

Contribution à l'étude géologique des plateaux du Vercors méridional

par Hubert ARNAUD

Dans le cadre d'une révision du passage des faciès dauphinois aux faciès vocontiens, nous avons repris l'étude de l'Urgonien des plateaux du Vercors méridional.

Ce premier travail est une approche du problème basé sur l'examen des grands ensembles lithologiques. Il est bien évident que nos conclusions doivent être précisées par des études micropaléontologiques. Celles-ci sont encore difficilement réalisables en raison du manque d'échelles de référence, ces dernières étant encore en cours d'élaboration.

L'article qui suit ne fait donc pas encore appel à ces techniques qui seront mises en œuvre ultérieurement, mais fait le point de nos travaux actuels et de ceux de nos prédécesseurs sur cette partie du Vercors.

Très bien localisée géographiquement, la région

étudiée comporte les hauts plateaux du Vercors méridional au Sud d'une ligne passant par les Grands-Goulets et Corrençon.

Au point de vue géologique, il s'agit essentiellement d'une énorme carapace de calcaires urgoniens, sur laquelle repose un mince cordon de Crétacé moyen et supérieur dans la vallée de la Vernaizon.

Après les explorations de C. LORY dans la deuxième moitié du XIX^e siècle, les premiers travaux importants sont ceux de V. PAQUIER (Thèse, 1900) qui montra en particulier le passage latéral de l'Urgonien au Barrémien et à l'Aptien de la « fosse vocontienne », et ceux de C. JACOB qui étudia la stratigraphie des montagnes du Vercors.

Depuis, les seules connaissances nouvelles sont dues à J. GOGUEL (1938-1944) qui s'intéressa à l'extrémité sud du massif dans le cadre de la révision des feuilles Vizille et Die au 1/80 000^e.

I. LA STRATIGRAPHIE

Le Vercors méridional est une région de transition entre le domaine dauphinois et le domaine vocontien, ce qui se traduit par de nombreuses variations latérales de faciès pour tous les étages du Barrémien au Crétacé supérieur.

A) Le Barrémien et l'Aptien à faciès urgonien.

Après avoir décrit la coupe des Grands-Goulets, qui est la plus méridionale des coupes de l'Urgonien typique du Vercors, et où nous pouvons mettre en évidence deux grands ensembles, nous

examinerons les différents aspects que peut présenter ce faciès vers le Sud. Puis nous considérerons la possibilité de l'extension de cette coupe des Grands-Goulets vers l'extrémité méridionale du Vercors, et sa jonction avec celle décrite depuis V. PAQUIER dans cette partie du massif.

1. Coupe des Grands-Goulets (fig. 1).

Cette coupe est très accessible et nous montre la subdivision de l'Urgonien en deux grandes parties. De bas en haut nous rencontrons :

Les Grands Goulets

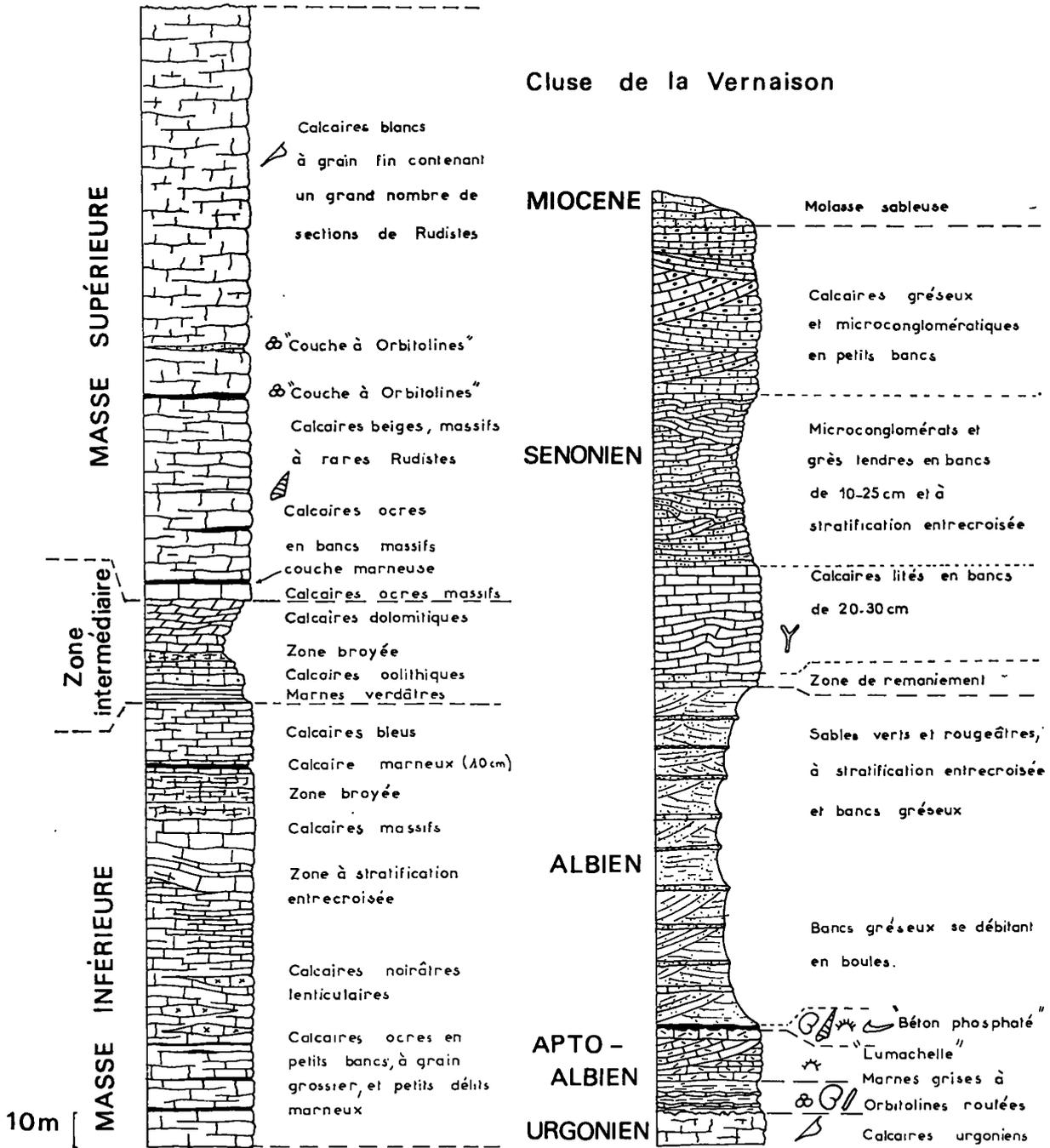


Fig. 1. — Série stratigraphique des Grands Goulets et de la cluse de la Vernaison.

— A la base (masse inférieure de l'Urgonien), des calcaires d'une épaisseur totale estimée à 130 mètres présentant généralement une teinte ocre à bleuâtre, une patine grise, un grain fin à grossier, quelques débris organiques et une absence presque totale de Rudistes.

Par endroits se rencontrent des calcaires bleus à grain fin, à allure lenticulaire. Certaines de ces lentilles passent latéralement aux calcaires beiges (zone de passage de l'ordre de quelques centimètres).

En d'autres points s'observent des phénomènes de stratification entrecroisée, ce qui permet de penser que le milieu de sédimentation pouvait être parfois assez agité. Enfin, les délits marneux séparant les différents bancs sont fréquents, mais leur épaisseur dépasse rarement le centimètre.

— Au-dessus (zone intermédiaire) viennent quelques mètres de marnes peu visibles formées de petits lits de couleur olivâtre, de plusieurs mètres d'épaisseur, contenant quelques pistes de vers.

A cet horizon marneux fait suite une zone très broyée constituée par une vingtaine de mètres de calcaires beiges à grain fin, de calcaires marron à noirâtres, à faciès pseudo-oolithique, et enfin une zone entièrement dolomitisée.

Cette zone intermédiaire, dont l'épaisseur totale est de 20-30 m, forme un net replat dans la topographie. Nous l'avons généralement rattachée à la masse inférieure de l'Urgonien.

— Au sommet (masse supérieure de l'Urgonien), une épaisse série de calcaires très massifs, de teinte claire, disposés en gros bancs d'épaisseur variable, séparés par de petites intercalations marneuses renfermant souvent des « Orbitolines¹ ».

Une des ces couches est assez importante et renferme une faune très riche (couche à Orbitolines principale).

Le bas de la série comporte encore des calcaires ocres à grain fin et rares Rudistes. Les termes supérieurs, par contre, sont formés de calcaires très blancs à nombreuses sections de Rudistes. C'est ce dernier faciès qui correspond aux calcaires urgoniens typiques.

L'Urgonien de la région des Grands-Goulets se termine par un hard-ground, et la surface du der-

nier banc est non seulement rubéfiée, colorée en rouge ou marron, mais encore trouée et corrodée par d'innombrables animaux lithophages.

Ceci implique un arrêt brutal de la sédimentation urgonienne et l'installation d'un régime de violents courants sous-marins balayant des hauts-fonds.

2. Les différents faciès de l'Urgonien.

Les calcaires urgoniens du Vercors méridional peuvent présenter des faciès très variés, car ils se localisent à la limite des faciès vaseux de la « fosse vocontienne ». Nous passerons très rapidement en revue les différents aspects de l'Urgonien.

a) Les calcaires blancs à Rudistes.

Ils sont caractéristiques de la partie supérieure de l'Urgonien. Leur extension est considérable, et ils forment la quasi-totalité des affleurements du Nord de la forêt de Lente et de la forêt domaniale du Vercors.

Ces calcaires ont un aspect massif bien connu et donnent très souvent naissance à des surfaces lapiazées qui peuvent couvrir de grandes étendues, en particulier les célèbres Lapias du Purgatoire, à l'Est de l'Arbounouse.

Microscopiquement, il s'agit de calcaires à grain très fin, finement recristallisés et montrant de nombreuses sections de Rudistes. Au voisinage de ces calcaires à Rudistes, peuvent se placer les calcaires à débris grossiers et les calcaires à Rudistes dominants.

— Les calcaires à Rudistes dominants :

Il s'agit de calcaires à Rudistes normaux, mais où l'accumulation phénoménale de ces animaux donne l'impression d'un véritable banc.

Ces calcaires correspondent, au sein de la vase molle et calcaire qui se déposait au fond de la mer urgonienne, à des zones consolidées où les Rudistes et organismes associés pouvaient se développer librement. L'allure de ces bancs de Rudistes est lenticulaire (en effet, ces organismes sont tués lorsque l'accroissement en hauteur du banc devient inférieur à la vitesse de sédimentation des vases).

Ces bancs de Rudistes se rencontrent en particulier près de la ferme des Meyniers, au Nord et à l'Est de la pelouse des Fourneaux, près du carrefour des Autarets en forêt de Lente, et enfin

¹ Nous n'avons pas déterminé ces Orbitolines, car la systématique de ce groupe est en pleine période de démembrement et de révision.

le long de la piste forestière de Pré Rateau au Pas de la Coche en forêt domaniale.

— Les calcaires à débris grossiers :

Il s'agit de calcaires crayeux, très blancs, contenant de très nombreux débris d'organismes pouvant atteindre ou dépasser le centimètre (Radioles d'oursins de grande taille en particulier).

Micrographiquement, ces calcaires sont constitués par de nombreux débris organiques (Algues calcaires, Foraminifères, morceaux de coquilles de Lamellibranches et de Brachiopodes, éléments de tests d'Echinodermes, Bryozoaires, etc.) et un ciment calcitique finement cristallisé, contenant parfois quelques petits grains de quartz détritique.

Les affleurements de ces calcaires se trouvent surtout dans la forêt de Lente, au voisinage des bancs de Rudistes (prairie des Fourneaux, carrefour des Autarets, entre l'Herbonnouse et le col de la Chau, etc.).

Il est assez vraisemblable que les débris organiques proviennent de la désagrégation des bancs de Rudistes à fleur d'eau et vont se sédimenter sur le pourtour de ces zones dans la fine vase calcaire qui se dépose au fond de la mer urgonienne

b) *Les calcaires à débris.*

Ils sont caractéristiques de la partie inférieure des calcaires urgoniens. Leur extension est considérable, en particulier dans la partie méridionale du plateau de la forêt domaniale du Vercors où ils forment les grandes étendues pierreuses s'étendant de la Grande Cabane au Pas de Chabrinel. De plus, nous les rencontrons en de très nombreux points de la partie sud de la forêt de Lente, et par passées lenticulaires jusqu'à la limite nord du secteur étudié.

Ces calcaires montrent une patine grise et une couleur beige ou brune en cassure fraîche et sont disposés en bancs de 20-30 centimètres de puissance, mais peuvent prendre un aspect plus massif, avec un litage fruste et discontinu. Micrographiquement (calcaires à débris du Bacha de l'Ours) ces calcaires sont constitués par une grande abondance de débris organiques (Foraminifères : Miliolles, Orbitolines, *Dictyoconus*, Rotalidés ; débris de Lamellibranches et de Bryozoaires ; morceaux de test d'Echinodermes ; algues calcaires) et un ciment calcitique comportant de gros cristaux automorphes de calcite et quelques passées argileuses.

La taille de ces débris organiques est plus ou moins grande, et nous pouvons avoir, à la limite, des calcaires massifs, à grain très fin, qui ont été employés à la construction depuis des époques les plus reculées (Carrière romaine de la Cléry)².

— Les calcaires à débris de la Combe de Gaza :

Au voisinage de ces calcaires à débris classiques, nous pouvons placer ceux de la Combe de Gaza qui affleurent au voisinage des calcaires à Silex du plateau de Vassieux, et appartiennent à la partie supérieure de l'Urgonien.

Il s'agit de calcaires très lités, qui se distinguent des calcaires à débris classiques par l'abondance des Bryozoaires. La proportion des minéraux argileux est forte, et ils arrivent à masquer la structure des débris organiques.

De plus, ces minéraux argileux représentent un apport terrigène non négligeable, et nous sommes vraisemblablement à la limite des faciès vaseux vocontiens.

c) *Les calcaires oolithiques :*

Ces calcaires peuvent se rencontrer à divers niveaux de la série urgonienne, mais ils sont particulièrement intéressants dans le Sud de la forêt domaniale, où certains sont situés entre les calcaires à débris de la partie inférieure et les calcaires à Rudistes de la partie supérieure de l'Urgonien.

Le restant des affleurements de calcaires oolithiques se placent à la partie sommitale des calcaires à débris. Ils couvrent de grandes surfaces dans la région Fontaine de Gerland - la Grande Cabane.

Ces calcaires présentent une patine gris clair à gris-bleu, une couleur blanche à bleu orangé en cassure fraîche, et ils sont disposés en bancs de 20 à 50 centimètres d'épaisseur ou en bancs d'allure plus massive à litage fruste et discontinu

Micrographiquement ces calcaires nous montrent :

— Des oolithes nombreux dont les nucléus peuvent être soit détritiques (petits nodules de calcaires argileux, petits grains de quartz

² Les énormes colonnes et blocs taillés à la Cléry étaient descendus vers le Diois par le Pas de Chabrinel. Ultérieurement, le parement sud et le clocher de la cathédrale de Die furent construits grâce aux pierres de la Cléry récupérées dans les vestiges romains des environs.

ou fragments de calcaires), soit organiques (Foraminifères entiers ou débris d'organismes). Les nucléus peuvent être parfois importants, et la couche calcitique qui les entoure ne correspond qu'à la moitié environ du diamètre de l'oolithe. Un certain nombre de ces oolithes est cassé ;

- Des débris organiques dont de nombreuses Miliolites (*Quinqueloculina* sp.), des Textularidés, des Orbitolines, des éléments de coquille de Lamellibranches, de plaques d'Echinodermes et des algues calcaires Dasycladacées ;
- De petits grains de quartz détritiques, bien roulés ;
- Un ciment calcitique fin contenant quelques gros cristaux de calcite.

Ces calcaires oolithiques indiquent une sédimentation dans un milieu agité bien qu'éloigné de tout apport terrigène.

d) *Les calcaires beiges.*

Ils présentent une grande extension, surtout dans la forêt de Lente, mais on les rencontre également dans la forêt domaniale (vers le Bacha de l'Ours, Pré Rateau, le long de la piste de la Fourmilière et dans le Sud du plateau).

Ce sont des calcaires beiges, généralement très massifs, à patine grisâtre, à grain fin, contenant peu de débris organiques, pouvant présenter un litage fruste et discontinu en certains points.

Ils sont généralement caractéristiques de la partie inférieure de l'Urgonien, bien qu'en de nombreux points la partie supérieure de l'Urgonien débute par des assises de ce type. Ces calcaires beiges contiennent souvent des lentilles plus ou moins stratoïdes de calcaires bleus dont la couleur est vraisemblablement due à de la pyrite cryptocristalline. Ces lentilles passent très rapidement aux calcaires beiges (la zone de passage est de l'ordre de quelques centimètres).

e) *Les calcaires dolomitiques.*

Ces calcaires dolomitiques se rencontrent essentiellement dans la partie septentrionale de la forêt de Lente (Grands-Goulets, col de Carri...).

Il s'agit généralement de calcaires d'aspect saccharoïde, de couleur grisâtre, se désagrégant facilement et contenant de rares organismes en mauvais état.

La dolomitisation est secondaire : les cristaux de calcite sont très automorphes et envahissent même les vestiges d'organismes.

f) *Les calcaires à silex.*

Ces calcaires à silex affleurent sur de vastes étendues dans la partie méridionale des plateaux d'Ambel et de Vassieux.

En ce qui concerne les calcaires à silex du plateau de Vassieux, il s'agit de calcaires lités, en bancs de 20 à 50 centimètres de puissance, de couleur beige et de grain fin, de patine ocre, et contenant de nombreux accidents siliceux de nature et de forme diverses. Ce sont, soit de petits silex arrondis et noirs, soit d'énormes silex de 60-70 centimètres d'épaisseur, boudinés et arrondis, de couleur brun-noir, soit enfin des lits siliceux irréguliers, de disposition stratoïde et de teinte claire. Le nombre de ces accidents siliceux diminue vers le Sud. Du point de vue stratigraphique, ils se placent entre les calcaires à débris et les calcaires à Rudistes (coupe des rochers de Chironne). Sur le plateau de Vassieux, ils constituent donc la base de la partie supérieure de l'Urgonien.

g) *Les marnes et calcaires à Orbitolines.*

Les couches à Orbitolines (Grands-Goulets, Ranc de Charles...) mises à part, nous avons fréquemment rencontré des couches marneuses à Orbitolines (maison forestière de la Béguère, ferme des Marcell au Sud de Vassieux [Feuille Charpey 7-8 au 1/20 000^e]), et même des calcaires assez massifs contenant de très nombreuses Orbitolines (forêt de la Trompe près du col de St-Alexis).

Il est très difficile d'attribuer à ces marnes un âge bien défini, car les Orbitolines ne peuvent plus nous guider actuellement, et de plus il est délicat de leur attribuer une position stratigraphique bien définie dans l'ensemble de l'Urgonien.

En ce qui concerne les marnes de la Béguère, J. GOGUEL (1944) avait pensé pouvoir les rattacher à l'horizon marneux décrit par V. PAQUIER à la Fontaine Graillère, horizon que cet auteur datait du Bédoulien inférieur.

Il est intéressant de noter que ces marnes se trouvent exactement à la limite entre les calcaires à débris et les calcaires à Rudistes, ce qui stratigraphiquement parallélise cette formation avec

celle de Fontaine Graillère, mais, actuellement, les différents auteurs s'accordent pour penser que ces horizons marneux, loin d'être continus, sont en fait lenticulaires.

Les marnes à Orbitolines des Marcellins ont une position peu précise, vraisemblablement à la limite calcaires à siliceux - calcaires à Rudistes.

Enfin, dans la forêt de la Trompe se trouvent quelques affleurements de calcaires beiges ou roussâtres contenant de très nombreuses Orbitolines, et dont la position est incertaine.

3. Le problème de la division de l'Urgonien en deux masses.

Depuis la thèse de V. PAQUIER (1900), les géologues ont coutume de diviser l'Urgonien en deux parties : la partie inférieure d'âge Barrémien supérieur et la partie supérieure d'âge Bédoulien, séparées par une intercalation marneuse dont l'équivalent dans le Vercors septentrional était la couche à Orbitolines inférieure.

Cet auteur avait en effet parallélisé le Barrémien supérieur marneux des montagnes de Glandage et de Bellemotte à la zone marneuse à Orbitolines, et il en observa le passage sur les hauts plateaux du Vercors dès la Fontaine Graillère. En 1944-1945, J. GOGUEL essaya de prolonger vers le Nord cette subdivision de l'Urgonien en deux parties qu'il avait très bien mis en évidence sur la bordure sud du Vercors. Il signalait déjà qu'il était impossible de prolonger cette coupure de plus de quelques kilomètres vers le Nord.

Cette division en deux de l'Urgonien est particulièrement bien visible en trois points du Vercors méridional :

- Au Sud de la forêt de Lente, dans la région Pas de l'Infernet - Puy de la Gagère ;
- Dans la région du col du Rousset ;
- Près de la maison forestière de la Béguère, au-dessus de Combe Male.

Au Pas de l'Infernet et au col du Rousset, la coupe sommaire est la suivante :

- A la base, des calcaires argileux grenus, de teinte claire, en petits bancs séparés par des intercalations marneuses (Barrémien de type vocontien) ;
- Des calcaires beiges, en gros bancs, pouvant

- contenir de nombreux débris organiques et représentant la masse inférieure de l'Urgonien ;
- Des calcaires schisteux tendres, peu épais, formant un replat ou J. GOGUEL a récolté en 1944 *Nautilus sp. var. Janira* et *Trigonia sp.* ;
- Des calcaires blancs cristallins à Rudistes au sommet, représentant la masse supérieure des calcaires urgoniens.

Près de la maison forestière de la Béguère, la coupe est identique, mais les marnes renferment des Orbitolines.

Cet horizon marneux plus ou moins continu du Pas de l'Infernet à la Béguère était parallélisé avec l'horizon de Fontaine Graillère qui formait, depuis V. PAQUIER, la limite entre le Barrémien et l'Apvien.

Par suite de la division très nette de l'Urgonien des Grands-Goulets (cf. paragraphe 1) en deux parties séparées par une zone marneuse et dolomitique, il était particulièrement intéressant de savoir si cette division pouvait être suivie vers le Sud, de manière à rejoindre ainsi la coupure depuis longtemps décrite par V. PAQUIER et J. GOGUEL.

Malheureusement nous ne pouvons conclure affirmativement, et pour les mêmes raisons que celles qui avaient arrêté ces auteurs : d'une part l'impossibilité, sur ces plateaux en surface structurale, coupés de nombreux accidents, de suivre un niveau marneux peu épais, et d'autre part la couverture forestière extrêmement épaisse qui masque tous les affleurements.

Au Nord de la forêt de Lente, la falaise de Combe-Laval montre une coupe très analogue à celle des Grands-Goulets avec quelques mètres de marnes bleues séparant deux grands ensembles calcaires. Ces marnes et l'horizon dolomitisé de la « zone intermédiaire » se suivent assez bien dans les falaises de Laval et la Montagne de l'Arp à partir des Grands-Goulets.

Entre Combe-Laval et le Pas de l'Infernet, trois points peuvent nous servir de jalons : les alentours du col de Portette, la région du Brudour et la prairie de la Bournette.

Au col de Portette, et près du pont du Brudour, nous observons effectivement un horizon marneux compris entre deux horizons calcaires, des calcaires beiges lités à la base et des calcaires blancs, massifs, à Rudistes au-dessus.

L'assise marneuse est constituée par une alternance de calcaires argileux de 20 à 50 centimètres d'épaisseur, se débitant plus ou moins en miches, et de couches marneuses de couleur gris bleuâtre à bleu. Nous avons pu y recueillir de nombreux oursins du genre *Toxaster* et une Ammonite en très mauvais état (col de Portette), *Toxaster sp.* et *Rhynchonella multiformis* Römer le long du ruisseau du Brudour.

En ce qui concerne l'affleurement de la prairie de Bournette, il s'agit de quelques bancs de calcaires argileux et de marnes, situés sous les calcaires blancs à Rudistes de la masse supérieure et contenant *Rhynchonella gibbsiana* Sow., *Rhynchonella multiformis* Römer et *Rhynchonella lineolata* Phillips.

Cet affleurement était noté comme étant de l'Hauterivien sur la feuille Vizille au 1/80 000^e, mais la similitude évidente de ces calcaires argileux surmontés de calcaires à Rudistes, avec ceux du Brudour et du col de Portette, en l'absence de fossiles caractéristiques, nous fait paralléliser cet horizon avec la zone marneuse séparant les deux masses de l'Urgonien.

Ce niveau marneux doit être continu du Pas de l'Infernet à la région de Lente, ce que semble nous montrer l'étude du cours souterrain du Brudour.

La rivière souterraine du Brudour ressort au cœur de la forêt de Lente, au fond d'une grotte dont le plancher est formé par les calcaires argileux

et marnes déjà cités. Sa zone d'alimentation est formée par le plateau s'étendant de Font-d'Urle au Pas de l'Infernet, et le niveau de base des eaux d'infiltration ne peut être que l'horizon marneux continu depuis le Pas de l'Infernet jusqu'à la grotte du Brudour.

Au Nord de Lente, par contre, nous pensons que cette assise marneuse s'amincit et qu'elle se transforme en lentilles marneuses discontinues à la latitude des Grands-Goulets.

En ce qui concerne le plateau de la forêt domaniale du Vercors, il existe bien quelques niveaux marneux qui doivent être d'allure lenticulaire, mais l'horizon marneux continu ne doit pas dépasser vers le Nord la latitude de la maison forestière de la Béguère.

Par contre, la limite Masse inférieure - Masse supérieure semble marquée sur une assez grande surface (entre la nouvelle Jasse de la Chau, la Grande Cabane et les Rancs de Charles) par l'intercalation d'un niveau de calcaires oolithiques entre les calcaires à débris et les calcaires à Rudistes.

La division, théorique sinon prouvée, de l'Urgonien en deux grands ensembles nous permet de dresser un tableau de la répartition des faciès de l'Urgonien, ce qui nous conduit à avoir une idée plus précise de la paléogéographie de l'Urgonien.

Il résulte de ce tableau (fig. 2) que les calcaires à Rudistes sont caractéristiques de la masse supérieure et que les calcaires à débris sont caractéristiques de la masse inférieure.

	Les Grands Goulets	Forêt de Lente	Plateau de Vassieux	Forêt domaniale
Masse sup.	Calcaires à Rudistes	Calcaires à Rudistes	Calcaires à Rudistes	Calcaires à Rudistes
	Couches à Orbitolines	Calc à bancs de Rudistes		Marnes à Orbitolines
Masse inf.	Calc. dolomitiques	Calc. à débris grossiers	Calc. à silex	Calc. beiges de la Béguère
	Marnes	Calc. dolomitiques	Calc. à débris	Calc. oolithiques
	Calc. beiges lités	Calc. beiges lités	Zone marneuse	Calc. a débris
		Calc à débris	Barrémien vocontien	

Fig. 2. — Schéma de répartition des faciès de l'Urgonien dans le Vercors méridional.

En conclusion, en dépit de l'impossibilité matérielle de pouvoir affirmer que l'Urgonien est bien divisé en deux masses par une zone marneuse continue, certains faits d'observation semblent prouver que cette séparation peut être logiquement acceptée, pour la partie occidentale des plateaux du Vercors méridional, au moins jusqu'à la latitude des Grands-Goulets.

4. Paléogéographie de l'Urgonien (fig. 3).

Les faciès marins urgoniens commencent à se déposer au cours du Barrémien (Barrémien supérieur pour V. PAQUIER et J. GOGUEL). La mer correspondante est peu profonde (présence de Mi-

lioles), chaude, modérément agitée (le sommet de l'édifice reste en dessous du niveau des plus fortes vagues), mais surtout éloignée de tout apport terrigène.

Au fond de cette mer se déposent de fines vases calcaires qui donneront des calcaires beiges, massifs, peu fossilifères au Nord d'une ligne passant par Lente et Pré Rateau. Au Sud de cette ligne, les sédiments deviennent plus grossiers et nous trouvons très fréquemment des calcaires à débris, souvent accompagnés de calcaires oolithiques (Sud du plateau de Lente et forêt domaniale).

Ces calcaires à débris voient leur épaisseur diminuer progressivement vers le Sud, et ils viennent finalement s'effilocheur dans la masse des calcaires

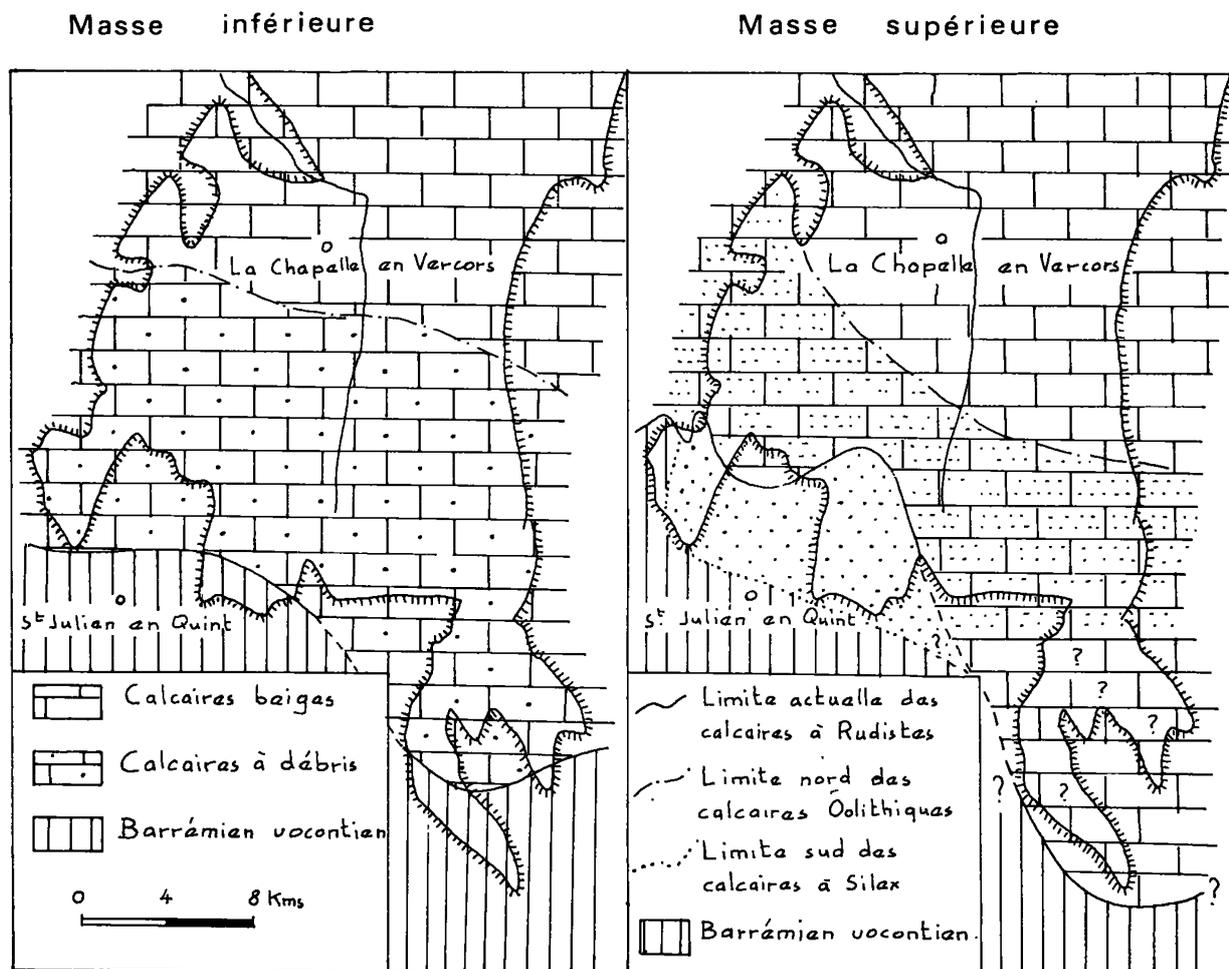


Fig. 3. — Schéma paléogéographique de l'Urgonien dans le Sud du Vercors.

argileux du Barrémien de type vocontien. Ce phénomène est particulièrement bien visible d'une part sur les bordures du quadrilatère de St-Julien-en-Quint (vers la Tête de la Dame à l'W et entre le Puy de la Gagère et le But St-Genix à l'E) et d'autre part sous la montagne de Glandasse, à l'Est de Valcroissant et dans le cirque d'Archiane.

La limite d'avancée maximum de la mer urgonienne inférieure est grossièrement orientée E-W dans la région Ambel-plateau de Vassieux, puis son trajet s'infléchit vers le SE pour redevenir E-W sous la montagne de Glandasse, dessinant ainsi une vaste « baie » dans la région Chamaloc-Die. Il est néanmoins certain que des mouvements tangentiels postérieurs d'une certaine importance (faille de la Cléry en particulier) ont pu contribuer à modifier le tracé actuellement visible de la limite dans cette région.

Après cette première invasion vers le Sud de la mer urgonienne, et par suite d'un changement local des conditions de sédimentation, nous constatons un net recul des faciès urgoniens, qui se traduisent dans le Sud du massif par des intercalations marneuses ou calcaro-marneuses. Il est d'ailleurs probable que ces horizons plus marneux soient assez discontinus vers le Nord, séparés par des zones où la sédimentation urgonienne se poursuivait. Il est possible d'ailleurs que tous ces niveaux ne soient pas du même âge. Nous pouvons noter cependant que cette période est très favorable au développement des Orbitolines (marnes de la Béguère, des Marcells, et calcaires de la forêt de la Trompe).

Enfin, dans la région méridionale du plateau de la forêt domaniale (au Sud d'une ligne Pas de la Coche - Nouvelle Jasse de la Chau) se rencontrent des conditions favorables à la formation de calcaires oolithiques.

Depuis V. PAQUIER et J. GOGUEL, il était admis que ces assises marneuses marquant le retrait de l'Urgonien vers le Nord étaient d'âge Bédoulien inférieur.

Pour différentes raisons (paléontologie insuffisante, difficultés de suivre les affleurements marneux et de les relier entre eux...), il est devenu plus prudent de nos jours de ne plus vouloir dater trop précisément ce genre de formation, dont l'ensemble néanmoins nous permet de diviser l'Urgonien en deux.

Succédant à cette phase, nous constatons un recul des apports terrigènes vers le Sud, ce qui

permet à la mer urgonienne de reconquérir ses anciens territoires et même de les déborder assez largement.

Au cours de cette avancée, nous voyons d'abord se déposer des calcaires beiges, semblables à ceux de la partie inférieure, se poursuivant au Sud par l'aurole des calcaires à silex des plateaux de Vassieux et d'Ambel.

Au-dessus apparaissent les calcaires blancs à nombreux Rudistes qui représentent le faciès urgonien le plus typique. Ces calcaires blancs envahissent peu à peu le Vercors méridional, où ils remplacent très tôt les calcaires beiges et finissent par recouvrir entièrement les calcaires à silex de Vassieux, ce qui est particulièrement visible aux Rochers de Chironne. Malheureusement, les affleurements d'Urgonien disparaissent par érosion sur le bord nord de la dépression de Die, et il nous est impossible de connaître l'avancée extrême des calcaires à Rudistes.

En définitive, nous voyons apparaître, dans le Vercors méridional, deux avancées successives du faciès urgonien vers le Sud, séparées par un recul important :

- L'avancée basale se traduit essentiellement par des dépôts de calcaires beiges et de calcaires à débris, et la terminaison du faciès urgonien dans le Barrémien vocontien est très visible en quelques points.
- Le recul qui lui fait suite est marqué par des sédiments vaseux qui permettent une division pratique de l'Urgonien en deux masses.
- L'avancée terminale est marquée par le dépôt de calcaires à silex et de calcaires à Rudistes.

B) Le Crétacé moyen et supérieur.

La coupe la plus accessible et la plus continue est visible le long de la cluse de la Vernaison en amont des Grands-Goulets.

Après avoir décrit cette coupe, nous nous contenterons de donner un aperçu de l'extension et des variations de faciès de ces différents termes.

1. Coupe de la cluse de la Vernaison (cf. fig. 1).

Cette coupe est la suite de la coupe des Grands-Goulets, que nous avons déjà vue, pour les termes supérieurs à l'Urgonien.

La coupe de la cluse de la Vernaison est doublée par le passage d'une faille importante : la faille N-S de La Chapelle-en-Vercors.

De bas en haut nous observons la succession suivante :

— Au-dessus du dernier banc de l'Urgonien, raviné et corrodé, affleurent des couches de marnes gréseuses grises ou noires, en bancs de 0,5 à 1 mètre de puissance et de calcaires gréseux et faiblement glauconieux en bancs de 20 à 60 centimètres d'épaisseur, ayant tendance à se débiter en miches³.

L'épaisseur totale de cette série est de 7 mètres. Nous y avons récolté des oursins (*Miotoxaster sp.*), des tronçons de Bélemnites et d'assez nombreuses Orbitolines usées et sans doute remaniées.

Cette assise doit être d'âge Bédoulien supérieur comme le prouve la découverte d'une crose de *Tropaeum hillsi* Sow. par J.-P. THIEULOY en 1965.

Notons enfin que cette couche marneuse correspond à ce que C. JACOB appelait la « couche à Orbitolines supérieure ».

— Subitement, ces marnes et calcaires gréseux font place à des calcarénites à entroques (« lumachelle ») dont l'épaisseur totale est d'environ 15 mètres.

Cette formation est constituée par des calcaires bioclastiques roux à verdâtres de grain grossier, disposés en petits bancs de 15-20 centimètres de puissance, montrant de très belles stratifications entrecroisées, et elle se termine par un banc plus massif d'environ un mètre de puissance.

Sur cette « Lumachelle » repose un niveau de « béton phosphaté ». Cet horizon de 20 à 30 centimètres d'épaisseur est apparu à la suite d'un petit glissement de terrain. Il s'agit d'un microconglomérat ou d'un grès sableux, glauconieux et phosphaté plus ou moins durci et ferrugineux, renfermant de nombreux fossiles dont des Céphalopodes (*Hypacanthoplites*, *Beudanticeras*...), des Brachiopodes, des Gastéropodes, des Echinodermes, etc.

— Sur ce cordon phosphaté, apparaissent des sables verts, glauconieux, classiquement attribués

à l'Albien. Ces sables sont parfois indurés en bancs gréseux rougeâtres, se décomposant en boules de 10 à 30 centimètres et présentant des stratifications entrecroisées bien visibles. Ils sont totalement azoïques, à part quelques pistes de vers, et leur épaisseur totale doit être voisine de 100 mètres.

— Sur ces sables verts affleurent les calcaires blancs du Sénonien, cristallins, tachetés de glauconie, et se présentant en petits bancs très bien réglés de 15 à 30 centimètres de puissance. Micrographiquement, nous y observons un amoncellement de Bryozoaires. L'épaisseur de cette assise calcaire est d'environ 30 mètres.

Il est impossible de trouver une limite nette entre les sables albiens et les calcaires blancs sénoniens, car les premiers bancs de cette dernière assise remanient les sables verts et sont très chargés en sable.

A leur partie supérieure, ces calcaires se chargent d'éléments détritiques, plus ou moins grossiers, et l'on passe progressivement à des microconglomérats sableux à ciment calcaire.

— Ces microconglomérats sont disposés en bancs de 10-25 centimètres de puissance, montrant une stratification entrecroisée. Ils sont très friables et se décomposent facilement en un sable grossier contenant de minuscules galets de quartz pouvant atteindre 0,5 centimètre de diamètre. Topographiquement, ces microconglomérats donnent des dépressions.

Vers le haut de la série, ces microconglomérats deviennent plus durs et peuvent même former quelques petites falaises émoussées, puis la proportion d'éléments détritiques décroît, et nous arrivons à des calcaires blancs, en bancs de 10 à 15 centimètres d'épaisseur, que l'on pourrait appeler « lauzes » par analogie avec le Vercors septentrional. Ces calcaires peuvent avoir un aspect assez semblable à celui des calcaires de base, mais ils contiennent quelques bancs gréseux par endroits.

— Une interruption dans la visibilité nous masque le contact Sénonien - Miocène, mais cette « molasse » miocène affleure au Nord du pont coté 688, sur une petite colline, où elle est formée de bancs de grès calcaires de couleur blanc jaunâtre en cassure fraîche. Les produits d'altération sont des sables difficilement discernables des sables de décomposition du Sénonien.

³ Ces marnes et le béton phosphaté de l'Albien ont été décrits du point de vue paléontologique par J.-P. THIEULOY et J.-P. GIROD (*T. L. G.*, 1965).

2. Extension et variations du Crétacé moyen et supérieur.

a) Le Crétacé moyen.

A quelques exceptions près, nous retrouvons le Crétacé moyen, tel que nous l'avons examiné dans la coupe précédente, sur tout le plateau de La Chapelle-en-Vercors.

La « couche à Orbitolines supérieure » (nous gardons ce terme pratique pour désigner les marnes noires situées entre l'Urgonien et la Lumachelle) se retrouve à l'Ouest de la ferme des Revoux (bois des Aigaux) et à la lisière sud de La Chapelle-en-Vercors. Son affleurement le plus méridional se trouve sur le sentier menant du Collet au hameau des Bérards.

La « lumachelle » a la même répartition, mais nous en retrouvons un lambeau dans la dépression de l'Arbounouse et, par endroits, dans la vallée de la Vernaison, en particulier dans la région les Revoux - les Rochas et sous le hameau de Rousset. Ces derniers affleurements sont assez restreints et noyés dans les marnes gréseuses et glauconieuses de la Vernaison, dont nous reparlerons.

Les sables verts, d'épaisseur considérable, ne dépassent pas vers le Sud la latitude de La Chapelle-en-Vercors. Nous les retrouvons, de l'autre côté du plateau de la forêt domaniale, en compagnie de « lumachelle », près du village de Corrençon.

Les marnes gréseuses et glauconieuses de la vallée de la Vernaison :

Le long de la vallée de la Vernaison, tous les affleurements situés entre l'Urgonien et le Sénonien sont représentés par des marnes verdâtres, gréseuses et glauconieuses, renfermant des bancs plus gréseux se débitant en miches pouvant atteindre 50 centimètres de diamètre.

Ces marnes sont fossilifères près du hameau des Faures, à quelques mètres sous les premiers bancs des calcaires sénoniens. Nous y avons récolté : *Discoidea cylindrica*, *Turrilites bergeri* et *Stoliczkaia dispar* qui indiquent très nettement un âge vraconien.

C. JACOB (1907) signalait déjà aux environs de cette localité un gisement connu depuis la moitié du XIX^e siècle et dont la faune est vraconienne.

Il en résulte qu'une partie au moins des marnes gréseuses et glauconieuses de la Vernaison est vraconienne sans que l'on puisse préciser l'âge de la base et du sommet de cette formation.

Essai de reconstitution paléogéographique :

Il est très malaisé de tenter une reconstitution paléogéographique du Crétacé moyen, car les affleurements sont linéaires, parallèles au cours Nord-Sud de la Vernaison.

En dehors de ces derniers, nous connaissons bien quelques affleurements disséminés sur l'immensité des plateaux du Vercors méridional, mais dont les relations ressortent plus du domaine théorique que de celui de l'observation.

Après une lacune au sommet de l'Urgonien, marquée en particulier par un hard-ground terminal dans la région des Grands-Goulets, et lorsque la sédimentation reprend, les conditions qui régnaient au sein de la mer urgonienne sont définitivement balayées.

A la place s'installe un régime de sédimentation marneuse et détritique, avec des dépôts certainement discontinus (« couche à Orbitolines supérieure »).

Puis la « lumachelle » se dépose dans une mer agitée et peu profonde. Vers le Sud les affleurements de ce dernier faciès sont très disséminés, ce qui avait conduit C. JACOB à penser qu'il y avait eu une érosion sous-marine après le dépôt de la « lumachelle » et avant celui des marnes vertes de la Vernaison.

En fait, il semble que l'érosion n'ait pas été tellement puissante, mais qu'il y ait eu parallèlement, dès La Chapelle-en-Vercors, un envasement progressif du faciès « lumachelle ».

Les sables verts du plateau de La Chapelle-en-Vercors et les marnes glauconieuses de la Vernaison semblent du même âge, du moins en partie car les sables de la cluse de la Vernaison peuvent embrasser tout l'Albien (J.-P. GIROD et J.-P. THIEULOY, 1965), et nous avons vu que la partie sommitale au moins des marnes de la Vernaison est vraconienne.

Les sables verts représentent sans doute des sables côtiers accumulés dans une petite cuvette à l'emplacement du plateau de La Chapelle-en-

Vercors. Quant aux marnes glauconieuses, elles constituent une variation latérale de faciès des sables verts, déposés dans une mer plus profonde, et elles sont intermédiaires entre ces sables du Vercors et l'Albien de type vocontien.

La limite sud des sables verts passant par Ambel, le Sud du plateau de La Chapelle et Corrençon, est NE-SW. Elle coïncide à peu près avec le tracé de la grande faille de la cime du Mas. Il ne s'agit peut-être que d'une simple coïncidence, mais il ne peut être exclu, à priori, que cette faille, relevant le compartiment sud, marque de ce fait l'arrêt brutal entre la sédimentation des sables d'une part et des marnes glauconieuses d'autre part, les deux formations n'étant alors plus tout à fait contemporaines.

De plus, on pourrait alors expliquer une certaine érosion de la « lumachelle » par de violents courants sous-marins au Sud de cette faille, alors qu'au Nord aucune trace d'érosion n'est visible sur le plateau de La Chapelle-en-Vercors.

Malheureusement, aucun fait d'observation ne permet de dater avec précision l'âge de cette faille qui peut ainsi être plus ancienne que ce que nous admettons habituellement.

b) *Le Crétacé supérieur.*

La vallée de la Vernaison montre essentiellement trois faits :

- La diminution de taille des éléments détritiques du Nord vers le Sud, et l'envahissement des horizons calcaires par les faciès détritiques (ceci se voit déjà au Nord de la vallée de la Vernaison) ;
- L'envahissement progressif des séries par les faciès rutilants. Il semble cependant que l'extrême base de la série ne soit pas atteinte ;
- Une diminution sensible de l'épaisseur du Nord au Sud de la vallée de la Vernaison. Ainsi, l'épaisseur des seuls calcaires de base passe de 30 à 40 mètres dans la cluse de la Vernaison à une dizaine de mètres vers la ferme des Berts.

Ces assises ne sont pas datées paléontologiquement, mais, bien que de faciès très différent, elles furent rapportées d'abord au Turonien du Diois par V. PAQUIER, puis au Sénonien du Vercors septentrional depuis les travaux de C. JACOB. Leur âge sera sans doute précisé grâce aux études que B. PORTHAULT compte entreprendre dans le Vercors à la suite de ses travaux sur le Crétacé supérieur du Diois.

II. LA TECTONIQUE

Le style tectonique des hauts plateaux du Vercors méridional est essentiellement lié à la présence de l'énorme carapace des calcaires urgoniens qui a réagi de manière cassante aux efforts tectoniques.

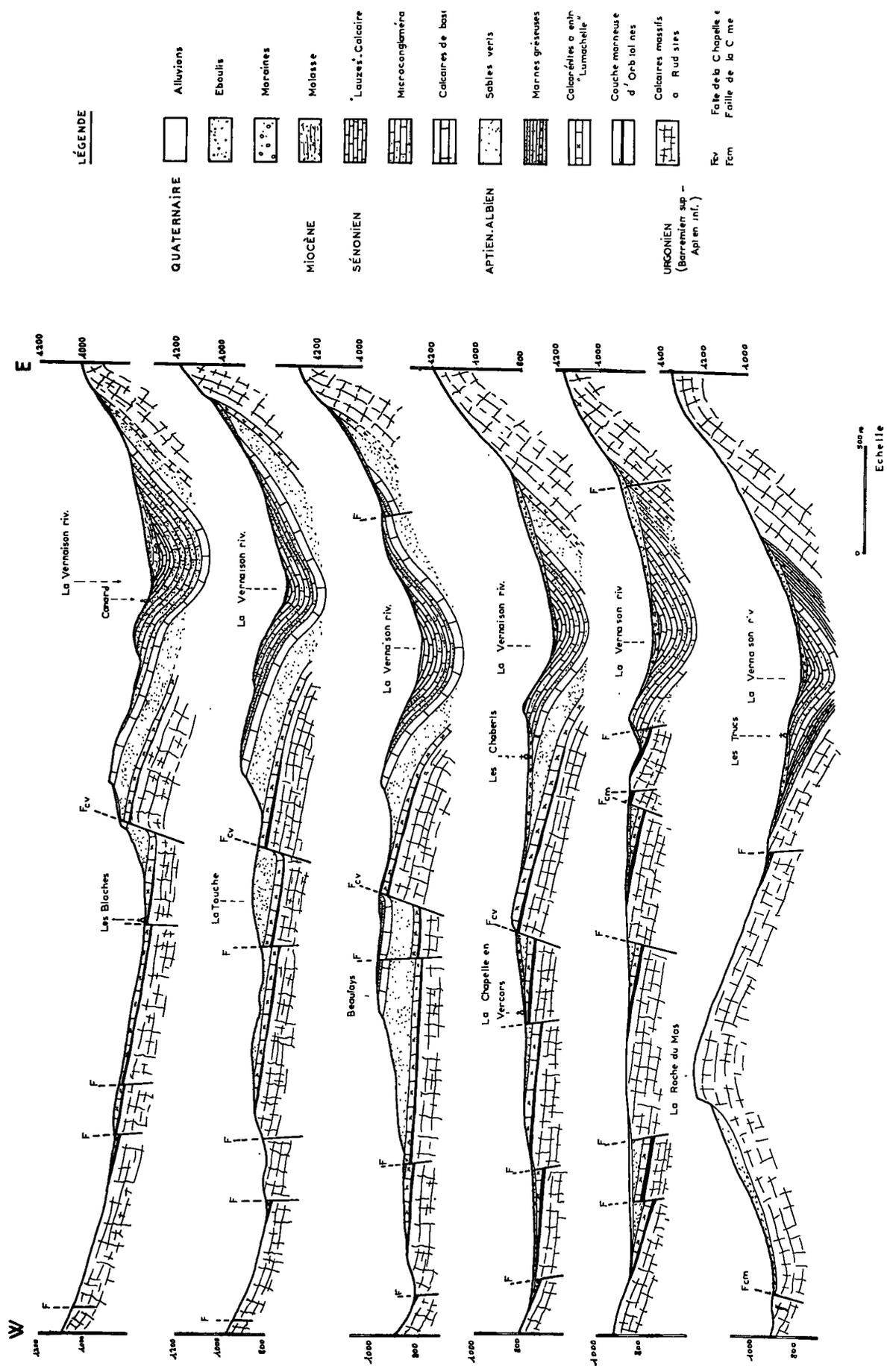
La tectonique d'ensemble de cette région est connue depuis C. LORY à la fin du siècle dernier. V. PAQUIER (1900) décrit ensuite les différents plis en essayant vainement de les relier au faisceau des plis du Diois, mais il signalait déjà « qu'aucun des plis du Vercors ne se prolonge dans le Diois, et que l'un des faisceaux semble naître là où l'autre cesse ».

Plus tard, W. KILIAN et G. SAYN (1924) décrivent au col du Rousset une succession de plis faillés déversés vers l'Ouest. Peu après, ces auteurs reconnaissent que le style de cette région est beaucoup moins complexe.

J. GOGUEL, en 1944, commence à soupçonner le style extrêmement cassant de ces plateaux, mais seule une étude photogéologique combinée avec les méthodes structurologiques nous permet d'avoir aujourd'hui une idée plus précise des grandes directions de cassures.

A) **Les plis du Vercors méridional (fig. 4, 5 et 6).**

De tous ces plis, seul le synclinal de la Vernaison ou synclinal médian du Vercors est important. En effet, il prend naissance légèrement au Sud du col du Rousset et il se suit jusqu'à l'extrémité nord du massif, et même au-delà de l'Isère dans la Grande-Chartreuse où il est connu sous le nom de synclinal de Voreppe.



LÉGENDE

	Alluvions
	Eboulis
	Moraines
	Molasse
	Lauses, Calcaire
	Microcongloméra
	Calcaires de base
	Sables verts
	Marnes gréseuses
	Calcaires à entaille "Lumachelle"
	Couche manneuse d'Orballes
	Calcaires massifs à Rudistes
	Fev
	Fcm

QUATERNAIRE

MIOCÈNE

SÉNONIEN

APTIEN-ALBIEN

URGONIEN
(Barremien sup - Apt en inf.)

Fev
Fcm

0 500 m
Echelle

Fig. 5. — Coupes sériées dans le plateau du Vercors, au S de La Chapelle-en-Vercors.

la Vernaison, qui prend une allure anticlinale assez marquée dans la forêt de la Trompe et vers le But de Nève.

L'axe de ce synclinal de la Vernaison se relève vers le Sud, et ce relèvement d'axe est particulièrement visible entre le village de Rousset et le col du même nom.

- L'anticlinal de la Roche du Mas, très symétrique, qui fait suite, au Sud de la faille de la Cime du Mas, au plateau monoclinale de La Chapelle-en-Vercors, et qui s'amortit très vite pour disparaître au NE de Vassieux.
- L'anticlinal du Puy de la Gagère - Montagne de l'Arp, dont le flanc oriental est plus accusé que le flanc occidental. La partie nord (montagne de l'Arp) est décalée vers l'Ouest par la faille de la Cime du Mas.
- L'anticlinal Serre de Montuez - Serre de Pélandré, qui s'amortit beaucoup vers le Nord et disparaît pratiquement vers Combe-Lavall. La partie nord de cet anticlinal est également décalée vers l'Ouest par le passage de la faille de la Cime du Mas.
- Enfin nous terminerons cette courte énumération en citant les plateaux à valeur synclinale de la forêt domaniale, de Vassieux et de la forêt de Lente.

Le plateau synclinal de Lente est lui-même accidenté par plusieurs petites rides synclinales et anticlinales peu marquées, dont les axes présentent la même direction que les plis précédents et dont l'interprétation est rendue délicate par le passage de nombreux accidents transversaux.

Tous ces plis ont une direction N à NE.

B) Les grands systèmes de cassures du Vercors méridional.

L'examen de la dalle urgonienne qui affleure largement dans tout le Vercors méridional nous montre l'existence de trois grands réseaux de cassures (failles et diaclases).

Après avoir passé très rapidement en revue ces trois réseaux de cassures, nous examinerons les conclusions tectoniques que l'on peut en tirer :

1. Les grands réseaux de cassures (fig. 4).

— Un premier réseau est constitué par des cassures de direction SW-NE ou SE-NW. A ce système appartiennent les grandes failles de Carette, de la Cime du Mas et de la Cléry. La faille de Carette part du chevauchement de Chalimont pour aboutir au SE de la baraque de Carette sur la grande falaise orientale du Vercors. Cet accident provoque un important décrochement horizontal du compartiment nord vers l'Ouest accompagné d'une surélévation du compartiment nord.

La faille de la Cime du Mas se prolonge sur le plateau de la forêt domaniale par un réseau de diaclases, mais elle est surtout nette à l'Est du hameau des Bérards.

Elle provoque également un important décrochement horizontal vers l'Ouest, accompagné d'un affaissement du compartiment nord.

La faille de la Cléry, enfin, passe à l'extrême sud du plateau de la forêt domaniale et elle est jalonnée par d'importantes écailles de Barrémien. Elle donne naissance à un important décrochement du compartiment sud vers le SW.

— Un deuxième réseau est constitué par des failles de direction générale N-S. A ce réseau appartiennent les failles du Serre de Montuez, du Brudour, de Beausière et les cassures de l'Oscence et du plateau de La Chapelle-en-Vercors.

— Un troisième réseau est formé de failles de direction grossièrement E-W. Comme d'ailleurs pour les failles N-S, leur direction peut varier d'une vingtaine de degrés autour de cet axe théorique. A ce système appartiennent en particulier la faille E-W de La Chapelle-en-Vercors et les failles transverses qui coupent le synclinal de la Vernaison.

— Certains accidents, enfin, semblent s'écarter assez considérablement de toutes ces directions. Il est difficile de les replacer dans cette classification, mais l'examen d'un schéma structural général des plateaux du Vercors méridional montre que certaines d'entre elles semblent se rattacher à un grand éventail de cassures issues de la faille de la Cime du Mas, qui reste l'élément tectonique majeur de cette partie du Vercors.

2. Essai de reconstitution chronologique.

Grâce à l'étude des systèmes de cassures, nous pouvons mettre en évidence quatre phases tectoniques.

Première phase : Les premières phases affectant le massif sont certainement les accidents de direction SW-NE et SE-NW (failles de Carette, de la Cime du Mas et de la Cléry).

L'examen direct de ces accidents ne permet pas de dire quels sont les plus anciens, car leur importance actuelle et leur rejeu certain nous masquent leur origine. Cette origine peut être recherchée dans un schéma plus général qui nous montre que ces accidents sont certainement liés à de vieilles cassures hercyniennes affectant le socle paléozoïque et que nous pouvons observer dans la chaîne de Belledonne.

En même temps, ou à une époque assez voisine, ont dû se former les premières diaclases N-S en liaison avec le premier stade de plissement paléocène.

Deuxième phase : Cette phase et les suivantes sont contemporaines de la poussée paroxysmale que l'on peut dater du Ponto-Pliocène.

Les failles N-S, accentuation des diaclases de même direction (qui sont pour la plupart antérieures), prennent naissance et jouent alors en failles de compression.

L'examen systématique de ces accidents montre qu'ils sont, dans la majorité des cas, recoupés par tous les autres réseaux de cassures, ce qui prouve leur antériorité.

Enfin, l'évolution de ces accidents se poursuit et s'achève lors de la phase de détente (quatrième phase). Elles jouent alors en failles d'effondrement déterminant des grabens (par exemple le graben de l'Oscence).

Troisième phase : Cette phase correspond sans doute au paroxysme de la poussée alpine. Sous l'action de cette poussée, les structures existantes s'accroissent, provoquant en particulier la formation des flexures importantes qui encadrent le synclinal de la Vernaison, puis toute une série de décrochements vers l'Ouest par l'intermédiaire des vieilles failles de direction hercynienne (SW-NE et SE-NW). C'est à un de ces décrochements

qu'est due la formation du chevauchement de Chalimont au Nord de la faille de Carette, par rupture d'un plan de diaclase parallèle à l'axe des plis.

De plus, ces décrochements provoquent un étirement des plis, ce qui entraîne la naissance de fractures de direction N 90° à N 120°, perpendiculairement à l'axe des plis.

Lorsque cela est visible, nous constatons effectivement que les cassures N-S sont souvent décalées par les accidents E-W (ferme des Revoulats par exemple).

Enfin, cette troisième phase conduit à la formation de l'anticlinal de la Roche du Mas. En effet, au Nord de la faille de la Cime du Mas, le plateau monoclinale de La Chapelle-en-Vercors, subissant une forte poussée, se casse en de nombreux endroits, sans doute à la faveur de vieilles diaclases N-S et résiste en bloc à la poussée sans se plisser. Par contre, au Sud de cette faille, l'Urgonien, sans doute moins diaclasé, s'est plissé en une belle voûte antidiagonale.

Le rétrécissement dû à la courbure de cette voûte est équivalent à la valeur du décrochement horizontal au Nord de la faille, ce qui nous explique que le décrochement est entièrement rattrapé au niveau de la Vernaison et que le synclinal de la Vernaison n'est que peu ou pas affecté par ce dernier.

Lors de cette phase, enfin, toutes les cassures, même les plus anciennes, ont rejoué, ce qui conduit parfois à des structures actuelles assez complexes. En particulier, certaines vieilles failles N-S peuvent recouper des accidents plus récents, ce qui explique certains faits observés par exemple au Pas de l'Infernet où une petite faille N-S recoupe une faille E-W qui appartient à un réseau plus récent.

Quatrième phase : Cette phase de détente conduit à de nombreux effondrements qui se produisent surtout par l'intermédiaire d'accidents perpendiculaires à la poussée, c'est-à-dire essentiellement N-S. Ceci nous conduit aux effondrements de l'Oscence et de La Chapelle-en-Vercors (où certaines failles sont inclinées vers l'E et d'autres vers l'W). Certaines de ces cassures sont visiblement de détente, car elles sont remplies de calcite (à l'Est de l'Arbounouse et le long de la route des Meyniers en particulier).

3. Les différentes phases de plissement.

En raison de l'absence ou de la rareté des terrains tertiaires sur le plateau du Vercors, il est très difficile de se faire une idée des différentes phases subies par le massif. Et l'on ne peut que tenter de les déduire des données fournies par les régions voisines, notamment la bordure occidentale du Vercors (Monts du Matin) récemment étudiée par N. DASARATHI (1966). On peut également utiliser les données plus générales de J. DEBELMAS (1963).

a) La phase principale de plissement.

Elle est Néogène dans le Vercors, sans que l'on puisse nettement séparer plusieurs phases éventuelles entre le Pontien et la fin du Pliocène. C'est à ce cycle Pontien - Pliocène que nous attribuons la formation du pli antidifflinal de la Roche du Mas et l'accentuation des autres plis et de la grande flexure occidentale du Vercors.

C'est également à ce cycle que l'on peut relier les failles des stades 2-3 et 4 (voir paragraphe précédent) dont les tracés ne montrent pas d'évolution morphologique accentuée.

Nous pourrions alors y distinguer au moins deux compressions suivies d'une phase de détente. Lors de cette phase se produit également le rejeu des failles antérieures.

b) Les mouvements antérieurs.

Ils sont beaucoup plus difficiles à préciser. L'absence totale de Crétacé supérieur à la surface

des plateaux du Vercors méridional, la réduction que subit parfois, par dissolution, la masse supérieure de l'Urgonien, laissent supposer une longue évolution morphologique de ces plateaux, postérieure au plissement du synclinal médian dans lequel le Crétacé supérieur est conservé.

Il est donc possible que les premiers plissements datent d'une phase ancienne qui pourrait bien être la phase paléocène (entre Sémonien et Yprésien), phase qui est connue dans les Monts du Matin. Cette phase aurait conduit à la formation des premiers plis N-S.

Quant aux failles de direction NE-SW et NW-SE (Cime du Mas, Cléry, Carette), très évoluées morphologiquement, nous pouvons les considérer de deux façons :

- Soit comme étant contemporaines de cette phase paléocène de plissements N-S (voir N. DASARATHI) ;
- Soit plus tardives : elles ont, en effet, la même direction que les flexures bordières des massifs cristallins externes septentrionaux à leur extrémité méridionale, et l'on sait maintenant que ces flexures ont commencé à s'individualiser au Miocène.

Nos failles NE-SW et NW-SE du Vercors dateraient alors de la période de relaxation du début du Néogène. Cependant, la faille de la Cime du Mas a pu n'être alors que rajeunie, et quelques indications laissent supposer qu'elle est antérieure au Tertiaire, notamment le fait que son tracé correspond en gros à la limite d'extension de la « lumachelle » et des sables albiens.

III. CONCLUSIONS

Du point de vue stratigraphique, c'est l'Urgonien qui se montre le plus intéressant, mais il est pratiquement impossible d'y décrire des séries datées. Le Vercors méridional comporte les zones de passage de l'Urgonien typique aux faciès vocontiens des étages barrémien et aptien. Néanmoins, nous pouvons mettre en évidence deux grandes masses calcaires qui se retrouvent dans tout le Sud et l'Ouest de la région étudiée. Si ces deux masses prennent bien naissance au Sud dans les couches du Barrémien et de l'Aptien à caractère

vocontien, il nous est impossible de préciser l'âge de ces formations plus au Nord, par manque total de fossiles caractéristiques.

Par ailleurs, nous avons vu quelles étaient les limites actuelles de la « lumachelle » et des sables verts albiens. Au Sud de cette limite nous ne retrouvons plus que les marnes vertes gréseuses et glauconieuses. Ces dernières montent d'ailleurs jusque dans le Vraconien qui a pu être mis en évidence et daté par des fossiles caractéristiques.

Du point de vue tectonique, les plis sont simples,

souvent dissymétriques. Ils ont été plissés en deux stades (sauf l'anticlinal de la Roche du Mas, plissé en une seule fois lors de la phase paroxysmale) : le premier stade correspond sans doute à la phase paléocène et le second à la phase paroxysmale d'âge Ponto-Pliocène. Ces plis sont accompagnés de dia-

clases et de failles parallèles ou perpendiculaires aux axes.

Enfin, certaines failles, probablement très anciennes, jouent un rôle majeur dans la structure du Vercors méridional : les failles de Carette, de la Cime du Mas et de la Cléry.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

DASARATHI (N.) (1966). — Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors (*T. L. G. G.*, t. 42, 1966).
 DEBELMAS (J.) (1963). — Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes (*T. L. G. G.*, t. 39, p. 125-171).
 GOGUEL (J.) (1944). — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France (*B. S. C. G. F.*, t. XLIV, n° 215, p. 508-518).
 — (1945). — Sur les subdivisions stratigraphiques de l'Urgonien du Vercors (*C. R. S. G. F.*, p. 162-163).
 JACOB (C.) (1907). — Etude paléontologique et stratigraphique sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines (*Thèse*, Grenoble, 314 p.).
 KILIAN (W.) et SAYN (G.) (1924). — Sur un accident tectonique important de la bordure méridionale du Vercors (*C. R. A. S.*, t. 178, p. 436).
 LORY (C.) (1860). — Description géologique du Dauphiné. Savy, Paris, 748 p.
 PAQUIER (V.) (1900). — Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales (*Thèse*; *T. L. G. G.*, t. 5, n° 2-3, p. 149-556).
 THIEULOY (J.-P.) (1959). — Etude micrographique des calcaires à débris barrémo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors (*T. L. G. G.*, t. 35, p. 39-99).
 THIEULOY (J.-P.) et GIROD (J.-P.) (1964). — L'Aptien et l'Albien fossilifère du synclinal d'Autrans (*T. L. G. G.*, t. 40, p. 91-111).
 — (1965). — Nouvelles données sur l'Albien du Vercors et de la Chartreuse (*T. L. G. G.*, t. 41, p. 141-162).

En outre ont été utilisées les thèses de troisième cycle de A. LEPAGE (1963) et de J. BELLAMY (1963), Grenoble, inédites.

ANNEXE

Lieux-dits	X =	Y =
Ambel (ferme)		
Arbounouse	847800	301500
Arp (Montagne de)	859400	302900
Bacha de l'Ours	847000	299600
Béguère (M. For.)	845000	289250
Brudour	835600	295350
Carette	850000	303100
Col de Lachau	838500	294000
Col de Portette	833500	299300
Col de Rousset	842250	286500
Col de St Alexis	842500	290500
Le Collet - les Bernards ..	844000	299850
Combe de Gaza	837500	288000
Combe Male (Trou de l'Aygues)	845600	287900
Ferme des Berts	843850	295300
Ferme des Marcell	840300	290250
Ferme des Meyniers	837700	301300
Ferme des Revoux	841800	303600
Ferme des Rochas	842200	304400
Forêt de la Trompe	842650	291300
Grande Cabane	849100	288350
Herbonnouse	838500	295750
Lente	836000	299300
N. Jasse de la Chau	850100	292000
Pas de la Coche	845600	292000
Pas de Chabrinel	848800	285000
Pas de l'Infernet	834200	293500
Pelouse des Fourneaux ...	836800	298400
Prairie de Bournette	837000	297100
Pré Rateau	847100	293600
Rancs de Charles	844200	289500 à 291500
Serre de Montuez	834350	294650