec les calcaires du Jurassique supérieur qui n'apparaissent que dans la cluse de Beauregard-Baret. Le calcaire tithonique, gris, sub-lithographique, en bancs de 20-25cm ne se voit que dans deux minuscules affleurements - l'un dans le ravin de Tête d'Homme, un peu au SW de la ferme de Tête d'Homme, l'autre dans la région de confluence du ravin de l'Ecalon avec le ravin des Tourniers. Il n'a pas plus de 6m d'épaisseur et est recouvert par les marno-calcaires berrasiens en concordance apparente. Son épaisseur réelle n'a pu être mesurée que grâce à deux forages effectués par la société des Pétroles de Valence (Germain et Demaison, 1958). Dans le forage de St.Lattier, au N de notre terrain, les calcaires tithoniques (y compris Kimmerdigien) ont plus de 300m d'épaisseur. Au forage de Beauregard-Baret, le Tithonique a montré une épaisseur variable pour les raisons tectoniques; sa partie inférieure était, par ailleurs, dolomitisée. (Renseignements de la Société des Pétroles de Valence.)

2. BERRIASIEN :

Avec le Berriasien, nous entrons dans le domaine dit des "faciès mixtes" qui forme la zone intermédiaire entre les faciès calcaires jurassiens et les faciès marneux de la "fosse vocontienne"; cette distinction ne vaut, rappelons-le, que pour le Crétacé inférieur.

Les marno-calcaires (nous les attribuons au Berriasien par analogie de faciès) gris noirâtres, un peu argileux et en lits de 10cm d'épaisseur, ne se trouvent, eux aussi, que dans la région de Beauregard-Baret. Ils se distinguent des bancs tithoniques par leur moins grande compacité, leur système parallélipédique de diaclases etc. . Leur épaisseur exacte est difficile à déterminer pour des raisons tectoniques mais elle est d'environ 20m. Au forage de St.Lattier, l'épaisseur était de 56m.

Aucun affleurement comparable à des couches berrasiennes typiques ne se voit en dehors de Beauregard-Baret. Cependant nous avons trouvé quelques ammonites en mauvais état (Berriasella ?) dans le coeur de l'anticlinal

de St. Vincent qui peut laisser affleurer la partie supérieure du Berriasien.

3. VALANGINIEN :

Notre terrain est caractérisé par la dualité de la lithologie de la série valanginienne proprement dite, avec une zone marneuse à la base et une zone calcaire au sommet. La zone inférieure montre tous les caractères d'un sédiment de talus continental subsident tandis que la zone supérieure montre un faciès littoral, typiquement jurassien avec des calcaires zoogènes ou sub-récifaux. Notre terrain est particulièrement intéressant car on peut y suivre, du nord au sud, la diminution en épaisseur de ces calcaires et même assister à leur disparition totale, puisque dans la chaîne de Raye, la série valanginienne est formée surtout de marnes ou de marno-calcaires.

La série inférieure marneuse est constituée essentiellement par une puissante formation de marnes ou marno-calcaires, gris-noir, compacts, avec, parfois, de minces intercalations de calcaires marneux qui forment les seuls reliefs d'une série monotone.

1. Région de Beauregard-Baret :

Sur le flanc W de l'anticlinal de Beauregard, au-dessus des marnes du Valanginien inférieur, les calcaires du Valanginien supérieur donnent deux barres continues, presque verticales, parfois déversées, séparées par une intercalation marneuse épaisse de 20m. Ils forment la Montagne des Ussets jusqu'à la cluse de Rochefort, avec une sensible réduction d'épaisseur vers le Sud. Au Nord, ces barres s'incurvent, formant les montagnes de Pierre Rousse et de la Mortières, et se relient d'une façon continue à la grande barre qui forme les différents croupes de Tête d'Homme, Montagne du Sey, La Gardette etc. sous les falaises urgoniennes de la Montagne de Musan. Mais cette barre, très facilement repérable, ne dépasse pas la maison des Peignes vers le Sud. Au-delà, la partie supérieure du Valanginien contient une série de bancs minces qui ne donnent jamais de barres continues (par exemple, les affleurements de calcaires cristallins à Verdu, sur le sentier du Pas du Bouvaret, etc.)

Les calcaires sont en bancs de quelques décimètres, séparés par les joints parallèles à la stratification. La stratification, elle-même, est à peine visible sauf dans les assises horizontales. Lithologiquement ce sont des calcaires grossiers, cristallins, spathiques, qui contiennent des entroques et sont tout à fait semblables aux "Calcaires du Fontanil" des environs de Grenoble. La barre supérieure a une épaisseur de 50m et la barre inférieure 30m. Remarquons que l'épaisseur et la nature de ces roches se parallélisent parfaitement avec celles rencontrées au forage de St. Lattier (Germain et Demaison, 1958).

2. Région de Barbières :

La meilleure coupe est celle offerte par la route qui conduit de Barbières à Toit par les Fours à Chaux. Par rapport à cette coupe, nous essaierons de voir les changements de faciès au nord et au sud (Fig. 2- 3- 4)

1. Au-dessus de l'immense masse de marnes valanginiennes vient la première barre calcaire spathique, à entroques de 4m, suivie par une couche marneuse de 8m. Cette couche est surmontée par une deuxième barre calcaire spathique qui forme la colline de Serre Peillot et a une épaisseur de 25m. En lame mince, ces calcaires montrent une grande abondance de débris organiques divers.

2. Cette association est surmontée par une nouvelle zone marneuse (30m) qui correspond à la dépression

entre Serre Peillot et le point coté 583.

3. Au-dessus viennent les assises calcaires qui affleurent près de la maison des Fours à Chaux. Ce sont, essentiellement, des calcaires marneux, gris-jaunâtres, en lits de 15cm avec de minces intercalations de marnes. Ils ont une épaisseur de 20m.

4. Les calcaires, cités précédemment, sont surmontés par des marnes jaunâtres (épaisseur 40m) qui contiennent des Brachiopodes :

Rhynchonella valangiensis Jacob & Fallot

R. multiformis Jacob & Fallot

R. corallina Leym. sp. var. néocomiensis. Jacob & Fallot

et quelques espèces de Terebratulés, mal conservés.

5. La série se poursuit par une mince couche calcaire peu argileuse (5m), gris, bicolore parfois. Cette couche entoure la colline de Pemeau à l'Est et est surmontée par une zone marneuse qui donne des talus en pente douce.

6. Les couches marneuses font place à une nouvelle barre de calcaire grossier avec entroques (du type "Calcaire du Fontanil") qui occupe tous les sommets des différentes collines voisines (Pemeau, le point coté 630 etc.). La coupe se termine avec les premières apparitions de marno-calcaires hauteriviens.

Au Nord: Dans la région de Totet-Les Combes, l'Hauterivien est en contact direct avec le niveau 5 qui prend une épaisseur de 55m et forme la partie supérieure de la zone calcaire du Valangien. Au SE de Totet, ce niveau fait place à des calcaires grossiers, cristallins (niveau 6) au sommet sur 3m. Un peu au S, la colline cotée 820 est formée essentiellement par des éléments des niveaux 1 et 2 et les marnes du niveau 2 sont suivies par les calcaires du niveau 5 en raison de l'absence des niveaux intermédiaires.

Au Sud: Toutes les falaises calcaires, en contact avec l'Hauterivien et qui se trouvent à Fayardy, Pré Gaillard etc. , sont en continuité structurale avec les calcaires de Pemeau (niveau 6) mais sont de type 5. La colline Péliboux, au N de la route D. 101, est formée par des calcaires du niveau 1, au-dessus des marnes valanginiennes typiques que l'on voit au tournant de la route, à côté de la maison de Pejoux. La route D. 101, jusqu'à son arrivée au plateau de Beaudon passe dans un petit synclinal de marno-calcaires du niveau 5. Le plateau est fait du niveau 5 qui est directement en contact avec des marnes valanginiennes typiques.

A l'Est, comme dans l'anticlinal de Beauregard, le calcaire valangien ne présente qu'une seule barre et se voit dans le Serre du Grey. Néanmoins un petit niveau calcaire de type 3 s'intercale dans les marnes sous-jacentes sur quelque distance.

3. Région de St. Vincent - Peyrus :

La meilleure coupe du Valangien se voit le long du ravin des Chichats dans la commune de Peyrus. La série commence avec des marnes du Valangien inférieur qui occupent le coeur de l'anticlinal de St. Vincent. Leur épaisseur visible est de l'ordre de 300m.

Au-dessus vient une grande barre calcaire formant des falaises à l'E des Boisses. C'est un calcaire sans débris, parfois gréseux et bicolore, avec une épaisseur de 30m. Il est surmonté par une puissante formation de marno-calcaires, en lits de 15cm avec alternance de couches marneuses. Il rappelle toutefois les marno-calcaires hauteriviens.

SERIE DU VALANGINIEN SUPERIEUR à BARBIERES

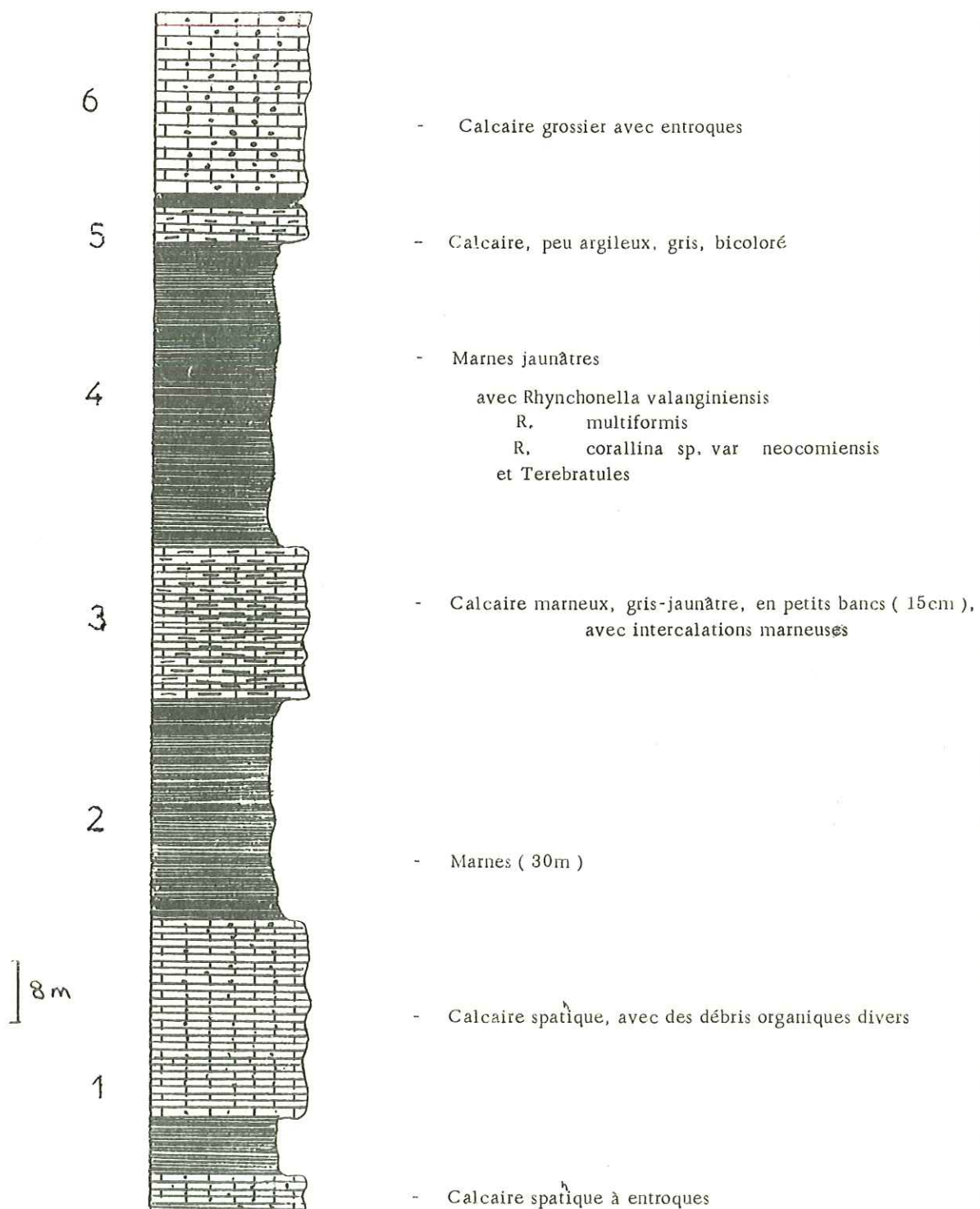


Fig. 2

Détail des affleurements
de
VALANGINIEN SUPERIEUR
au voisinage de Barbières

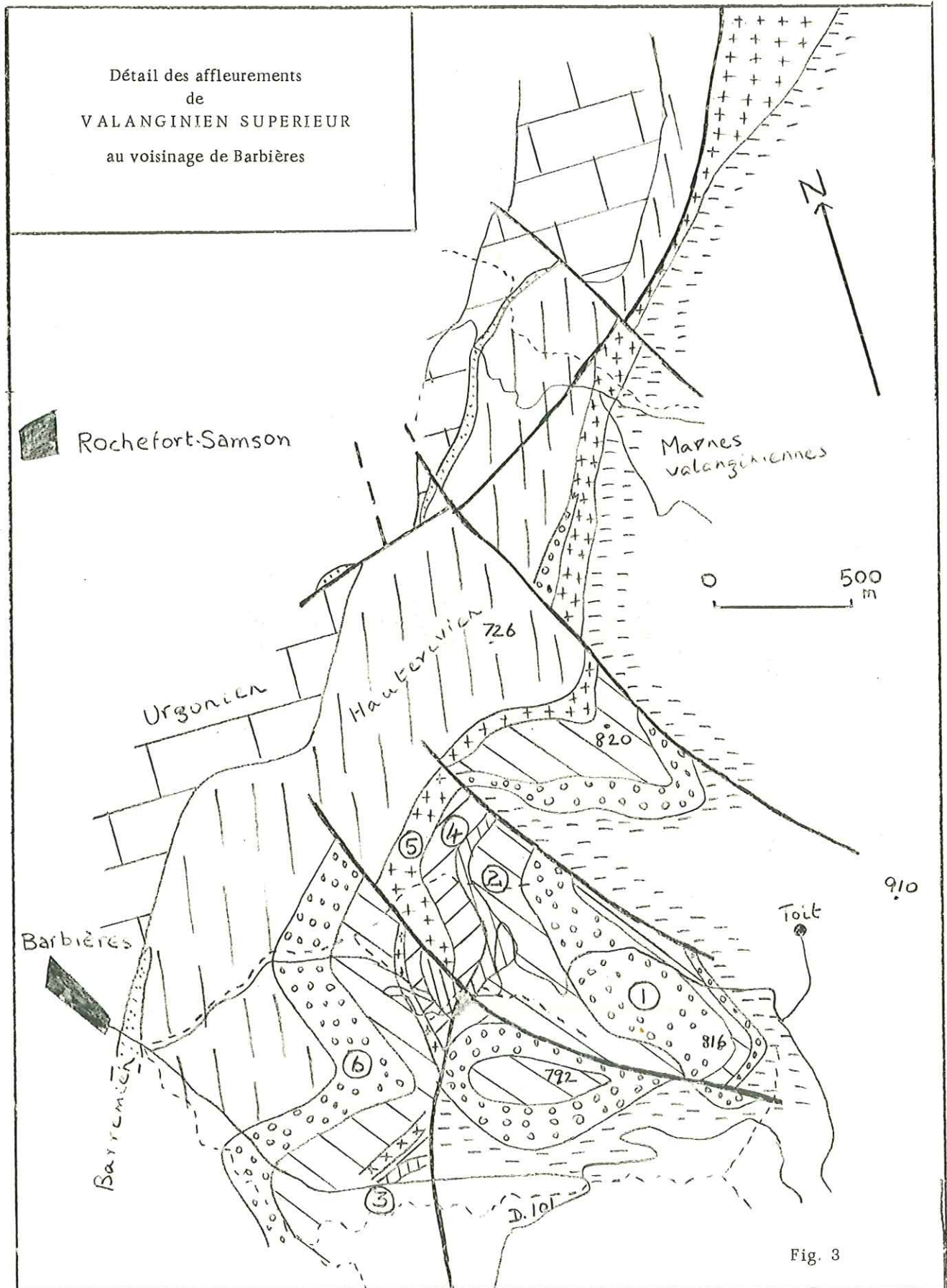


Fig. 3

CORRELATION DES FACIES DU VALANGINIEN SUPERIEUR AUX ENVIRONS DE BARBIERES

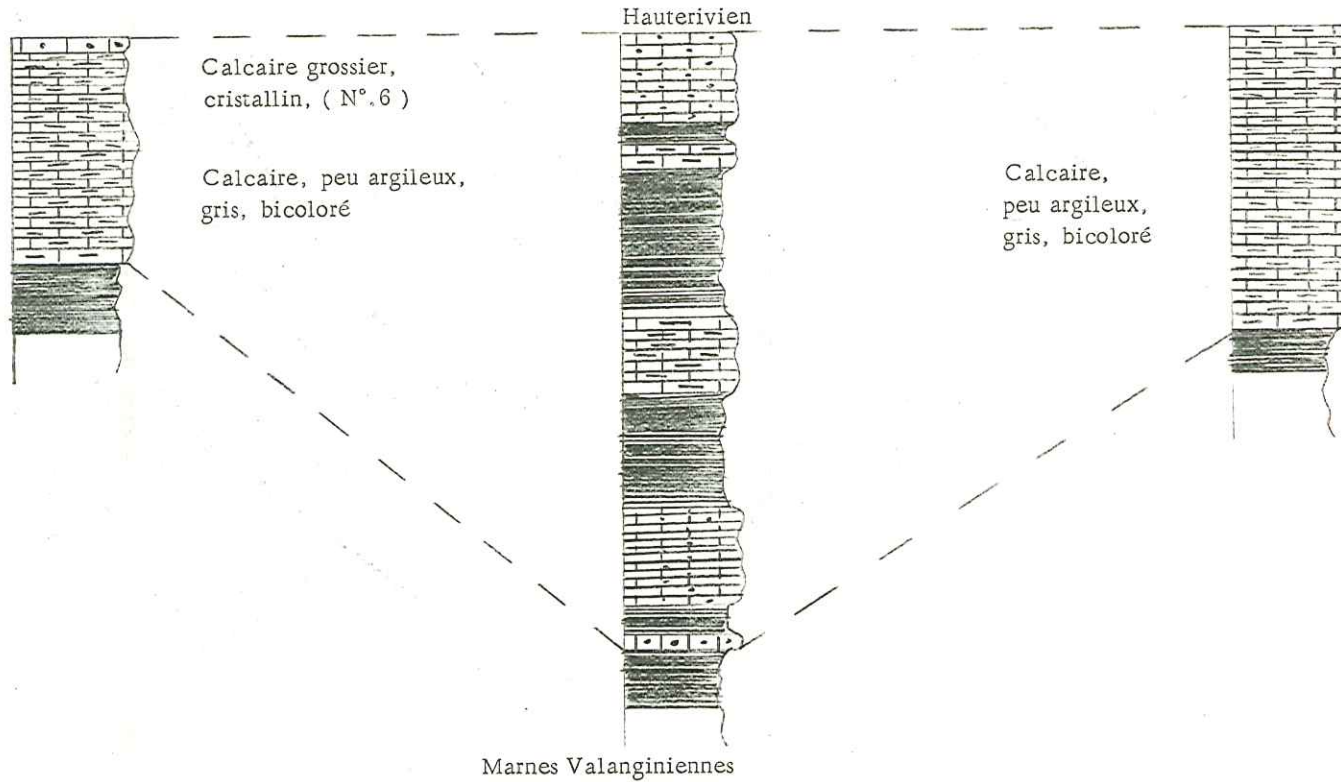
N

S

TOTET

BARBIERES

BEAUDON



20m

Fig. 4

CORRELATION DES FACIES DU VALANGINIEN SUPERIEUR entre PEYRUS et St.VINCENT

S

N

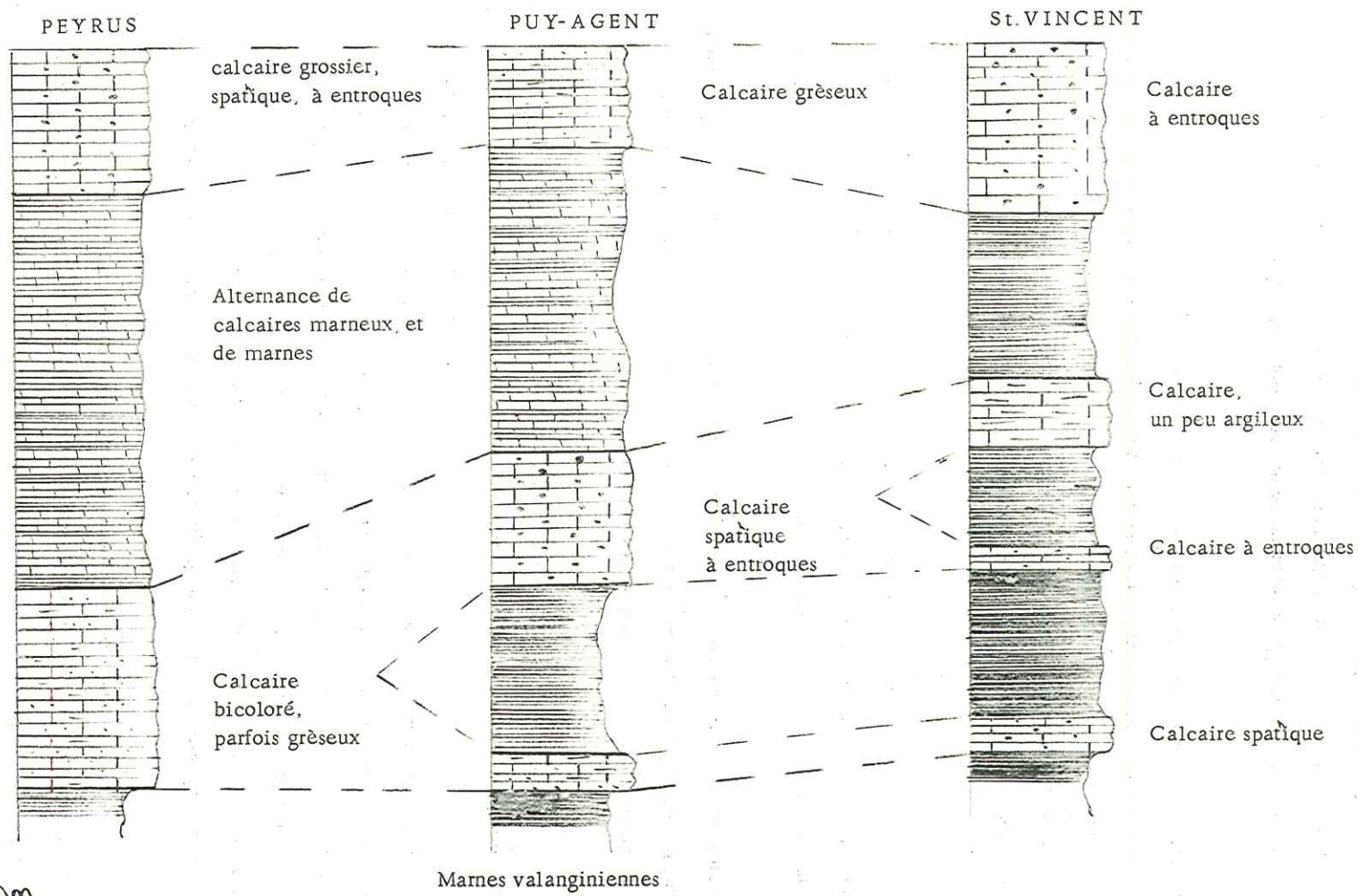


Fig. 5

Cette formation de 60m est suivie par une nouvelle barre de calcaire grossier, spathique, à entroques, lithologiquement semblable aux "Calcaires du Fontanil", avec une épaisseur de 20m. La série se termine avec des marno-calcaires, indiscutablement, hauteriviens.

Au Nord, dans la colline de Puy-Agent, les trois sous-ensembles du Valanginien supérieur se continuent avec une réduction d'épaisseur et aussi avec une différence lithologique qui fait que la 2^{ème} barre n'est plus de type "Calcaire du Fontanil" C'est au contraire la 1^{ère} barre qui montre ce type. Un mince banc calcaire, inférieur au premier, se voit dans le Béal de Caramantrant, au milieu des marnes valanginiennes, lui aussi avec des caractères zoogènes. (Fig 5)

Plus au Nord, dans la commune de St. Vincent, la barre supérieure est un calcaire spathique, à entroques, avec une épaisseur de 25m, tandis que la barre inférieure (de la coupe des Chichats) perd ses caractères et son épaisseur pour donner un banc calcaire marneux de 10m. Sur le chemin de Massegrés, au flanc Est de l'anticlinal de St. Vincent, un beau développement de calcaire marneux se voit aux dépens du "Calcaire du Fontanil". Pour retrouver celui-ci il faut aller jusqu'aux Vachères. Comme au Béal de Caramantrant, un petit niveau de calcaires sub-récifaux existe dans les marnes du Valanginien inférieur. C'est justement ici, dans ces marnes, que nous avons trouvé quelques échantillons probables de Berriasella (?).

Au sud, à partir d'un petit affleurement de calcaire grossier, à coté de la maison de Maroux sur la route D. 68, nous ne rencontrerons plus de niveau calcaire dur dans le Valanginien.

4. Chaîne de Raye :

Avec l'abondance des marnes dans cette région, qui annonce déjà les caractères vocontiens, la dualité de la lithologie valanginienne n'existe plus. Il y a passage progressif entre les marnes valanginiennes et les marno-calcaires hauteriviens. Sayn (1892) a essayé de paralléliser paléontologiquement les couches valanginiennes de Raye avec celles de Diois.

Tout le long du coeur de l'anticlinal de Raye les marnes valanginiennes affleurent avec une topographie monotone et ont plus de 350m d'épaisseur. Les marnes, gris-noir, avec plusieurs niveaux de marno-calcaires, durs, rougeâtres, contiennent surtout des Belemnites et des Ammonites mal conservés à leur sommet.

4. HAUTERIVIEN :

Comme dans le Valanginien, la série hauterivienne montre des changements de caractères stratigraphiques remarquables, avec une forte augmentation d'épaisseur du Nord au Sud. Nous l'étudierons de la même manière. Il nous faut souligner ici, que la distinction stratigraphique entre le Valanginien et l'Hauterivien est purement lithologique et le plus souvent, nous avons, cartographiquement, fixé la limite inférieure de l'Hauterivien à la première apparition de calcaires marneux avec lits de marnes intercalés :- critère, peut-être, peu valable paléontologiquement.

1. Région de St. Nazaire :

La série hauterivienne forme le noyau de l'anticlinal de St. Nazaire et affleure sporadiquement tout au long de l'axe anticlinal. A la sortie W de St. Nazaire, on observe les bancs calcaires marneux de l'Hauterivien à la base de la grande falaise d'Urgonien, avec localement un contact visible avec des calcaires barreemiens. Nous avons trouvé

un mauvais exemplaire de Toxaster à côté du cimetière. De nombreux affleurements d'Hauterivien se trouvent en voisinages des fermes de Belle Combe, St. Benoit, Laragnolle et près de la source de la Selle etc. Giot (1943) a déjà signalé, dans les affleurements de Belle Combe de nombreuses Ammonites, principalement, des Phylloceraticidés etc. que nous avons retrouvés. Dans la région de St. Benoit-Laragnolle, la série prend déjà son allure normale; c'est à dire, un ensemble de lits marno-calcaires de 15-20cm avec intercalations régulières de marnes. La présence de Crioceras Duvali à Laragnolle (Goguel, 1947) donne un âge hauterivien supérieur pour ces affleurements. L'épaisseur exacte de l'Hauterivien en ces points est difficile à déterminer à cause du manque d'affleurements et des raisons tectoniques, mais il est approximativement de 150m.

Dans le forage de St. Lattier (Germain et Demaison, 1958) l'Hauterivien montre deux faciés - au sommet, surtout des calcaires, marneux et gréseux; à la base des calcaires marneux typiques; l'ensemble offrant une épaisseur de 145m.

2. Région de Beauregard-Baret :

Tout le long du flanc Est de l'anticlinal de Beauregard-Baret, la série stratigraphique de l'Hauterivien, si évidente sur le flanc W, ne s'observe qu'en de rares points car les pentes sont couvertes de forêts ou des éboulis descendus des falaises urgoniennes.

Dans la cluse de Beauregard-Baret, au-dessus des calcaires du Valanginien supérieur vient une puissante formation de marno-calcaires de l'Hauterivien inférieur. Elle a une épaisseur de 225m avec une intercalation marneuse de 25m. Cette formation se continue à l'W jusqu'à la maison de la Combe où apparaît une barre calcaire, dure, bleu-jaunâtre, bicolore, de 20m d'épaisseur. Au delà la série continue avec des marno-calcaires typiques sur une épaisseur totale de 400m. Cette coupe montre que le banc de calcaire marneux de l'Hauterivien supérieur, vu à St. Nazaire, ne se continue pas sur une grande distance au Sud, mais elle indique la présence d'un calcaire littoral au milieu de la série supérieure. Dans le flanc Est de l'anticlinal, une barre calcaire d'Hauterivien, semblable à celle de la Combe, forme une croupe (Pt. coté 1046) immédiatement au-dessus du calcaire valanginien, qui montre la variabilité de la position des niveaux calcaires de l'Hauterivien suivant les points.

Dans la région de Rochefort, à cause des accidents tectoniques, la série complète n'affleure pas; on voit seulement quelques affleurements sporadiques des marno-calcaires typiques de l'Hauterivien.

3. Région de Barbières - St. Vincent :

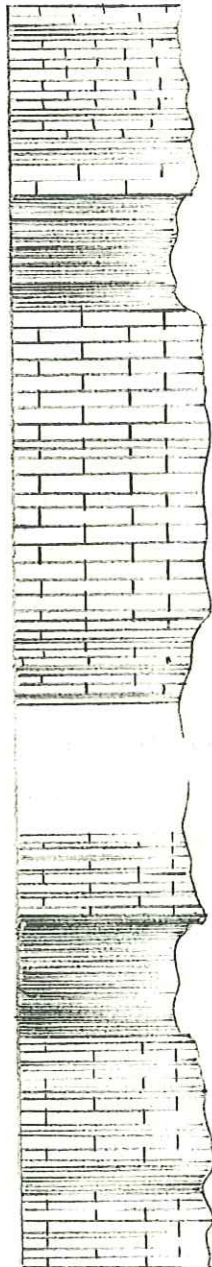
La meilleure coupe de l'Hauterivien se présente dans la cluse de St. Vincent (Fig. 6)

a) Au-dessus du "Calcaire du Fontanil" vient une première alternance, très régulière, de calcaire marneux, gris sombre à patine gris clair, en bancs de 20cm et de marnes gris-bleu de 5 - 10cm d'épaisseur. Les fossiles sont rares. L'épaisseur de cette alternance est environ de 30m.

Remarquons que le niveau glauconieux qu'on observe dans le Vercors oriental et septentrional n'existe plus dans notre région, ni dans la région voisine (Le Page, 1963), ni dans le forage de St. Lattier (Germain et Demaison, 1958), ni au Sud dans la vallée de Gervanne (Auclair, 1961).

b) Cette alternance de calcaire marneux et de marnes devient nettement plus marneuse et ces marnes affleurent

SERIE DE L'HAUTERIVIEN à St. VINCENT



- Alternance des calcaires marneux et de marnes
- Marnes à patine jaune avec intercalations de petits bancs calcaires
- Calcaire gris-bleu, à grain fin, en bancs de 30cm, avec calcite microcristallin et tests d'Echi nodernes
- Alternance des calcaires marneux et de marnes total - 200m d'épaisseur
- Marnes gris-bleu
- Alternance des calcaires marneux, gris sombres, en bancs de 20cm et de marnes, gris-bleu, de 5 - 10cm d'épaisseur

10m

Fig. 6

à l'W de la maison de Grisoux avec une épaisseur de 15m.

c) Au-dessus vient une deuxième et plus importante alternance de calcaires marneux et de marnes qui affleure dans le ravin qui descend, vers le Nord, de Côte Rotte (Pt. 623). Elle continue au nord dans le ravin de Crammaset, entourant la Côte Marie (Pt. 672) qui est formée de calcaire valanginien. Elle a, au moins, 200m d'épaisseur. Elle continue au Nord dans la région de Barbières pour donner toutes les collines hauteriviennes du Col de Côtéplane, les Buissonnes, Fayardy, Pré-Gaillard etc., qui, en même temps, relie les anticlinaux de Barbières et de St. Vincent.

d) La série se poursuit avec 40m de calcaires, durs, lités, gris-bleu, à grain fin, en bancs de 30cm avec calcite microcristalline et tests d'Echinodermes.

e) 15m de marnes à patine jaune avec des intercalations de petits bancs calcaires.

f) La 3ème alternance de calcaires marneux et de marnes qui continue au Nord dans les Baumettes. Cette association est tout à fait semblable aux précédentes et la série hauterivienne se termine avec l'apparition des gros bancs calcaires marneux du Barremien.

Dans la région entre Rochefort et Barbières, à cause du manque d'affleurement, on ne voit que des alternances de calcaires marneux et de marnes, sans intercalation de calcaire du type "d". A notre avis, le banc calcaire intercalé dans la série hauterivienne à Bauregard et à St. Vincent, se continue aussi par cette zone intermédiaire. Une alternance de calcaire marneux et de marnes se voit au Serre du Crey au-dessus des calcaires valanginiens.

Au Sud, la série se continue jusqu'à Peyrus en formant la colline de Chabrettes, mais on ne voit pas les différentes unités de la Cluse de St. Vincent. Dans le flanc Est de l'anticlinal de St. Vincent, la série hauterivienne est surtout représentée par une alternance de marnes et de calcaires marneux; mais, comme nous l'avons indiqué pour l'anticlinal de Bauregard, les éboulis urgoniens et la végétation cachent les affleurements.

4. Région de Peyrus :

A la terminaison Sud de l'anticlinal de St. Vincent la série inférieure montre les caractères typiques de l'Hauterivien, une alternance de calcaire marneux jaune grisâtre et de marnes jaunes avec cette différence que les lits de calcaire ont une épaisseur de 25-30cm. Elle se voit dans la route D.68 à l'E de la maison Maroux. Sur la même route, à l'W de cette maison, encadrée par deux failles, se trouve la partie supérieure de l'Hauterivien. A cet endroit, elle est beaucoup plus calcaire. Au-delà, la partie inférieure n'est pas visible et la partie supérieure montre les caractères typiques de l'Hauterivien.

5. Chaîne de Raye :

Dans les environs de Combovin - La Baume Cornillane - l'Hauterivien montre une série, très monotone, composée essentiellement de marno-calcaires. Un caractère, assez constant et typique de l'Hauterivien est la désintégration en boules des bancs marno-calcaires avec formation de miches. Lithologiquement, l'Hauterivien inférieur se présente comme une alternance de calcaires marneux en bancs de 20-30cm, coupés par des délits marneux et des marnes riches en Terebratules et Belemnites. La partie supérieure, au contraire, est faite de calcaires bleus en gros bancs. La série se termine dans les gros bancs calcaires, gris-clairs ou jaunâtres du Barremien.

La formation marneuse de la coupe de St. Vincent (type "b") ne se voit pas à la hauteur de Peyrus, ni au Sud. Celle-ci semble être une simple lentille comme il en existe dans les régions voisines. Le niveau calcaire (type "d")

ne se voit pas, non plus, vers le Sud mais il peut être mis en corrélation avec les calcaires de l'Hauterivien supérieur.

Conclusions sur le Néocomien :

1. En faisant un rapide sommaire des observations sur le Valanginien, nous voyons qu'il offre deux faits importants,

a) une base faite de sédiments pelagiques qui est commune à toute notre région.

b) un sommet à faciès littoral que l'on voit jusqu'à la hauteur de Peyrus. Au-delà il perd tous ses caractères littoraux et prend, au contraire, un faciès pelagique. Le rapide changement de faciès se fait suivant une direction approximativement ENE - WSW, que l'on a soulignée comme correspondant à la direction varisque (Germain et Demaison, 1958). Nous reviendrons plus loin sur cette question.

2. Pendant l'Hauterivien, se déposent essentiellement des marno-calcaires avec des intercalations régulières de marnes. Au Nord, il y a un beau développement de calcaires littoraux qui se voient aussi vers le Sud à plusieurs niveaux dans la série marno-calcaire. Cette sédimentation rythmique, la présence de "Slump-structure" et l'énorme épaisseur de cette série peuvent faire admettre que l'oscillation du fond de la mer et la subsidence pene-contemporaine, allaient de pair avec une activité sismique dans la zone marginale (?).

5. BARREMIEN ET BEDOULIEN :

1. Le Complexe Urgonien :

Ce sont des calcaires, blancs, purs, compacts, toujours plus ou moins grossiers et cristallins, constitués par des débris organiques calcaires et cimentés par de la calcite pure. A cause de leur compacité, ils se dressent partout en falaises blanches et en rochers escarpés qui donnent l'essentiel du relief du Vercors. Ces calcaires forment la majeure partie de notre terrain, mais, en général, en surface structurale; leur stratigraphie se voit donc mieux dans le flanc W des anticlinaux où ils sont soit verticaux, soit légèrement déversés.

Dans la région de St.Nazaire-Rochechinard, l'Urgonien est représenté essentiellement par des calcaires blancs, durs, en lits épais de 80 - 100cm, parfois séparés par de minces lits marneux. Une formation, très pisolithique, se trouve à Pierrefeu et à la Calagne, au-dessous des calcaires senoniens. Les calcaires contiennent des Rudistes, très abondants et des Polypiers roulés etc. Les pisolithes sont très nets, généralement arrondis. Les calcaires, eux-mêmes, sont gris-clair ou gris-bleu. En lame mince, ils présentent toujours l'aspect urgonien mais avec quelques rares grains de quartz. Il semble que ce faciès pisolithique apparait là où le manque de calcite dans le milieu, entraine que le remplissage des interstices, autour des pisolithes (produits eux-mêmes dans un milieu agité), soit réalisé avec des matières organiques et des grains de quartz. Ce régime va devenir la règle à la fin de ce faciès.

Dans la cluse de Beauregard-Baret, l'Urgonien est représenté par une seule formation d'aspect typiquement urgonien. Il a une épaisseur de 230m et est formé d'un calcaire blanc, en lits de 25-30cm avec de petits joints parallèles et perpendiculaires à la stratification. A sa partie inférieure, il contient des délits marneux de 10-15cm associés à des lits calcaires gris.

A Rochefort-Samson, la série urgonienne est la suivante :-

a. 1m - Calcaire gris, calcilutitique avec Orbitolines.

- b. 30m - Calcaire blanc, dur, altéré superficiellement avec de petites poches de sable éocènes.
- c. 2m - Zone marneuse
- d. 15m - Calcaire blanc, en lits de 25cm, séparés par de minces lits marneux stériles.

Le banc "b" a plus de 120m d'épaisseur dans la région comprise entre Rochefort et Beauregard et forme la Montagne de Morettet.

A Barbières, comme à Beauregard et ailleurs, la partie inférieure est pleine d'intercalations marneuses tandis que la partie supérieure conserve toujours son aspect normal avec de gros bancs de calcaires blancs, durs et compacts. Néanmoins il y a une intercalation majeure de marnes de 15m d'épaisseur. A 3km au Sud de St. Vincent, la série se présente au-dessus des calcaires marneux barremiens de la façon suivante :-

- a) 20m - Calcaire oolithique en bancs de 50 - 60cm
- b) 5m - Zone marneuse (pas d'affleurement)
- c) 30m - Calcaire blanc en lits minces avec des intercalations marneuses
- d) 10m - Calcaire blanc, dur, en gros bancs de 100 - 120cm
- e) 25m - Zone marneuse (pas d'affleurement)
- f) 40m - Calcaire en gros bancs avec poches de sables éocènes.

Au Sud, la série urgonienne devient plus crayeuse et marneuse, et à Peyrus, il n'y a plus que 15m d'Urgonien typique. Plus au Sud, dans les communes de Combovin et de Barcelonne, réapparaît le faciès urgonien après une absence par érosion sur plus de 4Km. A cet endroit, il forme la petite colline de St. Georges et continue vers le Sud jusqu'au village des Faures. Une étude paléontologique détaillée de ces affleurements a été faite par G. SAYN (1908, 1932). L'Urgonien ici, est formé essentiellement de calcaires crayeux associés avec des calcaires un peu gréseux et des calcaires marneux. La partie supérieure de ce complexe est composée de calcaires compacts nettement récifaux, formant le sommet de Ste. Marguerite. Ces couches contiennent une faune abondante - surtout des Gastropodes et également des Rudistes et des Polypiers. A Beugaris, SAYN (1932) parle d'une brèche à gros éléments formée de calcaire urgonien, comme une brèche de récif. En fait, c'est la terminaison nord de la zone brêchique située à la base de l'Oligocène et non pas une brèche récifale d'Urgonien. A partir de ces affleurements, l'Urgonien n'existe plus sur le flanc W de l'anticlinal de Raye.

Dans le flanc E des anticlinaux, l'Urgonien forme, du Nord au Sud, successivement la Montagne de Musan, la Montagne de Sieurle, la Montagne de l'Epinet, les Plateaux de la Combe-Chaude et du Chaffal et la Chaîne de Raye.

A la hauteur de Beauregard-Baret, l'Urgonien forme la Montagne de Musan et descend en surface structurale jusqu'à une ligne de dépressions occupée par des prés avec les maisons d'Abisset, de Trapand etc. Cette dépression indique le passage de la masse argilo-marneuse qui a une épaisseur de 25m. Elle est surmontée par les calcaires urgoniens qui constituent la Montagne de Sieurle. Les deux barres de calcaires urgoniens sont tout à fait semblables. La couche marneuse intercalée peut être suivie jusqu'au Pas du Bouvaret et le point coté 1287. Au-delà, il n'y a qu'une seule masse d'Urgonien (Montagne de l'Epinet) qui descend en surface structurale dans la vallée de Léoncel.

Au Col de Tourniol, entre les deux grandes falaises urgoniennes de Pierre Chauve et de la Montagne de l'Épinet, se trouve une butte (cote 1211) formée d'Urgonien au milieu des calcaires barrémiens. La roche de cette butte a un faciès tout à fait identique à celui que l'on trouve entre l'Urgonien franc et le Barrémien typique dans la commune de Peyrus (Beal de Cors).

Les hauts plateaux de Combe-Chaude et du Chaffal sont faits de calcaires urgoniens, légèrement crayeux. La crête de Raye est formée d'Urgonien typique supporté par les calcaires marneux du Barrémien. A l'angle SE de notre terrain, l'Urgonien continue jusqu'au Col de Bacchus. La cote 1020, entourée par la route D. 70, est formée des calcaires détritiques du Bédoulien qui continue au SW le long du ruisseau des Combes. (l'attribution de ces calcaires détritiques au Bédoulien est basée sur l'analogie du faciès).

Contrairement à ce qui se passe dans les régions orientales, la dolomitisation n'affecte nulle part ces calcaires urgoniens. L'épaisseur de ces calcaires montre une variation remarquable du Nord au Sud. Dans le forage de St. Lattier, il n'y a plus que 11m d'Urgonien (profonde érosion d'une paleo-structure - Germain et Demaison, 1958); à Beaugard-Baret, 230m; à Barbières, 160m; à Peyrus, 15m; au Plateau du Chaffal, 130m et au Sud de Plan de Baix, il a presque disparu.

Age et Extension du faciès urgonien :

D'après les conceptions classiques, les deux barres urgoniennes séparées par une couche marneuse à Orbitolines sont considérées comme représentant respectivement le Barrémien supérieur et le Bédoulien.

La présence régulière des calcaires marneux du Barrémien inférieur, leur épaisseur quelconque, dans la plus grande partie de notre terrain, exclut la possibilité d'un faciès urgonien de ce Barrémien inférieur ainsi que l'a admis Le PAGE (1963) à Bouvante. Dans le flanc W, une distinction entre le Barrémien supérieur et le Bédoulien est difficile à cause des multiples niveaux marneux qui s'intercalent dans l'Urgonien. Au Sud, la présence de Matheronia semireguta dans les assises supérieures de l'Urgonien de Barcelonne (SAYN, 1932) indique le Barrémien supérieur pour ces niveaux. L'Urgonien du Plateau du Chaffal reste au-dessus des calcaires du Barrémien inférieur et est surmonté à l'E par les calcaires du Bédoulien; ainsi peut-il représenter l'étage Barrémien supérieur et une partie du Bédoulien.

La continuité entre les calcaires urgoniens de Musan et ceux de la Sieurle est interrompue par une dépression que J. GOGUEL (1946) a considérée comme une couche marneuse entre les deux niveaux calcaires. Ainsi cet auteur a-t-il divisé l'Urgonien en deux niveaux - l'un correspondant au Barrémien supérieur et l'autre au Bédoulien, ces deux niveaux étant séparés par une couche à Orbitolines supposée (Voir feuille géologique de Vizille au 1/80.000, 3ème édition). En fait, il y a là un dédoublement de l'Urgonien par suite d'une faille parallèle à la dépression évoquée et cette couche marneuse peut correspondre à une couche de l'Hauterivien ou du Barrémien inférieur. Pour cette raison, nous avons pris la masse urgonienne comme équivalente de l'étage Barrémien supérieur - Bédoulien sans différenciation. Une différenciation est plus nette au Sud. (Fig. 7)

Ainsi, en continuité avec la série néocommienne un régime de sédimentation pélagique se poursuit dans tout notre terrain pendant le Barrémien inférieur. Pendant le Barrémien supérieur s'établissent des conditions récifales avec formation des calcaires blancs de l'Urgonien. Elles se continuent aussi durant le Bédoulien. Autour de cette

région récifale s'observent des faciès de transition vers le faciès pélagique du Diois. Même pendant le dépôt de l'Urgonien, les conditions n'étaient pas toujours tranquilles comme le montre les lentilles de marnes intercalées.

2. Le Faciès Pélagique

A. Le Barrémien :

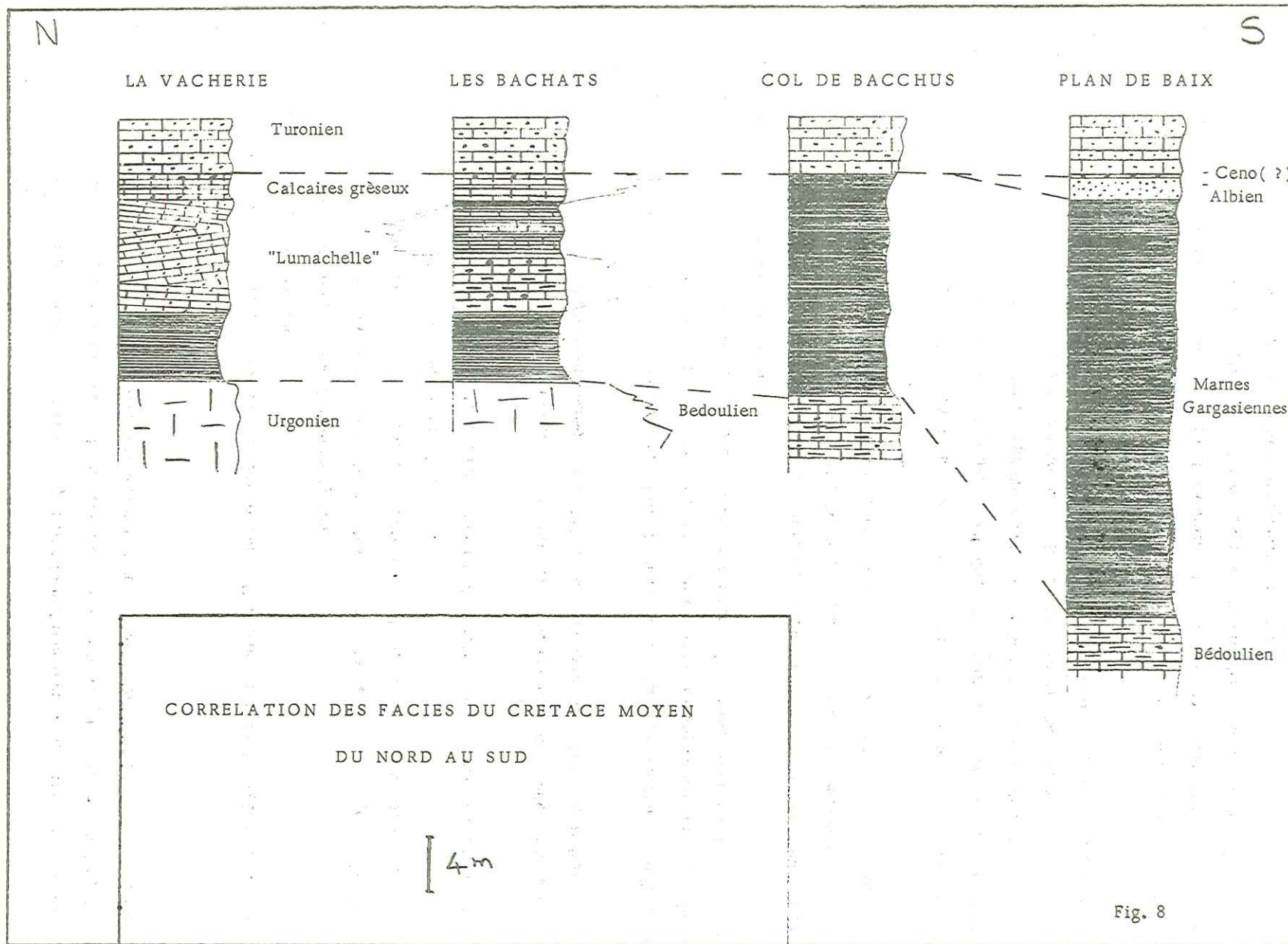
Au-dessus des assises de l'Hauterivien supérieur vient une formation de calcaires marneux, en gros bancs, gris-clair ou jaunâtre, d'épaisseur variable, qui se trouve partout sur notre terrain. Par analogie de faciès, c'est l'équivalent du Barrémien inférieur classique.

A St. Nazaire ce calcaire sépare les marno-calcaires hauteriviens des grandes falaises urgoniennes et a une épaisseur visible de 5m. Il se voit mieux dans la commune de Rochechinard où il forme le flanc E du synclinal des Essarts. Dans le flanc E des anticlinaux de Beauregard et de Barbières, ce calcaire se continue, sous les falaises urgoniennes. Au Sud il forme le Col de Tourniol et se voit dans la route D.101 qui descend vers Léoncel. Dans le flanc W des anticlinaux le calcaire barrémien inférieur se trouve toujours entre l'Urgonien et l'Hauterivien avec une épaisseur variable jusqu'à Peyrus. Au-delà, ces calcaires s'individualisent nettement et forment les différentes hautes collines - Pichetête, Les Teyssonnières, Serre de l'Ane, Serre Bochon etc. A cet égard, nous avons pu constater que les calcaires barrémiens s'étendent sur une surface beaucoup plus étendue que celle indiquée sur la carte géologique de Valence au 1/80.000 (1949). Dans la chaîne de Raye, ce calcaire épais de 180m se trouve au-dessous des calcaires urgoniens.

Ce calcaire présente toujours le même aspect de gros bancs de 80-100cm, jaunâtre avec des intercalations locales de marnes. En lame mince, il montre beaucoup d'argile et de nombreux tests d'Echinodermes; les grains de quartz sont très rares.

B. Le Bédoulien :

Au SE de notre secteur, à l'W du synclinal du Chaffal, les calcaires urgoniens font place à une série de calcaires détritiques contenant des débris de Brachiopods, de Bivalves et d'Ammonites. Du Nord au Sud, cette série change rapidement de faciès et d'épaisseur. Entre Léoncel et la Vacherie, le complexe urgonien montre un faciès un peu différent - c'est un calcaire à débris (ou calcaire sub-urgonien) gris-clair, à patine jaune, à grains de quartz. Aux environs de la Vacherie et du Col de Bacchus, le Bédoulien est à l'état de calcaire zoogène jaunâtre rempli d'Orbitolines. Plus au Nord, il passe à des calcaires urgoniens compacts; c'est-à-dire qu'au moins, la partie terminale de l'Urgonien représente le Bédoulien. Plus au Sud, il devient plus pélagique et au Sud de Plan de Baix, il montre des calcaires à gros silex noirs qui forment, eux-même, une zone de transition vers les marno-calcaires Cephalopodes du Diois (Paquier, 1900; Auclair, 1961).



6. ALBO - APTIEN :

Contrairement aux régions voisines, le Crétacé moyen est très mal représenté dans notre secteur. C'est surtout au Sud de Léoncel que nous en voyons quelques affleurements très minces. Ch. Lory (1860), puis V. PAQUIER (1900) et Ch. JACOB (1908) ont déjà décrit l'extension et les relations entre la "Lumachelle du Gault", les marnes gargasiennes et les sables albiens.

A. Aptien Supérieur :

La meilleure coupe de l'Aptien se voit dans les environs de la Vacherie. La route D. 68 (Col des Limouches-La Vacherie) montre la coupe suivante :-

1. Calcaires bedouliens à l'état d'Urgonien typique
2. 8m - Calcaires à entroques ("Lumachelle") en bancs de 8-10cm, assez peu compacts, jaunâtres, brunâtres ou parfois roux avec stratification entrecroisée. En lame mince, apparaissent des quartz roulés, de la glauconie et des débris d'organismes.
3. 2m - Calcaires gréseux et argileux, riches en glauconie à patine rousse, avec du quartz et de nombreux débris d'organismes.

Cette série est surmontée par les calcaires gréseux, à gros cristaux de calcite, du Sénonien. Une zone marneuse (pas d'affleurement) se trouve au-dessous du terme "2" et peut représenter les "Marnes à Orbitolines supérieures".

500m au Sud, sur la route D. 70, audessus de la maison des Bachats, la série se présente un peu différemment. Audessus des calcaires urgoniens, vient une zone marneuse (pas d'affleurements) marquée dans la topographie; elle est surmontée par 4m de calcaire gréseux à entroques et suivie par le terme "3". Entre ces deux calcaires vient une nouvelle zone marneuse, verdâtre et sableuse.

Plus au Sud, on ne voit pas de traces de calcaire à entroques; ce sont surtout des marnes qui s'intercalent entre les calcaires bedouliens et les calcaires senoniens du flanc W du synclinal du Chaffal. Aux environs de Chaffal - Lombard, la zone marneuse doit avoir une épaisseur de 30-40m. Vers le Sud, elle s'épaissit progressivement en prenant l'aspect typique des marnes gargasiennes.

En voyant l'ensablement progressif et l'extinction même de ces marnes gargasiennes vers le Nord et le repos de la "Lumachelle du Gault" directement sur l'Urgonien, PAQUIER (1900) avait conclu que ces calcaires étaient transgressifs sur les marnes gargasiennes. Mais, un peu plus tard, Ch. JACOB (1908) a pu montrer que la "Lumachelle" est intimement liée aux marnes sabieuses : en se chargeant d'éléments gréseux et d'un ciment calcaire, les marnes passent progressivement à la "lumachelle". Récemment R. BARBIER (1950) a pu dater la partie inférieure de la "Lumachelle" comme aptien supérieur dans les environs de Villard-de-Lans.

Aucun affleurement comparable à la "lumachelle" n'existe dans la partie occidentale de notre terrain. Par contre au Nord, il en existe des affleurements difficiles à séparer du Senonien, comme au Moulin et à la Combe etc;. A ces endroits, cette formation montre des calcaires gréseux, en petits bancs, avec une stratification entrecroisée et prend un aspect de lentille entre les calcaires urgoniens et le Senonien.

B. Albien :

Cet étage n'est représenté que par un minuscule affleurement situé à la limite méridionale de notre secteur. Il se trouve, sur le flanc W du synclinal du Chaffal, dans un sentier qui monte au Plateau du Vellan (823, 900 : 283, 960). Au Nord, les éboulis du Senonien cachent l'Albien, s'il existe.

L'Albien se présente comme un grès ou un sable glauconieux, peu compact, argileux. Plus au Sud, à Plan de Baix, il est fait de grès glauconieux et micacés, sous une épaisseur de 40m (Auclair 1961).

Conclusions :

L'extension de ces faciès est nettement limitée vers l'W par une ligne Léoncel - Bouvante - mais, il est bien difficile de dire s'il s'agit d'une limite d'émersion ou d'érosion sous-marine précédant le dépôt des calcaires du Crétacé supérieur.

Un passage, très net, se voit dans l'Aptien supérieur entre la "lumachelle" au Nord et les marnes gargasiennes au Sud (Fig. 8). Quant à l'Albien, sa zone d'extension est, en gros, celle de l'Aptien supérieur, mais déplacée un peu vers le SE.

7. CRETACE SUPERIEUR :

Dans notre secteur, le Crétacé supérieur affleure dans des conditions différentes suivant les points. Au N et NW, il forme une bande très mince entre les calcaires urgoniens et les couches tertiaires. A l'E et NE, il affleure dans de bonnes conditions formant parfois de grandes collines à la partie occidentale du Royans. A l'W et SW, il n'existe pas et au SE, il forme la voûte synclinale du Chaffal.

Au Nord :

Entre St. Nazaire et la Baume d'Hostun, le Crétacé supérieur affleure entre deux failles qui l'amènent au contact de l'Urgonien. C'est un calcaire un peu gréseux, blanc, à surface rouge en bancs de 15-20cm, avec de la glauconie et de gros grains de quartz. Il a une épaisseur de 80m. Un petit affleurement (828, 320 : 311, 120) se trouve dans le synclinal de St. Nazaire, à l'E des affleurements cités précédemment. Entre St. Maurice d'Hostun et Beauregard-Baret, il se prolonge comme une mince intercalation entre les calcaires urgoniens et les sables éocènes avec une épaisseur, au maximum, de 30m et des caractères typiques. Au Sud de Beauregard-Baret, ces calcaires sont masqués par les éboulis urgoniens et on ne voit qu'un seul affleurement (823, 400:300, 540) sur la route de Rochefort-Samson à St. Genis. Au-delà, dans le flanc W de cet anticlinal, nous ne voyons plus le Crétacé supérieur.

A l'Est :

Dans la partie occidentale du Royans, entre St. Nazaire et Oriol-en-Royans, le Crétacé supérieur affleure dans de bonnes conditions, formant de grandes falaises et de larges collines. Au Nord de Rochechinard, il forme la colline entre le Château en ruines et le Champ du Puit; au Sud, il continue jusqu'aux Belles. Tout le long il montre le même aspect lithologique. Aux environs des Belles, la partie supérieure (5m) montre un grès à grains de quartz foulés, un ciment calcaire mais pas de fossiles. Au Sud, jusqu'au village de Tammée, le Crétacé supérieur manque, soit à cause d'accidents tectoniques, soit parcequ'il est couvert d'éboulis. Comme ailleurs, c'est un calcaire blanc,

saccharoïde, à grain souvent grossier, en bancs irréguliers de quelques centimètres; les surfaces (plans de stratification) de ces bancs correspondant à des "sutures" et à des stylolithes. En lame mince, il montre des grains de quartz, de la glauconie, et des débris d'Organismes. P.R.GIOT (1945) a signalé des Terebratules et des Rhynchonelles dans un affleurement (829;460;301, 730) que nous avons retrouvé. Presque partout, le Crétacé supérieur repose directement sur l'Urgonien sans intermédiaire du "Gault".

Au Sud des Gauthiers, on ne voit pas le Crétacé supérieur, en montant la rivière de Léoncel par la route D.70 jusqu'au Bouvaret. A cet endroit, le Crétacé supérieur forme la suite Nord du synclinal de Chaffal. Aux environs de Léoncel, s'observent des figures de stratification entrecroisée, très nettes, C'est, d'ailleurs, à cet endroit, qu'il montre ce caractère pour la première fois. Il a 40m d'épaisseur dans la vallée de Léoncel.

Au Sud-Est :

Au Sud de Léoncel, nous entrons dans le grand synclinal du Chaffal dont le coeur est fait des calcaires du Crétacé supérieur. Dans la partie occidentale du Plateau du Vellan, à partir de la Vachérie, les calcaires néocrétacés surmontent les marnes aptiennes (ou la "lumachelle" à la Vachérie) sans interposition d'Albien et ce n'est qu'à la limite méridionale de notre secteur que l'Albien apparaît. Dans ce synclinal, il a plus de 120m d'épaisseur avec les mêmes caractères lithologiques qu'ailleurs. A la base de ces calcaires du Chaffal, AUCLAIR (1961) a trouvé, aux environs de Plan de Baix, un niveau conglomératique et glauconieux de 10cm.

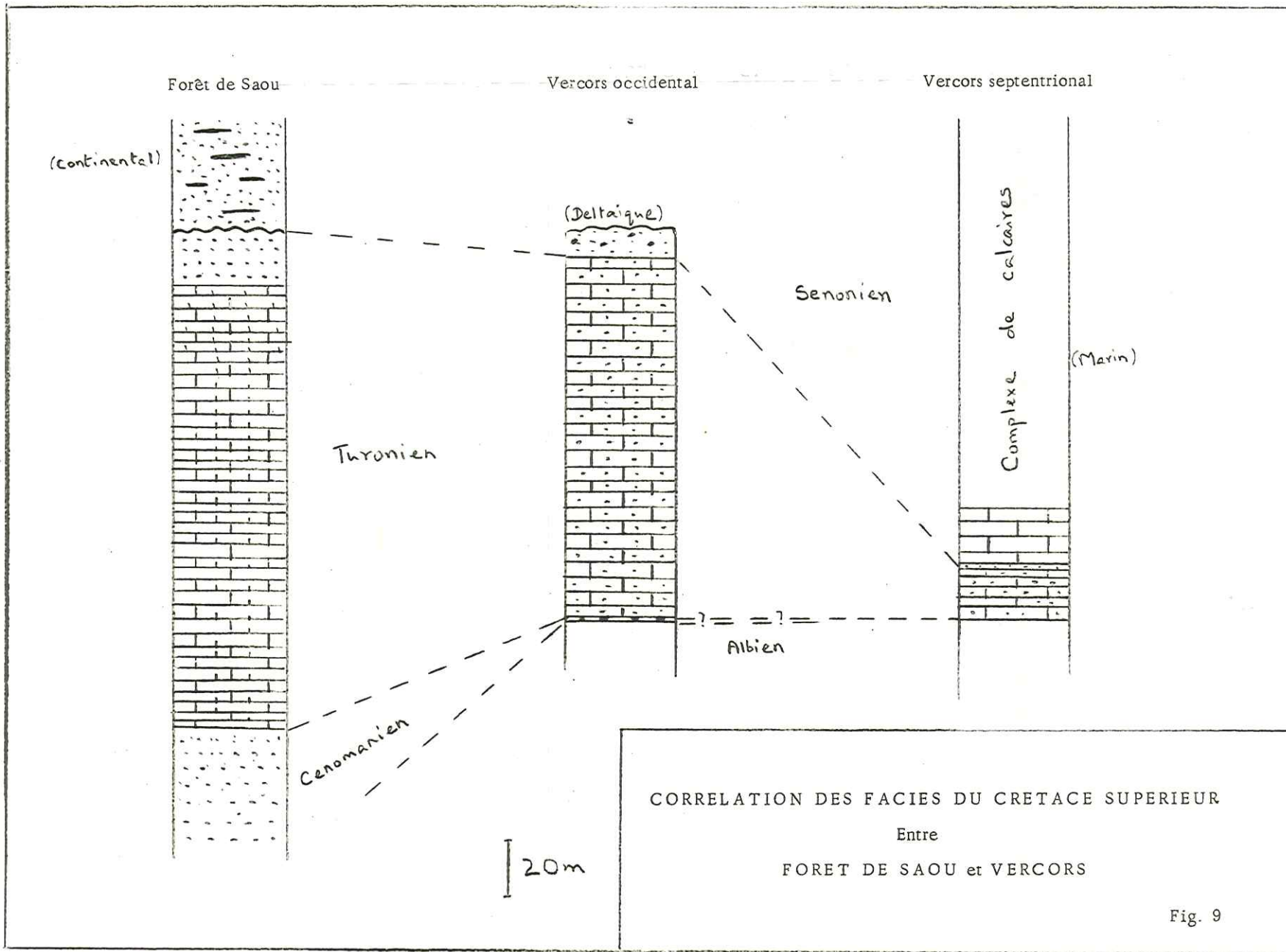
Age de la série néocrétacé :

En résumant la lithostratigraphie de cette série, nous voyons se dégager trois faits essentiels :

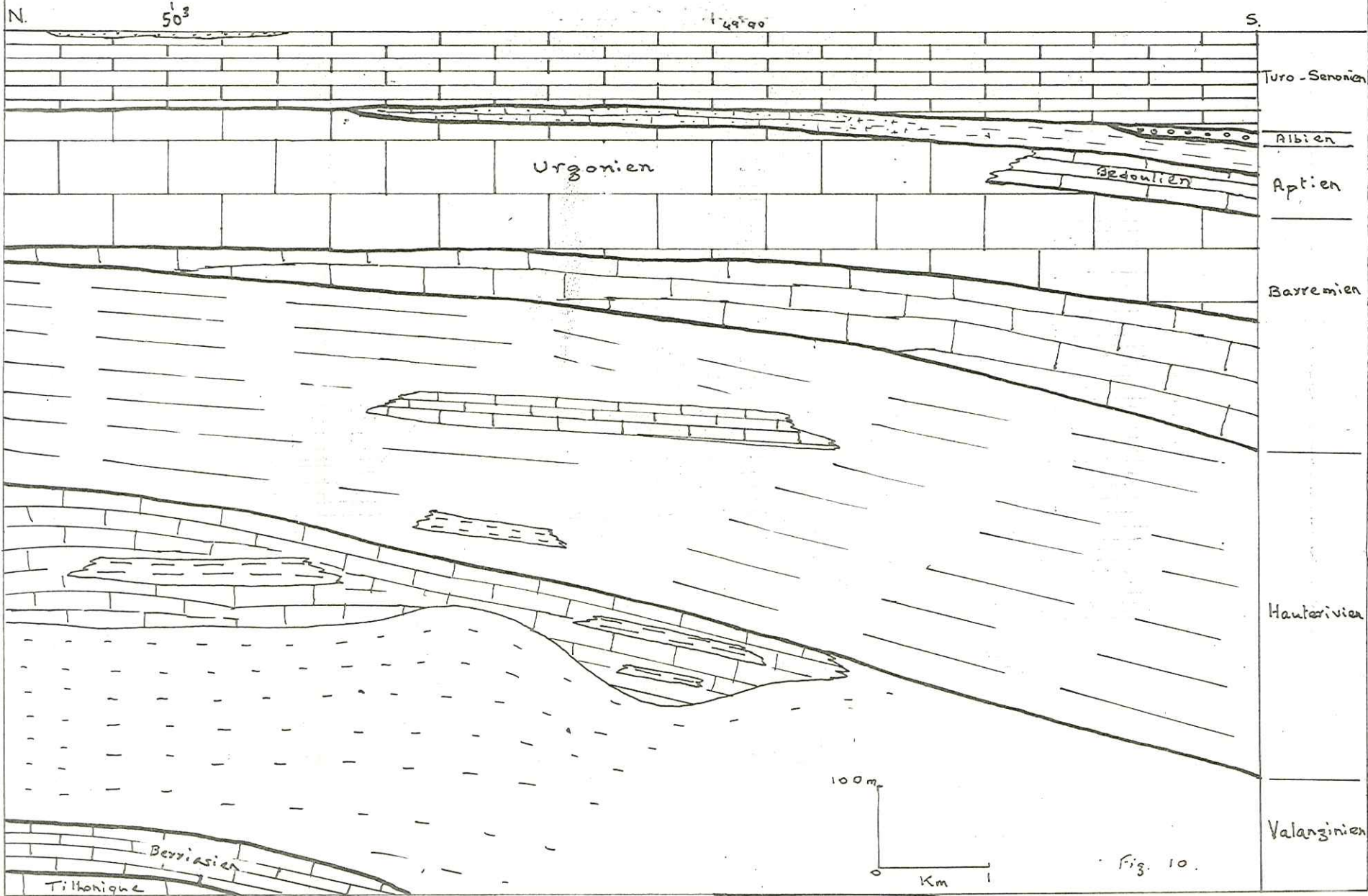
1. Une épaisse formation de calcaires blancs, à gros grain, avec glauconie, quartz etc.,
2. Un niveau plus sableux et même grés-conglomératique à ciment calcaire, au sommet.
3. Un niveau conglomératique à la base.

D'après les conceptions classiques, la mer du Crétacé Supérieur n'a envahi le Vercors qu'à partir du Campanien après une émergence totale pendant le Cenomanien supérieur-Santonien. Or, N.Roubichou (1956) et J.Bellamy (1963) ont trouvé des assises correspondant au Turonien-Campanien inférieur dans le Vercors septentrional. C'est à dire que l'émergence totale du Vercors a pu être réduite ou même inexistante jusqu'au Danien. Les Brachiopods trouvés par P.R.Giot à Tammée ont une répartition assez large - depuis le Turonien jusqu'au Maestrichtien. Des couches semblables aux nôtres ont été décrites dans le Vercors septentrional (Bellamy, 1963) comme équivalentes du Turonien (ou Ante-Campanien supérieur). Au Sud, dans le synclinal de Saou, le Turonien présente le même faciès mais avec des silex et des grés au sommet (Sornay, 1950). Par contre, le Sénonien inférieur (Coniacien daté), montre les caractères d'un régime continental. Auclair (1961) a tendance à attribuer les calcaires de Gigors au Turonien. Le Page (1963) voit dans le Crétacé supérieur du Royans, une formation semblable aux calcaires du Campanien supérieur de Villard-de-Lans.

Ainsi, nous supposons de point de vue lithostratigraphique, que la transgression commence au Turonien avec le petit niveau conglomératique du Vellan (écho lointain du complexe des Gàs ?) et continue avec des dépôts de calcaire en prenant un faciès gréseux au sommet; aussi, n'y a-t-il probablement pas de couche correspondant au



REPARTITION DES FACIES DU CRETACE DANS LES MONTS DU MATIN



Senonien s. str., le terrain étant déjà émergé. Par contre à l'E de notre région, Le Turonien est très mince (Calcaires et grés) et la majeure partie du Crétacé supérieur correspondrait à l'Emscherien - Maestrichtien.(Fig,9)

TERTIAIRE

Les terrains tertiaires du Royans et de la bordure orientale du Bassin de Valence ont été relativement bien étudiés. L'étude de P.R.GIOT (1943) sur le Royans peut être considérée comme exhaustive. En Vercors occidental l'attention est déjà attirée par les travaux de FONTANNES(1889), de J.GOGUEL (1938,1948) pour les généralités, de J.MICHAUD (1949) pour l'Oligocène de la partie septentrionale du Bassin de Crest, et des géologues de la Société des Pétroles de Valence (1958). G.DEMARCQ (1962) a essayé de coordonner et de donner une synthèse stratigraphique du Miocène. Récemment A.LE PAGE (1963) a étudié le Tertiaire dans la partie méridionale du Royans.

C'est donc surtout pour connaître leurs relations structurales avec le substratum secondaire que nous avons entrepris la cartographie des terrains tertiaires.

1. EOCENE :

A. Le Royans ;

GIOT (1943) a distingué deux types de sédiments dans l'Eocène - le "Siderolithique" lié à des altérations karstiques d'une part et les sables d'autre part.

1. Les produits de décalcification des calcaires crétacés, sous un climat sub-tropical, sont, en général, réduits au remplissage de poches de dissolution karstique ou forment un mince revêtement de terres rouges. Le "Siderolithique" qui montre une évolution vers l'Oligocène était jadis exploité en plusieurs endroits sur le plateau urgonien. L'âge précis de ces dépôts est indéterminable : il y en a certainement d'éocène car les galets de siderolithique se trouvent dans des sables attribués à l'Eocène. Quant à l'altération karstique, elle a pu se prolonger après l'Eocène, à diverses époques, par exemple au Pliocène et au Quaternaire.

2. Les sables blancs ou colorés s'intercalent entre les calcaires crétacés et le Stampien daté. Leur âge est considéré comme éocène en raison de leur similitude avec les sables contenant une mâchoire de Lophiodon Lartetii FILHOL découvert aux Echelles (Savoie).

Ces sables fluviatiles, formés de quartz détritique avec une granulométrie assez homogène et fine, se voient en plusieurs affleurements sur une surface très étendue, depuis l'Isère jusqu'à Tammée. Ils ont une épaisseur de plus de 100m. Ils reposent indistinctement sur le Senonien, sur l'Urgonien et même sur les assises de l'Hauterivien comme à St.Nazaire; ce qui montre l'ampleur de l'énorme érosion qui a précédé le dépôt de ces formations.

Dans leur partie supérieure, ces sables prennent une coloration rouge, très vive, qui, selon GIOT, est due à une oxydation des sels de fer contenus dans les sables blancs. Sous l'effet de ruissellement, les couches rouges affleurent sur une surface plus large que la surface réelle. Les sables éocènes, ainsi que le remplissage des karsts, se trouvent aussi en quelques affleurements sur le Plateau urgonien.

B. Le Versant occidental des Monts du Matin :

Tout le long de la bordure, depuis St. Nazaire jusqu'à St. Vincent-la-Commanderie, les calcaires crétacés sont surmontés par des sables blancs ou colorés en rouge, analogues à ceux du Royans. Une différence apparaît nettement entre ces deux formations de sables; elle se manifeste dans la présence de Kaolin dans les sables de la bordure W, kaolin qui manque en Royans. Le kaolin qui caractérise ces sables peut avoir une seule origine : la décomposition des felspaths des terrains cristallins du Massif Central, soit un transport minimum de 35 Km; (GIOT, 1943).

Au point de vue des conditions de gisement, les sables éocènes recouvrent, comme en Royans, une ancienne topographie karstique taillée dans les calcaires crétacés et en remplissent les poches. Parfois, il y a des lits rouges, intercalés dans les sables blancs, qui sont des niveaux d'altération pendant les interruptions de la sédimentation. GIOT constate que l'augmentation graduelle de la coloration vers le haut dans les couches indique que cette coloration est postérieure au dépôt. Au Sud de St. Vincent, on ne voit pas les sables éocènes et jusqu'à la commune de Combovin, la molasse est en contact direct avec le Crétacé.

C. Le secteur Sud :

Aux environs de Léoncel, se trouvent des poches d'argile et de sables rouges sur le plateau urgonien. Ils montrent toujours le même aspect : sables à quartz anguleux, et argiles un peu gréseuses dues à la décacification des calcaires urgoniens. Dans le Plateau du Chaffal, il y a des affleurements (821, 760:291, 000) de ces sables et argiles rouges. Dans la commune de Combovin, un affleurement d'Eocène (816, 240: 290, 200) se trouve près du pont sur la route D, 154, 500m au Nord de Combovin. Dans la commune de Barcelonne; au Nord de la Tour, un petit affleurement (815, 460 : 289, 080) se trouve au milieu des calcaires barrémiens. En dehors de ces affleurements, il n'y a pas d'Eocène jusqu'au synclinal de Gigors, au Sud de notre région.

Remarquons que dans le forage de St. Lattier, au-dessus des calcaires urgoniens, considérablement érodés, se voient 14m de marnes sableuses et de sables grossiers qui peuvent représenter l'Eocène (Germain et Demaison, 1958).

2. OLIGOCENE :

Nous étudierons la stratigraphie de l'Oligocène (y compris l'Aquitanién) successivement dans le Royans et à la bordure occidentale des Monts du Matin.

A. Royans :

L'étage le plus bas de l'Oligocène connu dans le Royans est le Stampien supérieur, représenté par des sables fluviaux (P.R. Giot).

Au voisinage de la Motte Fanjas, les sables du Stampien forment une petite butte (cotée 267) contournée par la route de St. Nazaire à la Motte Fanjas par le Bechat. Très distincts des sables éocènes, ces sables présentent toujours une teneur appréciable en calcaire avec des couleurs rouges ou blanches. Dans les environs de Rochechinard, un petit banc (3m) de calcaires lacustres à quartz détritique s'intercale dans ces sables. Il se trouve dans le flanc

W de la butte cotée 413, au Nord de Rochechinard, Giot indique la présence de Potamides Lamarcki dans ce calcaire. Les sables du Stampien ont une épaisseur de 50m.

Chattien :

Au versant E de la butte près de la Motte Fanjas, cité précédemment, existe une formation (6-8m) de sables grossiers avec de petits galets de calcaires crétacés, très différents de ceux du Stampien, Giot a attribué cette formation au Chattien en raison d'une petite intercalation du calcaire lacustre à Helix Ramondi dans des sables semblables à St. Just de Claix.

Aquitanien :

Dans le Royans, l'Aquitanien affleure sur une très grande surface, avec une épaisseur de plus de 200m. Ce sont surtout des marnes grises ou noirâtres, avec une mince couche (1-2m) de calcaire lacustre à la base qui se voit dans le voisinage de l'Ancien Moulin, à l'W de St. Jean-en-Royans. A cet endroit, l'Aquitanien repose directement sur l'Eocène sans intermédiaire du Stampien ou du Chattien. Les marnes aquitaniennes contiennent parfois de minces intercalations de lignite. Dans les environs d'Oriol-en-Royans les marnes sont directement surmontées par les calcaires burdigaliens avec une légère discordance (notamment au point 830,960 : 304,080). Mais au Nord, dans la région de Pont-de-Manne, une formation, épaisse de 20m de sable, fins, blancs ou jaunâtres avec miches gréseuses et stratification entrecroisée, forme la partie supérieure de l'Aquitanien.

Nous résumerons les données stratigraphiques de l'Oligocène du Royans en disant que sa base (Stampien) est fluviatile, suivie par un épisode plus continental (Chattien) et que cette époque se termine dans une vaste lagune (Aquitanien) où se font sentir les premières influences marines.

B. La Bordure occidentale des Monts du Matin :

L'Oligocène du Bassin de Crest se continue dans notre secteur par une étroite bande redressée, comprise entre le Crétacé et le Molasse, avec une largeur de 400 à 600 mètres. J. Michaud (1949) a donné des descriptions biostratigraphiques de ces couches.

Dans l'ordre des dépôts, de l'E à l'W, s'individualisent les trois parties suivantes :

1. Brèches à éléments urgoniens
2. Complexe des marnes versicolores
3. Complexe des calcaires de l'Aquitanien

1. Brèche de base de la série :

Ces brèches se caractérisent par leur épaisseur variable (20m au Sud; 150m au Nord) et par l'homogénéité de leurs constituants. Cette brèche débute à proximité de la maison de Beaugaris à l'E du village des Faures et se suit jusqu'à Ourches (Michaud) au Sud de notre secteur. Aux Faures et aux Pialoux, la brèche a une épaisseur de 150m et se réduit considérablement vers le Sud où elle ne dépasse pas une vingtaine de mètres à la Baume Cornillane. Aux Faures la brèche est formée de blocs de très grande taille dont certains dépassent 10m. Une stratification, très grossière apparaît dans cette brèche entre les assises à gros éléments et celles à plus fin matériel. Parfois il y a de minces intercalations d'une argile rougeâtre, ce qui correspond à un arrêt périodique de la sédimentation. Aux environs de

la Baume Cornillane, les blocs sont beaucoup moins grands et l'hétérogénéité dans les différents blocs moins marquée. En même temps, on voit une assez grande proportion de galets roulés.

Cette brèche contient surtout des blocs d'Urgonien avec quelques éléments de calcaires barrémiens. Elle résulte, évidemment, d'écroulements d'une falaise toute voisine. La granulométrie de ces blocs devient plus fine vers l'E avec une augmentation nette de la proportion des blocs roulés au Sud. Ceci implique que les éléments bien roulés proviennent de l'W, soit de la bordure E du Massif Central, soit de zones actuellement cachées sous la Molasse et le Quaternaire du Bas-Dauphiné.

Au Nord de la Tour de Barcelonne, nous avons remarqué une bande continue de brèche sur le versant W de la colline de St. Georges, toujours en contact avec l'Urgonien franc. Au-delà, dans la commune de Combovin, nous n'avons pas vu la brèche.

Ces brèches sont toujours considérées comme datant du début de l'Oligocène, sans preuve décisive. L'Eocène est bien représenté un peu au Nord de Combovin et les brèches sont surmontées par des sédiments lagunaires datés du Chattien-Aquitainien. Ainsi pouvons-nous admettre un âge Stampien ou Oligocène inférieur pour cette formation.

2. Complexe des marnes versicolores :

Nous étudierons ce complexe du Nord au Sud, des Faures à la Baume Cornillane.

Aux Faures : 1. Reposant sur la brèche, le complexe commence avec des marnes rouges épaisses de 50m, avec de minces intercalations conglomératiques à éléments urgoniens.

2. Ces marnes sont surmontées par une formation de calcaires marneux lacustres en blocs de 10-15cm, jaune ou rouge blanchâtre de 20m d'épaisseur. Au Nord de Beaugaris, ce calcaire repose directement sur les calcaires barrémiens sans intermédiaire de la brèche ou des marnes rouges. Sur le sentier allant des Faures à Beaugaris, il a fourni un grand nombre de Limnées et de Planorbes.

3. Ce calcaire est surmonté par une deuxième zone marneuse, rouge ou blanche, épaisse de 30m. Elle est suivie par le conglomérat du Burdigalien.

Aux Pialoux : Reposant sur la brèche ou en contact anormal avec un lambeau molassique tectoniquement intercalé dans la série, vient un calcaire semblable à celui des Faures. Les marnes inférieures manquent ici. Les calcaires marneux lacustres et les marnes blanches associées ont une épaisseur de l'ordre de 60m, leur épaisseur exacte étant rendue difficile à déterminer à cause des plissements. Ces couches sont suivies par des marnes rouges épaisses de 50m, qui sont, à leur tour, surmontées par les calcaires de l'Aquitainien.

A La Baume Cornillane : Les marnes inférieures de l'Oligocène qui succèdent aux brèches, contiennent parfois quelques niveaux de grès durs, et ont une épaisseur de 180m. Elles sont surmontées par des calcaires marneux à Limnées et Planorbes, épaisse de 60m. La formation supérieure des marnes rouges à intercalations conglomératiques, se voit ensuite sur une épaisseur de 150m. Plus haut dans la série apparaît le calcaire lacustre de l'Aquitainien.

Ce complexe des marnes a fourni des fossiles qui n'indiquent qu'un âge Oligocène s.l sans distinction de l'étage. En tout cas, comme il est surmonté par des bancs de l'Aquitainien daté, il peut être considéré comme Stampien-Chattien sans précision, étant donné le manque de Sannoisien dans ces régions.

Formations d'attribution douteuse :

Au Nord, dans le versant W de la colline de St. Georges, entre la brèche de base et les couches miocènes, se trouvent quelques petits affleurements de marnes sableuses, rouges ou jaunes, sans fossiles, que nous pouvons assimiler au complexe des marnes. Un de ces affleurements de marne rouge se trouve sur la route de Barcelonne à Combovin, à l'W de la faille de Marson (815,320 : 289,640).

Au delà il n'y a plus d'affleurement d'Oligocène jusqu'à St. Vincent, l'Helvétien étant en contact direct avec l'Eocène ou le Crétacé. Entre St. Vincent et St. Maurice d'Hostun, il y a de minces affleurements sporadiques d'argiles ou de marnes, gris-bleu, qui sont déjà signalés par Germain et Demaison (1958). Prés de St. Vincent; affleurent des argiles sableuses, gris-bleu, d'environ 10m d'épaisseur (819,580 : 296,080). Au Sud de Barbières, sur le chemin de Garde et dans le ravin de Belive on voit des affleurements d'argiles entre l'Eocène et la Molasse. A Rochefort-Samson, il y a des argiles sableuses, gris-bleu, dans le ravin de Visigot et dans la Combe d'Oyans. Un peu au Nord, à Beauregard-Baret, affleurent des marnes blanchâtres entre les sables éocènes et la Molasse. Prés de Combes, sur la commune d'Hostun, on voit des argiles gris noirs encaissées entre l'Eocène et le grès molassique. Pour tous ces affleurements, nous avons admis l'âge Oligocène s.l. sans distinction d'étage.

3. Les Calcaires de l'Aquitaniien :

Ces calcaires lacustres sont bien développés entre La Baume Cornillane et Les Pialoux. Il y a quatre bancs calcaires séparés par des niveaux marneux. Cette formation a une épaisseur totale de 45m.

Le premier banc est un calcaire marneux, beige-clair, de 2m d'épaisseur et renfermant Helix Ramondi etc. Séparé du premier par une intercalation marneuse, se trouve la deuxième barre calcaire, un peu marneuse, jaunâtre, avec une épaisseur de 4m. Au-dessus vient la troisième barre de calcaire marneux avec des passées ligniteuses épaisses de 3m. Après une mince intercalation marneuse affleure le dernier banc calcaire, massif, beige clair avec une épaisseur de 6m. Ce sont surtout les deux derniers bancs que l'on peut suivre des Pialoux à la Baume Cornillane.

Au Nord des Pialoux, cette série de calcaires disparaît brusquement et à la bordure occidentale des Monts du Matin, il n'y a aucune évidence de l'existence de calcaires lacustres dans l'Aquitaniien. La présence d'Helix Ramondi dans les couches inférieures de ce complexe de calcaires permet de les rattacher au Chattien - Aquitaniien inférieur.

Au forage de St. Lattier (Germain et Demaison, 1958) la série oligocène se présente comme suit :-

---35m de calcaire, à silex, avec Potamides Lamarcki, qui peuvent être l'équivalent latéral des calcaires à Potamides du Stampien en Royans

---105m d'argiles alternant avec des grès, représentant le Stampien, comme en Royans

---27m de calcaire marneux ou gréseux qui seraient l'équivalent latéral de sables conglomératiques du Chattien.

---370m d'argiles versicolores et marnes gris qui peuvent correspondre à l'Aquitaniien s.l. La partie supérieure de l'Aquitaniien montre quelques indices de régime saumâtre.

Tous ces faits montrent que les dépôts oligocènes étaient essentiellement fluviatiles et littoraux, se terminant dans les lagunes côtières avec des influences marines. Ils sont aussi sous la dépendance de paléo-structures accentuant les différences de faciès entre les différentes parties d'un même bassin au cours de la même période.

3. MIOCENE :

Comme pour la série oligocène, nous étudierons la série miocène en Royans et sur la bordure occidentale des Monts du Matin.

A. Royans :

Comme nous l'avons déjà indiqué, GIOT (1943) et récemment DEMARCQ (1962) ont donné des descriptions stratigraphiques de cette série avec l'historique des travaux antérieurs.

Burdigalien :

Il est transgressif et repose indistinctement sur le Paléogène et le Crétacé. Il est marqué par une sédimentation essentiellement sablo-marneuse avec un beau développement du faciès calcaire au Sud.

Dans les environs d'Oriol-en Royans, le Burdigalien montre un faciès calcaire qui peut atteindre une épaisseur de 20m, avec une partie inférieure un peu dolomitisée; les fossiles sont nombreux, comprenant essentiellement des Bryozoaires, des Algues, des Pectinides etc. C'est un faciès calcaire récifal limité, semble-t-il, aux hauts fonds formés des calcaires crétacés. Plus au Sud, au voisinage de Bouvante, le Burdigalien devient plus mince mais toujours calcaire, un peu gréseux et glauconieux (Le Page, 1963). Vers le Nord, il montre un changement de faciès très net. Aux Bonnets, ce calcaire, déjà un peu marneux, ne montre que 10m d'épaisseur. Il continue vers le Nord formant de petites corniches parallèles aux montagnes du Crétacé. Aux Chuiles, il devient beaucoup plus marneux avec une épaisseur très réduite, et contient surtout des Bivalves indéterminables. Le dernier vestige de ce faciès calcaire se voit dans un affleurement, très marneux situé entre La Motte Fanjas et St. Thomas-en-Royans (831, 800 : 309, 900). Plus au Nord, à Pont-de-Manne, il n'y a plus que des marnes (avec une épaisseur de 15m) un peu sableuses contenant des Turritella. Mermier (1895) y a trouvé un crâne d'un Rhinocéros (Acerotherium platyodon MERMIER).

Helvétien :

Lithostratigraphiquement, l'Helvétien peut être divisé en trois groupes : -

1. Un assemblage de marnes et de sables fins, en concordance avec le Burdigalien, renfermant quelques niveaux à Ostrea crassissima,
2. Un niveau gréseux, conglomératique et calcaireux, surmonté par des sables fins au Nord et marnes au Sud,
3. La Molasse typique avec une puissante série de sables fins et des grés, glauconieux etc.

1. Helvétien inférieur : La meilleure coupe de l'Helvétien inférieur se présente à Pont-de-Manne où il surmonte le Burdigalien, en concordance stratigraphique, avec des marnes à intercalations sableuses et deux bancs à Ostrea crassissima. A cet endroit, il a une épaisseur de 35m. Au Sud, l'Helvétien inférieur affleure d'une façon très sporadique. Il a un faciès sableux avec des débris d'Ostrea et forme la zone intermédiaire entre les corniches burdigaliennes et les "hauteurs médianes" de Giot, formées de l'Helvétien moyen. Plus au Sud, il devient marneux et dans la région de Bouvante, il a plus de 40m d'épaisseur. Remarquons que Le Page (1963) a rattaché les marnes,

situées entre le Burdigalien et le grès conglomératique de l'Helvétien moyen, toujours au Burdigalien. Cette conclusion, à notre avis, ne semble pas bien justifiée.

2. Helvétien moyen : La base de l'Helvétien moyen est une formation beaucoup plus détritique et grossière, qui forme un niveau repère, très net. Elle est composée de galets divers de petite taille, souvent verdis de glauconie, et des débris d'Organisme, particulièrement des mollusques, dents de squales etc. Elle se trouve en petits bancs, bien stratifiée, assez dur et n'a jamais plus de 10m d'épaisseur. formant toujours les sommets des "Hauteurs médianes" de Giot. Cet auteur et Demarcq ne voient pas cette formation au Sud de St. Jean-en-Royans. En fait, elle affleure au voisinage des Gauthiers et un peu au Nord d'Oriol-en-Royans (831, 800 : 304, 300). De même, les descriptions données par Le Page (1963) d'un calcaire gréseux à débris de "Lumachelles", situé au-dessus d'une série de marnes aux environs de Bouvante semble tout à fait analogue à notre grès grossier conglomératique de l'Helvétien moyen. Ainsi pouvons-nous constater une uniformité de dépôt à la limite de l'Helvétien inférieur et moyen dans tout le Royans. Cette couche est surmontée par une formation de sables fins, au Nord, difficilement séparée de l'Helvétien supérieur; tandis que, au Sud, un régime marneux suit ces grés, avec une mince intercalation sableuse à la base.

3. Helvétien supérieur : Il affleure sur une surface très étendue dans le Royans oriental, à l'E de St. Jean-en-Royans. Dans notre secteur, il se trouve sporadiquement sur le versant Est des "Hauteurs médianes". Cette Molasse typique montre une série de sables fins, glauconieux et de grés à forte teneur en calcaire et presque azoïque.

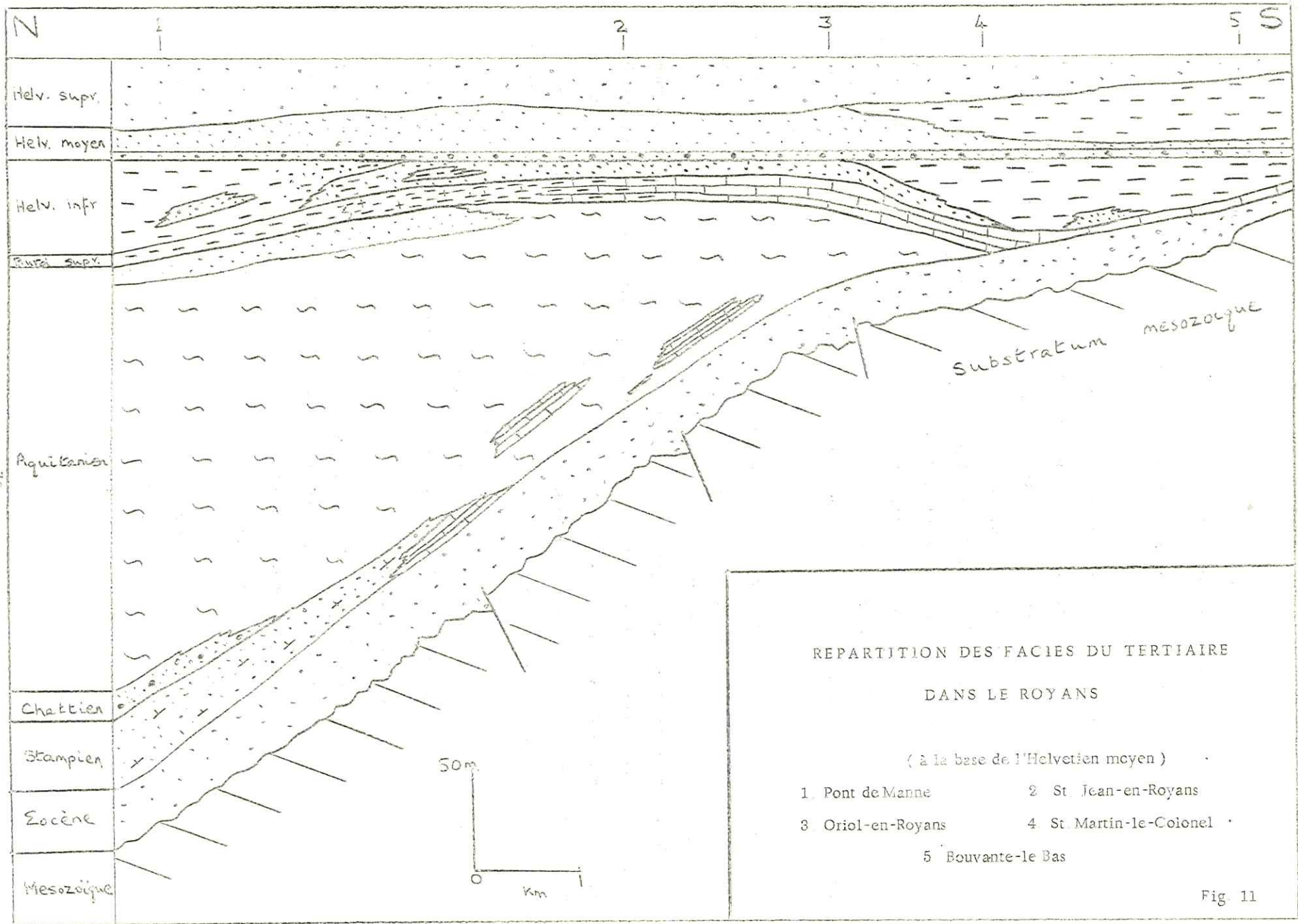
Comme dans la plupart des régions rhodoniennes, l'Oligocène se termine en Royans, par un épisode saumâtre et la mer ne transgresse qu'à partir du Burdigalien. Suivant la topographie sous-marine, le Burdigalien montre soit un faciès calcaire (au Sud) soit un faciès marneux (au Nord) avec une zone de passage, très nette, entre eux. Pendant l'Helvétien inférieur, le régime marneux domine tantôt au Nord, tantôt au Sud, avec des formations sableuses sur les calcaires burdigaliens, dont l'affleurement sépare orographiquement le bassin en deux. A l'Helvétien moyen, une uniformité momentanée de dépôt, dans tout le Royans, correspond probablement à une diminution de profondeur. Elle est suivie par les dépôts de marnes au Sud et de sables au Nord. Enfin, avec l'Helvétien supérieur, la région est uniformément envahie par la mer qui dépose une puissante série de sables et de grés.

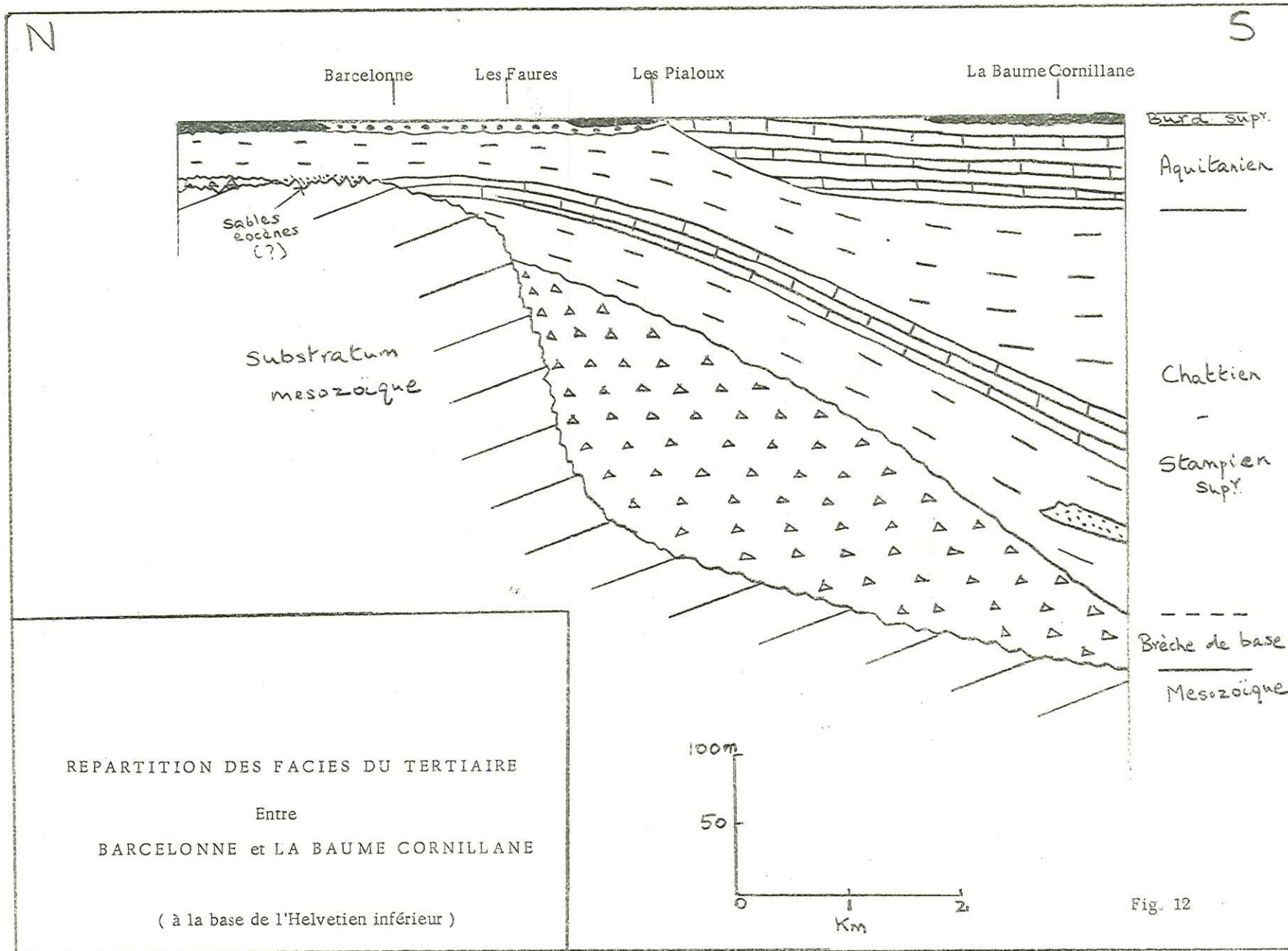
B. La Bordure occidentale des Monts du Matin :

Entre la Baume Cornillane et le Pas du Pont (1Km au Nord) la série oligocène (calcaires aquitaniens) est surmontée par une mince couche de grés grossiers, jaunâtres, à galets et débris d'Organismes. Par analogie avec une couche semblable dans le Bassin de Crest, elle peut être considérée comme le Burdigalien supérieur. Cette couche (de 6m d'épaisseur) est suivie par des marnes sableuses à Ostrea et des sables fins, jaunâtres, et azoïques, que l'on peut rattacher à l'Helvétien.

Entre Pas du Pont et les Oleas, au Nord des Pialoux, les sables helvétiques sont directement en contact avec les calcaires aquitaniens, sans intermédiaire des grés burdigaliens. Entre les Oleas et les Faures, le Burdigalien présente la série suivante : -

1. 4m de Conglomérat, bréchique, avec des éléments surtout urgoniens et des calcaires aquitaniens





(l'Aquitaniien n'affleure pas au Nord des Pialoux)

2. 3m de Grés grossier, détritique, à débris zoogènes, typiquement Burdigalien supérieur. Au-dessus viennent les sables fins à Ostrea de l'Helvétien.

Entre Les Faures et La Tour (à l'E de Barcelonne) Le Burdigalien n'est représenté que par des conglomérats à éléments urgoniens. Plus au Nord, il n'y a pas de conglomérats à la base du Burdigalien supérieur : les grés à débris zoogènes suivent les marnes versicolores de l'Oligocène et sont surmontés par des sables de l'Helvétien.

A l'E des Pialoux, un lambeau molassique, sans doute pour des raisons tectoniques, affleure entre les brèches de base et les marnes de la série oligocène. La lithologie de ce lambeau est tout à fait semblable à des sables fins et des grés durs de l'Helvétien. Dans le Plateau de Raye, se trouve un lambeau molassique en contre bas W du Pas de Frecon, à une altitude de 800m (à la hauteur des Pialoux); on y voit des grés calcaireux, à galets verdis et des débris d'organismes, au total un faciès semblable à celui du Burdigalien supérieur.

Au Nord, on ne voit pas d'affleurement du Burdigalien supérieur jusqu'à Rochefort-Samson où un petit affleurement, dans la Combe d'Oyans, (823,460 : 301,080) de grés conglomératique à galets et des débris d'Organismes montre des caractères analogues à ceux du Burdigalien supérieur. Les sables jaunâtres de l'Helvétien, parfois suffisamment compacts pour former des grés azoïques, continuent tout le long de la bordure occidentale, en donnant de petites collines à Charpey, Rochefort, St. Maurice d'Hostun etc.

Dans le forage de St. Lattier, la série du Miocène, se présente de la façon suivante : -

- 32m de marnes de l'Helvétien inférieur (et Burdigalien ,)
- 3m de Conglomérat glauconieux qui correspond aux grés conglomératiques de l'Helvétien moyen
- + 40m de marnes et sables de l'Helvétien supérieur. Dans d'autre core-drills, au voisinage de St.

Lattier, l'Helvétien est plus puissante et on n'a jamais rencontré le Burdigalien.

En résumant les données ci-dessus, nous pouvons distinguer : - Une époque, contemporaine ou légèrement antérieure à la transgression burdigalienne, où se sont déposés des conglomérats à éléments de l'Aquitaniien et des niveaux sous-jacents. Ces conglomérats affleurent seulement entre les Pialoux et Barcelonne.

Une transgression uniforme, avec dépôt de formations plus homogènes, pendant le Burdigalien supérieur et l'Helvétien.

Par contre, la fin du Miocène montre une série fluvio-lacustre (Demarcq, 1962) postérieure à la phase tectonique de l'Helvétien supérieur.

TECTONIQUE

DESCRIPTION STRUCTURALE

Dans ce chapitre, nous étudierons successivement, du Nord au Sud, les structures importantes dans leur état actuel; (Schéma structural Fig. 13) leur genèse et leurs relations structurales seront étudiées ultérieurement avec quelques considérations géotectoniques.

Etant donné la tranquillité des terrains tertiaires du Royans, nous insisterons surtout sur la structure des Monts du Matin.

1. ZONE PERICLINALE DU NORD :

Cette région, comprise entre l'Isère, Beauregard-Baret et la Montagne de Musan, montre plusieurs unités structurales du Nord au Sud. (coupes séries, Fig. 14).

A. Synclinal de St. Nazaire :

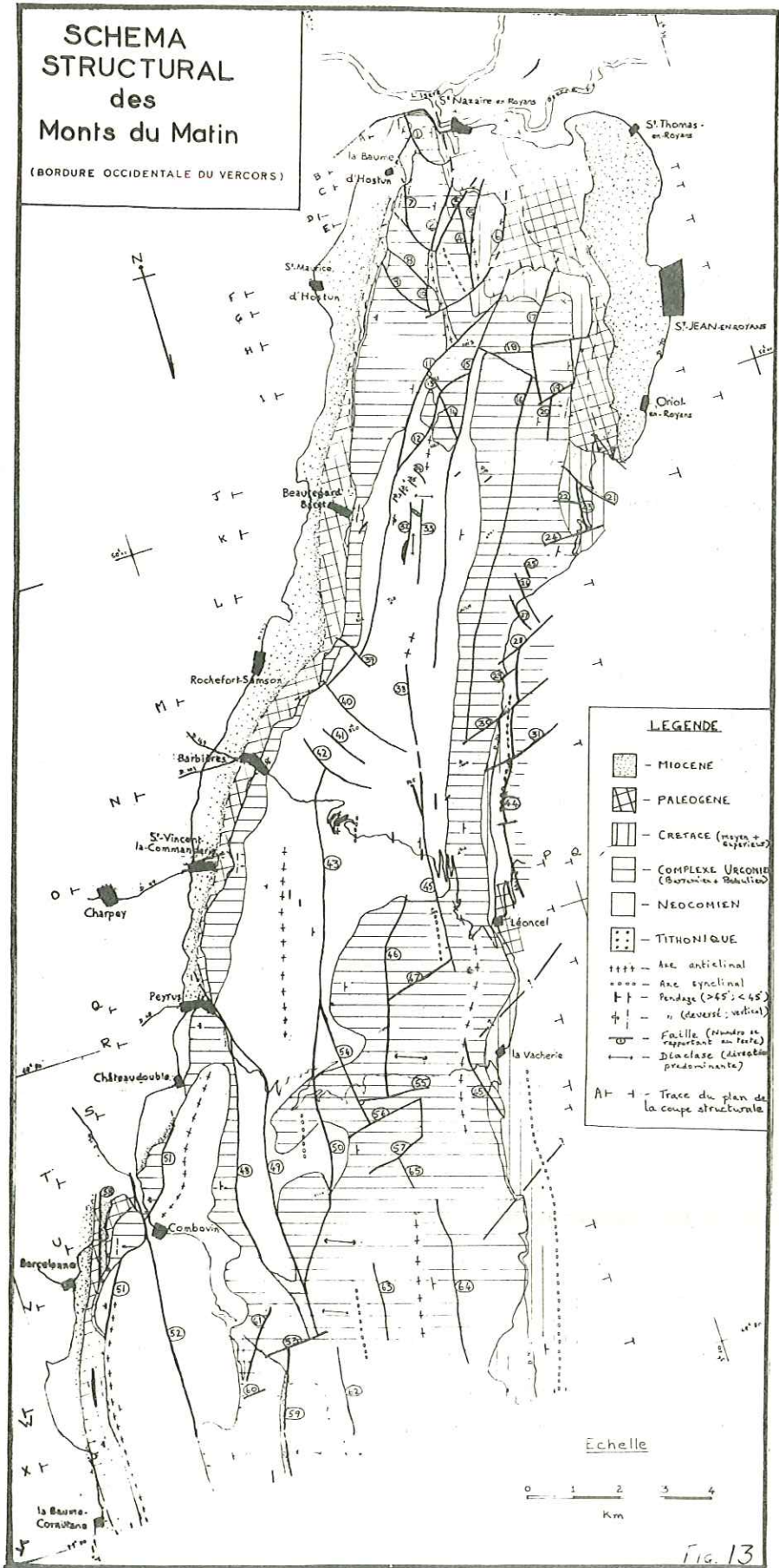
Les calcaires hauteriviens affleurent derrière le village de St. Nazaire avec un pendage de 50°W, sont suivis par une mince bande de Barrémien et par les grandes falaises d'Urgonien où s'observe une légère diminution de pendage. Dans une carrière sur la route nationale, l'Urgonien montre des bancs inclinés vers l'W à 45°, avec de beaux joints perpendiculaires à la stratification. L'Urgonien est suivi, 100m au SW de la carrière, par des calcaires ~~senoniens~~ senoniens qui n'affleurent que sur une surface exigüe. Ce senonien est coupé par une faille de rupture (N°. 1) légèrement incliné à l'E qui le met ainsi en contact, à l'W, avec l'Urgonien subvertical. Vers le Sud, cette faille se dédouble. Une branche s'incurve vers l'W et se perd dans les alluvions des Chailles. Au Sud de cette branche de la faille N°. 1, les différentes unités stratigraphiques de la Montagne de la Baume d'Hostun montrent un pendage vers l'W. L'autre branche s'incurve, au contraire, vers l'E et vient buter contre la grande faille de Trois Châteaux (N°. 2). Celle-ci sépare l'Hauterivien à l'W de l'Urgonien qui forme la petite butte du village de St. Nazaire à l'E. Au point de rencontre des failles 1 (branche orientale) et 2, la faille 1, ne montre pas de déplacement vertical mais un décalage horizontal mineur vers l'W du compartiment Sud. De fait, la nature des joints diffère dans les deux compartiments : dans la partie Nord, l'Urgonien montre une direction E-W (ou ESE-WNW) constante pour ses joints de distension, tandis que la partie Sud ne montre que des joints presque parallèles à la stratification (N-S), bien visibles au lieu dit Vanille.

B. Anticlinal des Grandes Etouables - Belle Combe :

Cet anticlinal N-S se voit le mieux entre les maisons de Belle Combe au Nord et de Grandes Etouables au Sud. Son coeur est formé d'Hauterivien. La partie occidentale de cet anticlinal est caractérisée par la présence de plusieurs failles transverses et des failles latérales, longitudinales. L'Urgonien commence avec une pente douce dans le noyau de l'anticlinal et se redresse à l'W. Au Nord de Belle Combe, l'anticlinal ne se conserve pas et se trouve réduit à sa moitié occidentale dans la région de la Baume d'Hostun. Au Sud des Grandes Etouables, l'anticlinal

SCHEMA STRUCTURAL des Monts du Matin

(BORDURE OCCIDENTALE DU VERCORS)



LEGENDE

- MIOCENE
- PALEOGENE
- CRETACE (moyen & supérieur)
- COMPLEXE URCONIEN (Bourguignon & Bahulien)
- NEOCOMIEN
- TITHONIQUE
- ++++ Axe anticlinal
- Axe synclinal
- +/- Pente (>45° < 45°)
- ∠ Pente (>45° vertical)
- ∠ Pente (<45° vertical)
- Fautes (numéros en rapportant au texte)
- Diaclase (direction prédominante)
- AT - Trace du plan de la coupe structurale

Echelle



Fig. 13

se termine dans une zone de failles inverses. La faille de Trois Châteaux qui coupe obliquement cet anticlinal ne laisse que la moitié orientale dans la région de la Calagne - Trois Châteaux. Evidemment la liaison entre cette partie et l'Urgonien de St. Nazaire (pendage vers l'W) à l'E de la faille de Trois Châteaux se fait par une voûte anticlinale masquée par le Tertiaire et les alluvions. Ainsi encadrée par les failles 2 et 3, la zone d'affleurement d'Hauterivien, au Nord de Belle Combe, forme, en gros, un horst coupé obliquement.

C. Synclinal des Essarts :

A l'E de l'anticlinal de Belle Combe, l'Urgonien forme un étroit synclinal. Dans le sentier du Bois Savoyard à la Belle Combe, près de la cote 598, l'Urgonien à pendage W surmonte régulièrement les calcaires barrémiens. Au Nord, la faille 3 arrête brusquement cette structure; tandis que à l'E, une nouvelle faille 4 amène l'Urgonien à pendage E contre le Barrémien du flanc Est de ce synclinal. Ainsi cette structure, très limitée, perd son individualité au Nord de la faille 3 et l'on revient au flanc E de l'anticlinal de Belle Combe.

D. Anticlinal du Bois Savoyard :

Cet anticlinal de direction NNE - SSW se voit seulement dans le Turo-Senonien. Le Senonien qui descend à l'E en surface structurale près de la maison des Aillauds et avec un fort pendage sur la route D. 209, forme le noyau de l'anticlinal à l'E de la maison du Bois Savoyard et pend vers l'W, 100m au Sud de cette maison. Mais, au Nord, cette structure se termine brusquement contre la faille verticale 5. Aux environs des maisons de Proposeur et de Champ des Puits, le Senonien a un pendage de 25-30° NE. Au Sud, la faille transversale 6 venant du Château-en-ruines, limite cette structure et plus à l'E, forme longitudinalement, tout le long de la route D. 209, la limite entre le Mésozoïque et le Tertiaire.

Dans toutes ces structures, l'érosion anté-éocène a été si profonde que les sables éocènes ou le "Siderolithique" affleurent indistinctement sur tous les terrains antérieurs.

E. Les Failles :

La plupart des failles de cette zone ont la nature de failles transversales normales qui deviennent des failles latérales longitudinales à la bordure. La faille 7 qui coupe transversalement l'anticlinal de Belle Combe, à la maison de ce nom, a un fort pendage de son plan vers le Nord et abaisse son compartiment Nord. Au Nord de la cote 506, elle prend une direction N-S et devient verticale abaissant le compartiment oriental. La faille 8 reste, en gros, parallèle à 7 et aux environs de la Roche, interrompt la bande senonienne venant du Sud. Cette interruption indique que cette faille ne pend pas vers le Nord, mais, au contraire, vers le Sud et abaisse le compartiment Sud. La faille 9 est analogue à la faille 7 et abaisse la partie Nord. Toutes ces failles prennent une direction N-S (ou NNE-SSW) à la bordure, parallèle à la grande flexure occidentale.

La faille de Trois Châteaux (2) joue d'une manière particulière. Au Nord, aux environs de St. Nazaire, elle est cachée sous le Quaternaire, mais doit être, probablement, presque verticale ou inclinée vers l'E, abaissant son compartiment oriental; tandis qu'aux environs de Belle Combe, c'est l'inverse : l'Hauterivien de la partie Est se soulève contre l'Urgonien de l'W. Il y a donc un mouvement de bascule dont le centre se trouverait un peu au Sud de Trois Châteaux. Au contraire, la faille 4 abaissant sa lèvre orientale, joue comme la faille de Trois Châteaux

dont elle apparaît un peu comme le prolongement, mais rien n'indique son passage dans la région de Trois Châteaux. La faille 10, verticale, entre les failles 8 et 6, joue de la même manière en abaissant la partie occidentale.

Quoiqu'elle corresponde à la faille 9, la faille 6 montre des caractères un peu différents et plus spectaculaires.

Contrairement à ce qui se passe avec la faille 9, la faille 6 abaisse sa lèvre Sud et son rejet devient plus important à son extrémité NE (80m) que sur l'axe anticlinal (15m). En même temps, le plan de cette faille qui est incliné vers le Sud devient plus vertical à l'E. Elle arrête toutes les structures des Essarts et se continue par le Château-en-ruines, sous les alluvions pour former la faille limitant les terrains tertiaires du Senonien à l'W.

La faille 5 est typiquement normale et verticale, abaissant son compartiment Est. Elle coupe l'anticlinal du Bois Savoyard avant de rejoindre la faille 4 et se perd vers le NE aux abords du Royans.

La région comprise entre la cluse de Beauregard-Baret et la zone de failles transverses étudiées précédemment, est marquée par des failles inverses importantes et des failles de distension secondaires. La faille inverse de St. Benoit (11) qui, dans la cluse de Beauregard amène les calcaires du Fontanil au-dessus des marnes hauteriviennes, se continue au Nord en traversant le sentier du Col des Marchands à la cote 673, toujours dans l'Hauterivien. Dans la région de St. Benoit, elle sépare les calcaires urgoniens et les marnes hauteriviennes, tous les deux pendant à l'W. A la cote 1030, elle tourne vers l'E et continue dans la direction de Rochechinard. Au Sud des Grandes Etoules, elle arrête la prolongation Sud de l'anticlinal des Grandes Etoules. Un peu au Sud du sentier du Col des Marchands, cette faille bifurque pour former la faille inverse de Pouet (12) qui s'arrête contre la faille de Laragnolle, 800m au Nord de la maison de Laragnolle. Encadré par ces deux failles (11 & 12), le plateau de Begealat (Pts. 1016 et 1030) pend doucement vers le NE, limité à l'E par la faille de Laragnolle. Les failles de St. Benoit (11) et de Pouet (12) sont associées à des failles secondaires :- la faille de la Chardonnière (13) entre les failles 11 et 12, et la faille de Pré de Cinq Sous (14) entre les failles du Pouet (12) et de Laragnolle. Elles sont surtout verticales, de distension, avec de faibles rejets à l'E. Deux fractures transverses, sans rejet, se voient dans la partie W :- l'une continuant la faille 13 dans le ravin de Laya et l'autre dans le ravin qui descend des Grandes Essarts aux Arbods. La faille de Laragnolle (15) est, elle aussi, une grande faille inverse qui montre une amplitude différente de son rejet du Nord au Sud. En effet, aux environs de Laragnolle, l'Urgonien de Serre de Crève Coeur et de Begealat à pendage E et NE est surmonté par des marnes hauteriviennes et l'Urgonien de la Montagne de Musan en raison de cette faille avec un rejet de plus de 200m; tandis que dans la région de Beauregard, elle n'a pas plus de 20m de rejet. Plus au Sud, dans les environs de St. Genis, elle devient plus verticale en abaissant son compartiment W. Ainsi cette faille montre un jeu de bascule très net.

F. La Montagne de Musan :

A la hauteur de Beauregard-Baret, l'Urgonien du flanc oriental de l'anticlinal de ce nom, descend en surface structurale, formant la Montagne de Musan, jusqu'à une ligne de dépression. A l'E de ces dépressions, une fois de plus, l'Urgonien de la Montagne de Sieurle forme une surface structurale à l'W de Tammée. Nous avons considéré cette ligne de dépressions, topographiquement remarquable, comme une zone de cassure, dédoublant la même banquette d'Urgonien. Ce serait une faille inverse (16) à pendage assez fort. Au Nord, cette faille, après un léger

décalage, continue dans le ravin de Malleval, mais en devenant verticale (Faille de Malleval, 17). Le décalage entre les failles 16 & 17 est causé par une fracture transversale passant entre le Petit Musan Pt. 1089) et l'Eau Basse (Pt. 833); celle-ci arrête également l'Hauterivien en contact avec la faille 15. Une faille (18) presque E-W se voit au Sud de l'Eau Basse, continuant vers l'E après sa coupure par la faille 17, jusqu'aux environs des Ducs. A son extrémité orientale, elle montre un décalage latéral dans les couches du Turo-Senonien. C'est évidemment une vieille faille de décrochement ayant joué ultérieurement. Un peu au Sud, une faille transverse 19 coupe la faille 17 et la décroche à l'E pour former la faille de Roche de Mai (20). A cause de cette faille, l'Urgonien qui descendait en surface structurale (40°E) à partir de la faille 16, prend une allure plus verticale à la bordure du Royans. La faille 19 arrête la zone d'affleurement du Turo-Senonien du Nord et on voit ensuite l'Urgonien en contact direct avec l'éocène. Le Senonien ne se voit qu'à partir de Totée, peut-être, en raison d'une faille invisible toutefois sur le terrain. A Tammée une faille (21) venant de Roche Chien (LePage 1963), par les Combes, traverse la route D. 70 et se perd dans la masse urgonienne du Grand Musan, en surface structurale. Une deuxième faille (22) parallèle à 21, se voit aux environs de Beaume Pertusa et il est difficile de dire si elle se prolonge jusqu'à la faille de Musan (16). Ces deux failles transverses sont mineures. Une faille (23) se voit entre Tammée et la maison de Dauphiné, où elle s'arrête contre la faille de décrochement des Gauthiers (24). La faille 24, avec une direction presque E-W, montre un décrochement du Turo-Senonien du compartiment Sud vers l'Est.

Sur la route D. 70 qui monte à Léoncel, l'Urgonien pend à 15-20°E-ESE est coupé par trois failles transverses (25, 26 & 27) :- la première un peu au SW des Granges et les deux autres au SW de la 1ère.

Ces deux dernières failles (26 & 27) traversent la rivière de Léoncel et butent ensuite contre la faille des Fogés (décrit par Le Page, 1963). Il est difficile de savoir si elles se prolongent dans le bois du Duc. Leur continuation, au Nord, dans la Bochére et le Musan, ne se voient pas et on ne peut connaître leur rapport avec la grande faille de Musan (16) au voisinage de laquelle elles semblent devenir plus longitudinales. Aussi nous n'avons pas vu la continuation sud de la faille de Roche de Mai (20). Ainsi pensons-nous que la bordure des Monts du Matin côté Royans correspond à une simple flexure normale.

La faille de Musan (16), citée précédemment, se voit jusqu'au Sud du Pas de Bouvaret, toujours dans une ligne de dépressions. A 400m au Nord des Rochers des deux Soeurs, cette faille arrête contre une faille transverse (30) venant du Col du Peril, à l'E de Léoncel. Il y a également d'autres failles transverses, parallèles à 30, situées plus au Nord. Nous en parlerons plus loin, ainsi que de leur relation avec la faille de Léoncel. Il faut souligner une fois de plus, qu'aucune de ces failles de terrain secondaire ne semble se continuer dans le Tertiaire du Royans. Le Secondaire est surmonté sans distinction par les différentes couches du Tertiaire.

2. ANTICLINAL DE BEAUREGARD-BARET :

Nous étudierons successivement l'Anticlinal de Beauregard tel qu'il se voit aux environs de Beauregard-Baret, sa prolongation méridionale dans les régions de Rochefort et de Barbières, les deux systèmes de failles transverses qui affectent les deux flancs de cet anticlinal et les plis intermédiaires qui réunissent ce pli avec celui de St. Vincent. (coupe sériée, Fig. 15).

W

E

COUPES SÉRIÉES
(INTERPRÉTATIVES)
de la
ZONE PERICLINALE DU NORD

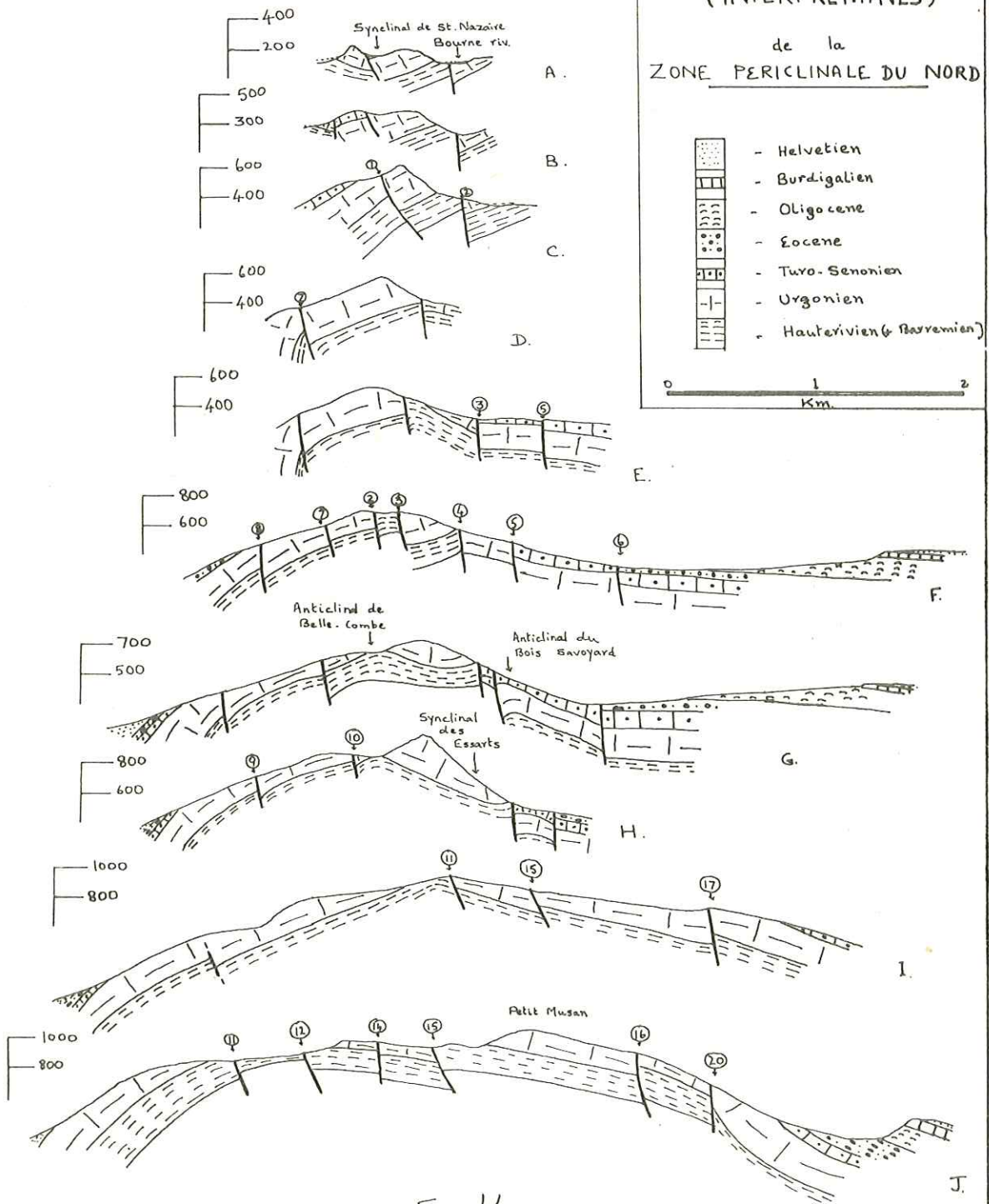


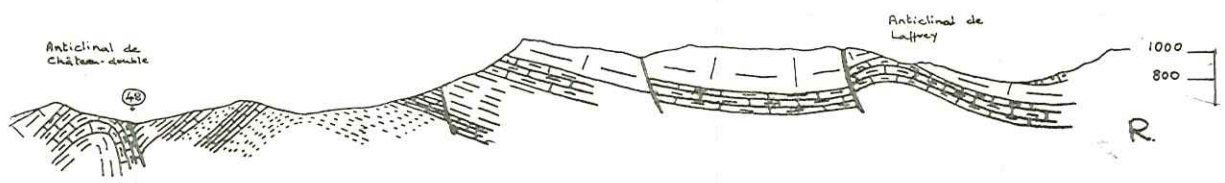
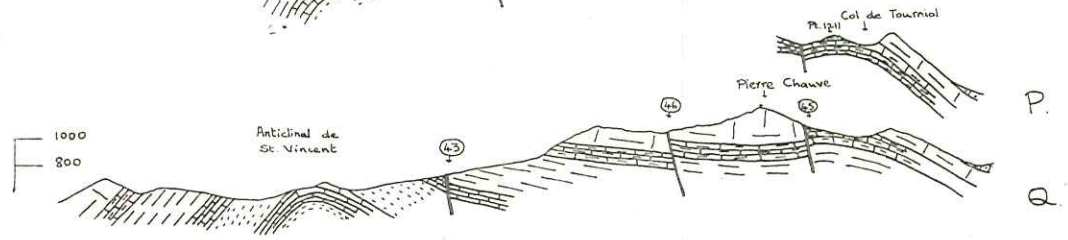
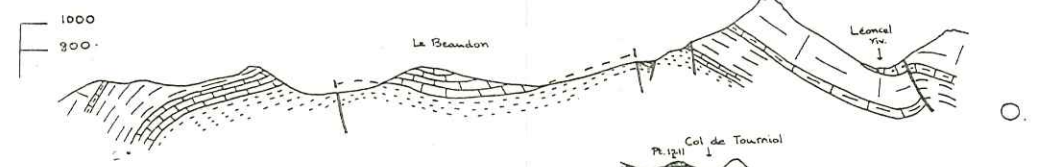
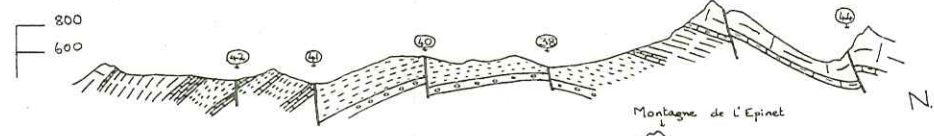
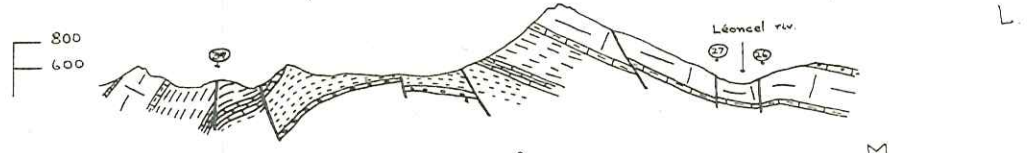
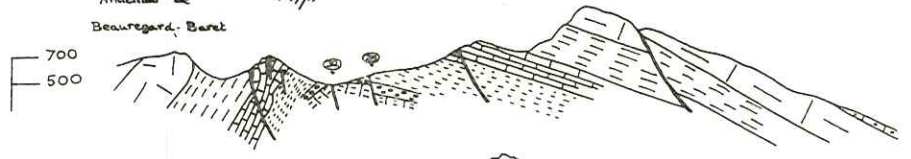
FIG. 14

COUPES INTERPRETATIVES
des
ANTICLIAUX MEDIANS.



W

E



LEGENDE

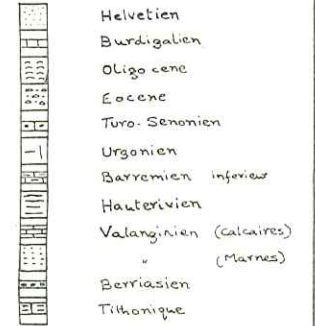


Fig. 15

A. L'Anticlinal de Beauregard s. str. :

Cet anticlinal montre, en gros, un pli en genou de direction N30°E - S30°W, avec son flanc occidental presque vertical (au niveau de l'Urgonien) ou légèrement déversé (Calcaires du Fontanil) et son flanc oriental incliné à 40°E. En traversant de l'W à l'E la région de Beauregard, l'Urgonien vertical est suivi par les marnes hauteriviennes inclinées à 65°W (le niveau calcaire de la Combe est presque vertical). Le contact de l'Hauterivien avec les calcaires valanginiens se fait par la grande faille (11) de St.Benoît qui amène les calcaires valanginiens au-dessus des marnes hauteriviennes. Dans le passage du Tour, le calcaire du Fontanil, déversé (80°E) est bien tectonisé à cause des failles longitudinales verticales et secondaires par rapport à la grande faille de St.Benoît. Jusqu'à la cote 547, dans le ravin de Tête d'Homme, les marnes valanginiennes et les calcaires berriasiens se continuent normalement. Les calcaires tithoniques qui les suivent, viennent en contact anormal avec des calcaires berriasiens; ce contact anormal (Faille des Airettes, 32) se continue au Sud, toujours parallèle à l'axe du pli. Aux environs de la cote 554, elle détermine le contact anormal entre les calcaires tithoniques (30°W) et les calcaires berriasiens presque horizontaux ou légèrement inclinés à l'E. Ces calcaires du Berriasien se continuent jusqu'à la maison de Champ Riant où une nouvelle faille (Faille de Champ Riant, 33) les sépare des marnes valanginiennes.

Au Nord, dans le ravin de Tête d'Homme, cette faille marque une remontée des calcaires berriasiens à l'E. Au Sud, cette faille se voit jusqu'à la cote 746 toujours dans les marnes valanginiennes. Ces dernières se continuent vers l'E jusqu'à la faille inverse de Laragnolle (15). A l'E de cette faille, le flanc E de l'anticlinal se normalise et les calcaires du Fontanil formant les différentes croupes sont surmontés par les marnes hauteriviennes et les calcaires urgoniens sans accidents majeurs.

La faille de Laragnolle (15) qui traverse cet anticlinal longitudinalement, montre un rejet très réduit par rapport à celui qu'elle possède au Nord. Plus au Sud, elle passe par la Montagne du Sey (séparant le sommet 800 du sommet 985 à l'E), puis passe à l'E de la Gardette (932) et se termine à la source de Grand Font en passant par les sources de Font Pourcel et des Pignes.

Au Nord de la cluse de Beauregard-Baret, les deux barres de Calcaire du Fontanil, verticales ou parfois déversées, s'incurvent en formant les montagnes de Pierre Rousse. Entre le Passage du Tour et la Montagne de la Moretières, ces calcaires sont coupés par quatre failles dont le plan est incliné à 40-45°E. La faille 37 très mineure n'affecte que la barre inférieure; la faille 36 semble être dans le plan vertical de la faille des Airettes (32) et ne possède qu'un faible rejet de 20m; la faille 35, parallèle à 36, montre un rejet de 10m. La faille 34 est la seule que l'on peut suivre dès le ravin des Lauses à travers la Pierre Rousse jusqu'à la faille de Pouet (12). C'est une faille inverse à pendage moyen, parallèle à d'autres, et probablement en liaison avec la faille de Champ Riant.

Au cours du forage, effectué par la société des Pétroles de Valence au flanc E de cet anticlinal, toutes les failles citées ont été rencontrées mais avec un pendage moins fort qu'à la surface. Ceci indique que les failles, inverses avec un fort pendage à la surface, deviennent chevauchantes en profondeur. Le forage a également montré l'existence d'une faille coupant l'anticlinal obliquement avec plus de 500m de rejet. Il s'agit, très probablement de l'accentuation de la flexure occidentale du Vercors qui passerait ici à un véritable chevauchement vers l'W.

B. Sa prolongation méridionale :

Dans la région de St. Genis, le coeur de l'anticlinal est formé d'une épaisse série de marnes valanginiennes. Vers l'W, il se suit par une mince bande de Calcaire du Fontanil affleurant à la limite méridionale de la Montagne des Ussets (948). La faille de St. Benoit (11) sépare, comme au Nord, le Calcaire du Fontanil (50°W) des marnes hauteriviennes (60°W) qui sont suivies par l'Urgonien de la Montagne de Morettet, presque vertical. Sur le flanc E, toutes les unités stratigraphiques pendent régulièrement à 30-35°E et l'Urgonien descend en surface structurale dans la vallée de Léoncel. Une faille axiale (38) coupe cet anticlinal, en abaissant le compartiment E, entre le Pas Rochas et Izerette par le ravin de Rochas. Cette faille peut rejoindre, au Nord, la faille de Champ Riant (33) en passant par la masse de marnes valanginiennes. L'axe de l'anticlinal se continue au Sud à l'E du Serre du Crey (965) faillé également; puis elle traverse la route D.101, 50m au Nord des Chirousses, en séparant le Calcaire du Fontanil incliné vers l'W et l'Hauterivien à l'E. Elle continue au milieu de la masse de Barrémien de la région du Col de Tourniol (1145) jusqu'au plateau d'Urgonien.

C. Les Failles transverses du flanc W :

Il y a quatre failles transverses importantes qui se voient au flanc W. La faille 39, de direction N30°W-S30°E se voit dans les gorges de Combe d'Oyans. A l'W, elle coupe l'Urgonien de la Montagne de Morettet de telle manière qu'en rive gauche de ces gorges, il n'y a plus que 45m d'Urgonien tandis que la rive droite en montre plus de 135m. Puis elle coupe l'Hauterivien, malheureusement masqué sous les éboulis de l'Urgonien du compartiment Nord, coupe également la faille de St. Benoit (11) et le calcaire du Fontanil, avant de se perdre dans les marnes valanginiennes. La faille de St. Benoit (11), coupée par la faille 39 et décalée de plus de 50m à l'W, se continue au Sud, dans les marnes hauteriviennes avant d'être coupée par la faille 40. Après un petit décalage à l'W, la faille 11 tourne vers l'WSW; à son contact avec la faille 40, elle a l'Urgonien et le Barrémien dans son compartiment Nord et l'Hauterivien au Sud. Quelque distance à l'W, la faille 11 passe dans les alluvions et on ne voit que l'Hauterivien du compartiment Sud. En arrivant au chemin du Col de la Sambie, l'Hauterivien, le Barrémien et l'Urgonien forment la colline de Pierre Colombe dans le compartiment Sud et le Barrémien un petit affleurement dans le compartiment Nord. Comme le Barrémien, à cet endroit, et l'Urgonien, 200m au Nord (la prolongation méridionale du Château de Rochefort), ont le même caractère structural, il y a là une faille N-S, ancienne, qui les sépare sous les alluvions.

La deuxième faille 40 commence aux environs de la maison de Coquat, en déterminant un petit décalage dans l'Urgonien, le Barrémien et la faille 11 (qui sépare ici l'Hauterivien du Barrémien). Elle se continue au SE par les prairies de Totet (formés de l'Hauterivien). Sur le sentier, au Nord de la Sambie, la faille met en contact les deux niveaux calcaires du Valanginien supérieur avec les marnes valanginiennes. Elle se prolonge plus au SE avant de se perdre dans les marnes valanginiennes au Nord du Serre de Crey.

La troisième faille, 41, commence à la cote 702 à l'W du Col de Sambie. A cet endroit, elle sépare le niveau supérieur des calcaires valanginiens (incliné à 40°WSW) d'un banc calcaire valanginien (incliné à 20°W). Puis la faille passe par la maison de Barnochon et se termine sur le versant Nord de Serre Peillot. Au NW, on ne voit pas

la continuation de cette faille dans les marnes hauteriviennes.

La faille 42 se voit depuis la cote 601 au Nord du Torrent des Rivières jusqu'au versant Sud de Serre Peillot. Parallèle aux autres, elle se manifeste d'abord par un décalage dans le niveau supérieur du Valanginien supérieur. Ce banc de calcaire (40°WSW) du compartiment W se retrouve après un décalage de 160m à l'E; et la faille se continue par les Fours à Chaux. A cet endroit, on voit les différents niveaux du Valanginien supérieur coupés successivement et décalés au Sud dans le compartiment Est. A la carrière des Fours à Chaux, une nouvelle faille NNE - SSW complique la structure. En fait, la deuxième barre calcaire du Valanginien supérieur s'arrête brusquement contre la nouvelle faille inverse et on ne voit que les marnes du Valanginien. On ne voit plus la trace de cette faille à l'E du ravin de la Lause. Encadré par les deux failles 41 & 42, le Serre Peillot montre la série du Valanginien supérieur normale pendant à l'W.

La faille de Massegrès (43) qui commence aux Fours à Chaux se continue au Sud pour plusieurs kilomètres. Entre les Fours à Chaux et la route D.101, elle a la série normale du Valanginien supérieur dans son compartiment W et les marnes valanginiennes à l'E, structurellement surélevées.

Ainsi toutes ces failles transverses s'arrêtent dans les marnes valanginiennes sans arriver jusqu'à l'axe du pli. Les deux dernières failles (41 & 42) ne se voient pas dans les marnes hauteriviennes et limitent leur action aux niveaux durs du Valanginien supérieur. Cependant il n'est pas exclu qu'elles prennent une direction parallèle à la bordure du massif à leur limite occidentale et deviennent ainsi les failles latérales longitudinales.

D. Les Failles transverses du flanc E :

Dans le flanc E, il y a quatre failles transverses de direction ENE - WSW, sans compter plusieurs fractures transverses à la rive droite de Léoncel. Ces failles coupent la grande faille de Léoncel (44), traversant la route D.70 et se perdent ensuite dans l'Urgonien descendant en surface structurale (Montagne de l'Epinet). Le Page (1963) a mis en évidence la continuation orientale de ces failles transverses.

Aux environs de Seguret, la faille 28 traverse la masse d'Urgonien en abaissant la partie Nord, ou le Turo-Senonien est conservé à la différence du compartiment Sud. Mais cette faille a une amplitude mineure et ne se voit pas dans l'Urgonien sur une grande distance. A 400m au Sud, sur la route D.70 se trouve une petite faille 29 qui ne se continue pas jusqu'à la faille de Léoncel (44). La troisième est la plus importante, la faille de Bouvaret (30) se voit depuis la cote 1287 jusqu'au Col du Peril en passant par les maisons du Bouvaret sur la route D. 70. Celle-ci, comme nous l'avons indiqué, arrête la faille de Musan (16) à l'W, relève son compartiment Nord et coupe la faille de Léoncel (44). Elle arrête, également, le synclinal de Léoncel qui se voit mieux au Sud. A Bessa, il y a une autre faille (31), transverse, qui se développe mieux dans la région orientale (Le Page, 1963) et coupe également la faille de Léoncel. Il faut signaler la présence d'une petite faille transverse qui coupe la barre barrénienne aux pieds du Pas du Solier, à l'W de la Montagne de l'Epinet.

La faille de Léoncel (44) est une unité structurale majeure qui provient de la transformation d'un anticlinal dissymétrique au Sud, en un véritable chevauchement au Nord de Léoncel. Parallèlement, la prolongation septentrionale du synclinal de Léoncel devient de plus en plus mince et complètement pincée. Comme l'avait montré

Le Page (1963) cette faille ne se continue pas au Nord dans la région de Musan et ne tourne pas, non plus, parallèlement à la rivière de Léoncel.

E. Les Plis Intermédiaires :

Le raccord entre le grand pli de Beauregard et la terminaison périclinale de St. Vincent est réalisé par un anticlinal situé dans le versant W du plateau de Beaudon. Cet anticlinal a un synclinal complémentaire à l'E et la grande faille de Massegrès à l'W (43). En montant le Beaudon par la route D.101, à partir de Pejoux, on voit les marnes et les marno-calcaires du Valanginien inférieur affleurant dans deux virages (cote 620) toujours avec un pendage vers l'W. Depuis le deuxième virage jusqu'au sommet de Beaudon (793) on voit les calcaires du Valanginien supérieur qui forment un anticlinal au versant W et un synclinal dans le plateau même. En continuant la route, nous n'avons que le calcaire du Valanginien supérieur jusqu'à la grande faille de Pierre Chauve (45) aux environs des Chirousses. Dans le Ranc, on voit un petit décalage du Calcaire valanginien produit par une faille secondaire de direction N-S. Aux environs des Chirousses, les calcaires valanginiens pendants à 60°W, sont complètement broyés sur une distance de 50m et les marno-calcaires de l'Hauterivien à pendage vers l'E font leur apparition dans le premier virage (880) avant le Col de Touniol. C'est par cette zone de broyage que passe la faille de Pierre Chauve (45). Cette faille, de direction N15°E-S15°W, se relie à la faille N-S qui descend de Serre du Crey au ravin des Badonnes.

A l'E, les couches pendent normalement vers l'E et l'Urgonien, descendant en surface structurale dans la vallée de Léoncel, participe, avec son mince manteau senonien, à la structure du synclinal de Léoncel. Le complexe de l'anticlinal-synclinal du Beaudon ne se poursuit pas sur une grande distance au Sud. C'est ainsi qu'on voit dans les Crapaudes, au Sud de la rivière de Barberolles, les couches prendre un pendage vers l'E et former le flanc oriental de l'anticlinal de St. Vincent. Plus à l'E, dans la région de la Chabannerie-Maroux-Cany, les calcaires valanginiens et l'Hauterivien montrent toujours un pendage vers l'E - SE. Le raccord entre cette dernière zone et les plis du Beaudon s'explique par le fait que le flanc oriental de l'anticlinal de St. Vincent est très large et pend doucement tandis que le flanc occidental du synclinal de Beaudon est très court et redressé. De plus, la faille de Massegrès (43), à l'W, facilite le raccord entre ces deux structures.

3. ANTICLINAUX MEDIANS :

Entre le grand pli du Beauregard-Baret et l'anticline de la Raye, existent des unités structurales importantes comme : l'anticlinal de St. Vincent, l'anticlinal de Château-Double, les ondulations dans le Plateau d'Urgonien et les accidents tectoniques qui les accompagnent. (Coupe Serrées Fig. 15)

A. Anticlinal de St. Vincent :

Cet anticlinal de direction N20°E-S20°W se voit entre Barbières et Peyrus. Comme l'anticlinal de Beauregard, le flanc W est presque vertical et le flanc E pend régulièrement à 30-40°E. Dans le ravin de Buisse, à l'E de St. Vincent, l'Urgonien vertical est suivi par les bancs de Barrémien et d'Hauterivien pendant à 50°W. Le calcaire valanginien qui les suit montre un pendage fort (65°W). Dans le chemin de Massegrès, le coeur de cet anticlinal est fait de marnes valanginiennes; un peu au Sud, un niveau calcaire intercalé dans les marnes, forme la petite

butte à l'E des Carrats et également le coeur de cet anticlinal. Les calcaires du Valanginien supérieur se continuent à l'E dans le ravin de Larchère (tandis que à Massegrès et les Ruines de Puy Marche (650) montrent déjà les marno-calcaires de l'Hauterivien) jusqu'à la faille de Massegrès (43) qui continue au Sud en passant par la source des Chabottes. Cette faille est une faille inverse typique soulevant son compartiment E et c'est ainsi que le flanc E de l'anticlinal devient plus court, même avec son faible pendage. A l'E de cette faille, le flanc E se poursuit tranquillement pour former le plateau d'Urgonien.

Dans sa terminaison périclinale, se trouvent surtout des marno-calcaires de l'Hauterivien et les calcaires valanginiens. L'Urgonien conserve tout le long sa verticalité pour se relier avec le flanc occidental de l'anticlinal de Beauregard. A Barbières, il arrive à se déverser, à cause des failles longitudinales. Les marno-calcaires hauteriviens qui ont un pendage de 50°WNW à St. Vincent, montrent un pendage de 30°NNW au Col de Cote plane. Un peu au Nord, dans la région de Barbières, elles montrent un pendage de 55°NW et font partie du flanc W de l'anticlinal de Beauregard-Baret. Les calcaires valanginiens qui ont un pendage de 65°WNW à St. Vincent, tournant au Nord et à l'E, suivent le ravin de Crammasat (qui forme également la limite entre l'Hauterivien et le Valanginien) et s'inclinent en surface structurale en rive gauche de Barberolles. Comme nous n'avons pas trouvé, au Col de Cote plane, de failles qui puissent raccorder ces deux structures, nous supposons que la faille de Massegrès (43) forme un petit synclinal dans son compartiment occidental (Massegrès et le Champ des Pins).

Au Sud, le flanc occidental devient plus épais à cause des changements de faciès, mais reste toujours fortement incliné à l'W. L'axe de cet anticlinal passe toujours par les marnes valanginiennes où se trouvent les fermes de Drogue, de Gariot etc. La faille 43 se continue au Sud compliquant la structure du flanc E. Les failles qui font leur apparition dans la vallée de Grès, au Sud de Peyrus, et l'existence d'une nouvelle structure de valeur synclinale dans la butte d'Urgonien de Pré Faucon arrêtent la prolongation méridionale de cet anticlinal.

B. Synclinal de Pierre Chauve :

L'Urgonien du flanc E de l'anticlinal de St. Vincent forme un petit synclinal à l'W du Col de Tourniol, qui se voit aux Rochers de Pierre Chauve (1308). Ce synclinal, entre l'anticlinal de St. Vincent et celui de Laffrey à l'E, montre également une faille inverse (46) à son flanc W. Cette faille se voit dans les bancs de Barrémien et d'Urgonien de La Ferrure (1220). Ce synclinal est limité à l'E par la faille de Pierre Chauve (45). La faille 46 se suit au Sud par une ligne de dépressions où se trouvent les fermes de Detet et de Barragnand etc. Elle a des caractères, tout à fait, semblable à ceux de la faille de Musan (16) au Nord.

C. Anticlinal de Laffrey :

Le synclinal de Pierre Chauve est suivi à l'E par la prolongation Sud de l'anticlinal de Beauregard. L'axe de cet anticlinal se voit dans les bancs de Barrémien sur la route D. 101 qui descend à Léoncel. Les calcaires du Barrémien ressortent en une boutonnière d'érosion au milieu des calcaires urgoniens. Ce pli continue au Sud avec un minime changement de direction d'axe (N35°E-S35°W) jusqu'à l'E du Perruclat (1126) ? au Sud de la route D. 68. La faille inverse de Pierre Chauve (45) coupe le flanc W de cet anticlinal, en coïncidant avec la falaise urgoniennne de Pierre Chauve. Cette faille continue au Sud (non visible entre Recouilles et Tevoux) en prenant une direction

NW-SE. Elle traverse la route D.68, à l'E de Poulet, puis la route D.70 à la cote 969. Elle se termine dans les marnes aptiennes. Ainsi nous voyons que cette faille commence avec une direction parallèle à celle du pli, traverse le pli obliquement et s'en va mourir à l'E du pli.

Signalons l'existence d'un petit affleurement d'Urgonien (Pt. cote 1211) à l'W du Col de Tourniol au milieu des calcaires barrémiens.

D. Anticlinal de Château-double :

Cet anticlinal se voit entre Peyrus et la rivière de Vollange au Sud. Il est limité à l'E par un faisceau de failles inverses de direction N-S. Cet anticlinal n'a pas d'individualité propre mais est plutôt la zone périclinale de l'anticlinal de Raye, décalé au NE par une faille. Sauf pour un petit affleurement de marnes valanginiennes à Combe Graille, au Nord de la Picardie, ce sont surtout des calcaires barrémiens et de l'Hauterivien qui participent à cet anticlinal.

Au Nord, la colline de Pichette (600) (au Sud de Peyrus) est faite de calcaires barrémiens plongeant au Nord et presque verticaux. Ces calcaires se continuent au Sud par les Teyssonières, Serre de l'Ane (651) pour former le flanc oriental de l'anticlinal de Raye à Serre Bochon (768) etc. Le flanc E de cet anticlinal est limité à l'E par la faille des Caires (48). L'Hauterivien qui forme le coeur de cet anticlinal se trouve au Point Fey, aux Touches et Menerault (650) etc. Le flanc occidental qui se suit normalement avec des marnes hauteriviennes et les calcaires barrémiens montre une complication structurale à Charboton, au N de Combovin. Les calcaires barrémiens qui se voient sur le versant Sud de la colline de Charboton et les calcaires urgoniens qui forment le sommet de Charboton (494), représentent le flanc W de cet anticlinal de Château-double. Celui-ci montre une complication tectonique majeure ici; en effet, la faille inverse de Charboton (No.51) qui sépare les calcaires barrémiens des marno-calcaires hauteriviens continue par le ravin N-S, traverse le Col entre les sommets 494 (fait d'Urgonien) et 498 (Hauterivien), tourne vers le N30°E et aux environs de Bougat, sépare un minuscule affleurement du Barrémien, de l'Hauterivien. Le Barrémien, presque vertical, est surmonté par un mince affleurement d'Urgonien et la molasse directement. L'Hauterivien, à l'E de cette faille (51) pend à 50°W. Aux environs de Combovin, cette faille tourne vers l'W et continue sous les alluvions de Vollange pour être ensuite coupée et décalée par la faille de Combovin (52).

E. Les Failles Sud de Peyrus :

Les failles importantes situées au Sud de Peyrus sont : 1. La faille des Caires ; 2. La faille de l'Empereur ; 3. La prolongation méridionale de la faille de Massegrès et sa bifurcation.

1. La faille des Caires (48) se voit, pour la première fois, sur la route D.68, 1Km au Sud de Peyrus, entre les calcaires barrémiens verticaux et les marno-calcaires de l'Hauterivien (40°WNW). La faille continue au Sud avec une direction de N10°E-S10°W jusqu'à Rousillon. Au delà elle prend une direction de N30°E-S30°W pour rompre le synclinal barrémien aux environs des Caires. Traversant la Vollange, elle sépare l'Hauterivien du Barrémien tout le long du ruisseau qui descend de Pinsaye (1007). A l'E de Serre Bochon (768, 819), elle traverse les calcaires barrémiens et entre dans le plateau d'Urgonien par le Pas de Fontfène (855). Elle continue au Sud dans le Plateau

jusqu'à ce qu'elle s'arrête contre la faille décrochante de Marquet (53).

2. La faille de l'Empereur (49) a une grande importance dans la région de Peyrus, où, réunie avec la faille des Caires (48), elle montre un décalage, très net, entre les niveaux stratigraphiques du Nord au Sud. C'est à cause d'elle qu'il n'y a pas continuité entre l'anticlinal de St. Vincent du Nord et celui de Château-double du Sud. Puis elle traverse la route D. 68 au voisinage de la ferme de l'Empereur (d'où vient son nom) où elle sépare l'Hauterivien pendant à l'W et le Valanginien (souvent caché) formant le flanc oriental de l'anticlinal de St. Vincent. La faille prend ensuite une direction N-S et coupe l'ondulation anticlinale d'Hauterivien entre l'Empereur et Robin dans la vallée de Vollange. Elle continue au Sud toujours N-S, parallèlement à la Grand Dent (976). Elle entre dans le Plateau urgonien par le Pas (987) situé à l'E du Pas de Fontfène, On ne la voit pas au-delà. Entre la Vollange et le Pas de Fontfène, cette faille n'offre presque pas de rejet et est oblique par rapport au pli anticlinal de l'Hauterivien.

3. La faille de Massegrès (43) se bifurque en deux un peu au Nord du chemin des Moines et la branche occidentale (50), la plus importante, continue SSW en passant à l'E de la zone synclinale d'Urgonien de Pré Faucon. La faille traverse ensuite l'Hauterivien du cirque de la Rune et après une légère inflexion vers le SW, sépare le massif de la Grand Dent du grand plateau d'Urgonien. Au SW, après le Pas de Lièvre (919), elle rejoint la faille de l'Empereur (49) et toutes deux réunies continuent jusqu'à la faille de Marquat (53). La branche orientale (54), en prenant une direction SSE, traverse l'avancée d'Urgonien de Revire Manteau, (à l'E du pic 1016), et la route D. 68 pour s'arrêter au Nord du Pt. 1014 contre la faille transverse de Cartier.

F. Les Failles de direction E-W :

La première faille (47), E-W, dans le plateau d'Urgonien se trouve entre les maisons de Lanchois et de Laffrey, limitée par les failles de Pierre Chauve (45) à l'E et de La Ferrure (46) à l'W. C'est plutôt une fracture transverse qu'une faille. La deuxième (55) se trouve au Sud de la route D. 68 entre les fermes de Bellon et de La Bruyère. A l'E de la Bruyère, on ne voit pas la continuation de cette faille; à l'W, elle s'arrête contre la branche orientale (54) de la faille de Massegrès. A cet endroit, elle passe entre l'Eocène de Bellon et l'Urgonien de la Chabreille (1100). Une faille (56), parallèle à la dernière se trouve, 200m au Sud, commençant à la maison de Cartier, elle continue vers l'W par le ravin de Vollange. Les marnes hauteriviennes ne montrent pas la continuation de cette faille à l'W de la Pissandre. Un peu plus au Sud, une petite faille (57), se voit entre le Pas du Margeat et le Perruclat (1126). Il faut signaler que ces failles ne montrent pas de rejet vertical et qu'elles sont surtout des fractures transverses, montrant parfois un déplacement latéral. Plus au Sud, on peut voir la faille décrochante, de direction presque E-W, depuis la maison de Marquat jusqu'au Nord de Peome.

4. STRUCTURES MERIDIONALES :

L'anticlinal de la Raye à l'W, le synclinal du Chaffal à l'E et les unités intermédiaires forment les structures importantes de cette partie de notre terrain. (Fig. 16)

A. Anticlinal de la Raye :

Cet anticlinal se voit le mieux entre Barcelonne et la Baume Cornillane. C'est un pli en genou, orienté N-S

avec un coeur formé de marnes valanginiennes. Le flanc occidental est, tout à fait, vertical et le flanc E pend doucement à 25-30°E. A la hauteur de la Baume Cornillane, on voit la série normale depuis le Valanginien jusqu' à l'Urgonien dans le flanc E: un peu au Nord, les marno-calcaires de l'Hauterivien doivent être affectés par une faille N-S (52), peu visible, responsable de l'élargissement de l'affleurement d'Hauterivien. Cette faille continue par la Combe Grand jusqu'aux environs de Combovin et décale au Sud la faille de Charboton (51). L'axe de cet anticlinal que l'on peut suivre depuis la Baume Cornillane jusqu'à Barcelonne ne se voit plus au Nord et le jeu des failles de Combovin (52) et de Charboton (51) complique la structure.

A la Baume Cornillane, les marnes valanginiennes sont suivies à l'W par la brèche Oligocène verticale, des marnes oligocènes plissotées, des calcaires aquitaniens presque verticaux et le Miocène également à fort pendage. Aux Pialoux, un lambeau molassique s'intercale entre les marnes oligocènes et leur brèche de base, formant un mince synclinal redressé à l'E, à son contact avec la brèche verticale, et légèrement incliné vers l'E à son contact avec les marnes oligocènes plissotées. Les calcaires aquitaniens qui suivent les marnes sont verticaux et le miocène pend à 60°W. Ce lambeau molassique peut s'expliquer si l'on imagine que, pendant le plissement, le noyau dur de brèche oligocène est remonté verticalement par rapport aux marnes qui se plissaient, si bien que les molasses sus-jacentes se sont localisées dans une dépression tectonique. (Fig. 18)

Aux environs de Barcelonne, (Fig. 17) le flanc W de l'anticlinal de la Raye montre les marnes valanginiennes, presque verticales, suivies à l'W par l'Hauterivien (70°W) et une mince bande du complexe barrémo-urgonien (65°W). Les marnes oligocènes et la Molasse pendent régulièrement vers l'W à 50-55°W. Comme la brèche oligocène (qui remplace le Barrémo-urgonien) au Sud, repose en discordance angulaire sur le Valanginien et comme l'Hauterivien, entre le Valanginien et le Barrémien, ne montre pas son épaisseur normale, on peut en déduire qu'il y a une faille (51) qui sépare le Valanginien de l'Hauterivien. Cette faille ne continue guère au Sud de la colline d'Osselet (398). A la hauteur de la Baume Cornillane, une petite faille verticale, sépare l'Hauterivien du Valanginien. La faille 51 se prolonge vers le Nord, en séparant le Valanginien successivement de l'Hauterivien, du Barrémien et de l'Urgonien pour être coupée par la faille 52 à Combovin. Au delà, la faille se poursuit presque jusqu' à Chateau-double, comme la faille de Charboton (51).

Un peu au Nord de Barcelonne, il y a un autre lambeau molassique incliné dans les marnes oligocènes. En effet, le Miocène de la région de Barcelonne, se continue au Nord par les fermes de Marignac, des Ayes etc, surmontant normalement l'Oligocène avec un fort pendage. Dans le ravin à l'E des Ayes, une barre burdigalienne se voit occupant une position anormale sur les marnes sous-jacentes. Cette barre de Burdigalien se continue vers le Nord pour se relier avec les couches miocènes, sur la route de Combovin au Nord de la ferme de Brondel. Ce lambeau est évidemment dû à une faille 58, N-S qui se continue vers le Sud jusqu'à l'W de la Tour de Barcelonne. Une faille semblable, peut expliquer le lambeau molassique des Pialoux. Encadré par la faille 52 et l'Oligocène à l'W, la colline de Ste. Marguerite est formée d'Urgonien, vertical ou légèrement renversé vers l'E;

Dans le Plateau de la Raye, à l'W d'une faille inverse (59) qui soulève son compartiment oriental, se trouve un petit affleurement de Miocène. Cet affleurement devient plus important en formant un synclinal redressé au Sud de notre secteur. C'est probablement l'unique endroit où l'on peut dater une faille du Plateau urgonien; cette faille

COUPES INTERPRETATIVES
des
STRUCTURES
MERIDIONALES



W

E

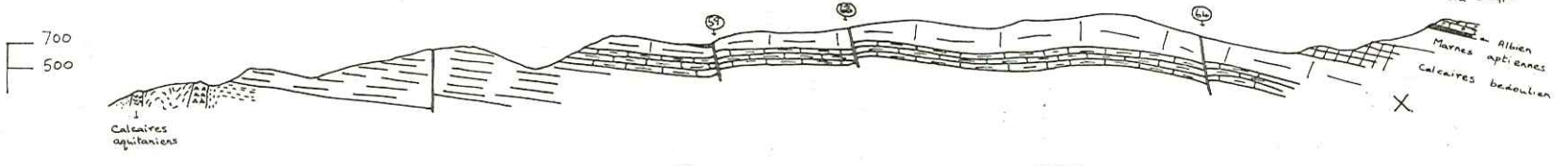
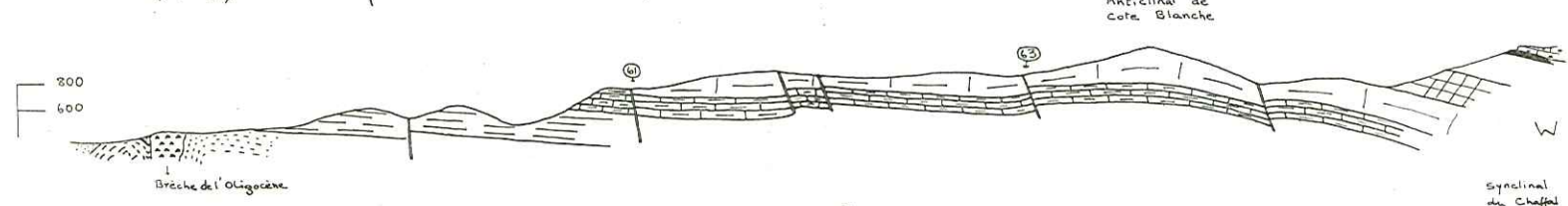
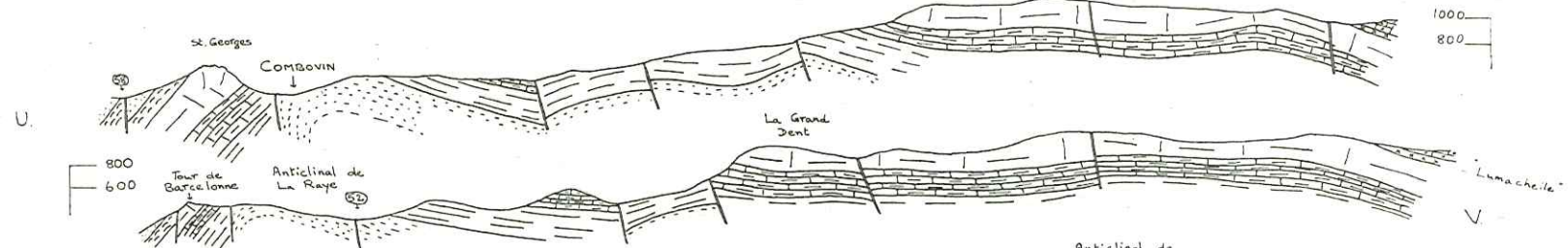
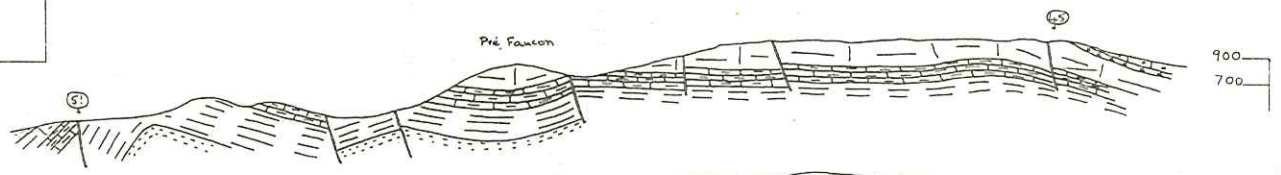
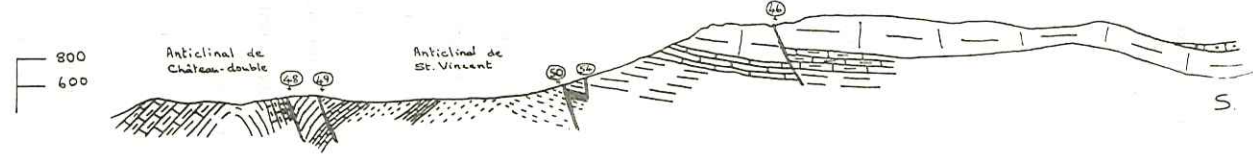


FIG 16

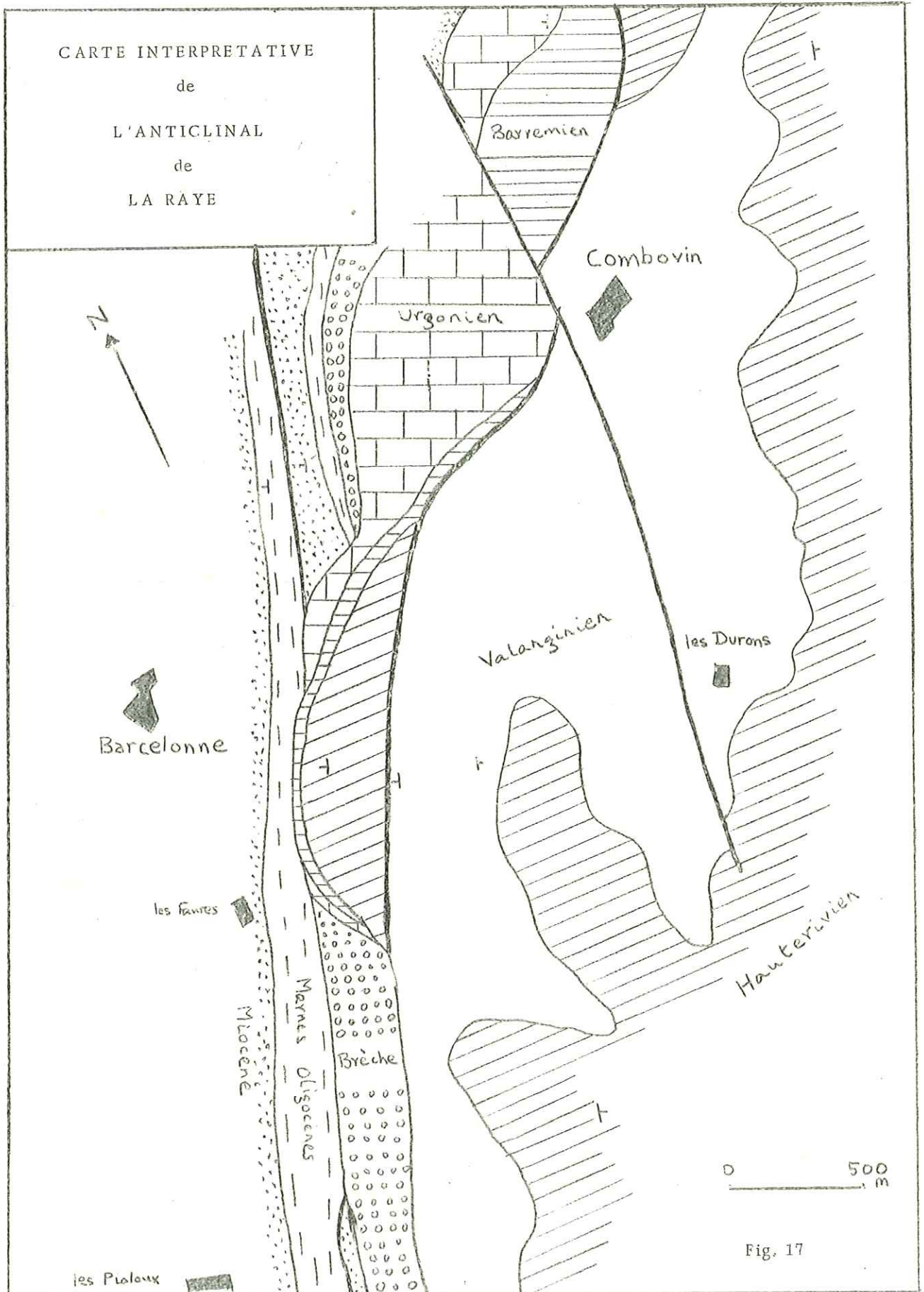
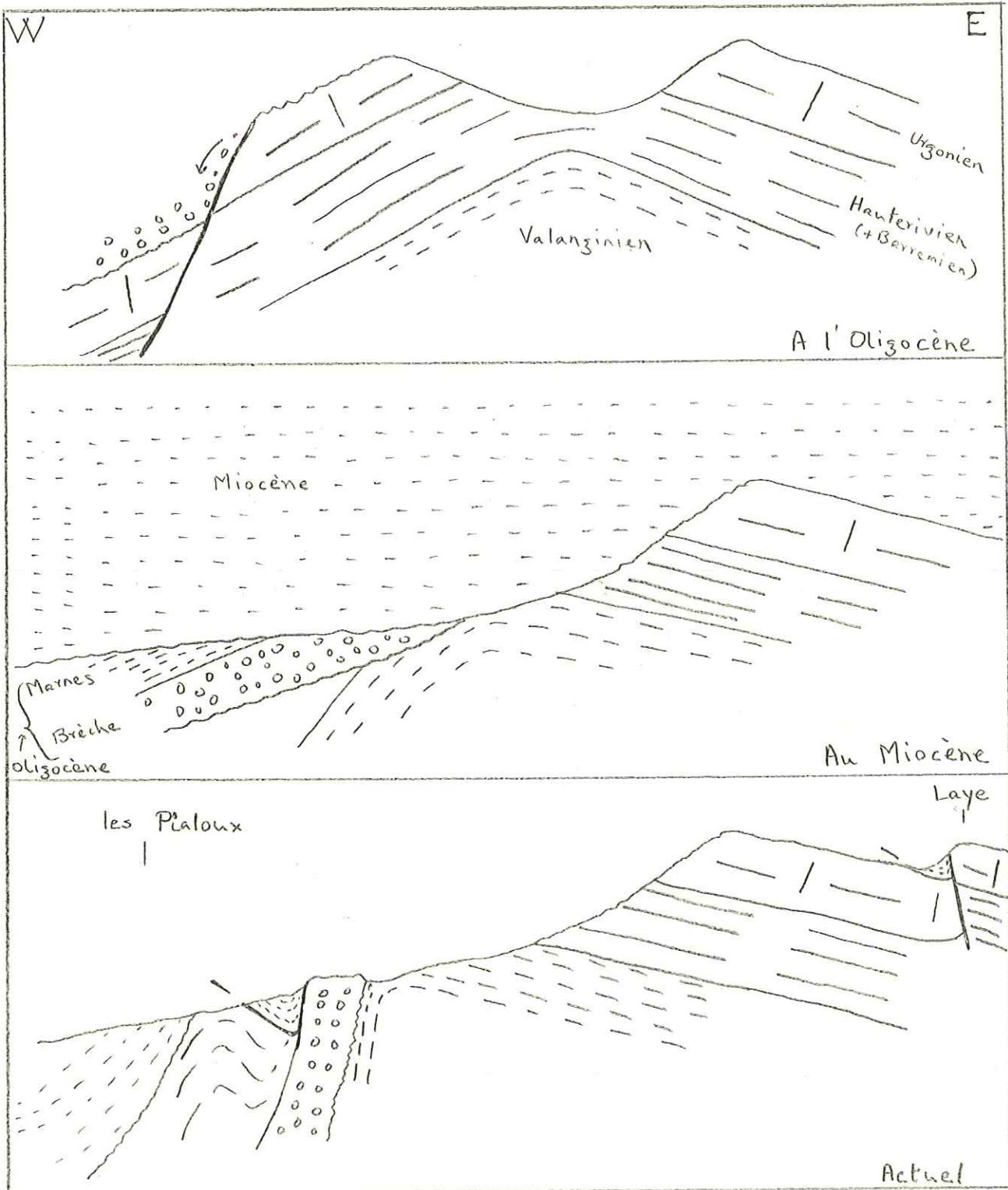


Fig. 17



GENESE DES ECAILLES MIOCENES DE LA RAYE et LES PIALOUX

(inspiré de J. Goguel (1938)

Fig. 18

serait, évidemment, post-Miocène. La faille 59 s'arrête à son extrémité Nord contre une faille décrochante (53). Une petite faille, parallèle à 59, située à l'W de Laye se voit à la limite E de Boussière; sa continuation septentrionale est masquée par les alluvions de Boussière, mais elle pourrait avec la faille de Laye (59), correspondre aux failles des Caires (48) et de l'Empereur (49) plus orientales. Une autre faille (N70°E-S70°W) (60) traversant le Pas de Badoye provoque un petit décalage dans la falaise urgonienne. Il faut aussi signaler la faille NE-SW (61), presque parallèle à celle de la Grand Dent (50), qui sépare les Rochers du Turon (864), incliné légèrement à l'W, de la masse principale urgonienne de la Raye.

B. Les Unités Structurales Intermédiaires :

Le Plateau urgonien montre quelques structures importantes comme :- 1. Le Synclinal des Perys, 2. L'anticlinal de Cote Blanche; et les failles de direction N-S.

1. Le synclinal des Perys qui succède à l'anticlinal de la Raye à l'E, a une extension limitée; il est également encadré par deux failles N-S, l'une passe 100m au SE de Champeys et l'autre à l'E de Guillamy (62 et 63). Ce synclinal se trouve dans l'alignement de la faille 50, avant qu'elle tourne à la Grand Dent.

2. L'anticlinal de Cote Blanche qui se voit à l'extrémité orientale du Plateau, montre un axe parallèle à la ligne des sommets de Cote Blanche. Aux environs de la Moutine, un système de failles, mal visibles, arrête la continuation Nord de cet anticlinal. L'anticlinal est limité à son flanc E par la faille de Cote Blanche (64) qui continue depuis le bois de Vingt-Cinq jusqu'à l'E de la Moutine. Une petite faille (N40°W-S40°E), presque (65) parallèle à celle de 46 limite obliquement cet anticlinal aux environs de la Moutine.

C. La Bordure Occidentale du Synclinal du Chaffal :

L'Urgonien du flanc E de l'anticlinal de Cote Blanche est suivi à l'E par le Bedoulien, les marnes gargasiennes, l'Albien et le Turo-Senonien qui forment le synclinal perché du Chaffal. Ce synclinal, de direction N20°E-S20°W, se poursuit jusqu'à La Vacherie. Entre La Vacherie et Léoncel, l'Eocène et le Quaternaire masquent l'allure synclinale du Turo-Senonien. Plus au Nord, le synclinal devient de plus en plus pincé et se coince dans la faille de Léoncel (44)

Ce synclinal ne montre pas d'accidents importants. Néanmoins, nous soupçonnons qu'il y a probablement deux failles décrochantes à son flanc W. S'il n'y avait pas de complication tectonique, l'axe synclinal qui a toujours une direction de N20°E-S20°W, devrait être plus à l'E qu'actuellement aux environs de la Vacherie. Ceci indique que le synclinal a subi un léger déplacement vers l'W, probablement par suite d'une faille orientée NE-SW, passant par le ravin des Combes et la ferme du Chaffal. Au Nord de la Vacherie, l'axe revient à sa direction primitive; c'est-à-dire qu'il a subi un déplacement cette fois, vers l'E et nous supposons que celui-ci est provoqué par la faille de Pissenible, décrit à l'E par Le Page (1963), qui passe probablement au Sud de Pegunier (1116). Sa continuation occidentale ne se voit pas dans le plateau urgonien jusqu'à Cartier, mais au-delà, la faille 56 pourrait en être la continuation.

5. LA QUESTION DES JOINTS :- Deux exemples typiques.

Sous ce titre, nous étudierons deux cas typiques de joints - l'un dans l'anticlinal de Beauregard et l'autre dans le Plateau méridional d'Urgonien.

Dans le coeur de l'anticlinal de Beauregard, les calcaires tithoniques et berriasiens montrent deux séries de joints-

la première a une direction de $N70^{\circ}W-S70^{\circ}E$ et la deuxième $N30^{\circ}E-S30^{\circ}W$, la première est presque perpendiculaire à la direction des failles longitudinales et aussi à la cluse de Beauregard (dans l'Urgonien) et le Passage du Tour (dans les calcaires valanginiens). Cette direction correspond aussi à celle des failles qui coupent l'Urgonien vertical. Le deuxième système est presque parallèle à l'axe du pli et statiquement secondaire par rapport au premier. Ce rapport est très normal dans le contexte géologique de la région :- le pli conserve les joints qui lui sont parallèles et la formation des failles qui le coupent détermine le système de joints perpendiculaires aux failles. Ainsi; les deux systèmes sont des joints du type "de distension". En plus il y a une série de fractures remplies de calcite de direction $N70^{\circ}W-S70^{\circ}E$ qui correspond en gros avec les failles transverses du secteur W.

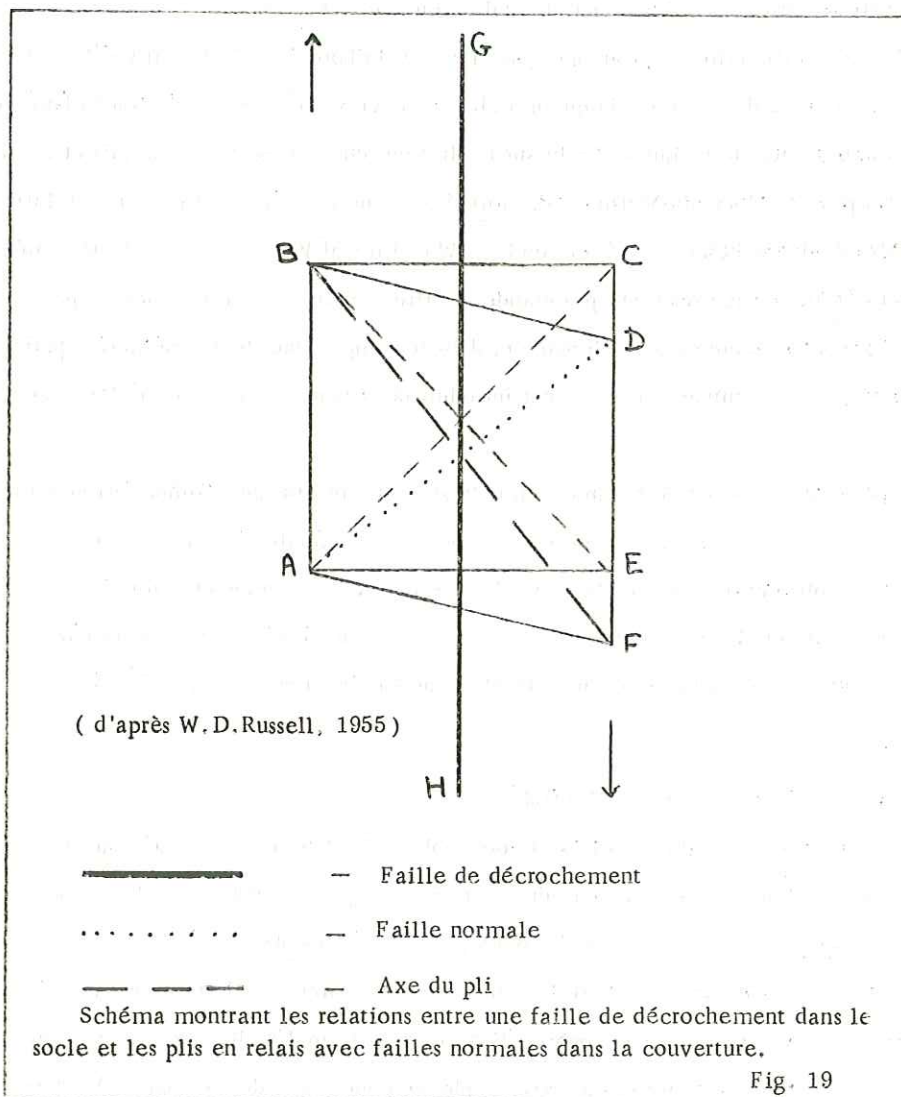
Dans le Plateau urgonien, au Sud, il y a une série remarquable de joints de direction $N70^{\circ}W-S70^{\circ}E$. L'axe anticlinal de la Raye est presque N-S et l'axe anticlinal de Cote Blanche, l'axe synclinal du Chaffal et les failles longitudinales ont une direction presque $N20^{\circ}E-S20^{\circ}W$. Mais il est étonnant que la direction $N70^{\circ}W-S70^{\circ}E$ des joints se continue, tant au niveau des anticlinaux qu'à celui du synclinal du Chaffal. Toutefois, cette direction de joints est inscrite dans les structures après la formation de failles transverses NE-SW. Nous supposons que ce système de joints de direction, presque perpendiculaire à l'axe du pli ($N20^{\circ}E-S20^{\circ}W$), est formé à cause des failles transverses NE-SW qui coupent les plis.

EVOLUTION STRUCTURALE

1. INTRODUCTION

Beaucoup de systèmes de plis en échelon semblent dûs à des failles de décrochement (Wrench Fault) dans le socle. Ceci, d'après W. D. Russell (1955), peut être expliqué de la manière suivante (Fig. 19).

Soit GH une faille de décrochement dans le socle, décalant deux compartiments de la manière indiquée par la flèche. En raison de ce mouvement, le carré ABCE devient le parallélogramme AFDB. Comme la diagonale AD est plus petite que AC du carré original, il y aura une force de compression parallèle à AD qui donnera des plis d'axe perpendiculaire à AD. Inversement, comme la diagonale BF est plus longue que BE, des failles, normales, de distension, se développent, perpendiculairement à la direction BF.



C'est à dire que grâce à des failles de décrochement dans le substratum, on peut avoir des plis en relais avec des axes presque parallèles et des systèmes de failles normales. Paradoxalement, dans quelques régions, l'une de ces catégories d'accident est seule représentée : par exemple, il n'existe que des plis ou des failles, mais pas les deux. Les raisons peuvent en être variables, notamment, l'épaisseur de la série qui subit la tectonisation intervient.

Dans un pli anticlinal typique, il y a une multitude de failles annexes, particulièrement dans sa région périclinale. Ces failles résultent de l'étirement du pli. En général, ces failles transverses ont un rejet maximum au voisinage de l'axe du pli et deviennent des failles latérales longitudinales sur la bordure, sans un rejet important. Ces failles péri-anticlinales ont une origine syntectonique (de Sitter, 1956).

2. ANALYSE :

En ce qui concerne les Monts du Matin, une chose qui frappe tout de suite, est l'orientation des plis, N20°E-S20°W au Nord et presque N-S au Sud. Accessoirement viennent les failles longitudinales qui traversent ces plis et les deux systèmes de failles transverses qui forment un angle aigu avec l'axe du pli.

La direction NE-SW est une direction hercynienne, classique sur la bordure E du Massif Central. L'épaisseur de la série sédimentaire, de la base du Tertiaire jusqu'au socle, est environ de 2000-2500m sur la bordure orientale du Bassin de Valence. En application de ce qui a été dit sur les liaisons entre les systèmes de plis et les failles du socle, nous pensons que les plis des Monts du Matin se sont formés dans un manteau sédimentaire, relativement mince, par le jeu de failles de décrochement de direction NE-SW (Sinistral Wrench Fault), Leur compartiment SE avançant vers le SW. Les failles connexes n'ont pas grande signification ou n'existaient pas. Il peut exister une série de tels plis se relayant progressivement dans l'espace et dans le temps. Dans leur terminaison périclinale et dans la zone où un pli donné passe au suivant, l'étirement introduit des cassures transverses à plans moyennement inclinés (Goguel, 1946).

Avec l'introduction de nouvelle force de compression E-W se réalisent plusieurs complications structurales. Tous ces vieux plis sont repris et accentués mais conserve leur direction originale. Il apparaît aussi des failles longitudinales qui coupent les plis obliquement en profondeur. Ces derniers se soulèvent, alors, dessinant en bordure du massif une zone verticale ou déversée et acquièrent, de ce fait, une dissymétrie très remarquable. En même temps, les failles transverses jouent à nouveau verticalement à l'extérieur et en décrochement à l'intérieur du pli.

3. DESCRIPTIONS DES PHASES TECTONIQUES :

A. L'indépendance entre la série crétacée et la série des sables, probablement éocènes, sus-jacentes, implique que la première phase tectonique doit se situer entre le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur. Pour simplifier, nous l'appellerons "Phase Paléocène". Avec cette phase, s'édifient des plis superficiels N-S (ou NNE-SSW) contrecoups probables des accidents du socle. Les failles transverses de Barbières et de la vallée de Léoncel prennent naissance suivant des directions obliques par rapport à l'axe de l'anticlinal de Beauregard. La zone périclinale de St. Nazaire montre des cassures perpendiculaires à l'axe de plongement et qui deviennent en bordure de la structure, parallèles à l'axe de celle-ci. Une fois le terrain soulevé avec cette structure simple et avant le dépôt des

sables éocènes, l'érosion paléocène joue un grand rôle. Le dépôt de sables éocènes sur les différents termes du Crétacé, jusqu'à l'Hauterivien, (près de St.Nazaire) indique l'amplitude de cette profonde érosion d'au moins, 200m de sédiments, résultats confirmés par le forage de St.Lattier, où il n'y a que 11m d'Urgonien sous l'Eocène (Germain et Demaison 1958), par l'épaisseur non-uniforme d'Oligocène et par l'absence d'Urgonien déduite de l'étude sismique du Bassin de Valence (Goguel, 1948).

La lacune de sédiments entre l'Eocène inférieur (?) et le Stampien nous empêche de préciser le jeu tectonique de cette région pour cette période. Nous pensons que notre terrain, en continuant de subir une profonde érosion, a dû continuer à se soulever lentement. La puissante série de brèche à la base de la série oligocène de la bordure W, au Sud de Barcelonne, implique la présence de falaises urgoniennes escarpées d'où viennent les blocs urgoniens de cette brèche.

B. Nous pensons qu'il y a une deuxième phase tectonique, très mineure et secondaire en amplitude, entre l'Aquitaniensupérieur et le Burdigaliensupérieur. Ceci pour les raisons suivantes :-

1. Dans aucune partie de notre terrain, ne se voit le Burdigalien inférieur (ainsi que dans le Bassin de Valence) alors que ce terrain affleure au Sud dans le Bassin de Crest. La partie supérieure de l'Aquitaniensupérieur montre des indices marins tant dans le bassin de Valence qu'en Royans. Ceci implique un retrait de la mer après l'Aquitaniensupérieur et son retour à partir du Burdigalien supérieur.
2. L'Aquitaniensupérieur qui est bien représenté avec ses calcaires lacustres au S des Pialoux n'existe plus au Nord : le Burdigalien supérieur y est en contact direct avec les marnes oligocènes. Le Burdigalien supérieur commence avec une couche conglomératique (plutôt bréchique) qui contient des éléments de calcaires aquitaniens.
3. Dans le N du Royans, le Burdigalien supérieur surmonte les sables de l'Aquitaniensupérieur (avec indices marins) sans intermédiaire de Burdigalien inférieur. Plus au NW, à St.Lattier, il n'y a même plus de Burdigalien supérieur entre l'Aquitaniensupérieur saumâtre et l'Helvetien.

Ces faits montrent que notre terrain, était, après l'Aquitaniensupérieur; une zone d'émersion et qu'il n'a pas été atteint par la mer du Burdigalien inférieur. Les éléments bréchiques de la série du Burdigalien supérieur, au Nord des Pialoux, étaient attribués par J. Michaud (1949) à un cordon littoral orienté E-W pendant la transgression burdigalienne. Cette conception paraît tout à fait justifiée et particulièrement importante. L'arrêt brusque de l'Aquitaniensupérieur aux Pialoux, les galets d'Aquitaniensupérieur dans le niveau de base du Burdigalien supérieur en ce point, indiquent une topographie assez accusée pour que cette brèche ait pu se former par écroulement. L'orientation E-W du cordon littoral correspondrait avec la faille de Pissenible - Cartier dans le Plateau urgonien, faille qui est probablement très ancienne. Ainsi supposons-nous que le Burdigalien inférieur a été une époque où s'est produit un relief d'axe ENE-WSW (NE-SW plus à l'E). La limite de la transgression du Burdigalien supérieur correspond à ce relief tant à l'W qu'à l'E. Ce relief, peut-être simple flexure à l'origine, serait ensuite devenu la faille de Pissenible à l'intérieur du massif.

C. A une époque postérieure à l'Helvetien supérieur, pendant la phase principale des chaînes subalpines septentrionales, tous les vieux plis paléocènes ont été repris et considérablement accentués avec introduction des failles longitudinales. L'anticlinal de Beauregard qui était probablement très large mais de peu d'amplitude, montre

maintenant par resserrement plusieurs failles longitudinales, inverses. Il est dommage que l'on ne sache pas ce que deviennent ces failles dans le Royans. Grâce au contexte géologique régional, nous donnons un âge post-helvétien supérieur à ces failles. Dans la zone périclinale de St. Nazaire, de nouvelles failles inverses prennent naissance sur l'emplacement des vieilles failles transverses (par exemp. les failles 6, 11, 15 etc.). Aux environs de Rochefort, la faille de St. Benoit (11) coupe et traverse l'Urgonien, déjà bien érodé; elle coupe également l'Eocène et ne se voit plus dans les alluvions de la plaine de Rochefort. Parallèles à la faille de Laragnolle (15), se développent aussi les failles de Musan (16-17) et de Léoncel (44) provoquant une dyssymétrie du synclinal du Chaffal - Léoncel par rapport de l'anticlinal de Beauregard. Plus au Sud, dans la région de Peyrus, les failles des Caires (48) et de l'Empereur (49) pincent et rompent le synclinal barrémien des Caires et l'ondulation anticlinale de l'Hauterivien. Elles provoquent aussi un grand décalage entre la zone périclinale de Château-double et l'anticlinal de St. Vincent. Elles se rejoignent dans la cluse de Peyrus mais y sont cachées par les alluvions. Les failles de Massegrès (43) et de la Ferrure (46) (probablement prolongation méridionale de la faille de Musan 16) montrent la complication structurale de l'anticlinal de St. Vincent et du synclinal de Pierre Chauve.

Ce n'est que dans la chafne de la Raye que l'on peut dater les failles N-S. De fait, la faille de Laye (59) soulève son compartiment E et amorce ainsi la forme synclinale du bassin molassique, au S de notre secteur. Le lambeau molassique des Pialoux et le dédoublement de la molasse, à l'W de la colline de Ste. Marguerite, doivent, eux-aussi, leur individualisation à cette époque.

Les failles transverses de la zone périclinale de St. Nazaire, qui étaient moyennement inclinées pendant la première phase, deviennent presque verticales tant au niveau de l'axe qu'à la bordure. En plus, elles prennent une direction longitudinale pour devenir parallèles à la flexure occidentale. Dans les failles transverses de Barbières et de Léoncel, leurs plans deviennent verticaux mais conservent toutefois leur nature originelle : par exemple, la faille 40 et celle de Bouvaret (30) (sur les deux côtes de l'axe anticlinal) abaissant toujours le même compartiment qu'avant. Toutes ces failles transverses, qui jouent après la phase principale dans un stade de ré-ajustement, coupent naturellement les failles longitudinales. Ces failles prennent une disposition longitudinale à leur extrémité ou ne se voient pas dans les couches marneuses. Nous supposons que les déversements locaux vus dans les calcaires urgoniens à Barbières et dans les calcaires valanginiens à Beauregard sont dûs à des failles longitudinales formées pendant le jeu des failles transverses ou par la transformation de ces dernières en failles longitudinales. Elles n'ont qu'une amplitude très limitée à cause de leur origine secondaire par rapport aux failles longitudinales qui coupent les anticlinaux obliquement et refoulent leur partie supérieure à l'W.

Il faut souligner qu'il n'y a pas de faille visible tout le long de la bordure occidentale de notre secteur. Néanmoins les études sismiques et le forage de Beauregard-Baret ont montré l'existence d'une faille, chevauchante en profondeur, qui descend, peut-être, jusqu'au socle suivant l'hypothèse des géologues pétroliers. (Fig. 20)

Deux bons exemples de failles de décrochement se trouvent dans notre secteur: - l'une, au Sud de Tammée, déplace latéralement le contact Urgonien-Senonien du compartiment Nord de plus de 200m vers l'W par rapport au compartiment Sud: l'autre, dans le plateau de la Raye, (53) (la faille de Marquat, interprétée d'après les photo-aériennes) joue de façon inverse, en déplaçant les failles des Caires (48) et de l'Empereur (49) à l'W

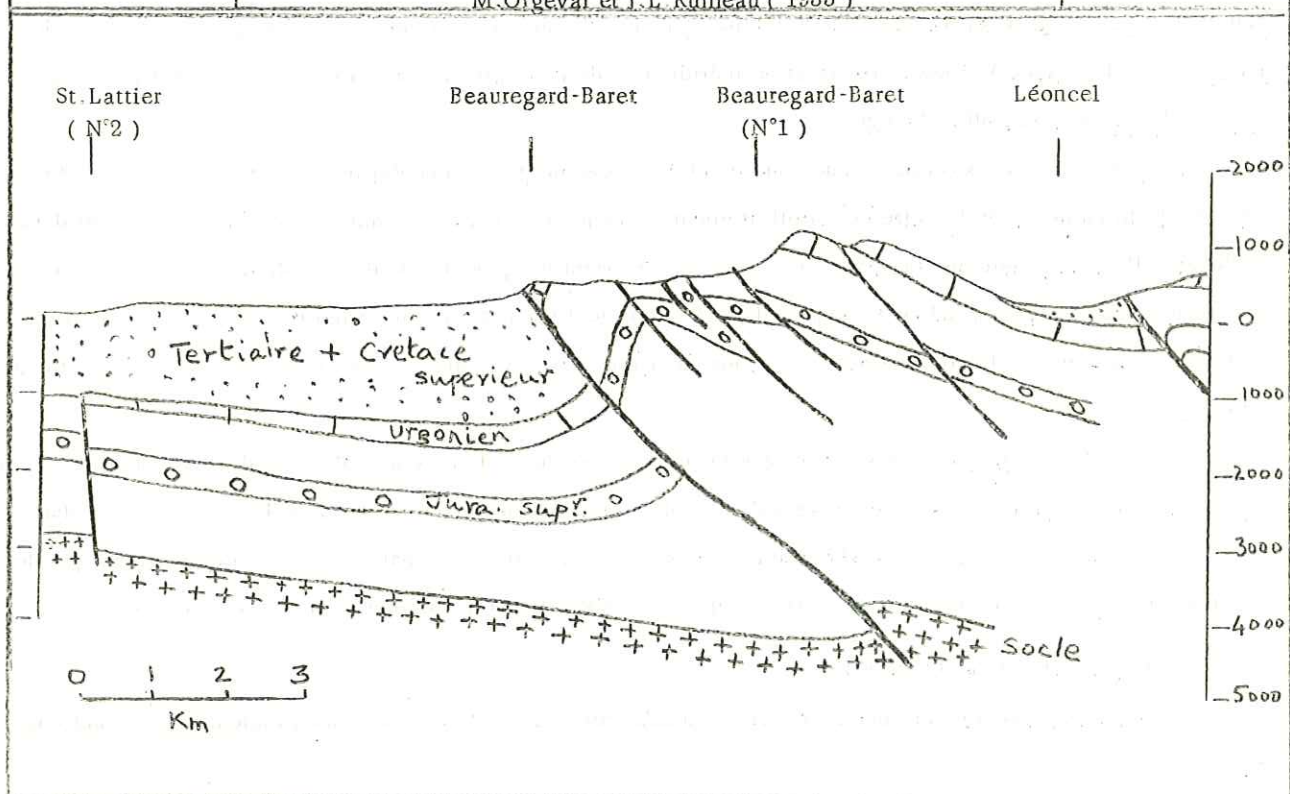
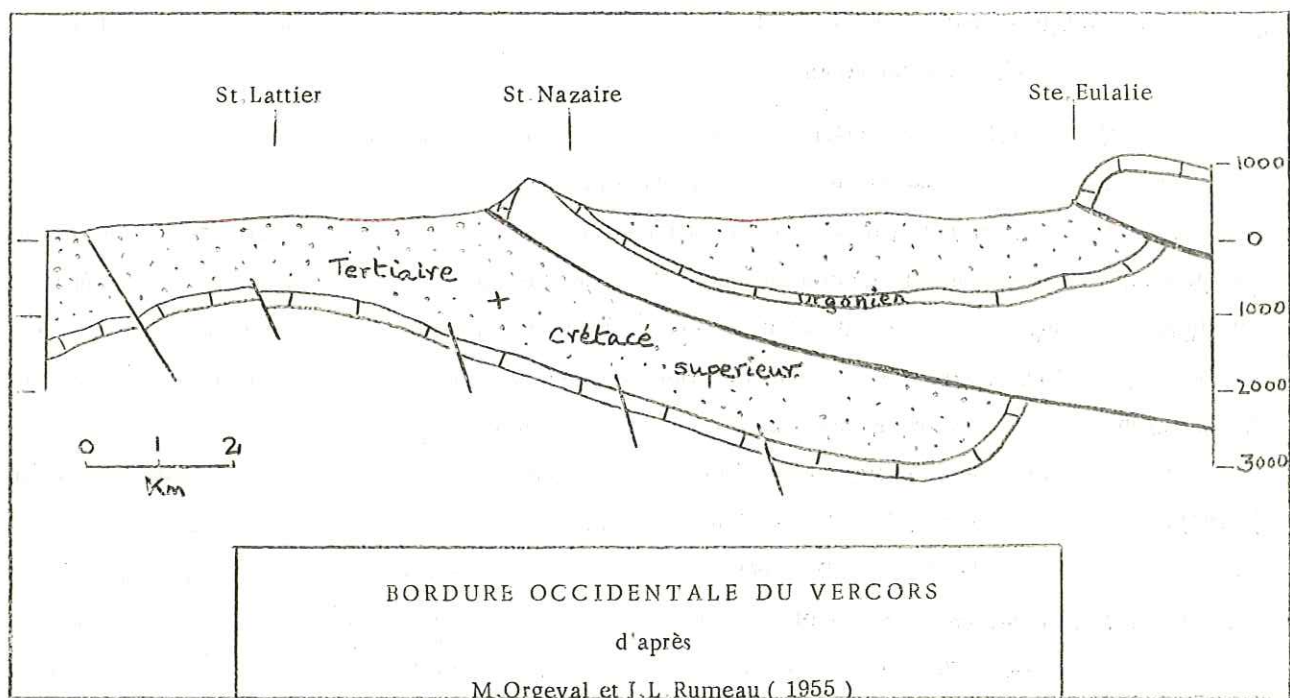


Fig. 20

dans son compartiment Sud. Comme les failles transverses normales, ces failles résultent d'une période de ré-ajustement succédant la phase tectonique principale.

4. CONSIDERATIONS TECTONIQUES SUR LES REGIONS VOISINES

Sous ce titre, nous ferons un rapide résumé des données tectoniques concernant les régions voisines.

J. Debelmas (1963) dans un travail synthétique, indique que le plissement des chaînes subalpines septentrionales s'est fait en deux temps: l'un au début du Tertiaire (Paleocène) et l'autre après le Pontien , ce qui rejoint les conclusions d'A. LePage qui a travaillé sur l'anticlinal de Bouvante à l'E de notre secteur. J. Bellamy (1963) constate, dans le Vercors septentrional, deux directions tectoniques, toutes les deux d'âge Post-Miocène, ce qui pourrait indiquer une série de mouvements au cours de la phase tardive.

Au Sud de notre secteur, les structures de direction N-S continuent jusqu'à la Forêt de Saou où apparaissent les directions E-W. Pour J. Auclair (1960), S. Reuff (1961) et B. Porthault (1961) etc., Cette direction E-W représente une phase de "Pli du fond" d'âge crétacé ou antérieur (?); celle-ci devient NE-SW après la phase du Miocène supérieur de direction N-S. Reuff (1961) qui a travaillé dans le secteur méridional de la chaîne de la Raye, a montré la présence de la brèche oligocène sur le Barrémien déversé et l'existence d'une phase ante-aquitaine. Dans le Bassin de Valence, le Tertiaire épais de 2000m existe sur un terrain déjà plissé et bien érodé (Germain et Demaison). Dans la terminaison méridionale de ce Bassin, aux environs de Crest, l'Oligocène repose sur le Cenomanien plissé (Goguel, 1948).

Par contre, le Royans constitue une zone synclinale avec de petites ondulations. Aucun de ces plis du Royans ne correspond au pli de St. Nazaire et corollairement, aucune des failles affectant le Secondaire ne se voit dans le Royans. Il semble donc que la phase post-helvétien supérieur n'a produit que des ondulations dans le Royans qui avait été déjà plissé, pendant la phase paléocène, en synclinal entre les anticlinoriums de St. Nazaire et de St. Gervais. Par contre, le bord oriental du Royans montre un chevauchement assez important (Faille de Mallevall-Bouvante).

En résumant ces données, nous voyons que la phase paléocène joue un grand rôle dans l'architecture du massif du Vercors et les régions voisines et correspond probablement à des mouvements latéraux dans le socle. La phase ante-aquitaine de Reuff (1961) correspondrait, à notre avis, à cette phase paléocène (bien qu'il n'y ait pas de sédiments d'âge intermédiaire entre Crétacé et Aquitainien pour fixer l'âge de cette phase tectonique).

5. CONCLUSIONS TECTONIQUES.

Ainsi nous pouvons conclure que notre secteur a subi trois phases tectoniques, deux majeures encadrant une phase mineure.

-- La première phase Paléocène, postérieure au Senonien et probablement antérieure à l'Ypressien.

Cette phase a produit des plis en relais, NNE-SSW (ou N-S) liés à des mouvements latéraux dans le socle. Une fois que le pli a commencé à se former, les failles transverses ont pris naissance par suite de l'étirement de chacun des plis. Le relief, ainsi formé, subit une profonde érosion liée à ce soulèvement, et ceci jusqu'au Stampien. Dans la zone, déjà érodée limitée à l'E par la flexure ou la faille bordière des Monts du Matin, se déposent les

sédiments lacustres de l'Oligocène.

-- La deuxième phase, postérieure à l'Aquitainien et antérieure au Burdigalien supérieur.

Avant la transgression du Burdigalien supérieur, le terrain subit une oscillation verticale donnant naissance à un paléo-relief monoclinal orienté NE-SW. Ce relief limite la transgression et la sédimentation pendant le Burdigalien supérieur. Nous ne pouvons rien dire sur les complications structurales provoquées par cette phase mineure. La transgression du Burdigalien supérieur se continue jusqu'à l'Helvetien supérieur,

-- La troisième phase, la plus importante, postérieure à l'Helvetien supérieur.

Tous les vieux plis sont repris et accentués. La bordure des Monts du Matin devient verticale ou redressée à cause des failles longitudinales qui refoulent, vers l'W, la partie supérieure de ces plis en introduisant une dissymétrie dans leur allure. La Molasse est pincée en synclinaux plus ou moins aigus. Une période de re-ajustement finale provoque le rejeu des vieilles failles transverses qui coupent les structures nouvelles.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Sous ce titre, nous ferons un rapide résumé des faits stratigraphiques et structuraux dans un ordre chronologique :

Pour le Tithonique, qui n'affleure que sur une surface minuscule à Beauregard-Baret, nous n'avons pas beaucoup de renseignements sauf que c'est un faciès typiquement vaseux qui montre une assez large épaisseur dans les forages de St. Lattier et de Beauregard-Baret. Avec le Berriasien commence le "faciès mixte" du Néocomien, entre les faciès jurassiens du Nord et les "faciès vocontiens" du Sud. Les marno-calcaires du Berriasien sont suivis par le Valanginien dont le régime de sédimentation est plus compliqué qu'ailleurs.

Pendant le Valanginien inférieur se continue le faciès typiquement pélagique avec une augmentation d'épaisseur vers le Sud. Par contre, le Valanginien supérieur montre un régime littoral avec dépôt d'une puissante série de calcaire zoogènes. Les intercalations marneuses de cette série de calcaire indiquent l'instabilité de ce régime de sédimentation au cours de cette époque. Les calcaires valanginiens qui ont une épaisseur forte, au Nord, n'existent plus au Sud de Peyrus. A cet égard, il faut indiquer que GERMAIN et DEMAISON (1958) ont souligné que ce sont des alignements hercyniens qui sont à l'origine de ces changements du faciès. On ne peut pas appuyer ou écarter définitivement un tel avis avec les données fournies par une petite région. Mais, en voyant la répartition des faciès des différents niveaux du Mésozoïque, il est bien difficile de ne pas admettre cette hypothèse. Dans le Bassin de Valence, analysant les différents forages, GERMAIN et DEMAISON montrent que la ligne d'Iso-faciès du Trias et du Lias est presque N-S ou NNE-SSW, tandis que depuis le Jurassique moyen jusqu'au Néocomien, elle devient NE-SW ou ENE-WSW, c'est-à-dire, de direction varisque. Pour l'Urgonien, la limite Sud de son extension prend une direction presque E-W. C'est peut-être là, le premier indice des accidents tectoniques transversaux qui apparaîtront ultérieurement.

Pendant l'Hauterivien, le faciès de sédimentation se normalise tant au Nord qu'au Sud, sauf pour quelques niveaux calcaires littoraux qui apparaissent à différents horizons dans une série de marno-calcaires et de marnes monotones. Le Néocomien, avec son faciès pélagique, correspond, cependant à des zones dont la profondeur d'eau était inférieure à 200m. Le caractère rythmique de cette sédimentation avec des figures de "Slumping", ainsi que la grande épaisseur des marnes et des marno-calcaires, ne peuvent s'expliquer qu'en admettant une subsidence saccadée, peut-être, en liaison avec une activité sismique dans des régions voisines. Le Barremien inférieur qui est très mince au Nord prend graduellement son épaisseur et ses caractères normaux au Sud.

Avec l'Urgonien nous entrons dans un régime de sédimentation tout à fait caractéristique du Vercors. En fait, ce faciès récifal implique une diminution de profondeur de la mer et cette nouvelle topographie du fond marin succédant à un régime de sédimentation bien stabilisé depuis le Valanginien supérieur, implique aussi des causes profondes pour cette modification. Les conditions de dépôt durant l'Urgonien n'étaient pas, néanmoins, tout à fait

tranquilles comme le montrent plusieurs niveaux marneux qui s'intercalent dans ces calcaires. Mais les niveaux marneux montrent, apparemment, un régime calme car ils contiennent des Orbitolines. Dans l'Urgonien de la partie septentrionale des Monts du Marin, il est difficile de séparer la partie qui correspond au Barremien supérieur de celles qui est Aptien inférieur. Au Sud, les calcaires urgoniens deviennent plus minces et sont surmontés par le faciès des calcaires marneux à Orbitolines de l'Aptien inférieur, qui passent progressivement aux marnes gargasiennes. Au Nord du Chaffal, les marnes aptiennes deviennent avec l'ensablement progressif et l'introduction du ciment calcaire, la "Lumachelle du Gault". Ce changement de faciès des marnes aptiennes qui donnent la "Lumachelle" se fait suivant une direction NNE-SSW dans le Vercors. Nous ne connaissons pas grand chose sur l'Albien car cet étage n'affleure que dans la limite méridionale de notre secteur. Il est probable qu'il manque à l'W une ligne NNE-SSW joignant le synclinal du Chaffal à la limite méridionale du Royans; ce qui montre l'importance des érosions sous-marines et des oscillations du fond marin à cette époque. Le Cenomanien ne s'est probablement pas déposé, ou bien complètement érodé ultérieurement.

Pendant le Turonien, la mer a, de nouveau, envahi notre terrain avec le dépôt d'une couche conglomératique, à la base, sur le Plateau de Vellan. Elle est suivie par une puissante série de calcaires gréseux et de grès, qui correspondrait probablement en grande partie au Turonien. Comme les niveaux semblables, datés comme Campanien-Maestrichtien ailleurs, n'existent pas dans notre secteur, nous supposons que, dès le Santonien, la mer a déjà quitté notre terrain. Cette conclusion est confirmée par le fait qu'au Sud de la Drôme, le Turonien, avec les mêmes caractères lithologiques, est surmonté par le Coniacien continental daté.

Jusqu'à présent, il n'y a pas eu d'activité tectonique importante. C'est justement dans l'intervalle entre le "Senonien" et l'Eocène que se produit la phase Paléocène. Avec cette phase, apparaissent les plis N-S ou NNE-SSW en raison de mouvements latéraux dans le socle. Il en résulte aussi des cassures transverses qui déchirent les plis. Une fois la région soulevée, interviennent les agents d'érosion. On voit alors se déposer les alluvions sableuses d'Eocène sur les différents termes du Crétacé (jusqu'à l'Hauterivien). Pendant ce temps, se forment aussi des produits d'érosion karstique dans un climat sub-tropical. Ces deux dépôts-matériaux transportés et édifiés sur place - se déposent ensemble autour des structures déjà formées.

Entre l'Eocène inférieur (supposé) et le Stampien, la région, soumise à l'érosion, se soulève lentement. Pour cette période, il n'y a pas d'indice stratigraphique, ni structural, non plus, qui permettent de préciser les mouvements.

Pendant le Stampien, dans le Royans, les sables fluviatiles avec des éléments calcaires se déposent sur les sables éocènes, tandis que sur la bordure occidentale du Vercors, de grands écroulements des calcaires urgoniens forment une puissante série de brèches recimentées. Ces brèches sont suivies par une série de marnes versicolores et de calcaires lacustres du Stampien supérieur - Chattien. Dans le Royans, les sables stampiens, parfois avec des lentilles de calcaire lacustre, sont suivis par une mince couche de sables conglomératiques du Chattien. Dans le Bassin de Valence, le Chattien est représenté par des calcaires lacustres. Pendant l'Aquitaniens se déposent des calcaires lacustres dans la région des Pialoux - La Baume Cornillane. Dans le Royans, il y a une puissante série d'argile et de marnes avec un mince niveau de sables (marins) au sommet. Dans le Bassin de Valence s. str. (à St. Lattier),

SOMMAIRE GEOLOGIQUE DES MONTS DU MATIN (VERCORS OCCIDENTAL)

PERIODE	CARACTERES STRATIGRAPHIQUES	CONDITIONS DE SEDIMENTATION	STRUCTURE	REMARQUES
RECENTE				Alluvions, éboulis, tufs etc.
PLEISTOCENE				Glaciation
PLIOCENE				
MIOCENE SUPERIEUR	Marnes et sables dans le bassin de Valence	Fluvio-lacustre	Failles transverses rejoignent tardivement; Petites ondulations dans le bassin de Valence et en Royans; Accentuation des vieux plis; failles longitudinales, bordure du massif redressé et refoulé vers l'W; chevauchements plus à l'Est.	PHASE "POST-HELVETIEN SUPERIEUR"
HELVETIEN supérieur ----- moyen ----- inférieur	Molasse Grès conglomératique et sables en Royans Marnes (en Royans) Sables marneux (à l'W)	Transgression Phase regressive		Normalisation du régime de sédimentation en Royans
BURDIGALIEN supérieur	Calcaires récifaux au Sud, marnes au Nord, avec passages entre eux (dans le Royans)	Récifales au Sud, plus profondes au Nord		

inférieur	Grès conglomératique à l'W Conglomérat de "Cordon littoral" à Barcelonne ? ?	Littorals Transgression	Allure de paléorelief (ENE-WSW); Soulève- ment avant la transgré- ssion de Burdigalien supérieur.	L'existence de conglomérat à Barcelonne (remaniant des products aquitaniens) implique la présence d'un paléorelief PHASE "POST-AQUITANIEN" (?)
AQUITANIEN	Marnes et sables en Royans; Calcaire Lacustre à l'W.	Lacustres avec indices saumâtres Lacustre	Le Bassin aligocène qui se dessine apparaît un peu comme la compensation, au-delà d'une zone de faille ou de flexure, du soulève- ment du Vercors.	
CHATTIEN	Sables conglomératiques en Royans Calcaires lacustres et marnes versicolores à l'W.	Fluviatiles Lacustres	Subsidence générale avec sédimentation dans le Royans	Brèche résultant d'un écroulement d'une falaise préexistante
STAMPIEN	Sables calcaireux en Royans Brèche à éléments Urgoniens à Barcelonne	Fluviatiles Recimentation de blocs urgoniens dans un lac	Soulèvement de terrain (?)	
SANNOISIEN	? ?			
EOCENE	Sables et sidérolitiques	Fluviatiles et érosion karstique en climat sub- tropical		Remplissage des karstes; transport des éléments depuis le Massif Central
PALEOCENE	Dépôts sidérolitiques (?)		Structures NNE-SSW et N-S; Plis en relais; failles transverses (Peut-être liés à un mouvement de décrochement du socle de direction NE-SW	PHASE "PALEOCENE"

CRETACE TERMINAL	? ?				Emersion totale
SENONNIEN s. l.	Grès conglomératiques	Déltaiques - Phase régressive - Littorales			Sédimentation calcairo- détritique en eau- agitée
TURONIEN	Calcaires gréseux Conglomérat (?) au Sud de notre secteur	Transgression			
CENOMANIEN	?				
ALBIEN	Grès glauconieux	Dépôts côtiers en eau- agitée, avec oscillations du fond de la mer.			Erosion sous-marine
APTIEN supérieur	Marnes au Sud passant latéralement à la "Lumachelle" au Nord du Chaffal	Pélagiques au Sud, littorales au Nord			
inférieur	Calcaires marneux au SE	Pélagiques			Homogénéisation du faciès pélagique au SE d'une ligne le Chaffal-Bouvante
BARREMIEN supérieur	CALCAIRES URGONIENS (avec intercalations marneuses)	Récifales avec oscillations, très faibles, du fond de la mer	Apparition possible de rides E-W.		
inférieur	Calcaires marneux	Pélagiques en milieu calme			
HAUTERIVIEN	Calcaires marneux avec intercalations régulières des marnes; plus calcaire au Nord.	Pélagiques avec légères oscillations du fond marin			La période Berriasien-Barremien inférieur correspond au dépôt d'une série à "Faciès Mixte" entre les faciès jurassiens et les "Faciès vocontiens" du Sud.
VALANGINIEN supérieur	Calcaires à entroques, avec inter- calations marneuses au Nord; ce faciès presque disparu au Sud de Peyrus. Marnes au Sud	Littorales	"Hinge-line" corres- pondant aux aligne- ments varisques (NE-SW)		
inférieur	Marnes et marno-calcaires	Pélagiques			
BERRIASIEN	Marno-calcaires	Pélagiques			
TITONIQUE	Calcilutites	Vaseuses			

au-dessus d'une puissante série d'argile, viennent des marnes saumâtres. Ceci indique la proximité de la mer aquitanaïenne au SE.

Pendant le Burdigalien inférieur, nous pensons qu'il y a eu une phase de tectonisation mineure, formant des ondulations d'axe probablement NE-SW. Au Burdigalien supérieur, dans le Royans, se déposent des calcaires récifaux au Sud; des calcaires marneux au centre et des marnes au Nord. Cette distribution paraît liée à l'existence d'un paléorelief dans le substratum. A St.Lattier, il n'y a pas de Burdigalien et l'Helvétien surmonte directement l'Aquitanaïen. Dans les environs de Barcelonne, il se dépose un niveau conglomératique à la base du Burdigalien supérieur qui représente un cordon littoral orienté E-W. Il est surmonté par des grès grossiers qui se trouvent partout sur la bordure occidentale du Vercors.

A l'Helvétien inférieur, les conditions de sédimentations restent identiques à celles du Burdigalien. Dans le Royans, des marnes succèdent aux marnes burdigaliennes au Nord et aux calcaires récifaux au Sud. Sur la bordure occidentale du Vercors, des grès et sables typiques se développent. Dans le Royans, à l'Helvétien moyen, la nature de sédimentation se régularise avec la formation de grès conglomératique tant au Nord qu'au Sud. La molasse typique de l'Helvétien supérieur succède à l'Helvétien moyen normalement, et, recouvre uniformément le terrain.

A une époque postérieure à l'Helvétien supérieur, vient la phase tectonique principale. Celle-ci, sous l'effet d'une compression E-W, complique toutes les structures déjà formées; les plis sont repris et bien accusés. Il apparaît des failles longitudinales qui deviennent chevauchantes en profondeur. Cette phase amène ainsi une grande dyssymétrie dans les structures, en redressant la bordure occidentale des Monts du Matin. Tous les accidents tectoniques affectant la molasse, notamment les écaïlles de la bordure, intrusives dans l'Oligocène, dérivent de cette poussée. Par contre, dans la région du Royans et du Bas-Dauphiné ne se forment que de petites ondulations. Mais il se produit aussi des chevauchements importants sur la bordure orientale du Royans et plus à l'Est.

La dernière émergence sera celle du fin Miocène et de Pliocène quand se déposent les couches fluvio-lacustres du Plain de Valence et au Quaternaire, les glaciers envahissent notre secteur. A leur décrue, il se forme des cônes-de-déjection importants aux débouchés des cluses. Dans le Royans, se trouvent des terrasses fluvio-glaciaires d'environ 3 ou 4m d'épaisseur. Les éboulis anciens sur les terrains marneux donnent naissance à une végétation, très dense. A l'heure actuelle, les éléments importants du Quaternaire sont des éboulis vifs au pied des falaises calcaires, les tufs autour des sources et des alluvions récentes dans les vallées.

SOMMAIRE

Quelques faits intéressants peuvent se dégager de cette étude sur les Monts du Matin.

1. Disparition des calcaires du Valanginien supérieur, au Sud de Peyrus, liée probablement aux alignements hercyniens varisques. Hormis cet épisode littoral, le faciès pélagique prédomine pendant le Néocomien.
2. Existence d'une topographie de hauts-fonds, probablement associée à des structures transversales, affectant la sédimentation urgonienne pendant le Barrémien supérieur-Aptien inférieur.
3. Pendant l'Aptien supérieur-Albien, ensablement progressif des marnes gargasiennes qui donnent la "Lumachelle" au Nord du Chaffal, puis l'érosion sous-marine.
4. Transgression turonienne qui continue probablement pendant une partie du Senonien.
5. Confirmation d'une phase "Paléocène" avec formation de plis en relais, probablement en liaison avec des mouvements latéraux dans le socle; cette phase tectonique est suivie par une profonde érosion des zones soulevées. Les produits d'érosion et des matériaux fluviatiles se déposent pendant l'Eocène inférieur. Soulèvement et érosion se continuent jusqu'au Stampien.
6. A partir du Stampien, s'individualisent les bassins oligocènes de Valence et du Royans, avec des dépôts essentiellement fluvio-lacustres.
7. Postérieurement à l'Aquitaniens, existence d'une deuxième phase tectonique, mineure, donnant un relief monoclinale vers le SE. La transgression et les caractères lithologiques du Burdigalien supérieur sont commandés par cette topographie.
8. Postérieurement à l'Helvétien supérieur, phase tectonique principale compliquant toutes les vieilles structures en introduisant une dyssymétrie dans leur allure et en les refoulant vers l'W.

Ainsi, l'importance du jeu de socle se manifeste, tant pendant la sédimentation du Crétacé que pendant la genèse des structures des Monts du Matin.

SUMMARY

Between Isère and Drôme, the Vercors subalpin chain shows essentially similar stratigraphic and tectonic characteristics as those of Chartreuse and Bauges in the north. South of Drôme, the stratigraphic details and tectonic trends change over to the system of Diois. As such, the Monts du Matin, to the SW of Vercors chain, by its geographic and geologic position, falls in the transition zone between them. The Valence Tertiary basin lying to the West and the Royans basin in the East, with their sedimentary characters and nature intimately associated with the Monts du Matin, enable us, to some extent, to decipher the tectonic history of this région.

Stratigraphy :- The major stratigraphic characters of this region could be summarised as follows :

The oldest formations outcropping in this area are the Tithonian calcilutites which show considerable thickness (+300m) in the St. Lattier and Beauregard drillings, with their base partly dolomitised. These are succeeded by the pelagic Neocomian, rich in marls and marly limestones and characterising the transitional zone between the littoral limestones of Jura and the "deep-water" faciès of Vocontian trough to the South. Nevertheless, in the northern sector, the Upper Valanginian stage is seen in the form of thick littoral limestones, occasionally sandy and flinty, with some minor intercalations of marly layers. The abrupt dying out of this limestone faciès south of Peyrus, and the normalisation of marly faciès southward, have prompted Germain & Demaison (1958) to speculate on the possible presence of a hinge line corresponding to the variscan trend (NE-SW). While it is difficult to confirm positively if this transition were due to basement control or not, the possibility of such basement influences in the Cretaceous sedimentation should not be ruled out altogether. The Valanginians are overlain conformably by the marly limestones of Hauterivian; particularly, south of Peyrus, the transition is very gradual. In the northern sector, the Hauterivian stage shows the presence of numerous littoral limestones in the form of lentilles. In south, the Hauterivian attains over 400m with its typical marl and marly limestone alternations. Such rhythmic sedimentation plus the occasional "Slump structures" seen in them, indicate the possible oscillation of the sea-bottom during the sedimentation with, perhaps, occasional seismic activities in the near-by regions. The over-lying Lower Barremian, thick-bedded, marly limestones, show a remarkable increase in their thickness southward.

In major part of our area of study, the Upper Barremian and Lower Aptian (Bedoulian) stages are represented by a thick sequence of reefal limestones belonging to the Urgonian faciès. These pure limestones, with their high compactness and enormous thickness, form the picturesque white cliffs of Vercors chain. These limestones, in general, are divided into two bio-stratigraphic units at the intervening Orbitoline marly bed, with the lower unit corresponding to Upper Barremian and the upper to the Lower Aptian. Such a distinction is nearly impossible in the northern sector in the presence of numerous marly intercalations, in an essentially bio-hermal sequence. In south, Paquier (1900) has been able to identify the marly limestones occurring on top of the Urgonian limestones as belonging to Bedoulian on faunal evidences. Besides, G. Sayn (1908-1932) in his studies of

the neighbourhood of Barcelonne, has been able to date the Urgonian occurrences as of the Upper Barremian stage. Thus in the southern part of this region, the Urgonien faciès is more predominant in the Upper Barremian stage. Immediately south of our region, the Urgonien facies disappears, in an approximately E-W direction and the Upper Barremian and Lower Aptian stages show only the marly characteristics of Vocontian trough facies. It is presumed that the E-W direction of the southerly extension of the Urgonien facies was intimately associated with the future tectonic trends of Diois.

South of Chaffal, the Bedoulian marly limestones are overlain by the Gargasian (Upper Aptian) marls which in turn, are succeeded by the Albian sands and the Turo-Senonian limestones, all of them forming the western flank of the Chaffal syncline. North of Chaffal, the Gargasian marls pass laterally over to the glauconitic sandy limestones of "Gault" with increase in the proportions of detritic materials. North of Leoncel, the Urgonien limestones are succeeded by the Turo-Senonians with the "Gault" usually absent. At La Vacherie, the "Gault" is overlain by the Turo-Senonian limestones with the Albian completely missing. These observations permit us to conclude tentatively that the present disposition of Albo-Aptian either represents the western limit of the submarine erosion undergone by the area before or during the Turonian transgression. The Cenomanian is absent.

The Upper Cretaceous is represented by a thick formation of glauconitic, usually sandy, limestones of over 100m. South of our region, near Plan-de-Baix, there exists a conglomerate bed (10cm.) at the base of the limestones series (Auclair, 1961). In the northern sector, a sandy layer develops on top of this carbonate series. By litho-stratigraphic correlation with the Upper Cretaceous of the Saou Forest and the northern Vercors, these limestone beds are attributed to the Turonian stage; and possibly, the sea had already left our region during the major part of Senonian.

Around the structures formed during the Paleocene tectonic phase, predominates the deposition of fluvial sands and the sub-tropical erosional products in the form of siderolites. These fluvial sands are considered as Eocene in view of their similarity with the sands containing a jaw-bone of *Lophiodon Larteti* at Echelles in Savoy (Giot, 1943). The presence of kaolin in these sands in the western margin of the Monts du Matin, its absence in the sands of Royans and the occurrence of Eocene sands indiscriminately over different stages of Cretaceous (upto Hauterivien near St. Nazaire) indicate the nature of paleo-relief and the amount of erosion preceding Eocene.

The Oligocene in the Royans shows essentially a fluvio-lacustral facies with the Stampian marked by fluvial sands, Chattien by a thin formation of conglomeratic sand and the Aquitanian by a thick sequence of marls and clays. The top part of Aquitanian, near Pont-de-Manne, shows a sandy facies with some marine influences. In the western margin, between Barcelonne and La Baume Cornillane, a thick breccia formation intercalates between the Chattian-Aquitanian lacustral beds and the Neocomian of Raye anticline. Under regional geological considerations, the breccia formation is attributed to Lower Oligocene age (Stampian) without paleontological evidences. This formation consists essentially of recemented Urgonian blocks of various dimensions and it thins out considerably to the south. The breccia has resulted possibly due to the collapse of a bordering Urgonian cliff. It is overlain by a thick marly sequence of Upper Stampian-Chattian age with occasional intercalations of fresh-water limestones. This marly complex is succeeded by thick-bedded lacustral limestones of Aquitanian which are seen only to the south of Pialoux. In the Valence basin, the Oligocene shows essentially a clayey facies (lacustral).

with the top part tending to a brackish-water type (St. Lattier well). All along the western margin, between Barcelonne and Hostun, occurs a series of clayey beds outcropping between the molasse and Eocene, attributed to Oligocene without rigorous faunal evidence.

There is a general absence of Lower Burdigalian beds, both at the Royans and in the western margin. The Upper Burdigalian, in Royans, shows some characteristic facies changes from south to north. In south, it is seen in the form of reefal limestones (partly dolomitised) and these limestones pass over laterally to a shaly facies in the north. Thus at Pont-de-Manne, the Upper Burdigalian is solely represented by shales with *Turritella*. Lithostratigraphically, the Helvetian stage is divided into three units, the lower one corresponding essentially to a shaly facies with occasional *Ostrea* beds; the middle one representing a general regressive phase with the glauconitic sandstones, conglomeratic & calcareous; and the upper one, the typical molassic sands and sandstones. In the western border of the Monts du Matin, south of Pialoux, the Aquitanian lacustral limestones are overlain by a thin sandstone formation of Upper Burdigalian age. Between Pialoux and Barcelonne, a thin breccia formation (with the angular fragments of Aquitanian and older rocks) forms the lower member of the Upper Burdigalian sequence. All along the western margin, the Upper Burdigalian shows only the hard glauconitic sandstone beds; but in the St. Lattier well and elsewhere in the Valence basin, the Upper Burdigalian is completely missing.

The Burdigalian, in the southern part of the western margin, is succeeded by the *Ostrea*-bearing beds of Helvetian. Elsewhere in the western margin, the Helvetian sands and sandstones, with their enormous thickness, outcrop as small hillocks in the Valence plain. Further to the West, Demarcq (1962) reports of the fluvio-lacustral beds of Tortonian - Pontian age.

Structural Geology : In the northern sector of the Monts du Matin, the Beauregard-Baret anticline and the perianticlinal zone near St. Nazaire are the major structures, with their associated faults. The Beauregard-Baret anticline is, in general, a knee-bend fold with an axial direction of N20°E-S20°W. It is cut by numerous up-thrusts on both the flanks. In fact, the occasional over-turnings seen in the Urgonian limestones and the Upper Valanginian limestones are due to such up-thrusts coupled with minor, secondary, vertical faults. In the eastern flank, the beds dip generally at 40° and cut by some important up-thrusts which bring about repetitions of strata with same dip. Smaller thrust faults are seen in the Upper Valanginian limestones on the crestal zone of the Beauregard fold. In the perianticlinal zone of St. Nazaire, numerous transverse faults are present which cut through the minor, second-order anticlines and synclines. They, in general, show very little displacement on the axial portions and large amount of throw in the marginal zone. Incidentally, these transverse faults change over to longitudinal ones, paralleling the great flexure of the Monts in their contact with the Valence Tertiary basin. Also present in this zone are one or two minor longitudinal faults in the axial regions of minor folds, acting usually in a pivotal manner. The upthrusts seen in the Beauregard anticline lose much of their importance, in the region adjoining the Royans synclorium, and act as highangled reverse faults. Occasional minor tear faults are also observed in this marginal zone. It should be, however, emphasised that none of these faults seem to continue in the Royans area where the Tertiary beds lie apparently unaffected.

In the Barbieres - Rochefort region, on the western flank of the Beauregard fold, a number of transverse faults

are seen forming an acute angle with the fold axis. These faults do not, in general, cut across the axis and in their extreme westerly limits act as longitudinal faults. Excepting for one or two, they restrict their activities only to the hard formations of Upper Valanginian. The longitudinal upthrusts, seen in the Beauregard anticline, hading east, turn into normal faults in this region. In the Leoncel valley, the transverse faults of direction NE-SW, forming an equal angle with the fold-axis as those of west, show some occasional strike-slip movements.

South of Barbieres, another major anticline makes its appearance en echelon with the Beauregard fold which dies out in the Urgonian plateau. Some minor folds, east of Barbieres, facilitate the link of these two major structures. The new anticline (St. Vincent fold) is also a knee-bend type with its eastern flank dipping steadily at 35-40°. South of Peyrus, a set of high-angled reverse faults hading east complicates the southerly prolongation of the St. Vincent anticline and a new structure (La Raye anticline) comes into existence west of the high-angled reverse faults. Between Combovin and Chateau-double, this anticline, plunging to the north, has its axis in the Hauterivians and the flanks in the Lower Barremians. At Combovin, another reverse fault displaces the fold-axis further to the SW; between Barcelonne and La Baume Cornillane, the Raye anticline has its western limb nearly vertical and the eastern one dipping gently. In the western flank, the Valanginian marls are followed by the Oligocene breccias (vertical), marls (drag-folded) and the Miocene (with steep dip). Between Barcelonne and Les Faures, the Oligocene breccias are replaced by a thin band of Hauterivian-Urgonian separated from the Valanginian marls by a reverse fault. This reverse fault continues to the north as far as Chateau-double separating the Neocomians from the steep-dipping Urgonian-Barramian complex. At Pialoux and north of Barcelonne are present Miocene sands and sandstones, anomalously located between the Oligocene breccias and the marly sequence. These Miocene scales are due to differential behaviour of the competent breccia formation rising vertically and the incompetent marly layers yielding independantly with the consequent localisation of the overlying Miocene layers in the intervening tectonic depressions.

In the Urgonian Plateau, some minor folds are observed between the Raye anticline and the Chaffal syncline to the east. East of La Raye, a molassic syncline with a vertical easterly limb develops due to an important reverse fault hading east. Also seen in this part of the Plateau is a system of tear-faults of direction NE-SW with variable lateral displacements. In the plateau, an important set of tension joints (N70°W - S70°E) is observed cutting through all the structures. It is presumed that the formation of transverse faults (posterior to folds) has simultaneously brought into play a series of tensional joints at right angles to the structural axes. The Chaffal syncline is a large but simple structure on the SE corner of our area of study, with the Turo-Senonians outcropping on its axial region.

All along the western margin of the Monts du Matin, there exists a great flexure with the Mesozoics steeply dipping underneath the Tertiary fill-up of the Valence Basin. But recent seismic studies and the Beauregard-Baret well have indicated the presence of an up-thrust (low-angled thrust in depth) in the marginal region, cutting the Beauregard structure obliquely (and possibly extending upto the basement).

Tectonogenesis :- On the principles suggested by Russell (1955), we presume that these folds en echelon have resulted on a comparatively thin sedimentary section (\pm 2500m) due to strike-slip movements in the basement along the variscan trends (NE-SW). In their peri-anticlinal zone and where one fold passes over to another, develop

a series of transverse faults at an acute angle with the fold-axis. The stratigraphical differences between the Cretaceous marine series and the Eocene continental sands and the indiscriminate occurrence of Eocene over different stages of Cretaceous enable us to fix the age of the first tectonic phase. Following the nomenclature of Debelmas (1963), we call it the "Paleocene phase". Subsequent to this structural deformation the Monts du Matin and the Valence Basin undergo an enormous erosion, as is evidenced by surface and sub-surface data. For the period between Lower Eocene (by analogy) and Stampian (Dated) lack of stratigraphic knowledge prevents us from precisising the structural activities; we, nevertheless, presume that the region continued to undergo erosion concomitant with slow uplift. During Oligocene, lacustral sediments are deposited both in the Valence Basin and in the Royans syncline.

Following Aquitanian, the area undergoes a minor tectonisation in the form of a monoclinal flexure along old transverse faults south of Barcelonne. The Upper Burdigalian sedimentary characters and facies changes are essentially due to this paleo-relief formed after Aquitanian.

Finally, posterior to Upper Helvetian, comes the major alpine movement complicating the old structure. This introduces a set of longitudinal up-thrusts which, successively, drive up the anticlinal structures westward and consequently providing them with a structural dissymmetry. All the Miocene scales caught up in the Oligocene and earlier sequences come into existence. During a re-adjustment phase following the major tectonic phase, the old transverse faults come into play again working as tear-faults in the interior of the chain and occasionally as longitudinal faults in the exterior of the Monts du Matin paralleling the great western flexure.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLIX, A. (1914) La Morphologie glaciaire en Vercors, R.G.A., t-11, 185p.
- AUCLAIR, D (1961) Contribution à l'étude géologique du Diois: Région de Beaufort-sur-Gervanne, Dipl. Ec; Nat, Sup. des Pétroles et des Moteurs, Lyon. (inédit)
- AUDEBAUD, E (1963) Structure de la bordure orientale du Vercors entre les Deux Soeurs, le Col de l'Arzelier et Cllels, D.E.S. Grenoble, (Inédit).
- BARBIER, R (1950) Observations géologiques dans la région de Villard-de-Lans (Isère), C.R.S.G.F., pp. 87-89.
- BELLAMY, J (1963) Contribution à l'étude géologique du Vercors septentrional, Thèse (3ème Cycle), Grenoble.
- BLANCHARD, R (1938) Les Alpes Occidentales: t-J, Les Préalpes Françaises du Nord, Arrault, Tours, 337p.
- BREISTROFFER, M (1936) Sur la stratigraphie de Crétacé moyen, C.R.A.S., 202, pp. 1691-1693.
- BULLIERES, D (1961) Structure de la bordure orientale du Vercors entre Cornafion et les Deux Soeurs: Redoublement de la barre tithonique de l'Eperimont, D.E.S. Grenoble, (Inédit).
- CARFANTAN, J.C. (1964) Relations entre la fosse Rhodanien et la bordure orientale du Massif Central entre Tournon et la Voulte (Ardèche), Thèse (3ème Cycle), Grenoble.
- DEBELMAS, J (1953) Observations nouvelles sur la tectonique du bord subalpin entre Grenoble et le Mont Aiguille, T.L.G.G., t-XXXI, pp.247-268.
- (1960) Reflexions sur la génèse du relief subalpin: A propos d'un article récent de P.Veyret, R.G.A., t-XLVIII, pp. 575-584.
- (1963) Plissement paroxysmal et Surrection des Alpes franco-italiennes, T.L.G.G., t-XXXIX, pp.125-171.
- DEMARCO, G (1962) Etude stratigraphique du Miocène rhodanien, Thèse, Paris .
- DE SITTER, L.U (1956) Structural Geology, McGraw Hill, 552p.
- FALLOT, J.E (1885) Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs des terrains crétacés du Sud-Est de la France, (Thèse), Ann.Sc.Geol. 268p.

- FONTANNES, F (1878-1885) Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire tertiaire dans le Bassin du Rhône, Georg, Lyon.
- FRIEDEL, E et GOGUEL, J (1944) Prospection géophysique du Bas Dauphiné, Ann. des Mines et des Carburants, 133e année, pp. 417-432.
- GERIN, E (1951) Géologie des environs de Pont-en-Royans, D.E.S., Grenoble, (Inédit).
- GERMAIN, C et DEMAISON, G (1958) T.L.G.G. t-XXXIV, pp. 49-82.
- GIDON, M (1964) Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes, T.L.G.G. t-XL, pp. 187-205
- GIGNOUX, M (1950) Géologie stratigraphique, Masson, Paris, 735p.
- GIGNOUX, M et MORET, L (1945) Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur dans le SE de la France, T.L.G.G. t-XXV, pp. 59-98.
- GIGNOUX, M et MORET, L (1952) Géologie Dauphinoise, Masson, Paris, 391p.
- GIOT, P.R (1943) Contribution à l'étude des terrains tertiaires du Royans (Isère et Drôme), D.E.S., T.L.G.G. t-XXIV, pp. 49-68.
- (1946) Sur le Senonien du Royans, T.L.G.G. t-XXV, pp. 1-2.
- GIROD, J.P (1964) Etude géologique de la région d'Autrans, D.E.S. Grenoble, (Inédit)
- GLANGEAUD, L (1949) Les caractères structuraux du Jura, B.S.G.F. (5) t-XIX, pp. 669-688.
- GLANGEAUD, L et d'ALBISSAN, M (1958) Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurologique, B.S.G.F. (5), t-VIII, pp. 675-688.
- GOGUEL, J (1938) Remarques sur la bordure du Vercors dans l'angle Sud-Est de la feuille Valence au 80,000e, B.S.C.G.F. t-XL, no. 199, pp. 177-188
- (1944) Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France, Ibid. t-XLIV, n° 215, 62p.
- (1945) Sur les subdivisions stratigraphiques de l'Urgonien du Vercors, C.R.S.G.F., pp. 162-163.
- (1946 a) Observations sur l'Urgonien du Vercors, B.S.C.G.F. t-XLVI, n° 221.
- (1946 b) Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois, Ibid. pp. 149-166.
- (1947) Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors, Ibid. n° 223, 46p.
- (1948 a) Le rôle des failles de décrochement dans le massif de la Chartreuse, Ibid. t-XVIII, pp. 227-235.

- GOGUEL, J (1948 b) Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas Dauphiné, B.R.G.G.M.
- (1952) Traité de tectonique, Masson, Paris. 384p.
- (1963 a) Les problèmes des Chaînes subalpines, Livre à la mémoire du Professeur PAUL FALLOT, t-11, pp.301-307.
- (1963 b) L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales B.S.G.F. (5), t-1, pp.20-30.
- GRAS, Sc. (1835) Statistique minéralogique du département de la Drôme, Prudhomme, Grenoble, 296p.
- JACOB, Ch. (1908) Etude paléontologique et stratigraphique sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines, (Thèse T.L.G.G. t-VIII, pp.280-590.
- JACOB, Ch. et (1913) Etude sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et FALLOT, P. mésocrétacées du SE de la France, Meo.Soc. paléont. Suisse, t-XXXIX.
- JUNG, J (1929) Rapport des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales, Ann. Univ. Grenoble, t-VI, n° 1, pp.57-78.
- KILIAN, W (1900) Notes sur quelques points du Royans, du Vercors et des Montagnes de Lans, T.L.G.G., t-V.
- (1901) Feuille de Briançon, révision de Vizille et de Grenoble, B.S.C.G.F. t-XII, pp.86-92.
- KILIAN, W et (1895) Feuille de Valence, B.S.C.G.F. t-VII, pp.93-94. SAYN, G
- KILIAN, W et (1925) Sur le bord externe des chaînes subalpines à l'Est de Valence et SAYN, G. sur la brèche des Pialoux, C.R.A.S. t-180, pp.24-26.
- LE PAGE, A (1963) Contribution à l'étude géologique du Vercors, l'Anticlinal de Bouvante et ses environs, Thèse (3ème cycle) Grenoble.
- LENOBLE, J (1929) La végétation des Monts du Matin, R.G.A. t-XVII, pp.54-155.
- LINDSTROM, M (1962) A structural study of the southern end of the French Jura, Geological Magazine, vol. XCIX (3).
- LORY, Ch (1860) Description géologique du Dauphiné, Savy, Paris, 743p.
- LORY, P (1896) Sur la tectonique du Dévoluy et des régions voisines à l'époque crétacée, C.R.A.S. t-123, pp.383-387.
- LORY, P et (1897) Constitution du système crétacé aux environs de Châtillon-en-Diois, SAYN, G. Bull. Soc. Stat. de l'Isère, (4), t-III, pp.1-28.
- MERMIER, E (1895) Sur la découverte d'un nouvel espace d'*Acerotherium* dans la molasse burdigalienne du Royans, Ann. de la Société Linneenne de Lyon, t-XLII.

- MICHAUD, J (1949) Les terrains oligocènes de la partie septentrionale du bassin de Crest, D. E. S, Grenoble.
- ORGEVAL, M et RUMEAU, J, L. (1955) Perspectives pétrolières actuelles du couloir rhodanien, Rev. Inst. Fr. Pétrole, t-X, pp. 3-25.
- PAQUIER, V (1895) Feuilles du Buis, Die, Valence et Vizille, B. S. C. G. F., t-VII, n°44, pp. 136-140.
- (1900) Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales, Thèse, T. L. G. G., t-V, n° 2-3, pp. 149-556.
- (1901) Feuille de Privas - Révision de la feuille de Valence, B. S. C. G. F., t-XII, n° 80, pp. 92-93.
- PORTHAULT, B (1961) Contribution à l'étude géologique du Diois: Die N° 5, D. E. S, Lyon, (Inédit).
- RIMBAUT, M (1949) Etude géologique de la région de Saint Gervais sur Rovon, D. E. S, Grenoble, (Inédit).
- RUSSELL, W. D. (1955) Structural Geology for Petroleum Geologists. Mc Graw Hill, New York.
- ROUBICHOUS, N (1956) Etude micrographique du Crétacé supérieur sur la bordure Nord du massif du Vercors, T. L. G. G. t-XXXIII, pp. 157-206.
- RUEFF, S (1961) Contribution à l'étude géologique du Diois: Die N° 1, D. E. S, Lyon, (Inédit).
- SAYN, G (1892) Des rapports qui existent entre le Néocomien des environs de Grenoble et celui de Combovin, Bull. Soc. Stat. de l'Isère, (4), t-1.
- (1897) Feuille de Valence, B. S. C. G. F., t-VIII, n° 53, pp. 121-122.
- (1903) Sur l'Hauterivien et le Barremien du Royans, T. L. G. G., t-VII, pp. 70-71.
- (1908) Sur l'Urgonien de Barcelonne (Drôme), B. S. G. F. (4), t-VIII, pp. 298-299.
- (1909) Description de la faune de l'Urgonien de Barcelonne (Drôme), T. L. G. Lyon, 118, Mem. no. 15.
- SAYN, G et LORY, P (1894) Sur l'existence d'un delta sous-marin au Crétacé supérieur, près de Chatillon-en-diois, C. R. A. S. 119, pp. 301-303.
- SORNAY, J (1946) Le Crétacé supérieur dans l'Ouest du département de la Drôme et dans les régions voisines, T. L. G. G. t-XXV, pp. 9-31.
- (1950) Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines, (Thèse) T. L. G. G., t-XXVII, pp. 35-278.
- THIEULOY, J, P (1959) Etude micrographique des calcaires à débris barremo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors, T. L. G. G., t-XXXV, pp. 39-99.

WEGMANN, E (1963) Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles, Livre à la mémoire du Professeur PAUL FALLOT t-11, pp. 99-104.

Carte Géologique	1/320,000,	Feuille d'Avignon
Carte Géologique	1/80,000 ,	Feuille de Valence
Carte Géologique	1/80,000 ,	Feuille de Vizille

ANNEXE N°1

COORDONNEES LAMBERT DES LOCALITES

Abisset	-301,840 : 827,900	Laffrey	-293,400 : 824,620
Ayes, les	-289,240 : 815,060	Laragnolle	-305,000 : 828,000
Bachats, les	-290,700 : 824,440	Laval	-289,920 : 818,060
Beaugaris	-288,000 : 814,760	Maroux	-292,000 : 820,000
Belles, les	-305,000 : 830,600	Marquat	-286,220 : 817,860
Belle Combe	-308,320 : 828,080	Moulin, le	-295,780 : 825,900
Bellon	-291,700 : 821,640	Mourras	-285,180 : 817,500
Bois Savoyard	-308,240 : 829,020	Moutine, le	-288,940 : 822,220
Bouvaret, le	-298,120 : 826,600	Oleas, les	-287,240 : 814,060
Bonnets, les	-304,720 : 830,920	Peignes, les	-300,540 : 825,880
Brondel	-289,900 : 815,700	Pejoux	-294,440 : 822,960
Caires, les	-290,100 : 818,540	Pouet	-305,000 : 827,120
Cartier	-290,740 : 822,800	Poulet	-291,100 : 824,000
Chaffal, le	-288,500 : 824,720	Proposeur	-309,600 : 829,560
Chailles, les	-310,920 : 827,860	Robin	-290,200 : 819,320
Champ des Puits	-309,080 : 829,660	Roche, la	-308,800 : 827,240
Champ Riant	-302,300 : 826,000	Rune, la	-290,060 : 820,580
Charchauve	-286,540 : 822,780	St. Benoit	-305,820 : 827,240
Chuiles	-308,440 : 831,220	St. Genis	-299,600 : 825,200
Combe, la(de)		St. Raymond	-285,740 : 817,000
Beauregard-Baret)	-303,200 : 825,180	Seguret	-299,160 : 827,080
Combe, la (de		Tammée	-302,600 : 830,000
Tammée)	-301,660 : 829,080	Tête d'Homme	-303,120 : 826,180
Combes, les	-300,100 : 824,000	Totet	-299,320 : 823,380
Ducs, les	-305,640 : 830,700	Trois Châteaux,	
Empereur	-291,900 : 819,660	les	-309,760 : 828,840
Faures, les	-288,000 : 814,480	Trapand	-303,040 : 828,620
Gauthiers, les	-301,800 : 829,680	Vachères, les	-293,800 : 820,840
Grisoux	-296,320 : 820,880		



Synclinal du Chaffal



Ecaille miocene de Laye



Zone periclinale du Val.supr.
avec des failles inverses
(Region de Beauregard-Baret)



Sables eocenes reposant sur l'Urgonien
(Royans occidental)



Brèche oligocene aux Faures



Chaine de la Raye
Terrain tertiaire avec l'Urgonien au fond



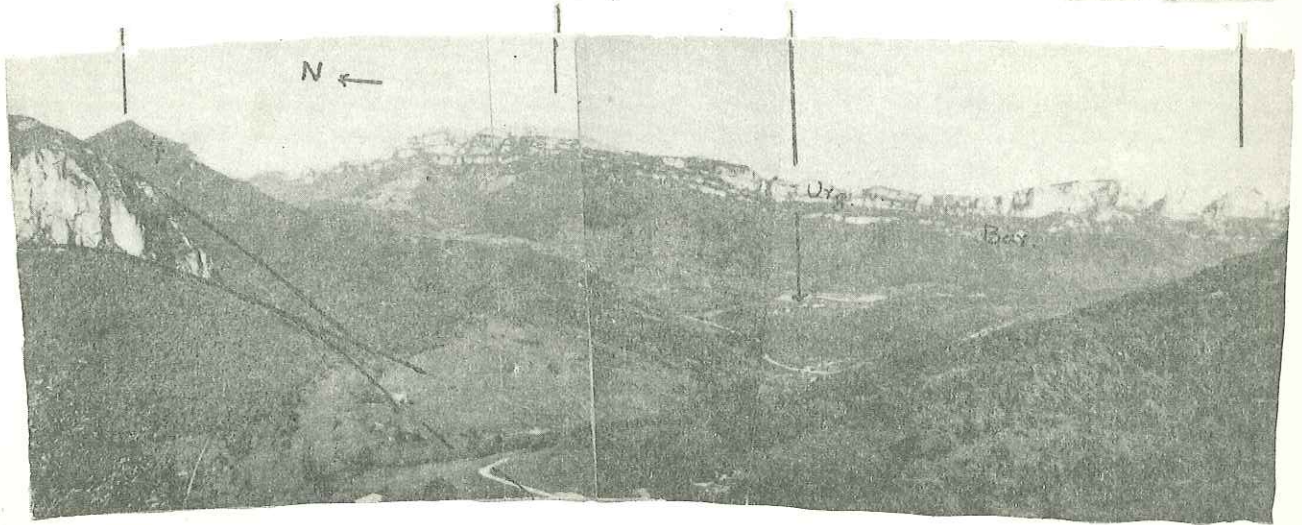
Ecrolement de la masse urgonienne
à l'Est de Cote Blanche

Montagne
des Ussets

Rocher
de l'Aiguille

St. Genis

Rochers
des
Deux Soeurs



Region de St. Genis

Montagne de Musan

Begealat

Château-en
ruines



Bordure occidentale du Royans