



**HAL**  
open science

# The Upper Cretaceous of the Ardeche Department (South-East of France): stratigraphy, sedimentology, paleogeography

Catherine Signolles

► **To cite this version:**

Catherine Signolles. The Upper Cretaceous of the Ardeche Department (South-East of France): stratigraphy, sedimentology, paleogeography. Stratigraphie. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1980. Français. NNT: . tel-02071828

**HAL Id: tel-02071828**

**<https://theses.hal.science/tel-02071828>**

Submitted on 18 Mar 2019

**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.

N° d'Ordre :

Année 1980



T H E S E

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I -

pour obtenir

le DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE

DE GEOLOGIE DES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES

par

Catherine SIGNOLLES

-----

LE CRETACE SUPERIEUR DU DEPARTEMENT DE L'ARDECHE

(SUD-EST DE LA FRANCE) :

STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE, PALEO GEOGRAPHIE

TEXTE

soutenu le 31 MARS 1980, devant la commission d'examen :

MM. Pierre COTILLON ..... Président

Jacques SORNAY ..... }

Serge ELMI ..... }

Gabrielle LATREILLE ..... }

Robert BUSNARDO ..... }

Examineurs

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I -Président honoraire : Mr le Pr J. BOLDINPrésident : M. le Pr D. GERMAINPremier Vice-Président : M. le Pr DUFAYDeuxième Vice-Président : M. ROUSSET, Attaché de RechercheTroisième Vice-Président : M. BRULA, EtudiantSecrétaire Général de l'Université : M. J. RAMBAUD, Administrateur CivilUNITES D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE (U.E.R.)

- U.E.R. de Médecine GRANGE-BLANCHE ..... : Monsieur Paul ZECH, M.C.A.
- U.E.R. de Médecine ALEXIS CARREL ..... : Monsieur le Pr René MORNEX
- U.E.R. de Médecine LYON-NORD ..... : Monsieur Yves MINAIRE
- U.E.R. de Médecine SUD-OUEST ..... : Monsieur le Pr Jean NORMAND
- U.E.R. de Sciences Pharmaceutiques..... : Monsieur le Pr C.A. BIZOLLON
- U.E.R. de Techniques de Réadaptation ..... : Monsieur Alain MORGON, M.C.A.
- U.E.R. de Biologie Humaine ..... : Monsieur Jean-Pierre REVILLARD,
- U.E.R. I.R.E.P.S. .... : Monsieur Albert MILLON, Profes-  
seur D'E.P.S.
- U.E.R. de Sciences Odontologiques ..... : Monsieur le Pr Jean PARET
- U.E.R. de Mathématiques ..... : Monsieur le Pr Philippe PICARD
- U.E.R. de Physique ..... : Monsieur le Pr Jean DELMAU
- U.E.R. de Chimie de Biochimie..... : Madame VARAGNAT
- U.E.R. des Sciences de la Nature ..... : Monsieur le Pr Yves LEMOIGNE
- U.E.R. de Sciences Physiologiques ..... : Mle le Pr J.F. WORBE
- U.E.R. de Physique Nucléaire ..... : M. le Pr Mark GUSAKOW
- I.U.T. I..... : Monsieur le Pr Albert VILLE
- I.U.T. II..... : Monsieur J. GALLET, Directeur  
E.N.S.A.M.
- Observatoire de Lyon..... : Monsieur Guy MONNET, Astronome  
Adjoint
- U.E.R. de Mécanique ..... : Mademoiselle le Pr Geneviève  
COMTE-BELLOT

## A V A N T - P R O P O S

Je tiens a remercier :

Mademoiselle G. Latreille pour avoir dirigé mes recherches puis la rédaction de ce mémoire ;

Monsieur J. Sornay qui m'a apporté son aide en assurant les déterminations d'inocérames et a bien voulu continuer à me faire profiter de son expérience en participant à mon jury ;

Monsieur le Professeur P. Cotillon qui a accepté la présidence de mon jury ;

Monsieur R. Busnardo dont les connaissances sur le Crétacé ardéchois m'ont été précieuses ;

Monsieur le Professeur S. Elmi pour l'intérêt qu'il a porté à cette étude régionale.

M'ont également aidé par leurs déterminations : Monsieur le Professeur E. Voigt, Madame H. Méon, Messieurs Y. Alméras, B. Clavel, P. Donze, O. Macsotay, J. Philip, B. Porthault, J. Roman, G. Truc.

Je remercie en outre le personnel enseignant et technique du Département des Sciences de la Terre pour sa gentillesse et ses conseils.

De nombreuses observations ont été effectuées grâce au Centre de Microscopie Electronique Appliquée à la Biologie et à la Géologie de Lyon.

## R E S U M E



Dans le Sud du département de l'Ardèche, aux environs de Vallon-Pont-d'Arc, le Crétacé supérieur, détritique et peu épais, est presque complet.

Le Cénomaniens inférieur et moyen, marin, est sablo-gréseux; le Cénomaniens supérieur comprend des lignites (faciès paulétien) et des calcaires à Exogyra columba. Le Turonien, transgressif, est d'abord calcaire (calcaire gréseux blanc à Epiaster des auteurs) mais se charge rapidement en particules détritiques et passe ainsi à une épaisse série argilo-sableuse bigarrée. Cette succession est identique à celle observée dans le département du Gard. La partie terminale du Turonien est originale, avec des alternances marno-calcaires et marno-gréseuses. Les calcaires sableux du Coniacien contiennent des biostromes de rudistes et sont surmontés par les sables bigarrés et les lignites du Santonien. Le Crétacé supérieur se termine par la formation continentale du Bois des Bruyères récemment datée du Campanien.

A la fin du Santonien a lieu une phase d'altération continentale en climat tropical humide s'exerçant sur les sables deltaïques du Cénomaniens (donnant le faciès tavien), du Turonien (donnant le faciès ucétien) et du Santonien. Cette altération amène de profondes modifications dans le faciès et la minéralogie des sédiments préexistants.

La localisation des dépôts du Cénomaniens dépend d'une faille cévenole déterminant une dépression dans un haut-fond marin. Du Turonien au Santonien les dépôts enregistrent les oscillations du rivage septentrional du golfe rhodanien. Le régime continental qui s'installe au Campanien se poursuivra au Paléogène dans le fossé d'Alès.

# TABLE DES MATIERES



AVANT-PROPOS

RESUME

INTRODUCTION

1

HISTORIQUE

3

- La stratigraphie

4

1 - Le Crétacé supérieur dans le département du Gard

4

2 - Le Crétacé supérieur dans le département du Vaucluse

6

3 - Le Crétacé supérieur dans le département de l'Ardèche

7

- Les reconstitutions paléogéographiques

9

STRATIGRAPHIE

12

- Le substratum : Aptien

13

1 - Localisation

13

2 - Description lithologique

13

3 - Variations latérales

14

4 - Faune

15

5 - Conclusion

15

- Albien

15

- Cénomanién

16

1 - Localisation et discussion

16

2 - Description lithologique

18

3 - Variations latérales

20

4 - Faune et flore

20

5 - Conclusion

21

- Turonien

21

1 - Localisation

22

2 - L'ensemble inférieur (Turonien inférieur)

22

3 - L'ensemble moyen (Turonien inférieur et supérieur  
à faciès ucétien)

26

4 - L'ensemble supérieur (Turonien supérieur)

29

5 - Conclusion

35

TABLE DES MATIERES (suite)

	pages
- Coniacien	36
1 - Localisation	37
2 - Description lithologique	37
3 - Variations latérales	38
4 - Faune	39
5 - Conclusion	39
- Santonien	40
1 - Localisation et discussion	40
2 - Description lithologique	40
3 - Faune et flore	42
4 - Conclusion	42
- Campanien	42
1 - Localisation et discussion	42
2 - Description lithologique	43
3 - Faune	44
4 - Conclusion	45
- Conclusion	45
SEDIMENTOLOGIE	48
- Introduction	48
- L'altération dans le Crétacé supérieur du Gard :	
rappel des observations	49
- Le faciès des différentes formations	50
1 - Le microfaciès	51
a) Les roches à ciment calcaire	51
b) Les roches à ciments particuliers	56
c) Le problème des ciments	58
d) Les calcaires continentaux du Campanien	59
2 - Le diagramme C/M	60
3 - Les granulométries de la fraction sableuse	60
- Les éléments constitutifs	64
1 - Composition pétrographique des conglomérats	65
2 - Les calcimétries	67

TABLE DES MATIERES (suite)

	pages
3 - Les minéraux légers	68
4 - Les minéraux lourds	69
5 - La minéralogie des argiles	72
6 - Les oxydes de fer	76
- Les grains de quartz de la fraction 0,500 - 0,315 mm	77
1 - L'origine des grains de quartz	77
2 - La morphoscopie	78
3 - L'exoscopie	79
a) Les figures observées	79
b) L'histoire des grains	81
c) Conclusion	82
- Conclusion	83
 PALEOGEOGRAPHIE	 86





## INTRODUCTION

A l'Ouest du Rhône, le département de l'Ardèche s'étend sur trois ensembles de la partie orientale du Massif Central (fig. 1).

Au Nord, le Haut-Vivarais est entièrement formé des migmatites du Velay recoupées par les granites intrusifs à cordiérite du Mont-Tanargue.

Au Sud-Ouest, les Cévennes sont divisées en deux parties (Weisbrod 1967) du Nord au Sud. Tout d'abord les gneiss de la série ardéchoise sont drainés par la haute Ardèche. Les mica-schistes de la Beaume, peu épais, font la transition entre les séries épizonale et catazonale. La seconde partie est formée par les schistes des Cévennes, épais et homogènes, que recoupe le granite porphyroïde du Mont-Lozère.

Au Sud-Est, le Bas-Vivarais s'étend au pied des ensembles précédents. D'Ouest en Est, les termes de la série mésozoïque affleurent selon des bandes parallèles de direction cévenole (N 20).

- En bordure des Cévennes, le Trias comprend les grès grossiers inférieurs et les dolomies appartenant au Muschelkalk, puis les grès du Keuper. Il se termine par le Rhétien à Avicula contorta.

- Les calcaires gréseux peu épais du Lias possèdent de nombreuses lacunes. Le Dogger est également peu épais mais plus franchement calcaire ; il contient un minerai de fer oolitique à Privas. Le Jurassique supérieur débute par des marnes et calcaires argileux en dépression, où se situe un second minerai de fer et se termine à l'Est par le plateau karstique du Tithonique.

- La partie essentielle du Bas-Vivarais est formée par le Crétacé inférieur. Les deux faciès dominants déterminent deux régions morphologiques : les vastes dépressions et les collines du Néocomien marno-calcaire qui s'opposent au plateau karstique de l'urgonien entaillé par les fameuses gorges de l'Ardèche.

- Le Crétacé supérieur est connu en bordure du plateau urgonien.

La morphologie d'ensemble du Bas-Vivarais est celle d'un pays monoclinale montrant une succession de dépressions marneuses et de cuestas calcaires. Dans le détail cependant cette structure schématique est compliquée par de nombreuses failles et par des plis à grand rayon de courbure de direction pyrénéenne (Est-Ouest).

Tous les auteurs qui ont étudié le Crétacé supérieur de la plaine rhodanienne ont montré la décroissance de l'épaisseur des séries et l'augmentation du taux de détritisme en direction du Massif Central.

Les plus étudiés des secteurs sublittoraux proches du Massif Central se situent en dehors du département de l'Ardèche ; ce sont le massif d'Uchaux dans le Vaucluse et les synclinaux de la Cèze et de la Tave dans le département du Gard. Les lignites qui s'intercalent à différentes reprises dans les faciès de bordure possédaient une grande importance économique de telle sorte que l'étude du Crétacé supérieur est déjà fort ancienne dans ces régions. Le département de l'Ardèche, quant à lui, "est resté très en dehors des itinéraires géologiques" (Sornay 1950, p. 163).

Le Crétacé supérieur du département de l'Ardèche affleure dans deux régions situées en bordure du plateau urgonien : entre le Teil et Viviers à l'Est, entre Lagorce et Vagnas à l'Ouest (fig. 2). Quelques lambeaux sont également conservés dans des compartiments effondrés du plateau urgonien, à Larnas par exemple.

Les faciès essentiellement gréseux et azoïques de la région de Vallon-Pont-d'Arc ont connu des interprétations différentes selon les auteurs ; il a donc paru nécessaire de réviser la stratigraphie du Crétacé supérieur. Cette révision permet en outre de préciser la paléogéographie sur la côte septentrionale du golfe rhodanien et sert aussi à retracer les contours géologiques (feuille de Bourg-Saint-Andéol à 1/50 000 en cours d'établissement).

Le Crétacé supérieur du département de l'Ardèche repose le plus souvent sur l'Aptien à faciès urgonien ; en effet, l'Albien est inconnu à l'affleurement, il existe seulement sous forme de fossiles remaniés dans le Cénomaniens (le Teil, Viviers). Le Cénomaniens possède des faciès différents dans les deux régions considérées. Le Turonien détritique termine le Crétacé à l'Est alors qu'il est suivi à l'Ouest par les calcaires sableux et les biostromes à rudistes du Coniacien, lui-même surmonté par le Santonien argilo-sableux. Enfin, reposant sur le Sénonien inférieur à Vagnas ou sur le Turonien à Salavas (carte hors-texte) viennent les marnes rouges et les conglomérats continentaux de la formation du Bois des Bruyères récemment datés du Campanien. Le Tertiaire recouvre partout le Crétacé supérieur en discordance.

J'ai étudié plus spécialement le Crétacé supérieur de la bordure occidentale du plateau urgonien car les séries y sont les plus complètes.

#### HISTORIQUE

Les publications concernant le Crétacé supérieur du département de l'Ardèche sont rares. Par contre les travaux sont plus abondants dans les départements du Gard (massifs de la Cèze et de la Tave) et du Vaucluse (massif d'Uchaux). Trois auteurs, L. de Sarran d'Allard (1884), A. de Grossouvre (1901) et J. Sornay (1950), ont proposé des corrélations pour les trois départements. Je reprends leurs tableaux dans la figure 3 qui fait apparaître l'évolution des interprétations stratigraphiques. Cette figure illustre la première partie de l'historique ; une seconde partie traite des interprétations paléogéographiques.

La liste des auteurs retenus n'est pas exhaustive. J'insiste seulement sur l'évolution des idées. Les premières observations étaient déjà complètes avec E. Dumas (1876) mais il fallut attendre J. Sornay (1950) pour que les corrélations stratigraphiques soient correctes.



LA STRATIGRAPHIE.-

1 - Le Crétacé supérieur dans le département du Gard -

Son étude a commencé très tôt en raison de l'intérêt économique de la région d'Alès.

E. Dumas (1875-1876) définit les "étages" tavier, paulétien et ucétien. Cet auteur divise le "Système du Grès Vert" en neuf "étages" qui sont de bas en haut (1876, t.2, p. 400) :

- 1 - Argiles à plicatules. Aptien (d'Orbigny) ;
- 2 - Gault inférieur à Orbitolina lenticulata ;
- 3 - Gault sableux. Albien (d'Orbigny) ;
- 4 - Calcaire et grès marneux à Orbilolina concava. Cénomanién (d'Orbigny) ;
- 5 - Sable et grès rouge lustré ferrugineux sans fossiles. Tavien (défini dans la vallée de la Tave) ;
- 6 - Calcaire lacustre et sable à lignite. Paulétien (défini à Saint-Paulet-de-Caisson, Gard) ;
- 7 - Calcaire jaune d'Uchaux et calcaire gris à Ostrea columba. Turonien (d'Orbigny) ;
- 8 - Grès et sable à argile réfractaire et à lignite. Ucétien (défini dans la région d'Uzès, Gard) ;
- 9 - Etage du calcaire à hippurites.

Au-dessus, le Tertiaire commence par "l'Uzégien" continental.

Les "étages" Tavien, Paulétien et Ucétien, devenus par la suite des faciès régionaux, sont ainsi décrits par l'auteur :

- Tavier : sables pouvant être silicifiés, colorés par des oxydes de fer avec des nuances allant du blanc au "rouge vineux" en passant par des jaunes plus ou moins foncés ; la faune en est absente ;
- Paulétien : marnes noires bitumineuses et ligniteuses avec des intercalations de grès, de sables et de calcaires lacustres ;
- Ucétien : sables blancs et jaunes avec des couches d'argile réfractaire blanche, grise ou rouge ; le litage oblique est assez général. On y trouve de grandes Ostrea malletiana DUMAS.

L. de Sarran d'Allard reprend en 1884 l'étude de E. Dumas ; il rapporte "l'Uzégien" au Crétacé supérieur lacustre (fig.3).

A. de Grossouvre donne en 1901 une série-type prise dans la vallée de la Tave, jusqu'au Coniacien (fig. 3). Le reste du Sénonien est plus complet à Uzès : il débute par une formation argileuse et sableuse à intercalations de lignites, remplacée latéralement par un calcaire lacustre grisâtre, des marnes et des grès plus ou moins pisolitiques renfermant une faune continentale de la zone à Melanopsis galloprovincialis (Valdonien, Campanien°) ; viennent ensuite des couches calcaires et marneuses à Cyclophorus heliciformis, Cyclostoma disjunctum, Lychnus du Maestrichtien. Les argiles rutilantes tertiaires surmontent ce Crétacé continental.

Il faut ensuite attendre les travaux de J. Sornay pour voir apparaître de nouvelles interprétations stratigraphiques. En 1947 il met en place les neuf "étages" de E. Dumas dans la chronologie moderne :

! "étages" de E. Dumas (1876) !	étages de J. Sornay (1947) !
!-----!-----!	!-----!-----!
! 9 (calcaire à hippurites) !	Coniacien !
!-----!-----!	!-----!-----!
! 8 (Ucétien) !	Turonien sup. (Angoumien) !
!-----!-----!	!-----!-----!
! 7 (calcaire d'Uchaux;	Turonien inf. (Ligérien); !
! calcaire à <u>Ostrea</u>	Cénomanien terminal !
! <u>columba</u> ) !	! !
!-----!-----!	!-----!-----!
! 4 (Cénomanien), 5 (Tavien) !	! !
! et 6 (Paulétien) !	Cénomanien !
!-----!-----!	!-----!-----!
! 2 (Gault) et 3 (Albien) !	Albien !
!-----!-----!	!-----!-----!
! 1 (Aptien) !	Aptien !
!-----!-----!	!-----!-----!

° Lexique stratigraphique international (1957).

Puis en 1950 il donne comme série de référence pour la rive occidentale du Rhône la coupe levée au Nord du massif de la Cèze (fig.3).

Enfin en 1975, C. Parron montre dans sa thèse que les faciès tavierien et ucétien sont des faciès d'altération continentale de sédiments marins exondés. Selon C. Parron et J.M. Triat (1977), les phases d'altération prennent place au Cénomanién moyen (faciès tavierien) et au Turonien supérieur (faciès ucétien). Une troisième phase d'altération se situe au Santonien inférieur dans les sables et grès ferrugineux à lignite (faciès des sables de Piolenc du Vaucluse) ; elle marque l'émergence générale de la fin du Crétacé. Cette interprétation restreint les termes tavierien et ucétien à certains faciès : sables bigarrés résultant d'altérations.

## 2 - Le Crétacé supérieur dans le département du Vaucluse -

Le synclinal de la Cèze se poursuit au-delà du Rhône par le synclinal d'Uchaux (fig.2).

Outre L. de Sarran d'Allard (1884), A. de Grossouvre (1901) et J. Sornay (1950) dont les observations sont rassemblées dans la figure 3, F. Roman et P. Mazeran (1913) s'intéressent quant à eux à la faune du Turonien d'Uchaux. La faune ligérienne, riche en ammonites, possède des affinités étroites avec celle de la Charente, de la Touraine et de la Provence et contient en outre quelques individus à rapprocher de la faune de Gosau (Sénonien d'Autriche<sup>o</sup>). Cette faune ne se poursuit pas dans le faciès des grès d'Uchaux : la faune angoumoine est en effet surtout "côtière" et présente des affinités avec celle de l'Égypte et de la Tunisie.

C. Monleau reprend en 1971 les travaux antérieurs. La similitude des séries du massif de la Cèze (Gard) et du massif d'Uchaux (Vaucluse) le conduit à envisager une seule série-type : les grands ensembles qui existaient déjà dans la figure 3 sont redécrits avec davantage de détail.

---

<sup>o</sup> Lexique stratigraphique international (1957).

3 - Le Crétacé supérieur dans le département de l'Ardèche -

Deux secteurs principaux possèdent du Crétacé supérieur (fig.2) : la bordure occidentale du plateau urgonien située au Sud du département et la bordure orientale du plateau située au bord du Rhône entre le Teil et Viviers. Chacun de ces secteurs sera examiné.

- Pour le secteur occidental, les diverses éditions de la carte géologique d'Orange à 1/80 000 sont faites à partir de la série établie par L. de Sarran d'Allard (1884), A. de Grossouvre (1901) et G. Millot (1941), qui se compose de bas en haut de :

1) Cénomaniens inférieurs (10 m) : calcaire gréseux blanc à Epiaster reposant sur l'urgonien ou sur l'Aptien ;

2) Cénomaniens supérieurs et Turonien (200 m) : puissant complexe marno-sableux ligniteux dont la partie terminale est riche en huîtres ;

3) Coniacien : calcaires ou grès à ciment calcaire contenant des rudistes.

Cette série est surmontée par le Tertiaire à faciès détritiques.

En 1947, J. Sornay modifie l'attribution stratigraphique des calcaires blancs à Epiaster considérés jusque-là comme d'âge Cénomaniens inférieurs. Ils sont pour partie un équivalent latéral des calcaires à Exogyra columba découverts à l'Ouest de Labastide-de-Virac. La nouvelle série à retenir pour ce secteur est alors la suivante :

- 1 - Cénomaniens supérieurs : marnes gris sombre ligniteuses ;

- 2 - Cénomaniens terminaux : calcaires gréseux blancs à Exogyra columba et Exogyra flabellata (calcaires gréseux à Epiaster p.p.) ;

- 3 - Ligérien : calcaires gréseux plus jaunes avec des inocérames et des passées de galets à la base (calcaires gréseux à Epiaster p.p.) ;

- 4 - Angoumien : complexe marno-sableux ligniteux ;

- 5 - Coniacien : calcaires blancs ou grès calcaires à rudistes.

Dans sa thèse (1950), J. Sornay reprend la coupe du Cénomanién de Labastide-de-Virac et ajoute deux coupes du Turonien et du Coniacien levées à Vagnas et à Salavas dont la synthèse est donnée dans la figure 3.

La formation continentale recouvrant le Crétacé entre Vagnas et Salavas (fig. 2) est datée du Campanien par G. Truc (Signolles et Valleron 1979). Cette formation avait été tout d'abord attribuée à "l'Uzégien" (Tertiaire inférieur) par E. Dumas, rapportée au Crétacé supérieur par L. de Sarran d'Allard (1884), enfin replacée dans le Tertiaire (Oligocène) par F. Fontannes (carte géologique d'Orange à 1/80 000, 1ère éd.).

— Pour le secteur oriental, J. Sornay signale en 1944, reposant sur le Gargasien supérieur (Aptien terminal) entre le Teil et Viviers, un niveau à fossiles remaniés représentant à la fois le Clansayésien, le Vraconien supérieur et le Cénomanién inférieur. Le Teil lui fournit une coupe de référence (1950, p. 42) :

- 1 - Cénomanién : a) grès calcaires à fossiles roulés du Gault et à nodules phosphatés (0,50 m) ;  
b) calcaires gréseux avec des bancs riches en débris dans leur partie supérieure (calcaire à débris du château, le Teil) ;
- 2 - Turonien : c) grès jaunes grossiers souvent sableux pauvres en fossiles à Pachydiscus cf. peramplus MANT. ;  
d) calcaires gréseux fins, blancs, assez compacts, à silex branchus ;  
e) grès jaunes grossiers à graviers de quartz, à petits galets de silex à patine noire et à facettes.

A Viviers, la série subit quelques variations :

- 1 - le terme a) varie beaucoup dans sa composition et dans son épaisseur. Il peut même ne pas exister ;  
le terme b) est un grès calcaire verdâtre ayant fourni Acanthoceras rhotomagense BRONGNIART ;



- 2 - le terme c) est un peu plus calcaire ;

la série se termine, au-dessus du terme e), au Sud de Viviers, par un grès blanc rosé ou verdâtre à tubulures surmonté par l'Oligocène.

Le Crétacé supérieur est ici moins complet que dans la région de Vallon-Pont-d'Arc, avec des faciès plus proches de ceux du Vercors (Porthault 1974) que de ceux de la bordure centralienne.

#### LES RECONSTITUTIONS PALEOGEOGRAPHIQUES.-

Pour H. Douvillé (1896), la région de vallon est recouverte au Turonien par un bras de mer de direction Nord-Sud qui fait communiquer une mer septentrionale, d'où arrivent les ammonites, avec une mer provençale. Au Coniacien la liaison avec le Nord s'interrompt et les rudistes envahissent la région depuis la Provence ; l'étage se termine avec le retrait de la mer.

A. de Grossouvre (1901) est le premier à proposer une reconstitution paléogéographique pour le Crétacé de part et d'autre du Rhône : sur la moyenne vallée du Rhône existait une mer dont le rivage se situe à l'Ouest et qui s'ouvre à l'Est sur la mer alpine. Le maximum d'extension de cette mer rhodanienne se produit au Turonien. Au Turonien supérieur (Ucétien) le début de la régression provoque l'ensablement de toute la région ; le retrait de la mer au Santonien s'accompagne du dépôt des lignites qui terminent la série crétacée : le Gard et la Drôme sont alors exondés.

F. Roman et P. Mazeran effectuent en 1913 une reconstitution paléogéographique pour le massif d'Uchaux à partir de l'observation des associations fauniques :

- Au Cénomanién la faune est uniquement benthique. Les gastéropodes Glaucônia sont de petite taille, fait à mettre en relation avec le caractère saumâtre du sédiment (marnes ligniteuses).
- Au Ligérién le milieu est plus franchement marin comme le suggère l'abondance des céphalopodes.
- A l'Angoumién la faune est à nouveau benthique : la prédominance des gastéropodes et des lamellibranches indique un

surélévement du fond.

- Le Turonien se termine avec l'installation des polypiers. En outre les espèces migrent lentement du Nord vers le Sud probablement à cause d'un refroidissement graduel du climat et de l'exhaussement progressif de la région rhodanienne qui, en changeant la nature des sédiments, provoque la modification des conditions de vie.

Les reconstitutions paléogéographiques que J. Sornay propose en 1950 constituent la dernière étape importante de l'histoire de la paléogéographie (fig.4).

- A l'Aptien tout d'abord la mer s'étale largement au Nord de l'isthme durancien en une mer épicontinentale, tandis que l'Albien, connu uniquement par des fossiles remaniés à Viviers et le Teil, montre un net retrait de la mer vers l'Est.

- Le Cénomanien correspond à un épisode lagunaire avec le faciès paulétien (lignites). Les calcaires à Exogyra columba qui le terminent indiquent un mouvement transgressif en liaison avec la mise en place du "golfe rhodanien".

- Avec le Ligérien s'affirme le "golfe rhodanien". Ce golfe est en fait une mer épicontinentale qui borde à l'Est le continent centralien et au Nord l'isthme durancien. Son rivage est voisin des limites occidentales des affleurements actuels : Lagorce-Vallon-vagnas-Uzès. L'Angoumien, à faciès ucétien, marque un léger retrait du domaine marin franc vers le Nord-Est ; à Uzès et à Vagnas les sédiments ont même un caractère côtier avec la présence de conglomérats et de lentilles de lignites.

- Au Coniacien, le domaine marin franc se déplace vers le Sud-Ouest. Le Santonien, nettement régressif, marque le retrait définitif de la mer vers l'Est.

Ces mouvements de la mer, ainsi que certains accidents de sédimentation tels que l'épisode des grès à silex noirs de la base du Ligérien, soulignent l'activité tectonique de la région.

J. Philip en 1974 substitue à l'isthme un "bombement" durancien. Ce terme vise à décrire une topographie souple, avec des zones émergées et d'autres ennoyées que les rudistes

empruntent pour coloniser les départements du Gard et de l'Ar-dèche à partir de la Provence. Cet auteur classe les formations calcaires à rudistes du Coniacien ardéchois dans le "type para-récifal localisé dans des environnements de tendance confinée ou à taux de sédimentation détritique élevé" (p. 144).

La révision du Crétacé supérieur des départements du Gard et du Vaucluse par C. Parron et J.M. Triat (1977 et 1978) modifie les reconstitutions antérieures : les faciès tavier et ucétien ne sont plus des faciès de dépôt, à valeur lithostratigraphique, mais des faciès d'altération.

La phase régressive albienne est rejetée par ces auteurs ; l'immersion des deux régions est constante de l'Aptien au Cénomaniens moyen. Le retrait de la mer au sommet du Cénomaniens moyen permet la première phase d'altération qui aboutit au faciès tavier. Le Cénomaniens supérieur à Exogyra columba marque un mouvement transgressif qui se poursuit au Ligérien inférieur. Une nouvelle oscillation provoque l'émersion de la région d'Uzès dès le Ligérien supérieur et de la région de Vallon à l'Angoumien seulement ; elle permet la deuxième phase d'altération qui aboutit au faciès ucétien.

Dans le massif d'Uchaux le faciès ucétien est remplacé par les grès de Montmout dont le sommet est glauconieux : la néoformation de la glauconie est liée au lessivage du fer sur le continent gardois ; autrement dit, le massif d'Uchaux représente le plateau continental immergé qui recueille les produits d'altération.

Après la transgression du Coniacien, le Santonien est régressif ; l'altération qui affecte les sables du Santonien témoigne de l'émersion générale à l'Ouest du Rhône. Le bassin à lignites de Piolenc (Vaucluse) enregistre les "oscillations d'un fond de golfe marécageux se déplaçant entre le littoral et la mer" (1978, p. 55).

En résumé, le Gard enregistre trois émerisions accompagnées de phases d'altération, tandis que dans le Vaucluse (Uchaux) la phase intermédiaire n'existe pas mais se traduit par la genèse de glauconie.

## STRATIGRAPHIE

Dans la région de Vallon-Pont-d'Arc, la carte géologique d'Orange à 1/80 000 de 1968 fait apparaître sous le Coniacien un Cénomaniens-Turonien indifférencié. Or J. Sornay avait déjà noté des subdivisions plus fines en 1947 et en 1950. La série établie alors a été confirmée par la découverte d'ammonites du Turonien inférieur dans les "calcaires blancs à Epiaster", découverte due à R. Busnardo. La révision stratigraphique et la cartographie du secteur étudié m'ont été confiées à l'occasion des levés de la carte géologique de Bourg-Saint-Andéol à 1/50 000. La carte à 1/25 000 est figurée hors-texte.

Les affleurements sont trop discontinus pour permettre de suivre une seule coupe allant de l'Aptien au Campanien. C'est pourquoi j'ai choisi d'étudier les étages dans les localités où ils sont le mieux développés, à savoir (fig.5) :

- Labastide-de-Virac pour le Cénomaniens,
- Salavas pour le Turonien,
- Vagnas pour le Coniacien,
- Lagorce pour le Santonien,
- Salavas pour le Campanien.

Les autres affleurements relevés entre ces différentes localités permettent d'observer d'éventuelles variations latérales de faciès qui fournissent des éléments complémentaires sur la paléogéographie de la région.

J'ai également effectué la révision des terrains qui surmontent l'Urgonien à l'Est du département (région de Larnas, Viviers et le Teil) en compagnie de C. Contensuzas pour les levés de la carte géologique d'Aubenas à 1/ 50 000. Ces observations m'ont fourni des données supplémentaires de comparaison. La carte ainsi établie est en partie figurée hors texte.

---

N.B. - Les pendages sont indiqués en degrés ; le premier nombre indique l'inclinaison de la couche et le second l'azimut dans le sens du pendage .

LE SUBSTRATUM : APTIEN.-

L'Aptien se présente sous deux faciès : calcaires à rudistes (urgonien), marnes contenant des bancs minces de calcaire. Le Crétacé supérieur et l'Aptien marno-calcaire reposent sur l'urgonien dont seule la partie terminale est examinée ici.

1 - Localisation.

L'urgonien forme l'ossature morphotectonique de la région comprise entre la faille d'Alès à l'Ouest et la vallée du Rhône à l'Est (fig.2). Dans la partie occidentale du plateau de Saint-Remèze, le sommet de l'urgonien appartient au Bédoulien inférieur.

L'Aptien marneux affleure dans deux zones ; entre Lagorce et Vallon-Pont-d'Arc le long de l'Ibie au Nord, entre Vagnas et Labastide-de-Virac au Sud (carte hors-texte). Il est plus répandu en bordure du Rhône.

2 - Description lithologique.

L'urgonien est le plus souvent terminé par une surface d'arrêt de sédimentation bosselée et enduite d'oxydes ferriques. Dans la vallée de l'Ibie, entre les fermes Vigier et la Cessas, le dernier banc urgonien est un calcaire à petits rudistes, sans doute Monopleura cf. mutabilis MATH. en position de vie, mais qui prennent une position oblique en sommet de banc. Les tests sont silicifiés et le moule interne est rempli par le sédiment sus-jacent.

A Labastide-de-Virac, la bordure méridionale du plateau urgonien est soulignée par une zone de passage du faciès urgonien au faciès marneux. Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires en bancs métriques, riche en orbitolines et en oursins du Bédoulien moyen, qui se développe sur une dizaine de mètres.

La surface d'arrêt de sédimentation (hard-ground) est recouverte d'un banc mince de calcaire sablo-glaucouneux qui emplit les rudistes cités plus haut. Ce niveau a livré de nombreux Cheloniceras sp.. L'Aptien se poursuit par des marnes contenant des bancs minces plus calcaires à aspect noduleux



et à terriers abondants témoignant d'une bioturbation intense. Dans la partie supérieure existe un niveau calcaire à Deshayesites. Le matériel est assez détritique (quartz et muscovite) et glauconieux. La plus remarquable caractéristique de ces marnes du Bédoulien supérieur réside dans l'abondance de la faune.

L'Aptien se termine par quelques mètres de grès glauconieux à Discoïdes decoratus DESOR (dét. B. Clavel) seul témoin du Gargasien, dans la région de Vagnas. Encore s'agit-il d'une partie du Gargasien supérieur. Je ne l'ai pas retrouvé au Nord de Vallon-Pont-d'Arc.

Il semble, à la suite de ces observations, que la région de Labastide-de-Virac et Vagnas possède la série marneuse de l'Aptien la plus complète. Elle mesure une cinquantaine de mètres au total. Il manque cependant la majeure partie du Gargasien.

### 3 - Variations latérales.

A l'Est du département de l'Ardèche, de Larnas à Viviers et le Teil, l'Aptien marneux est bien développé ; il est en outre complet.

Le Bédoulien est formé de bas en haut de trois ensembles lithologiques :

- l'urgonien calcaire qu'on ne différencie guère du Barrémien ;
- les marnes de la Violette (le Teil), bleues, pauvres en fossiles, qu'on ne voit jamais en totalité ;
- les marnes et calcaires à quartz et glauconie, faciès équivalent à celui rencontré dans la région de Vallon-Pont-d'Arc ; cet ensemble paraît assez épais, mais est peu visible.

Le Gargasien comprend trois ensembles lithologiques d'importance inégale qui sont de bas en haut :

- les marnes noires qui contiennent des intercalations de calcaires sablo-glauconieux à Discoïdes decoratus ; elles mesurent au moins 30 m ;
- la "barre zoogène" des auteurs, de 5 m environ, à Discoïdes decoratus et bioturbation abondante au point de débiter le calcaire en nodules ;

- les sables jaunes contenant des boules indurées parfois métriques et des rostrés de bélemnites ; ils ont une puissance de 40 m.

#### 4 - Faune.

L'alternance marno-calcaire qui surmonte l'urgonien à Labastide-de-Virac est riche en orbitolines, mais aussi en brachiopodes et en oursins ; parmi ces derniers l'espèce dominante est : Globator sp. du Bédoulien moyen (dét. B. Clavel).

Les marnes à Labastide-de-Virac et surtout à Vagnas (ravin de Picourel) ont fourni une faune abondante d'ammonites, de lamellibranches et de brachiopodes. Je n'en reproduis qu'une partie ici, l'ensemble de la faune devant faire l'objet d'un travail plus important (Almérás et al.).

Les lamellibranches les plus abondants sont :

Plicatula (Plicatula) aff. placunea LAMARCK ;

Aetostreon latissimus (LAMARCK), nom actuel de Exogyra aquila, à test bleu épais ;

Sphaera corrugata (SOWERBY) ;

parfois associés à des serpules : Serpula aff.

filiformis SOWERBY.

L'âge est Bédoulien supérieur à Gargasien basal (dét. O Macsotay).

#### 5 - Conclusion.

Le milieu est marin peu profond (10 à 20 m). La présence de plicatules est liée à une grande vitesse de sédimentation (O. Macsotay, communication orale). Les influences marines sont prépondérantes ; cependant les apports continentaux (fer) sont suffisamment importants pour permettre la genèse de la glauconie.

#### ALBIEN.-

L'Albien n'a jamais été cité entre Labastide-de-Virac et Lagorce. Entre Viviers et le Teil l'Albien n'est représenté que par des fossiles remaniés dans le conglomérat du Cénomanién (Sornay 1944 et 1947).

CENOMANIEN.-

Le Cénomanién, dans le Sud du département de l'Ardèche, est formé des trois ensembles lithologiques classiques de la région rhodanienne (fig.3).

- une série sablo-gréseuse se terminant par le faciès tavier, du Cénomanién inférieur et moyen ; il s'agit de la formation des grès de Labastide-de-Virac ;
- une série ligniteuse du Cénomanién supérieur : faciès paulétien ;
- les calcaires à Exogyra columba du Cénomanién terminal.

1 - Localisation (fig.6) et discussion.

Le Cénomanién est visible seulement à Labastide-de-Virac.

La série sablo-gréseuse surmonte l'Aptien au long d'une bande Est-Ouest située au Nord de la D.217. A l'Est comme à l'Ouest cette série est surmontée par le Cénomanién supérieur dont seule la partie terminale est bien visible.

Le long de la route qui va de Labastide-de-Virac à Virac, à l'Ouest du cimetière (fig.6, LV.A), il est possible de lever une coupe dans l'ensemble gréseux. Seule sa partie supérieure est datée du Cénomanién par une palynoflore. Les couches gréseuses ont le même pendage que les bancs urgoniens : 40 N 150 en moyenne.

Le Cénomanién supérieur affleure au bord de la D.217 au point de coordonnées Lambert  $x = 762,63$  ;  $y = 230,16$  km (LV.B, fig.6 et 7). Il s'agit de l'affleurement déjà signalé par J. Sornay en 1947.

Le Cénomanién a été également décrit dans la mine de Vagnas (fig.5) où ses lignites étaient exploités. M. P. Nicou (1906), J. Desrousseaux (1937) et G. Millot (1941) en donnent les coupes suivantes, levées de bas en haut :

- M.P. Nicou :

- 1) Aptien : grès, marnes et calcaires à Exogyra aquila ;



- 2) Cénomaniens : couches à lignites et à schistes bitumineux ;
- 3) Turonien : calcaires à Hippurites cornu-  
vaccinum et à nérinées ;
- 4) Tertiaire inférieur lacustre.

Les calcaires attribués ici au Turonien sont en fait du Coniacien par la faune de rudistes et de nérinées ; le Tertiaire inférieur lacustre se rapporte, pour partie au moins, au Campanien.

- J. Desrousseaux :

- 1) Aptien et Albien : calcaire blanc ;  
marnes argileuses ;
- 2) Cénomaniens : inférieur franchement marin ;  
supérieur à lignites pyriteux  
et schistes bitumineux avec des  
intercalations d'argiles ;
- 3) Coniacien à rudistes ;
- 4) Santonien : marnes et sables ferrugineux,  
lignites et schistes bitumineux,  
du même type que celui de la Cèze  
(département du Gard) ;
- 5) Tertiaire du bassin d'Alès.

Comme dans la coupe précédente, aucun fossile ne confirme l'âge céno-maniens.

- G. Millot :

- 1) Bédoulien (40 m) : dans les anfractuosités de l'urgonien érodé : alternance de marnes sableuses et de calcaires marneux toujours fossilifères : les fossiles indiquent un Bédoulien supérieur ;
- 2) Cénomaniens inférieur (10 m) : calcaire blanc à Epiaster distinctus AGASSIZ ; à Salavas : grès calcaire gris à Catopygus carinatus d'ORB. ;
- 3) Cénomaniens supérieur et Turonien (200 m) : sables blancs, jaunes et rougeâtres ; intercalations de gypse et de marnes grises ou noires ; fréquents lits de lignites ; partie terminale gréseuse que surmonte un lit d'huîtres assez constant : Liostrea mailleteana DUMAS (sic) ; autres fossiles cités :

Exogyra columba GOLD. et E. flabellata GOLD. ;

4) Coniacien (40 m) : calcaires à rudistes ou grès calcaires à débris de rudistes ;

5) Tertiaire : faciès détritique de base (c'est le Campanien).

L'analyse de cette coupe, plus complète que les deux précédentes, permet de comprendre la confusion entre Cénomaniens et Turoniens. La formation 2 correspond aux calcaires blancs à Epiaster du Turonien inférieur. La formation 3 appartient au Turonien à faciès ucétien. La présence des lignites a fait assimiler cette formation au Cénomaniens à faciès paulétien. De même que le paulétien est surmonté par les calcaires à Exogyra columba, de même les lignites de l'ucétien sont terminés par un lit riche en huîtres ; les deux niveaux fossilifères ont été confondus en un seul. En fait à Vagnas les formations 2 et 3 sont du Turonien et non pas du Cénomaniens, celui-ci existant seulement aux environs de Labastide-de-Virac.

## 2 - Description lithologique (fig.7).

### Le Cénomaniens inférieur et moyen (coupe LV.A)

Entre le coude de la route (point coté 228 m) et la source (x = 764,35 ; y = 230,05 km) qui inonde la route un peu au Nord du puits de la Gazelle, une zone de prés sans visibilité correspond aux marnes à Exogyra aquila de l'Aptien. A partir de la source, toujours vers le Sud, le terrain plus sableux devient propice à la culture des asperges et de la vigne. Ce point correspond pour moi à la base des grès de Labastide-de-Virac. On observe ensuite sur 150 m une succession de terrasses séparées les unes des autres par des talus naturels. Les terrasses sont formées de sable argileux hétérométrique contenant quelques niveaux conglomératiques. Les talus sont des bancs durs de calcaire sableux ou de grès roux. Les bancs de calcaire sableux présentent un litage oblique souligné par des paillettes de muscovite ; ils sont peu abondants. Les bancs de grès sont massifs. Sur le fond roux se détachent des mouchetures sombres ; il s'agit de grains de roches cristallogéniques à quartz gris (bancs LV.A2 à LV.A6). Les bioclastes sont abondants mais

les fossiles entiers sont inexistants ; les lames minces montrent des débris de coquilles de lamellibranches, des entroques, des foraminifères et des algues.

Ce faciès ressemble à celui du Vraconien de Pouzilhac dans le Gard (Parron 1975) et de Roussillon dans le Vaucluse (Triat 1979).

A l'extrémité méridionale des champs le dernier banc de grès roux (LV.A6) est surmonté par des argiles grises et noires ligniteuses (LV.A7 et LV.A8) puis par un sable argileux (LV.A9); la coupe est alors interrompue par l'Eocène. La lentille LV.A8 a permis la datation de cette formation à partir d'une palynoflore abondante.

Une cinquantaine de mètres à l'Ouest, on retrouve un calcaire gréseux roux : LV.A6. Ensuite vient une légère dépression creusée dans un sable roux grossier : à la base existe un niveau de galets, vers le haut le sable devient jaune avec des niveaux rouges anastomosés. Le sable (LV.A9) est sans doute l'équivalent latéral des niveaux LV.A7, LV.A8 et LV.A9.

Le sable jaune et rouge devient progressivement plus rouge jusqu'au grès ferrugineux (LV.A 10) qui le surmonte. Le passage entre le sable et le grès est rapide. Cet ensemble, du sable jaune et rouge au grès ferrugineux, constitue le faciès tavier (fig. 8). Les bancs de grès ferrugineux ont un pendage d'une vingtaine de degrés seulement, contre quarante degrés pour le grès roux sous-jacent. Cette discordance angulaire montre que l'altération responsable du faciès tavier est postérieure au dépôt du sédiment originel.

La coupe se termine par un sable argileux sur lequel pousse un bois. L'Eocène forme le sommet de la colline.

#### Le Cénomancien supérieur (coupe LV.B)

Le faciès paulétien est représenté seulement par 1,50 m d'argile noire ligniteuse. J. Sornay y signalait en 1947 des lits de petites coquilles blanches que je n'ai pas retrouvés. Le paulétien s'étend certainement du côté septentrional de la route car le ruisseau qui descend de l'urgonien s'élargit en une zone marécageuse à écoulement Est-Ouest en accord avec la direction des couches.



Des argiles jaunes font suite au paulétien mais il n'est pas possible d'en voir le sommet masqué par l'éboulis des calcaires à Exogyra columba qui les surmontent. Ces calcaires se composent de deux faciès formant une succession de séquences élémentaires (fig. 9) : des bancs lumachelliques alternent avec des interbancs de calcaire lité plus ou moins argileux. Ces calcaires, qui ont une puissance de 6,80 m, sont suivis par un grès graveleux blanc à silex noirs appartenant au Turonien.

### 3 - Variations latérales.

Entre Viviers et le Teil, le Cénomaniens débute par un pou-  
dingue à fossiles albiens remaniés (ammonites phosphatées) et  
dents de requins, bien connu depuis J. Sornay (1944) ; vient en-  
suite une série homogène composée de calcaires bioclastiques  
(entroques surtout) et de grès grossiers à stratification entre-  
croisée, où les terriers sont abondants. Ce même faciès a été  
retrouvé à l'Est de Larnas (fig. 13). Je le considère comme  
l'équivalent latéral des grès de Labastide-de-Virac (Cénoma-  
nien inférieur et moyen). Nulle part, dans cette région, n'ont  
été reconnus les calcaires à Exogyra columba.

### 4 - Faune et flore.

La lentille d'argile ligniteuse LV.A8 (fig. 7) a livré une  
palynoflore aux individus abondants mais au nombre d'espèces  
restreint :

Normapolles : Complexiopollis sp. KRUTZSCH ;

pollens tricolpés : Striatopollis sarstedtensis KRUTZSCH ;

spores de fougères.

La présence d'un seul genre de Normapolles donne le Céo-  
manien comme âge probable (dét. H. Méon), ce qui confirme que  
les grès de Labastide-de-Virac sous-jacents n'appartiennent pas  
au Turonien.

Les bancs lumachelliques du Cénomaniens terminal sont riches  
en lamellibranches (dét. O. Macsotay) :

Rhynchostreon suborbiculata (LAMARCK), nom actuel de Exogyra  
columba ;

Rhynchostreon mermeti (COQUAND) ;

Gryphaeostrea aff. canaliculata (SOWERBY).

Je n'ai pas récolté Exogyra flabellata souvent citée (Sornay 1947 et 1950).

##### 5 - Conclusion.

Le Cénomaniens est formé de trois formations lithologiques qui correspondent à trois phases dans l'histoire du bassin.

1) Les grès et sables de la formation inférieure dont l'épaisseur totale n'est pas appréciable (80 m ?) se sont déposés dans un milieu marin peu profond.

2) Le faciès paulétien a toujours été considéré comme le témoin d'une régression car il correspond à un milieu lagunaire. Cette même régression a pu permettre l'altération responsable du faciès tavien.

3) Les calcaires à Exogyra columba sont la marque de la transgression cénomaniens des auteurs. En effet la faune est marine, elle appartient au benthos vivant à une vingtaine de mètres de profondeur (dét. O. Macsotay). L'hydrodynamisme est modéré, seules les particules fines (silt, argile) sont apportées. Chaque banc lumachellique se comporte comme un biostrome installé sur un fond durci formé par le sommet de la séquence litée sous-jacente.

##### TURONIEN.-

J. Sornay (1950) a reconnu dans le Sud du département de l'Ardèche du Ligérien (Turonien inférieur) calcaire surmonté par des grès ferrugineux se rapprochant du faciès ucétien décrit dans l'Angoumien (Turonien supérieur) du département du Gard.

La découverte récente, à la suite de travaux de construction, d'une série supérieure carbonatée me conduit à retenir une subdivision en trois ensembles lithologiques plutôt qu'en deux sous-étages :

- l'ensemble inférieur est carbonaté : calcaires, marnes, grès à ciment calcaire ; Turonien inférieur ;

- l'ensemble moyen est sableux et ferrugineux ; Turonien inférieur-supérieur à faciès ucétien ;
- l'ensemble supérieur est à nouveau carbonaté : calcaires et marnes, à débris ligniteux, plus ou moins sableux ; Turonien supérieur.

## 1 - Localisation (fig. 10).

L'ensemble inférieur (S.J.H, fig. 10) affleure au Sud-Est de Salavas. La coupe est située sur le talus de la route ; elle commence au point de coordonnées Lambert  $x = 763,40$  ;  $y = 234,18$  km et se poursuit un peu à l'Ouest. Les couches ont un pendage de  $65^\circ \text{ N } 30^\circ$  correspondant au flanc méridional très redressé d'un synclinal dyssymétrique (fig. 11).

L'ensemble moyen forme une dépression qui entoure la colline de Jeau (point coté 177 m à l'Est de Salavas). Il affleure peu à cause des cultures qui le couvrent au Sud et à l'Est (S.J.B, fig. 10) de la colline. Au Nord de la colline il a favorisé l'installation du lit de l'Ardèche. Les meilleures conditions de visibilité sont réunies au Sud de Salavas au lieu-dit Colombet (S.C, fig. 10) où les argiles étaient exploitées en carrière à proximité d'une tuilerie. Dans cette carrière les couches ont un pendage de  $10^\circ \text{ N } 280^\circ$ .

L'ensemble supérieur (S.J.A et S.J.F, fig. 10) a été dégagé récemment au bord de l'Ardèche par des travaux et par d'importantes crues de la rivière. Les couches ont un pendage de  $15^\circ \text{ N } 245^\circ$  correspondant presque à l'axe du synclinal. La coupe se situe le long d'un chemin longeant l'Ardèche ; elle débute au point de coordonnées Lambert  $x = 763,65$  ;  $y = 234,50$  km et se poursuit vers l'Ouest.

En dehors de ces points, quelques affleurements des deux ensembles carbonatés existent entre Lagorce et Vagnas ; pour sa part, l'ucétien affleure mal car il est recouvert d'une végétation typique de pins ou de grandes bruyères.

## 2 - L'ensemble inférieur (Turonien inférieur).

Description lithologique (fig. 12).

Le Turonien repose sur le Bédoulien à faciès urgonien en contact normal. Le substratum est une surface durcie, bosselée, montrant deux types de placage : des oxydes de fer ou des débris de coquilles. Par-dessus vient un conglomérat (SJ.H 1) à éléments urgoniens un peu roulés et à graviers de silex noir et de quartz, assez souvent enduits d'oxydes de fer. Le ciment contient de nombreux débris coquilliers. La puissance est de 0,50 m au maximum.

Le terme suivant est un calcaire à entroques roux ou gris, glauconieux, en bancs minces (SJ.H 2) ; seule la base est visible à Salavas sur 0,30 m.

Le calcaire argileux blanc à grains de quartz (SJ.H 3) qui vient ensuite a permis la datation de la série à J. Sornay (1947 et 1950) : il s'agit des calcaires gréseux blancs à Epiaster des auteurs. La stratification est perturbée par une bioturbation abondante. Les oursins et les inocérames sont abondants ; c'est aussi le seul niveau contenant des ammonites dans l'ensemble du Crétacé supérieur. La base du banc n'est pas visible, seuls 2,20 m supérieurs affleurent.

Le calcaire se charge en argile et passe ainsi à une alternance de marne et de calcaire (SJ.H 4) riche en muscovite, quartz, glauconie, galets d'argile, débris ligniteux. La bioturbation abondante rend la stratification confuse et confère aux bancs calcaires un débit noduleux. Cette partie mesure 10 m environ.

Le Turonien inférieur calcaire est seulement représenté par les dix-huit mètres que je viens de décrire. La suite est dominée par les grès qui débutent avec le banc SJ.H 5 : grès graveleux à silex noirs, tendre, massif, puissant de 13 m ; la bioturbation est abondante. Les graviers centimétriques possèdent des facettes ; cassés, ils montrent en général un noyau roux entouré d'une patine d'épaisseur variable, noire à éclat gras. Le même phénomène se retrouve en plusieurs points de la série au Turonien mais aussi au Campanien. La patine est, selon D. Badia et alii (1977), extérieure à la roche originelle, provoquée par une activité organique (sans doute un dépôt algair) liée au climat tropical humide.

Le dernier niveau visible au bord de la route est un grès grossier dur à ciment calcaire (SH.H 6). Les bancs sont chenaillés, massifs, séparés par des lentilles marneuses. En surface de banc, les graviers noirs et les terriers horizontaux sont abondants. Seuls 2,50 m affleurent. Le passage à l'ensemble moyen n'est pas visible ici, il se produit sans doute juste au-dessus de SJ.H 6.

#### Variations latérales.

La composition du conglomérat de base est extrêmement variable :

- sur l'urgonien il s'agit d'une brèche où les éléments urgoniens dominant ;
- sur l'Aptien marneux il s'agit d'un poudingue monogénique à éléments et ciment de calcaire argileux jaune, avec quartz et glauconie en grains fins (c3a B, carte hors-texte). La partie supérieure s'enrichit en galets anguleux de chaille. Ce poudingue mesure 5 m environ;
- sur le Cénomaniens le Turonien débute directement par un grès graveleux à silex noirs analogue au banc SJ.H 5.

Le calcaire à entroques et le calcaire blanc se retrouvent assez bien entre Salavas et Vagnas, ainsi qu'au bord de l'Ibie. Par contre des grès graveleux et des calcaires gréseux reposent directement sur l'urgonien, le long de la D1 entre Sarrazin et Lagorce ; ce sont des équivalents de SJ.H 5 et SJ.H 6.

Séparé de la région de Vallon-Pont-d'Arc par le plateau urgonien, le Vallat de Canaux (Est de Larnas, fig. 13) est formé de Turonien encadré par deux failles. Les couches ont un pendage de 27 N 150 contre la faille septentrionale (carte hors-texte). La coupe est levée du Nord vers le Sud. Un peu d'urgonien, bréchifié, apparaît le long de la faille, contre laquelle le premier niveau visible est marneux. Très vite vient un grès blanc de 0,50 m, hétérométrique, avec des graviers de quartz et de silex noir disséminés et de la glauconie. Le terme le plus important, qui mesure environ 5 m, est un calcaire blanc dont la stratification est perturbée par la bioturbation ; les grains



de quartz sont fréquents. Le faciès de ce calcaire est tout à fait identique à celui du banc SJ.H 3. Il a fourni également deux ammonites. Après une zone sans visibilité dans le fond du talweg apparaissent des grès et des sables grossiers qui bordent la faille méridionale. Il se peut qu'il s'agisse encore de Turonien, aucun fossile n'y a été trouvé. Le problème est identique à Eyliou (Est de Larnas) où des grès grossiers peu cimentés, riches en argiles, ont été attribués au Turonien sans argument autre que celui du faciès.

Faune.

Le banc SJ.H 3 et son équivalent de Larnas ont fourni une faune abondante ayant permis la datation de l'ensemble :

Céphalopodes (dét. R. Busnardo) : Pachydiscus sp. ;  
Vascoceras sp. ;  
Pachydiscus peramplus MANT. ;  
Mammites cf. nodosoides SCHL. ;  
Pseudaspidoceras sp. ;  
Nautilus elegans SOWERBY.

Lamellibranches (dét. J. Sornay) :

Inoceramus opalensis elongatus SEITZ ;  
Inoceramus hercynicus PETRASCHEK ;  
Inoceramus hercynicus amudariensis ARKHANGELSKY.

L'âge est Turonien inférieur mais pas basal.

Echinides (dét. B. Clavel) :

Epiaster crassissimus DEFRANCE ;  
Micraster michelini AGASSIZ ;  
Cidaris ligeriensis COTTEAU ;  
Nucleopygus parallelus AGASSIZ .

Dans l'alternance SJ.H 4 ont été trouvés des lamellibranches (dét. O. Macsotay) :

Cyclolithes sp. ;

Ceratostreon sp. ;

Inoperna sp. ;

Planospirites aff. haliotoidea (d'ORBIGNY) ;

Neithea (Neithea) cf. dutrugei (COQUAND).

3 - L'ensemble moyen (Turonien inférieur et supérieur à faciès ucétien).

Description lithologique.

A l'Est de la N.579 à Colombet, l'équivalent de S.J.H 6 est surmonté par un sable argileux que l'on aperçoit à certains endroits. Une vaste dépression sans visibilité sépare ces affleurements d'une carrière où se situe la meilleure coupe de l'ensemble moyen (SC, fig. 10) illustrée par la figure 14.

Le premier banc (SC 1), épais de 8 m, est un sable hétérométrique. Le litage lenticulaire est mis en évidence par la composition des différentes arrivées détritiques : certaines débutent par un conglomérat décimétrique à galets de quartz ; toutes se terminent par du sable fin ou des argiles. Presqu'au sommet du banc s'individualisent deux bandes parallèles indurées, indépendantes du litage, plissées (fig. 15), que j'interprète comme un silcrete ou encroûtement silicifié. La couleur générale du banc est jaune à rouge, assez terne ; le sommet du banc est rouge foncé.

Le deuxième banc (SC. 2) ressemble au premier ; il est aussi constitué de décharges détritiques plus ou moins grossières et ravinantes. La base des décharges est plus grossière que leur sommet ; les argiles sont présentes en sommet de certaines lentilles. Les teintes sont vives : jaune dans le sable grossier à violet dans l'argile. L'épaisseur est de 13 m.

Le terme SC 3 est formé de plusieurs bancs d'argile jaune, rouge, grise et noire qui se répètent alternativement sur 3 m environ. Les couches jaunes contiennent de nombreux nodules d'oxydes de fer ; la couche noire livre du lignite, de la pyrite en agrégats de petits cubes et du gypse en mâcle fer de lance.

Le banc sablo-gréseux suivant (SC 4) se compose de trois parties : la base (0,50 m) est un grès rose et jaune clair ; la partie centrale (1,50 m) est un sable jaune assez fin ; le sommet violet est un grès grossier ferrugineux centimétrique (fig. 16).

La suite, de SC 5 à SC 16, est une alternance de sables bigarrés de granulométrie variée et d'argiles violettes, jaunes, blanches, grises dont certains niveaux contiennent des nodules pyriteux altérés, se développant sur une quinzaine de mètres.

Le dernier banc grossier (SC 16) est un grès à ciment calcaire. Il est surmonté par un sable argileux (SC 17) gris violacé, assez grossier, très peu visible. Une faille interrompt la coupe du Turonien ; le Coniacien à rudistes affleure dans le compartiment occidental (carte hors-texte).

#### Variations latérales.

A Colombet, seule la partie supérieure de l'ucétien est visible. Le cas est identique partout ailleurs ; il est seulement possible de dire que les grès durs du sommet de l'ensemble inférieur (S.J.H 6) sont surmontés de terrains tendres, argilo-sableux, profondément érodés. Il existe au bord de l'Ibie sous la ferme Marichard (carte hors-texte) un affleurement à peine visible d'une alternance marno-gréseuse que je rapporte à S.J.H 6. Le chemin qui passe au-dessus, entre Marichard et Tabias, est bordé de grosses boules (un mètre-cube environ) de quartzite ocre. Ce quartzite marque à mon avis la base de l'ucétien.

Un affleurement relativement important, situé sur le flanc Nord-Est de la colline de Jeu au bord de l'Ardèche (S.J.B, fig. 10) permet de voir le passage entre l'ucétien et l'ensemble supérieur. Cette petite coupe (7 m) est illustrée par la figure 17; elle est essentiellement sableuse.

Le premier banc (S.J.B 1) est un sable beige où les diamètres des grains se répartissent des plus gros aux plus fins de bas en haut. Le sable S.J.B 3, à litage entrecroisé, est encadré par deux lits graveleux : S.J.B 2 et S.J.B 4. Dans S.J.B 4 les éléments sont plus gros que ceux du lit inférieur ; il s'agit de quartz dans les deux niveaux. Les limites des bancs sont obliques les unes par rapport aux autres.

Au-dessus le sable hétérométrique SJ.B 5 mesure 1,20 m. Il est surmonté par un sable rouge violacé (SJ.B 6), épais de 0,50 m où se voient d'abondants terriers verticaux ; ce sable hétérométrique se termine par un lit irrégulier d'argile rose. Les limites de ces deux derniers bancs sont parallèles à la stratification.

Légèrement en retrait, le sable SJ.B 7 est fin, argileux, de couleur rose et mesure 0,84 m. Le banc suivant (SJ.B 8) est un sable grossier rose de 0,30 m, surmonté par un lit d'argile sableuse de 0,10 m (SJ.B 9).

Le banc SJ.B 10 est épais (1,90 m). Le grain est grossier, mais le litage oblique fait apparaître une légère diminution des diamètres des grains vers le sommet des lits. De nombreux terriers verticaux rouges recoupent cette structure. La couleur évolue à l'intérieur du banc. La partie inférieure est claire, jaune et blanche, avec des lits rouges anastomosés indépendants du litage réel. La coloration devient progressivement plus rouge jusqu'au sommet du banc : les derniers cinquante centimètres sont rouge violacé et presque indurés.

Le banc d'argiles qui vient ensuite est complexe en raison des variations de couleur : la partie inférieure est le lit SJ.B 11 rouge ; la partie moyenne est une argile blanche (SJ.B 12) correspondant à du lignite blanchi par lessivage (Triat 1979), enfin le lit d'argile noire ligniteuse (SJ.B 13) forme le sommet du banc.

L'ensemble sableux ucétien se termine avec le banc de sable grossier jaune SJ.B 14 qui mesure 1,60 m. Il est surmonté par un grès fin argilo-calcaire (SJ.B 15) où la bioturbation est importante. Des nodules de marcasite sont associés aux terriers verticaux au sein du banc ; à son sommet sont visibles des terriers horizontaux et de gros grains de quartz.

### Faune.

L'ensemble moyen ne livre aucun fossile. Les seules traces d'activité sont les terriers laissés par les organismes fouisseurs. Le fait qu'ils soient le plus souvent verticaux indique une sédimentation rapide.

4 - L'ensemble supérieur (Turonien supérieur) -

Description lithologique.

De Salavas à Vagnas, l'ensemble supérieur affleure assez bien, surtout sa partie terminale surmontée par le Coniacien. C'est cependant le flanc Nord de la colline de Jeau qui permet les meilleures observations : en effet la coupe est située au bord de l'Ardèche et rafraîchie par les crues importantes de la rivière.

Entre l'affleurement d'ucétien (SJ.B) et le début de la coupe SJ.F (fig. 10), la pente qui monte à la Base de Sports de Salavas est faite d'une alternance de marnes noires et de calcaires à débit en boules (SJ.A, fig. 10). Derrière les gabions situés à proximité de la Base, les marnes ont livré une faune abondante. L'alternance mesure une vingtaine de mètres d'épaisseur, la faune a été récoltée dans la partie supérieure de la coupe ; celle-ci n'est plus visible actuellement : elle a disparu sous le goudron et sous les glissements de terrain.

La suite de la série est illustrée par la figure 18. La coupe débute au point de coordonnées Lambert  $x = 763,72$  ;  $y = 234,55$  km et se poursuit vers l'Ouest le long du chemin.

Dans la rivière on retrouve le sommet de l'alternance : marnes noires, plus ou moins sableuses, glauconieuses, contenant de la pyrite et des débris ligniteux ; calcaires se débitant en boules jointives, gris, parfois fossilifères au sommet des bancs qui mesurent entre 0,10 et 0,50 m. La bioturbation est présente. Cette même formation se poursuit jusqu'au banc SJ.F 6. Toutefois les deux niveaux SJ.F 3 et SJ.F 5 présentent une particularité : le matériel est identique mais les bancs calcaires sont minces (0,10 m) et ne présentent plus la continuité qu'ils avaient jusqu'alors. Dans ces deux niveaux les bancs sont complètement disjoints, il ne subsiste que des nodules allongés et alignés ; ce tronçonnement est dû à un léger glissement synsédimentaire, insuffisant pour provoquer une déformation sauf dans un cas (fig. 19).

La formation suivante est une alternance marno-gréseuse se développant sur 6 m (SJ.F 7 à F 14). Chaque terme de l'alternance est une séquence élémentaire formée, de bas en haut, de :

- grès jaune avec des figures de charge en semelle de banc ; la base est grossière, à litage oblique ; vers le sommet le grain est plus fin, le litage est horizontal ; la surface porte des rides d'oscillation (rides symétriques) ;
- grès fin, jaune ou rose, à litage horizontal, contenant des lames d'argiles noire ou jaune (flaser-bedding, Reineck et Singh 1973) ;
- argile noire ou jaune à litage horizontal contenant des lentilles de grès jaune ou rose (lenticular-bedding, Reineck et Singh 1973) ;
- grès fin à lames d'argile.

L'épaisseur des différents termes de la séquence varie beaucoup, de 0,05 m à 0,60 m, surtout en ce qui concerne le banc gréseux de base. La muscovite est partout abondante ; elle souligne en particulier le litage. La bioturbation ne perturbe pas la structure des séquences.

Le banc suivant (SJ.F 15) est un grès graveleux, jaune ; le sommet est partiellement désagrégé. Ce grès, épais de 1,60 m, passe à un poudingue (SJ.F 16, 0,60 m) sans transition nette entre les deux bancs. Les éléments du poudingue sont des galets décimétriques très arrondis de quartz et de silex, laissant entre eux peu de place pour le ciment constitué du sable jaune de SJ.F 15. La limite supérieure est nette.

Le banc SJ.F 17 est un grès graveleux peu cimenté formant un rentrant de 0,15 m d'épaisseur. Il est suivi par un grès grossier (SJ.F 18) qui contient quelques graviers de quartz semblables à ceux de SJ.F 17. Quelques lits argileux sont disséminés avec un pendage conforme à celui du banc. Ce grès mesure 1,20 m. Le banc de grès SJ.F 19 de 0,30 m qui vient ensuite présente un litage oblique souligné par le diamètre des grains décroissant vers le haut.

Un éboulis de 2 m cache en partie la suite. Il s'agit d'une nouvelle série de marnes noires sableuses contenant trois bancs calcaires de 0,20 m d'épaisseur chacun (SJ.F 20). Ce terme est surmonté par des marnes sableuses ocre jaune (SJ.F 21) dont la base n'est pas visible. Elles contiennent un niveau de grès glauconieux grossier de 0,20 m d'épaisseur ; au-dessus de ce niveau, dans les marnes, le diamètre des grains de quartz

diminue vers le haut. La muscovite, abondante, souligne le litage horizontal de ces marnes.

SJ.F 22 est une alternance de marnes noires ligniteuses et de calcaires argileux, de 8 m d'épaisseur. Dans la partie supérieure existent de grandes Crassostrea malletiana (DUMAS).

Un sable grossier, argileux, vient ensuite et mesure 1,50 m. Il contient des débris de grandes huîtres, des lignites et des galets de silex noir décimétriques. Une couche carbonneuse de 0,50 m, à cassure conchoïdale et éclat gras, s'individualise plus spécialement aux deux tiers du banc. Elle contient de grandes huîtres (Crassostrea malletiana (DUMAS)) à la coquille blanchie et criblée de grains de quartz grossiers.

Un banc de sable clair (SJ.F 24) mesure 2,20 m. Il contient aussi des débris ligniteux et des coquilles d'huîtres brisées. Il est surmonté par un sable argileux (SJ.F 25) jaune, glauconieux, dont 3 m sont visibles.

Le passage du Turonien au Coniacien est masqué ici par un éboulis des calcaires coniaciens. Celui-ci s'observe assez bien sur le flanc Sud de la colline en continuant la coupe SJ.H, dans une propriété privée au pied de la crête sommitale de Jeu (fig. 10).

Là, on retrouve sur 1,15 m l'équivalent latéral de SJ.F 24: grès assez fin, argileux, à muscovite abondante, lignite et terriers (SJ.H 17). SJ.H 18 est l'équivalent de SJ.F 25 : sable bariolé argileux, assez grossier, avec des boules indurées et des lits d'argile blanche, de 6 m d'épaisseur. Ce sable est surmonté par 2,40 m d'argiles sableuses également bariolées (SJ.H 19) au-dessus desquelles le Coniacien débute par deux bancs massifs, de 2 m et 1,50 m, de calcaire à très nombreux débris de rudistes.

#### Variations latérales.

Les apports détritiques grossiers tendent à diminuer en direction du Sud.

- A Vialette (Vagnas, Nord du Rieussec, x = 761,50 ; y = 231,80 km) les sables ucétiens sont surmontés par l'alternance marno-calcaire identique à celle déjà citée. Des grès grossiers à silex noir et des sables jaunes viennent ensuite.



Le Turonien se termine par une nouvelle alternance où les bancs calcaires se présentent sous forme de miches ; ce terme contient le poudingue à galets de quartz et silex noir. Les grandes huîtres sont abondantes.

- A Sauvasse (Nord du château d'eau de Vagnas , x = 761,45; y = 231,00 km) les galets du poudingue sont emballés dans un grès grossier jaune, glauconieux, ayant livré une faune d'huîtres. Au-dessus le Turonien se termine par une alternance de calcaires et de marnes sableux où les travaux de construction d'une maison ont dégagé un niveau particulier. Il est formé de sable gris et d'argile jaune qui présentent une structure en lames et en lentilles (flaser-bedding et lenticular-bedding, Reineck et Singh 1973) en partie modifiée par la bioturbation : le litage, à l'origine horizontal, est contourné, oblique, ou dessine des figures typiques de terriers.

- Au Nord de Vagnas, entre le ruisseau de Sauvasse et le Serre (Ouest de la N. 579) ainsi qu'à la Rochette (château d'eau), les niveaux gréseux parfois grossiers sont moins abondants qu'à Salavas et forment des lentilles intercalées dans les calcaires et les marnes, de dimensions restreintes. Le poudingue ne forme plus un banc bien individualisé : il ne subsiste qu'un niveau où les galets sont épars et moins nombreux que plus au Nord.

Faune.

L'alternance marno-calcaire SJ.A a fourni une faune abondante récoltée dans les marnes.

Foraminifères (dét. B. Porthault) :

- Hedbergella delrioensis CARSEY ;
- Gavelinella tourainensis ? BUTTLE ;
- Heterohelix reussi CUSHMAN.

Ostracodes (dét. P. Donze) :

- Cytherella sp. ;
- Paracyprideis attenuata REUSS ;
- Krithe sp. SA 100 ;
- Ascicythere ? sp. ;



Oertliella sp. SA 103 ;  
Planileberis sp. SA 101 ;  
Planileberis sp. SA 102 ;  
Pterigocythereis sp. .

L'une des espèces a été décrite dans le Turonien supérieur de Dordogne (Oertli 1963, pl. 81, fig. 2).

Bryozoaires (dét. E. Voigt) :

"Membranipora" janieresiensis CANU .

Cette espèce, jusqu'alors rapportée au genre Membranipora, appartient en fait à un genre nouveau étudié par T. FAVORSKAIA. Elle a été trouvée dans le Turonien supérieur de France (Sarthe) et d'U.R.S.S. entre autres.

Lamellibranches : ce sont des individus de petite taille (1,5 cm), très fragiles, sous forme de valves séparées (dét. O. Macsotay) :

Arca (Arca) cf. passyana d'ORBIGNY ;

Bakevellia ? sp. (juvénile) ;

"Acanthocardia" villeneuveianum (MATHERON) (fréquent) ;

Protocardia (Protocardia) dutrugei (COQUAND) ;

Protocardia (Protocardia) hillana (SOWERBY) (fr.) ;

Protocardia (Protocardia) aff. securiformis (CRAGIN) (fr.) ;

Protocardia (Protocardia) vattoni (COQUAND) (fr.) ;

Cardium sp. ;

Thyasira cf. cretacea (WHITEAVES) ;

Ambocardia planidorsata (ZITTEL) ;

Caryocorbula sp. (fr.).

Gastéropodes (dét. O. Macsotay) : ils sont très petits (0,8 cm) et très fragiles :

Haustator uchauxiana (d'ORBIGNY) ;

Turritella (Torquesia) granulata (SOWERBY) ;

Rostrocithium sp. .

Cette faune de lamellibranches et gastéropodes est compo-

sée d'individus jeunes. De nombreuses espèces sont peu connues à l'Ouest de l'Europe, mais fréquentes en Autriche et en Hongrie pour l'Europe ou en Amérique : Pérou, Texas, Mexique, Californie; ou encore en Inde et en Afrique du Nord. Ces formes sont spécialisées à un milieu de prodelta. Les faciès de prodelta sont rares au Crétacé en Europe, ils sont par contre bien conservés aux Etats-Unis, dans les états du centre. Le Crétacé supérieur du Colorado et du Montana en particulier (Colorado formation et Montana formation) présente des faciès analogues au tavier, au paulétien et à l'ucétien. Ils correspondent à des deltas et sont en relation spatiale avec les "Gulf series" du Mexique et du Texas qui représentent les faciès marins francs, calcaréo-marneux, déposés à l'avant des deltas (faciès de prodelta). (Stanton 1893, Deussen 1924).

L'alternance marno-calcaire supérieure, S.J.F 20, S.J.F 22 et S.J.F 23, a fourni une faune de lamellibranches moins abondante que celle de S.J.A (dét. O. Macsotay):

Camptonectes (Camptonectes) virgatus (NILSSON) ;  
Nicaisolopha aff. nicaisei (COQUAND) ;  
Pteria cenomanensis (d'ORBIGNY) ;  
Crassostrea cf. vardonensis (COQUAND) ;  
Pterotrigonia (Scabrotrigonia) sp. ;  
Paranomia cf. scabra (MORTON) ;  
Uchauxia cf. pereginorsa (d'ORBIGNY) ;  
Crassostrea (Gyrostrea) malletiana (DUMAS).

Crassostrea malletiana n'a jamais été décrite en Europe ailleurs que dans les départements du Gard et de l'Ardèche. A Uchaux existe la forme juvénile, bien connue un peu partout :  
Crassostrea (Gyrostrea) darestei (ROMAN et MAZERAN)  
à rapprocher de : Crassostrea (Gyrostrea) soleniscus (MEEK), Cénomancien supérieur des Etats-Unis ; et de : Crassostrea (Gyrostrea) vardonensis (COQUAND), Cénomancien d'Afrique du Nord. Cette huître est juvénile dans tous les lieux cités qui correspondent à des milieux de prodelta. Par contre à Salavas elle atteint sa forme adulte : sa croissance est favorisée par les variations de salinité propres aux milieux margino-

littoraux (lagunes, mangroves,...).

Le poudingue de Sauvasse contient une faune de lamel-libranches abondante et bien conservée pour un tel faciès (dét. O. Macsotay) :

Nicaisolopha cf. nicaisei (COQUAND) ;

Neithea (Neithea) quinquecostata (SOWERBY) ;

Alectryonella sp. ;

Protocardia (Protocardia) cf. hillana (SOWERBY) ;

Trigonarca sp. ;

Cameleolopha nov. sp..

Les coquilles sont perforées par des éponges : Clione sp..

Les perforations sont actuellement emplies de glauconie.

## 5 - Conclusions.

Les trois ensembles du Turonien sont assez homogènes dans le Sud de l'Ardèche. Le poudingue de l'ensemble supérieur forme un bon niveau repère qui permet de comparer les trois coupes de Jeu (Salavas) pour établir une série-type (fig. 20).

Cette série-type, comparée à la série du Turonien des départements voisins (fig. 3), fait apparaître quelques différences :

- tout d'abord le Ligérien est à peu près identique dans les trois départements avec le calcaire gréseux blanc à Epiaster. Seule l'épaisseur de ce terme est plus faible en Ardèche;
- dans les départements du Vaucluse et du Gard, l'Angoumien débute par une puissante série récifale à polypiers et rudistes. L'ucétien ou les grès d'Uchaux forment seulement la dernière partie du Turonien supérieur. En Ardèche l'ucétien débute rapidement, les faciès récifaux n'existent pas. Par contre la série carbonatée de l'ensemble supérieur est inconnue dans les deux autres départements. Il semble ainsi que les sables ou les grès dans lesquels s'est développé le faciès ucétien (faciès d'altération) débutent et se terminent plus tôt dans le Sud du département de l'Ardèche que dans le Gard.

Le Turonien s'est déposé dans un milieu marin peu profond : le golfe rhodanien de J. Sornay (1950).

La profondeur la plus importante est donnée par les inocérames de l'ensemble inférieur (30 m) ; le Turonien inférieur marque un léger approfondissement par rapport au Cénomanién (20 m). L'oxygénation est faible car les coquilles ne montrent aucune perforation provoquée par des organismes tels que des éponges, ni aucune fixation de serpules. Le confinement relatif indique une topographie vigoureuse qui isole des petits bassins où se développe une faune autochtone spécialisée (inocérames) et où tombent des ammonites mortes.

Avec l'ensemble moyen, les influences continentales deviennent prépondérantes. Cet ensemble est en effet un complexe sableux qui évoque un édifice deltaïque. Les particules détritiques se sont toutefois déposées en milieu marin (exoscopie).

L'ensemble supérieur s'est déposé en milieu marin littoral : les lamellibranches de l'alternance marno-calcaire S.J.A appartiennent à un milieu de prodelta dont la profondeur n'excède pas 10 m. Des variations périodiques de salinité empêchent le développement normal de cette faune, raison pour laquelle tous les individus sont jeunes. Ces variations sont sans doute liées à des apports d'eau douce plus importants correspondant à des saisons pluvieuses. Le site de Salavas est alors trop marginal pour que se développent des prédateurs : les valves de lamellibranches sont exemptes de toute perforation de spongiaires. La partie supérieure de cet ensemble voit le comblement progressif du bassin, avec une diminution de la profondeur pouvant atteindre le stade de marécage marin (lignites à Crassostrea malletiana).

Plus au Sud (Sauvasse) les conditions sont déjà plus franchement marines permettant à des éponges de se fixer sur des coquilles. La diminution des possibilités de dessalure se fait dans le même sens que la diminution du détritisme.

#### CONIACIEN.-

Le Coniacien se situe sur les points hauts entre Vagnas et

Vallon-Pont-d'Arc ; il forme en effet le sommet des collines au flanc desquelles affleurent déjà le Turonien.

1 - Localisation (fig. 21 ).

Le Coniacien possède un pendage général d'une vingtaine de degrés vers l'Ouest. Il est recouvert en discordance par le Campanien (carte hors-texte) de telle sorte que le Coniacien atteint sa plus grande extension au Nord-Ouest de Vagnas, aux environs de la ferme le Serre.

2 - Description lithologique (fig. 22).

Au lieu-dit le Serre, le Turonien se termine par des marnes et des calcaires en miches gris, glauconieux et ligniteux. Le talus de la route forme une belle coupe ; le passage entre Turonien et Coniacien se situe au sommet de la côte, dans le virage (fig. 20).

Des marnes jaunes apparaissent au-dessus des marnes grises : à la base les nodules calcaires, arrondis, décimétriques, sont nombreux, mais ils se raréfient jusqu'à disparaître : des débris de rudistes peu roulés les remplacent au sommet des marnes. Sur cette brèche de base s'installe un biostrome de rudistes (hip-puritidés) où les individus sont conservés en position de vie.

Le biostrome est surmonté par un banc métrique de calcaire à débris de rudistes grossiers et nombreux à la base, plus rares au sommet du banc.

Jusqu'à la ferme en direction du Nord-Ouest, sous la végétation apparaissent de place en place des bancs calcaires contenant des rudistes soit entiers et plus ou moins en position de vie, soit brisés. Les conditions de visibilité sont mauvaises. Les calcaires déterminent un léger relief (point coté 272 m) séparé du relief suivant (268 m à l'Ouest) par une dépression sableuse due sans doute à la désagrégation de grès.

Dans l'ensemble, on voit que le Coniacien se compose de deux zones riches en rudistes séparées par une zone gréseuse (fig. 22). Ceci correspond aux descriptions des anciens auteurs selon lesquels le Coniacien est fait de deux barres à rudistes.

G. Millot (1941) attribue une épaisseur de 60 m à l'ensemble de la formation. A Salavas, la colline de Jeu laisse apparaître au moins 50 m de calcaires. Le Coniacien mesure 150 m environ mais il est rarement complet.

### 3 - Variations latérales.

Si l'on ne peut pas lever une véritable coupe dans le Coniacien, du fait de la végétation abondante qui le recouvre, on peut malgré tout observer de nombreux affleurements ponctuels. Toutes ces observations permettent de constater que la stratification est lenticulaire (fig. 23) et que les types pétrographiques sont variés.

Deux faciès principaux forment le Coniacien : les calcaires à rudistes en place ou non, et les calcaires biodétritiques ou sableux.

Les rudistes de grande taille, hippuritidés et radiolitidés, peuvent se rencontrer en position de vie, définissant alors des corps lenticulaires où la place du ciment est réduite ; il s'agit de véritables biostromes visibles à : les Claux (Labastide-de-Virac) ; la Rochette, le Serre et Ségriès (Nord de Vagnas) notamment. Parfois les individus entiers et étroitement soudés sont couchés ; ainsi à Colombet (Sud de Salavas) les hippurites sont parallèles à la stratification avec leur extrémité buccale orientée vers le Sud. Ailleurs on ne trouve plus que des débris (Jeu). Associés aux biostromes, dans les chenaux inter-récifaux, les débris sont grossiers et forment des bancs bréchiques (fig. 23 a).

Les biostromes sont séparés par des grès et des calcaires divers qui affleurent particulièrement bien à Jeu (Salavas). La stratification est entrecroisée (fig. 23 b) ; les lits sont minces (0,10 m) et irréguliers. Des lentilles argileuses sont intercalées. Chaque lit est terminé par une surface d'arrêt de sédimentation bosselée et recouverte d'une pellicule d'oxydes ferriques, de débris coquilliers ou de bryozoaires. Les types pétrographiques relevés sont les suivants :

- grès contenant du quartz, des débris de coquilles, des nodules centimétriques d'oxydes de fer qui peuvent être concentrés

en certains endroits des bancs ; la surface des lits est dans ce cas recouverte d'une pellicule d'oxydes de fer ;

- calcaires sableux à entroques et débris de lamellibranches (pectinidés ?), très bioturbés ;
- calcaires biodétritiques à petites oolites ;
- calcaires biodétritiques grossiers à débris de rudistes et grosses oolites, ou à débris de bryozoaires.

Le ciment est sparitique dans tous les faciès.

L'une des lentilles d'argile calcaire occupe le coeur du synclinal de Jeu. Elle contient une faune abondante et des terriers.

#### 4 - Faune.

Les rudistes les plus abondants sont des hippuritidés (dét. J. Philip et O. Macsotay) :

Orbignya socialis (MATHERON) ;

Orbignya requieniana (MATHERON).

La lentille d'argile calcaire, au sommet de Jeu, a fourni une faune de brachiopodes et d'échinides ;

Brachiopodes (dét. Y. Alméras) :

Cretirhynchia woodwardi (DAVIDSON) ;

Ornatothyris curvirostris SAHNI ;

Ornatothyris sp..

Echinides (dét. J. Roman) :

Catopygus cf. elongatus DESOR ;

Periaster baroni (FALLOT) ;

Hemiaster soulieri FALLOT.

Les brachiopodes sont connus dans le Sénonien d'Angleterre. Les échinides appartiennent au Coniacien.

#### 5 - Conclusions.

Les rudistes s'installent sur un fond durci à une dizaine de mètres de profondeur. Le milieu reçoit trop de matériel terrigène pour permettre la présence de coelentérés ; c'est pourquoi J. Philip classe les formations à rudistes de la région de Vagnas dans le "type pararécifal" (1974). Les rudistes et

les brachiopodes colonisent des fonds durcis : nous avons vu qu'en effet les surfaces d'arrêt de sédimentation sont fréquentes.

Les courants étaient forts, comme l'attestent le litage oblique orienté vers le Sud et le diamètre généralement grossier des particules détritiques. Des tempêtes provoquaient la destruction des biostromes et fournissaient en matériel biodétritique les brèches que l'on observe souvent entre Vagnas et Salavas.

### SANTONIEN.-

Dans le Sud du département de l'Ardèche le Santonien se présente sous le faciès des sables de Piolenc (fig. 3).

#### 1 - Localisation (fig. 24) et discussion -

La mine de lignites et de schistes bitumineux de Vagnas (cf. Cénomaniens) était surtout connue pour l'exploitation des schistes bitumineux du Santonien (Desrousseaux 1937) dont le faciès est identique à celui du massif de la Cèze (Gard). C'était alors le seul endroit où le Santonien était reconnu dans tout le département de l'Ardèche. La mine est actuellement fermée.

Au Nord de Vallon-Pont-d'Arc, dans les environs de Lagorce, le long de la D 1, un affleurement de sables bigarrés et de marnes noires à lignite est attribué à l'Eocène sur la carte géologique de Privas à 1/80 000 (1967, 3<sup>e</sup> éd.). Le faciès est exactement celui que l'on reconstitue d'après les déblais, seule partie actuellement visible de la mine de Vagnas. La datation de ces couches comme Santonien a été confirmée par une étude palynologique.

Le Santonien est donc connu aux deux extrémités de la zone où affleure le Crétacé supérieur. Il s'est certainement déposé partout à la suite du Coniacien, mais est totalement recouvert par le Campanien.

#### 2 - Description lithologique -

La série du Santonien est relevée à Perdrigière, au Nord de Lagorce (fig. 25).



Le substratum (Coniacien ?) n'est pas visible. En outre il n'est pas possible de situer cette coupe dans l'ensemble de l'étage.

A l'Est de la route des champs sont cultivés sur un sable grossier à galets de quartz, de silex noir et de grès ferrugineux (LP. 1). Au niveau de la route affleure un grès grossier ferrugineux associé à des chailles.

La suite de la coupe se situe dans une petite carrière de coordonnées Lambert  $x = 762,50$  ;  $y = 241,88$  km. Elle débute par un grès grossier siliceux rouge (LP. 2).

Un premier front de carrière est composé d'un sable bigarré, fin, riche en muscovite, contenant quelques grains grossiers de quartz disséminés et se termine par un lit irrégulier ferrugineux. Ce banc, LP. 3, mesure 2,60 m.

Un silt ligniteux (LP. 4) de 0,60 m est surmonté par un autre silt, gris (LP. 5), de 0,25 m. Ces deux niveaux appartiennent au même ensemble dont la partie supérieure est blanchie par lessivage des lignites (Triat, communication orale).

Un sable (LP. 6) assez grossier ocre forme un nouveau ressaut de 0,50 m. S'en dégage progressivement un sable fin (LP. 7), gris bleu, qui contient quelques grains grossiers de quartz de même taille que ceux du banc inférieur ; il mesure 0,30 m. Cet ensemble est surmonté par un lit de 0,10 m d'argile ocre contenant des lamellibranches (LP. 8).

Le banc suivant, LP. 9, est épais de 4 m environ. Il s'agit d'un sable rose à litage entrecroisé ; les chenaux débutent par des galets ou des grains grossiers, se poursuivent par du sable fin et se terminent par des lits d'argile.

Un silt (LP. 10) gris à muscovite abondante contient des lits d'argile charbonneuse ; son sommet se charge en oxydes ferriques concentrés dans des lits rouille ; son épaisseur est de 1,50 m environ. Il passe à une lentille (LP. 11) de marnes noires sableuses contenant du lignite, du bois carbonisé, du vitrin, de l'ambre et des nodules jaunâtres. L'épaisseur de LP. 11 varie de 2 m à 0 m. Cette lentille se termine par un niveau ferrugineux.

La coupe se poursuit par un ensemble épais jaune (LP. 12).



Tout d'abord vient un grès grossier peu induré à lits d'argile ferrugineuse. Il passe à un grès en bancs minces (décimétriques) puis progressivement plus épais (métriques), avec des interlits marneux. Le grain est grossier, la muscovite est abondante ; le ciment des grès est calcaire. L'épaisseur est de 6 m au moins, mais cet ensemble est interrompu par la faille de Lagorce ou d'Alès qui met en contact le Santonien avec l'Hauterivien.

### 3 - Faune et flore.

Les lamellibranches du niveau LP 8 n'ont pas été étudiés.

La lentille de lignites LP 11 a livré une palynoflore abondante par le nombre des individus :

Bohemiapollis nemejci KRUTZSCH et PACLTORDA ;

Piolencipollis sp. GROOT et KRUTZSCH.

La diversité des Normapolles suggère un âge Santonien (dét. H. Méon).

### 4 - Conclusions.

Avec le Santonien nous retrouvons les faciès déjà vus dans l'ucétien (Turonien, ensemble moyen). L'identité de faciès doit aller de pair avec l'identité de milieu : milieu margino-littoral de type deltaïque.

### CAMPANIEN.-

Le Campanien, à faciès continental, termine le Crétacé supérieur dans la région de Vallon-Pont-d'Arc. Il appartient déjà au fossé d'Alès considéré jusqu'alors comme un fossé uniquement tertiaire.

### 1 - Localisation (fig. 26) et discussion.

De Vagnas à Salavas s'étend la formation du Bois des Bruyères formée de marnes rouges à niveaux conglomératiques. Cette formation était jusqu'alors attribuée au Stampien (carte géologique d'Orange à 1/80 000, 1968). La découverte d'une lentille de marne grise fossilifère (fig. 26) dans l'un des ravins creusés dans le flanc oriental de la colline dominant Salavas a permis de dater la formation du Bois des Bruyères du Campanien.

Cette datation est au moins valable pour la partie inférieure de la série.

La coupe ne passe pas par le gisement fossilifère ; elle a été levée à proximité de la ferme Loumet (Sud de Salavas) où le substratum est visible. Les épaisseurs des différents termes sont difficiles à estimer à cause de la végétation et de la topographie ravinée.

## 2 - Description lithologique (fig. 27).

Au Nord et au Sud de la ferme Loumet, le substratum du Campanien (SL 1) diffère en raison de la discordance déjà observée (carte hors-texte). Au Nord, le Campanien repose sur le sommet du Turonien à faciès ucétien (sables grossiers et argiles bigarrés), puis sur la base de l'ensemble supérieur du Turonien (alternance marno-calcaire grise) au bord du chemin qui mène à la ferme. 100 m plus au Sud, le substratum est un faciès à rudistes de la base du Coniacien. Même au-dessus des marnes du Turonien supérieur, le passage entre le substratum et le Campanien est franc ; les marnes rouges débutent sans conglomérat de base.

La formation du Bois des Bruyères est composée de trois faciès : marnes, conglomérats et calcaires.

Les marnes sont rouges, compactes, épaisses dans la partie inférieure de la série (SL 2 et SL 4). Elles contiennent quelques lentilles de grès (SL 3) et de marnes beiges (SL 11). La lentille fossilifère appartient à ce dernier type.

Les conglomérats sont constitués d'éléments très hétérométriques cimentés par des marnes rouges sableuses. Ils forment des niveaux ravinants, au pendage et à l'épaisseur variables. Les éléments sont très divers mais essentiellement d'origine locale :

- les blocs et les galets d'urgonien sont peu roulés, plus gros et plus abondants à proximité de la faille d'Alès ;
- les galets de Turonien et de Coniacien sont des morceaux de banc légèrement émoussés ; les éléments coniaciens sont plus abondants à la base qu'au sommet de la série, alors que le

contraire se produit pour les éléments turoniens ;  
- les galets et graviers d'altérites, grès et argile ferrugineux, sont également anguleux ; ils appartiennent au Cénomaniens à faciès tavier, au Turonien à faciès ucétien ou au Santonien ;  
- le quartz et les silex, dont certains sont recouverts d'une patine noire, sont semblables à ceux des conglomérats déjà cités ; leur surface paraît cependant corrodée et mate.

Les calcaires sont d'origine pédologique et appartiennent à deux types :

- le premier type consiste en nodules arrondis, centimétriques, localisés dans les marnes rouges de base (banc SL 2) ; ces nodules sont formés d'un revêtement laminaire (croûte zonaire) qui entoure un fragment de roche de nature variée ; des microcodiums ont pu être observés d'une part en colonies dans le noyau de certains nodules, d'autre part dans la croûte zonaire, en prismes isolés ou en colonies ;  
- le second type est constitué d'encroûtements calcaires (niveaux SL 5 et SL 7) ; le banc SL 5 débute par une argile verdâtre qui s'individualise progressivement à partir des marnes rouges sous-jacentes, se poursuit par un niveau de transition formé de nodules calcaires emballés dans l'argile et se termine par l'encroûtement proprement dit montrant en lame mince une structure polyédrique et des colonies de microcodiums ; cette structure polyédrique pourrait être la relique d'une argile originelle (G. Truc et M.M. Valleron, travaux en cours).

Un type de calcaire particulier est constitué par la lentille SL 10, formée de trois bancs massifs se fondant en un seul banc vers le Nord-Ouest. Il s'agit peut-être d'un calcaire lacustre, mais il ne montre ni structure ni fossile.

### 3 - Faune.

En règle générale la série est azoïque. Le gîte fossilifère dégagé récemment par des pluies abondantes, se situe dans la partie inférieure de la formation (sans doute au niveau de SL 2) au point de coordonnées Lambert  $x = 762,3$  ;  $y = 234,4$  km (fig. 26). Il a livré une faune de gastéropodes prosobranches comprenant seulement deux espèces :

Melania praelonga MATHERON ;

Melanopsis sp..

Les individus, abondants et bien préservés, se groupent dans un lit centimétrique situé au sein d'une marne grise épaisse. Melania praelonga est la forme dominante, caractéristique du Campanien (dét. G. Truc).

#### 4 - Conclusions.

Le régime marin qui prédominait jusqu'au Santonien est terminé. Les sédiments de la formation du Bois des Bruyères sont continentaux. La présence de conglomérats abondants, hétérométriques, aux éléments d'origine locale (urgonien dominant) témoigne du démantèlement d'une falaise située à l'Ouest. Ceci n'est possible que par la formation d'une faille cévenole ; le compartiment soulevé, à l'Ouest, est fait d'urgonien recouvert de Crétacé supérieur. Le compartiment effondré correspond au fossé d'Alès dont l'existence était jusqu'alors reconnue à l'Oligocène seulement. L'histoire de ce fossé a donc commencé dès le Crétacé supérieur.

#### CONCLUSIONS.-

Au-dessus de l'urgonien, les dépôts de l'Aptien au Santonien montrent un certain nombre de caractères communs :

- les épaisseurs sont faibles par rapport aux dépôts situés à l'Est du Rhône (Porthault 1974) : le Turonien mesure environ 500 m à Dieulefit contre 200 m à Salavas ;
- les apports continentaux sont toujours abondants, y compris les débris végétaux et le fer ;
- mis à part l'épisode du paulétien (Cénomaniens supérieur p.p.) le milieu est marin, chaud, avec une profondeur variant de 0 à 30 m ;
- la bioturbation est abondante, marquée par des terriers et une désorganisation de la stratification ; les organismes benthiques fossilisés sont beaucoup moins fréquents que les traces d'activité (bioturbation) ;
- les organismes s'installent sur une surface durcie en même temps que se dépose l'argile, entre deux arrivées détritiques.

Mais l'homogénéité n'est qu'apparente : l'histoire de la région montre une succession de crises sédimentaires.

La surface d'arrêt de sédimentation qui termine l'urgonien correspond à un blocage de la subsidence durant le Bédoulien moyen. Avec le Bédoulien supérieur la subsidence reprend, mais elle est plus localisée qu'antérieurement, puisqu'elle est limitée à deux dépressions : Ibie au Nord, Labastide-de-Virac au Sud.

Le Gargasien et l'Albien sont en grande partie absents. La subsidence est une nouvelle fois arrêtée. Elle reprend de manière encore plus limitée qu'au Bédoulien supérieur durant le Cénomaniens inférieur et moyen dans la seule dépression de Labastide-de-Virac.

Le Cénomaniens supérieur à faciès paulétien montre une nette régression du domaine marin. La "transgression cénomaniens" se produit au Cénomaniens terminal et se poursuit au Turonien inférieur ; une plate-forme carbonatée peut s'installer pour un laps de temps assez court.

Un nouveau mouvement régressif débute dès le Turonien inférieur. Il se stabilise durant le Turonien supérieur. Pendant tout ce temps se déposent les sables de l'ensemble moyen et les faciès peu profonds de l'ensemble supérieur.

Le Coniacien correspond à un épisode de plus grande stabilité pendant lequel s'installent des biostromes de rudistes.

Le Santonien marque une légère régression. Avec le Campanien l'émersion est totale et générale.

La faune benthique est caractéristique de la Téthys, mer chaude largement ouverte.

Au Turonien supérieur en particulier la faune est spécialisée aux milieux de prodelta. Elle présente des affinités avec des faunes de régions très éloignées, à des époques différentes du Crétacé supérieur. Ainsi par exemple Protocardia securiformis se rencontre à l'Albien en Amérique (Texas, Mexique), Ambocardia planidorsata au Sénonien en Autriche-Hongrie. Ces exemples illustrent le fait que les migrations s'accompagnent d'un phénomène de relais dans le temps. Les larves sont transportées par des courants péritéthysiens et se fixent dans les



milieux favorables à leur développement. Au Coniacien les rudistes viennent de Provence ; la région de Vagnas représente la limite septentrionale de leur aire de répartition. Ces phénomènes observés illustrent la possibilité pour des organismes marins de franchir l'isthme durancien ; celui-ci ne correspond pas à une barrière mais à un bombement possédant des vallées ennoyées, selon le schéma déjà mis en évidence par J. Philip au Coniacien (1974). Cette morphologie devait donner le paysage d'un archipel étiré d'Est en Ouest.

A partir de toutes ces données nouvelles, la carte géologique (carte hors-texte) a été établie sur une série du Crétacé supérieur allant du Cénomanién au Campanien. J'ai légèrement modifié la stratigraphie établie par J. Sornay en 1950 (fig. 3) comme cela est résumé dans le tableau comparatif de la figure 28.

## SEDIMENTOLOGIE

### INTRODUCTION.-

Les roches essentiellement détritiques du Crétacé supérieur ardéchois n'ont jamais fait l'objet d'aucune étude sédimentologique. Dans les départements voisins du Gard et du Vaucluse, le Crétacé supérieur détritique a fait l'objet de plusieurs études qui montrent la transformation de sédiments préexistants par des actions pédologiques (Triat et alii, 1976, 1977, 1978). Cette altération est responsable du faciès ucétien entre autres.

En Ardèche, le Turonien possède, avec son ensemble moyen, un faciès de sables bigarrés identique à celui de l'ucétien gardois. Je me suis attachée à montrer que l'altération est également responsable de ce faciès particulier. L'ucétien, au sens de faciès d'altération, existe à Salavas où se situe la coupe-type étudiée. J'ai donc, pour mener à bien la démonstration, appliqué de nombreuses méthodes sédimentologiques aux sables ucétiens, mais aussi aux faciès carbonatés qui les encadrent, pour cerner les modalités de l'altération.

Par contre, je n'ai pas étudié le Coniacien en partie parce qu'aucune bonne coupe n'existe, ni le Santonien daté trop récemment. Le Cénomaniens et le Campanien ont fait l'objet d'une étude partielle.

Les méthodes d'étude se réunissent en deux groupes. Le premier groupe étudie la répartition des composants de la roche à l'aide de lames minces pour le microfaciès et à l'aide de la granulométrie pour la partie détritique. Cette dernière méthode caractérise d'une part la partie détritique totale à partir du diagramme C/M (Passega 1957), d'autre part la partie sableuse, supérieure à 0,05 mm, à partir des courbes cumulatives. Les renseignements obtenus de cette manière portent sur le milieu de transport, le classement et le tri des particules.

Le second groupe de méthodes étudie la nature et l'aspect extérieur des différents composants de la roche : teneur en calcaire, pétrographie des galets, minéralogie des grains, légers



et lourds, de la fraction sableuse. L'aspect extérieur des grains de quartz de la fraction 0,50 - 0,315 mm a été plus particulièrement étudié, par morphoscopie et par exoscopie. Dans cette même fraction granulométrique a été évalué le rapport des grains de quartz monocristallins et polycristallins. Selon J.C. Samama (1969) ce rapport permet de déterminer l'origine éruptive ou métamorphique du quartz.

Ces méthodes permettent de donner une description précise des différents faciès, en particulier de caractériser les roches détritiques par des paramètres et des coefficients objectifs. Elles permettent en outre de reconstituer l'histoire des roches, depuis l'origine, le mode de transport et le milieu de dépôt des particules détritiques jusqu'aux altérations secondaires subies.

L'ALTERATION DANS LE CRETACE SUPERIEUR DU GARD : RAPPEL DES OBSERVATIONS.-

Les faciès taviens et ucétiens du département du Gard ont permis la mise en évidence de phénomènes d'altération pédologique (Parron 1975). A la suite de l'émersion de grès à l'origine marins s'installe une nappe phréatique dans laquelle le lessivage en climat tropical humide entraîne des modifications importantes. L'altération se marque par les caractères suivants :

- la désilicification et la décarbonatation : l'altération du ciment siliceux ou calcaire aboutit à la transformation du grès en sable ;
- la déglauconitisation : l'altération de la glauconie conduit à l'individualisation de kaolinite et de goéthite et s'accompagne de rubéfaction ;
- la kaolinisation : l'enrichissement des profils en kaolinite est dû à l'altération des glauconies, mais aussi à l'altération des muscovites détritiques et des autres minéraux argileux, essentiellement les smectites et l'illite ;

- la silicification : le développement de quartzites est climatique et correspond à des "silcrêtes" ; le ciment siliceux procède d'un nourrissage ou est formé de quartz microcristallin ;
- les ferruginisations : elles affectent deux formes : raies plus ou moins discordantes au sein des sables ou "cuirasses" au sommet des bancs ; elles sont constituées de goethite ou d'hématite alumineuse ;
- les décolorations : la circulation des eaux entraîne le fer et provoque le blanchiment du sable sous les raies et croûtes ferrugineuses.

Ces phénomènes, parfois antagonistes, peuvent se résumer dans un tableau :

transformations			
par enlèvement	par néoformation		résultat
désilicification			
décarbonatation			sable
destruction des phyllites	kaolinite		
déglauconitisation	kaolinite		
	goethite		rubéfaction
	silicification		silcrêtes
	goethite		raies et
	hématite Al		croûtes
décoloration			blanchiment

LE FACIES DES DIFFERENTES FORMATIONS.-

Deux méthodes sont utilisées pour caractériser les roches

du Crétacé supérieur : l'observation de lames minces et la granulométrie de la partie détritique.

1 - Le microfaciès -

Les lames minces permettent d'observer les rapports existant entre les éléments minéraux, les bioclastes et le ciment. Ce dernier est en général calcaire, mais il peut être différent, ferrugineux par exemple, dans les faciès d'altération.

a) Les roches à ciment calcaire : elles forment la majorité des roches cimentées. Le quartz est toujours présent. Ces faciès appartiennent au Cénomaniens, au Turonien et au Coniacien, à l'exclusion des faciès d'altération.

Cénomaniens inférieur et moyen (coupe LV. A, fig. 7).

Les grès et sables roux de Labastide-de-Virac (bancs LV. A2, LV. A5 et LV. A6) présentent des faciès identiques ; ils sont décrits ensemble (fig. 29).

ciment : micrite passant à une sparite ; la sparite provient d'une recristallisation plus ou moins complète de micrite.

minéraux détritiques : quartz, 50 % environ, grains de 200  $\mu$  à 400  $\mu$  de diamètre, monocristallins et polycristallins ; glauconie, moins de 1 %, en petits grains ; muscovite.

bioclastes : 5 % environ, de taille variable ; ce sont des entroques, des débris de lamellibranches, des foraminifères, des algues ; pas d'orbitoline.

Il s'agit donc dans ces trois cas de grès à ciment calcaire cristallogrenu indiquant un milieu marin peu profond.

Cette formation se termine par le faciès tavier étudié plus loin.

Cénomaniens supérieur (coupe LV. B, fig. 7).

La partie supérieure du Cénomaniens supérieur est formée des calcaires à Exogyra columba. Les bancs lumachelliques à huîtres entières sont séparés par du calcaire lité dépourvu de fossiles, seul faciès étudié.

ciment : microsparite, largement dominant.

minéraux détritiques : quartz, 5 %, 100  $\mu$  ;

glauconie, 1 %, 100  $\mu$  .

bioclastes : 10 %, de taille variable ; ce sont des débris d'échinodermes (entroques au sens large) dans la proportion de 9/10, des débris végétaux sous forme de tubes phosphatés, de rares foraminifères ; pas d'orbitoline.

Il s'agit d'une microbiosparite sableuse. Le milieu est marin, suffisamment calme (profond) pour rendre possible la décantation.

Turonien, ensemble inférieur (fig. 12).

L'ensemble inférieur du Turonien débute par un conglomérat peu épais. Vient ensuite une partie calcaire devenant plus argileuse vers le haut pour aboutir à une alternance marno-calcaire. L'ensemble se termine par des grès d'abord graveleux et peu cimentés, ensuite grossiers et bien cimentés. Nous allons examiner ces différents termes.

Le conglomérat de base présente des faciès différents liés à la nature des galets (p. 24). La roche qui cimente les éléments grossiers est identique dans tous les cas.

ciment : sparite contenant des intraclastes de micrite.

minéraux détritiques : quartz et glauconie, moins de 1 %, 50  $\mu$  .

bioclastes : 25 %, de taille variable ; ce sont des entroques, des bryozoaires, des lamellibranches, des algues et des foraminifères.

Il s'agit d'une intrabiosparite déposée en milieu marin peu profond mais protégé des influences continentales.

Le calcaire sus-jacent est identique à Salavas (SJ. H2) et à la Combe-Saint-Pierre sur la rive gauche de l'Ardèche.

ciment : microsparite passant à une sparite par recristallisation d'une micrite originelle, avec des intraclastes d'urgonien et des pellets abondants (20 %).

minéraux détritiques : quartz, 2 %, 50  $\mu$  à 300  $\mu$  ;

glaucanie, moins de 1 %, 100  $\mu$  .

bioclastes : 5 %, de taille variable ; ce sont des débris d'échinodermes (entroques et radioles), des algues et des foraminifères.

Il s'agit d'une intrasparite à bioclastes. Le milieu est marin assez peu profond.

Le calcaire gréseux blanc à Epiaster des auteurs (SJ. H3) est en fait composé de :

ciment : microsparite par recristallisation de micrite.

minéraux détritiques : quartz, 1 %, 100  $\mu$  ;

glaucanie, moins de 1 %, 100  $\mu$ .

bioclastes : 5 %, de taille variable ; ce sont des entroques, des foraminifères, des lamellibranches et des bryozoaires.

Il s'agit d'une microsparite à bioclastes. Le milieu est marin plus profond qu'antérieurement, protégé des influences continentales.

L'ensemble inférieur se termine par un grès dur (SJ. H6, fig. 30).

ciment : sparite en petits cristaux, par recristallisation de micrite.

minéraux détritiques : quartz, 50 %, 300  $\mu$  ;

glaucanie, moins de 1 %, 100  $\mu$  ;

tourmaline.

bioclastes : 5 %, de taille variable, mais petits ; ce sont des entroques, des lamellibranches et des foraminifères, surtout des miliolidés.

Il s'agit d'un grès à ciment calcaire cristallogrenu. Le milieu est marin peu profond.

Turonien, ensemble moyen : l'ensemble moyen, épais de plus de 100 m, est uniquement sableux et argileux. Il appartient à l'ucétien, faciès d'altération. Seuls quelques niveaux particuliers sont cimentés ; ils sont étudiés plus loin. Cet ensemble se termine par un banc carbonaté de faciès mixte traité à part.

Turonien, ensemble supérieur (fig. 18).

La moitié inférieure de cet ensemble est occupée par une alternance de calcaire et de marnes. Les bancs calcaires sont semblables entre eux.

ciment : microsparite ; sparite en auréole autour des éléments figurés les plus gros.

minéraux détritiques : quartz, 5 à 20 % selon les bancs, 50 à 80  $\mu$  de diamètre ; glauconie, 1 à 2 % selon les bancs, de même diamètre que le quartz ; muscovite.

bioclastes : 5 %, de taille variable (50  $\mu$  à 1 cm) ; ce sont des foraminifères, des entroques, des lamel-libranches, des bryozoaires, des algues, diversement représentés selon les bancs.

Il s'agit de microsparites sableuses à bioclastes de milieu marin peu profond.

Cette alternance se charge en sable et présente ainsi des termes de passage avec les grès grossiers sus-jacents. Le banc SJ. F7 appartient aux termes de passage :

ciment : microsparite passant à une sparite par recristallisation d'une micrite originelle.

minéraux détritiques : quartz, 30 à 50 % (la distribution du quartz dans la roche est irrégulière), 50  $\mu$  à 300  $\mu$  ; glauconie, moins de 1 %, 50 à 100  $\mu$  ; muscovite.

bioclastes : moins de 1 %, divers.

Les bancs de grès grossiers sus-jacents (par exemple SJ. C1, SJ. C8) présentent des microfaciès identiques entre eux :

ciment : sparite en petits grains passant à une sparite poeciloblastique dans la même roche.

minéraux détritiques : quartz, 50 % au moins, 50 à 600  $\mu$ , en grains monocristallins et polycristallins ; 1 % des quartz présentent une fissuration par dissolution (voir exoscopie) ; glauconie, en général moins de 1 %, exceptionnellement 3 % (SJ. C 16), en petits grains de 50  $\mu$  ; feldspath, muscovite et tourmaline.

bioclastes : moins de 1 %, entroques, foraminifères et lamellibranches.

Il s'agit de grès à ciment calcaire cristallogrenu de milieu marin peu profond. Le banc SJ. F7 est intermédiaire entre ces grès et les microsparites sableuses, il s'agit d'une sparite sableuse grossière.

Dans la région de Vagnas, le Turonien ne se termine pas par des grès grossiers mais par une alternance de marnes et de calcaires en boules contenant des lentilles gréseuses. Ces calcaires se ressemblent tous :

ciment : microsparite passant à une sparite en petits cristaux, par recristallisation de micrite.

minéraux détritiques : quartz, 20 à 30 % selon les bancs, 100 à 300  $\mu$  de diamètre, en grains monocristallins et polycristallins ; glauconie, 1 à 20 % selon les bancs, de même diamètre que le quartz ; muscovite.

bioclastes : 1 à 10 % selon les bancs, de taille variable ; ce sont des bryozoaires, des débris d'échinodermes (entroques et radioles), des foraminifères, des lamellibranches et des algues.

Il s'agit de microsparites ou de sparites sableuses, parfois riches en bioclastes et glauconie.

#### Coniacien.

Seul a été étudié le Coniacien de la colline de Jeau à Salavas, formé de calcaires sableux et dépourvu de biostromes à rudistes.

ciment : microsparite passant à une sparite en petits cristaux par recristallisation de micrite.

minéraux détritiques : quartz, 5 à 10 %, 200 à 300  $\mu$  en grains monocristallins et polycristallins ; glauconie, 0 à 1 %, en petits grains jaunes ; muscovite.

bioclastes : 25 à 40 %, de taille variable ; ce sont des entroques, des bryozoaires, des foraminifères (dont une orbitoline du Crétacé inférieur), des algues ; les gastéropodes et les lamellibranches sont assez rares dans l'ensemble.

Il s'agit de biosparites sableuses déposées en milieu marin peu profond.

En conclusion, il apparaît que le ciment est dans tous les cas de la sparite de recristallisation ; cette recristallisation, plus ou moins complète selon la richesse des roches en argile, affecte une micrite originelle. Les minéraux détritiques sont toujours présents voire abondants. La glauconie est détritique. Le quartz, représenté par des grains monocristallins et polycristallins, montre un phénomène de dissolution marqué par une fissuration de quelques grains. Ce phénomène s'est effectué sur place car les fissures sont remplies de calcite mais ne provoquent pas le déplacement relatif des morceaux du grain. Une telle dissolution est liée à la granulométrie car parmi les roches à ciment calcaire, seuls les grès grossiers de l'ensemble supérieur du Turonien sont affectés. La teneur des roches en argile joue un rôle sans doute non négligeable car les grains de quartz parfois grossiers des calcaires sont exempts de toute dissolution apparente ; or, tous ces calcaires sont riches en argile. Les bioclastes, rarement abondants, sont toujours présents. A tous ces caractères constants s'opposent ceux des faciès d'altération que nous allons examiner.

b) Les roches à ciments particuliers : elles sont rares car les faciès d'altération auxquels elles appartiennent sont soit peu développés (tavien) soit surtout sableux (ucétien).

Tavien. (Cénomancien moyen).

Le dernier banc de grès roux (LV. A6) de Labastide-de-Virac est surmonté d'un sable d'abord roux, puis jaune et rouge. La teneur en fer augmente vers le sommet du banc. Au-dessus de cette zone de passage le tavien est représenté par le banc de grès ferrugineux LV. A10 (fig. 8 et 31).

ciment : pelliculaire, formé d'oxydes ferriques.

minéraux détritiques : quartz exclusif, 500  $\mu$  de diamètre moyen, en grains monocristallins et polycristallins dont 50 % sont fissurés sans déplacement relatif des différents éclats.



Il s'agit d'un grès grossier ferrugineux dépourvu de glauconie et de bioclastes.

Ucétien. (Turonien, ensemble moyen).

La coupe de Colombet (coupe SC, fig. 14) est composée de sables et d'argiles bigarrés avec trois niveaux particuliers.

1) - Le sable SC1 contient un niveau siliceux (fig. 32) ou silcrete :

ciment : petits éclats de quartz (moins de  $50 \mu$  ).  
minéraux détritiques : quartz,  $600 \mu$  , en grains monocristallins et polycristallins dont 50 % présentent une fissuration sans déplacement des éclats; muscovite.

Il s'agit d'un grès quartzeux dépourvu de glauconie et de bioclastes.

2) - Le sable SC 4 possède une partie inférieure à peine cimentée par des oxydes de fer (fig. 33) :

ciment : oxydes de fer formant une mince pellicule.  
minéraux détritiques : quartz,  $350 \mu$  , en grains monocristallins et polycristallins dont 50 % environ sont fissurés sans déplacement des différents éclats; muscovite, chlorite, tourmaline.

Il s'agit d'un grès ferrugineux peu cimenté dépourvu de glauconie et de bioclastes.

3) - Le grès grossier SC 16 appartient en fait à un faciès mixte entre l'ucétien nettement altéré et la partie supérieure du Turonien, non altérée (fig. 34).

ciment : calcite sous forme de rhomboèdres à noyau ferrugineux ; les contours des cristaux sont flous.  
minéraux détritiques : quartz, 50 %,  $300 \mu$  , en grains monocristallins et polycristallins dont 50 % environ présentent une fissuration sans déplacement des éclats ; quelques grains de glauconie altérée ; quelques feldspaths altérés et calcitisés ; muscovite



bioclastes : quelques entroques et débris divers  
altérés.

Il s'agit d'un grès à ciment calcaire à glauconie, feldspaths et bioclastes altérés.

Les faciès d'altération sont caractérisés par l'absence de bioclastes et de glauconie. Le faciès mixte possède des bioclastes, de la glauconie et des feldspaths, mais altérés.

La fissuration des grains de quartz est plus poussée que dans les faciès grossiers de l'ensemble supérieur du Turonien. Ce caractère semble donc précoce par rapport à l'altération des autres éléments de la roche.

Il est possible d'établir une gradation de l'altération :

- une altération peu poussée est responsable de la fissuration des grains de quartz ; il s'agit à peine d'altération, mais plutôt de dissolution de la silice due à des circulations d'eau sous-saturée ;
- une altération un peu plus poussée est responsable de la disparition du ciment originel, sans doute micritique si l'on en juge par les roches encaissantes ; ce phénomène est à l'origine des sables observés ;
- l'altération la plus forte conduit à la dissolution de la glauconie et des feldspaths lorsqu'ils existent ; les bioclastes disparaissent au même moment.

Ainsi, tavier et ucétien ont subi l'altération la plus complète. Le faciès mixte se situe dans la phase antérieure puisque glauconie, feldspaths et bioclastes sont à peine touchés par l'altération. La phase la plus bénigne est sensible dans tous les faciès grossiers suivants : tavier, ensembles moyen et supérieur du Turonien. La présence de cette phase dans des faciès non altérés est pour moi la preuve de l'absence d'émersion au sommet de l'ucétien contrairement à ce qui se passe dans le département du Gard (Parron 1975).

c) Le problème des ciments.

J'envisage trois phases de cimentation pour le faciès mixte et deux seulement dans les autres niveaux altérés.

- 1) - ciment originel : micrite.

L'argument pour cette hypothèse est la présence d'une micrite originelle dans les roches, du Cénomaniens au Coniacien.

L'argument contre cette hypothèse est l'absence actuelle de ciment dans les sables de l'ensemble moyen du Turonien, absence peut-être originelle.

Un ciment originel phylliteux pourrait être envisagé, mais une telle hypothèse va à l'encontre de la présence d'altération ; cette dernière semble en effet impossible à partir d'une certaine teneur en argiles.

## 2)- formation des ciments particuliers.

Après la décarbonatation les vides intergranulaires sont remplis soit par du quartz en petits éclats, soit par des oxydes ferriques. Dans le cas du faciès mixte il a pu se produire, à un moment qui reste à préciser, une transformation du ciment originel en un carbonate de remplacement. Celui-ci est formé de cristaux rhomboédriques aux noyaux chargés d'impuretés ferrugineuses (fig. 34) : il s'agirait de dolomite. La possibilité de calcite ne peut être totalement exclue cependant cette dernière est toujours xénomorphe dans les autres faciès.

## 3)- calcitisation du carbonate de remplacement dans le faciès mixte.

Le ciment actuel du grès SC 16 est une sparite en rhomboèdres aux contours flous, altérés ; cet aspect semble caractéristique d'un phénomène de recristallisation (calcitisation).

d) Les calcaires continentaux du Campanien : dans la formation du Bois des Bruyères, les calcaires appartiennent à trois types : deux types sont pédologiques, le troisième type est constitué par le banc SL 10 (fig. 27).

Le premier type de calcaire consiste en des nodules arrondis formés par une croûte concentrique, laminaire, entourant un noyau. Des microcodiums existent dans la croûte et le noyau.

Le deuxième type groupe les encroûtements calcaires (SL 5 et SL 7, fig. 27). Le microfaciès est constitué d'une micrite montrant une structure polyédrique et des colonies de microcodiums. Cette structure polyédrique pourrait être la

relique d'une argile originelle (G. Truc et M.M. Valleron, travaux en cours).

Le troisième type est un banc de calcaire micritique sans la moindre structure.

Ces faciès sont tous très différents de ceux du Crétacé supérieur marin sous-jacent. Par contre les croûtes calcaires sont fréquentes dans le Tertiaire, Eocène par exemple, du fossé d'Alès.

## 2 - Le diagramme C/M (fig. 36) -

Une fois la roche décarbonatée, la partie détritique est traitée par granulométrie. Les faciès grossiers sont étudiés à l'aide d'un tamisage (série de tamis A.F. NOR) déterminant une série de fractions dont les pourcentages sont calculés par rapport au poids total de la roche décarbonatée. Un seul échantillon de faciès marneux (S.J. F1) a été analysé par densimétrie (Mériaux 1954). Ces résultats permettent d'obtenir les paramètres suivants :

- C, premier centile ou diamètre des grains correspondant à 1 % du poids de roche décarbonatée ;
- M, médiane ou diamètre des grains correspondant à 50 % du même poids.

Ces deux paramètres, portés sur un repaire à coordonnées logarithmiques, déterminent un diagramme corrélable avec un diagramme-type de Passega (1957). Il comporte trois parties depuis les éléments fins jusqu'aux éléments grossiers (fig. 36) :

- une partie horizontale dont on ne voit en fait que le début correspondant aux sédiments les plus fins ;
- une partie oblique à peu près parallèle à la droite  $M = C$  ;
- une partie verticale, correspondant aux sédiments les plus grossiers et se terminant par des sédiments de l'ensemble supérieur du Turonien.

Une telle disposition est caractéristique de sédiments transportés par "des rivières ou des courants tractifs" (Passega 1957, p. 1973, fig. 12).

## 3 - Les granulométries de la fraction sableuse -

Après sa décarbonatation, le sable est déferruginisé, passé à l'hexamétaphosphate de sodium (110 g/l) pour faire défloculer les argiles, puis lavé sur tamis de 50  $\mu$ . Les pourcentages pondéraux des résidus de tamisage (série A.F. NOR.) sont calculés à partir du poids de la fraction supérieure à 50  $\mu$ . Les paramètres suivants apparaissent sur les courbes cumulatives :

les déciles P 10 et P 90 ;

les quartiles Q 25, Q 75 et la médiane Md .

Ils permettent de calculer les coefficients :

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_{25}}{Q_{75}}} ;$$

$$A_s = \frac{Q_{25} \times Q_{75}}{M_d^2} ;$$

$$A_c = \frac{Q_{25} - Q_{75}}{2 (P_{10} - P_{90})} .$$

Ces valeurs sont portées sur la figure 35.

Certaines courbes présentent un léger palier pour des diamètres fins. Ce phénomène peut être interprété par un départ de particules fines à la suite d'une remobilisation. Il peut également s'agir d'un mélange entre un apport grossier et un apport fin. Dans cette hypothèse, j'ai effectué les corrections de P. Macar qui permettent d'obtenir les courbes granulométriques de chaque apport. Chacune de ces courbes se superpose à l'un des domaines granulométriques correspondant aux deux faciès, grossier et fin.

Un échantillon de Cénomaniens inférieur et moyen (LV. A5, fig. 37) et les grès du Turonien inférieur (SJ. H5 et SJ. H6, fig. 38) présentent des caractéristiques granulométriques voisines. Leurs médianes valent respectivement 0,31 mm, 0,33 mm et 0,25 mm ; le sable SJ. H6 est plus fin que les deux autres. Le classement est bon dans les trois cas. Au niveau du tri, Cénomaniens et Turonien inférieur se différencient : les grains grossiers sont mieux triés que les grains fins ( $A_s = 0,84$ ) dans le sable LV. A5, alors que les grains fins sont les mieux triés dans les sables du Turonien inférieur (1,14 et 1,11 respectivement).

Avec l'ensemble moyen (fig. 39) et l'ensemble supérieur (fig. 40) du Turonien, trois types de courbes granulométriques

apparaissent :

- Le premier type forme un domaine grossier groupant la majorité des grès et des sables. La moyenne des médianes vaut 0,52 mm pour l'ensemble moyen et 0,55 mm pour l'ensemble supérieur.
- Le deuxième type forme un domaine fin groupant quelques sables fins, et la majorité des marnes noires de l'ensemble supérieur ; un seul sable de l'ensemble moyen (SJ. H10) appartient à ce domaine granulométrique. Les médianes de ce domaine valent 0,08 mm pour l'ensemble moyen et 0,10 mm, valeur moyenne, pour l'ensemble supérieur.
- Le troisième type groupe les courbes bimodales. Les corrections de P. Macar suppriment ce type de courbes ; les nouvelles courbes obtenues se répartissent dans les deux domaines définis auparavant (fig. 41).

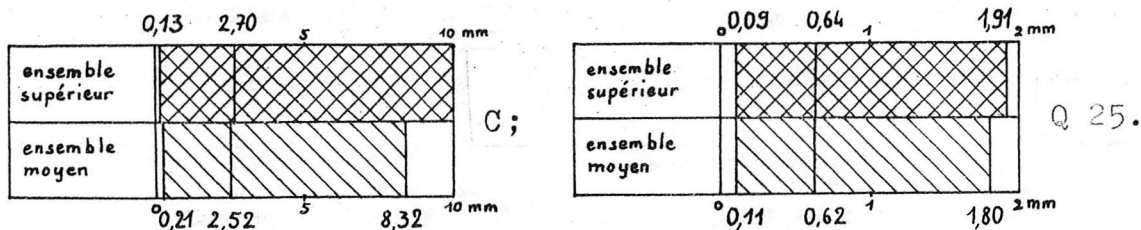
L'existence de ces deux domaines granulométriques amène deux réflexions.

- Tout d'abord chaque domaine définit, à mon avis, un apport particulier. L'un des apports est en général unique à une époque donnée, mais le passage d'un apport fin à un apport grossier se fait par une zone de mélange (fig. 42). L'absence de médiane entre 0,15 mm et 0,31 mm illustre sans doute le fait que chaque domaine est lié à un apport particulier, grossier ou fin.
- La fissuration des quartz observée en lame mince ne semble pas avoir d'influence sur la granulométrie. Ce phénomène affecte les grès de l'ensemble moyen et les faciès grossiers de l'ensemble supérieur du Turonien et devrait se traduire par l'absence de valeurs élevées de la médiane. Il n'en est cependant rien : les médianes du domaine grossier ont des moyennes de 0,52 mm et 0,55 mm pour les deux ensembles concernés. Je ne pense pas que le rapport entre les grains monocristallins et polycristallins donne la valeur de la fissuration. Une fissuration abondante devrait aboutir à la prédominance des grains monocristallins sur les autres ; or les valeurs les plus élevées du rapport se rencontrent dans les faciès marneux (p. 77) où aucune fissuration n'est visible (p. 54).

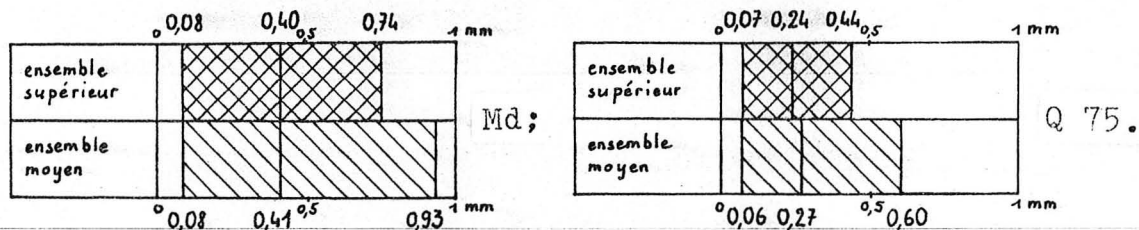
Si l'on étudie la répartition des paramètres granulométriques dans les ensembles moyen et supérieur du Turonien,

on constate des différences plus sensibles sur les valeurs extrêmes que sur les moyennes.

- Le premier centile, C, et le premier quartile, Q 25, montrent une plus grande homogénéité pour l'ensemble moyen que pour l'ensemble supérieur.

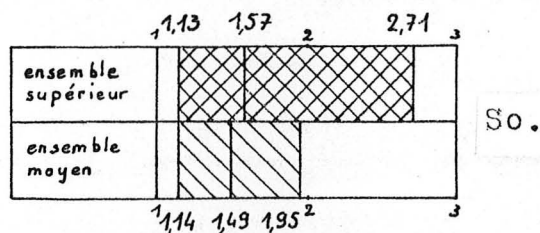


- La médiane, Md, et le troisième quartile, Q 75, montrent une plus grande homogénéité pour l'ensemble supérieur que pour l'ensemble moyen



Dans le domaine granulométrique fin, les deux ensembles sont identiques (fig. 43). A partir de 0,80 mm environ pour Q 25, les deux ensembles se séparent nettement (fig. 43). Alors que les valeurs de Q 75 n'augmentent pas lorsque Q 25 augmente dans l'ensemble supérieur, les valeurs des deux paramètres augmentent simultanément dans l'ensemble moyen.

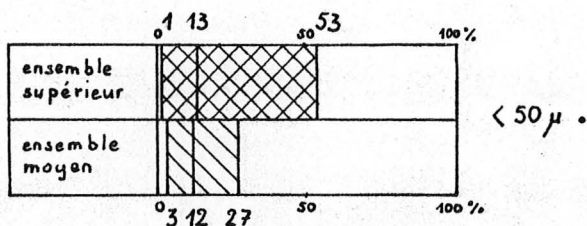
Les sables étudiés sont en majorité bien classés (fig. 44). Ceux du domaine fin le sont mieux que ceux du domaine grossier. Les sables SJ. F17, SJ. F18 et SJ. C13, situés au-dessus du conglomérat du Turonien supérieur, sont relativement mal classés. Le classement est meilleur pour l'ensemble moyen que pour l'ensemble supérieur.



Le coefficient d'asymétrie présente une plus grande homogénéité générale que le coefficient de classement. La majorité des sables du domaine fin possède un tri meilleur pour les grains fins que pour les grains grossiers (fig. 45). La majorité des sables du domaine grossier possède un tri meilleur pour les grains grossiers que pour les grains fins. Comme c'est le cas pour le coefficient de classement, l'ensemble moyen du Turonien est plus homogène que l'ensemble supérieur.

En résumé, ensembles moyen et supérieur du Turonien se différencient par les caractères suivants :

- pour la partie grossière (C, Q 25), l'ensemble moyen est légèrement plus homogène que l'ensemble supérieur ;
- pour la partie plus fine (Md et Q 75), l'ensemble supérieur est plus homogène que l'ensemble moyen ;
- la distribution granulométrique plus étalée dans l'ensemble supérieur que dans l'ensemble moyen se traduit par un étalement du coefficient de classement plus important dans le premier que dans le dernier ;
- de plus, la proportion de la fraction inférieure à  $50 \mu$  est moins importante dans l'ensemble moyen que dans l'ensemble supérieur.



- l'homogénéité de l'ensemble moyen est peut-être une cause de l'altération que cet ensemble a subie.

#### LES ELEMENTS CONSTITUTIFS.-

Les différents constituants des roches sont étudiés sous l'aspect qualitatif et sous l'aspect quantitatif, c'est-à-dire la nature pétrographique et la proportion des différents composants : ciment et minéraux.



1 - Composition pétrographique des conglomérats (fig. 46).

Cénomaniens, Turoniens et Campaniens contiennent des niveaux conglomératiques. Parmi ceux-ci, le conglomérat de base du Turonien à Jeu (Salavas) et le Campanien en bordure de la faille d'Alès sont composés d'éléments urgoniens à 100 %. Le conglomérat du Cénomaniens inférieur et moyen, celui de l'ensemble supérieur du Turonien et ceux du Campanien situés dans la partie orientale de cette formation contiennent des éléments variés qui font l'objet de cette étude. Quatre niveaux sont analysés :

- dans les grès et sables de Labastide-de-Virac (Cénomaniens inférieur et moyen), à la base du sable LV. A9 c'est-à-dire en équivalence latérale avec la lentille ligniteuse qui a permis la datation de cette formation (fig. 7 a) ;
- dans la partie supérieure de l'ensemble supérieur du Turonien en général ; les comptages ont été effectués sur le niveau situé à Salavas (colline de Jeu), au bord de l'Ardèche ; il s'agit du banc SJ. F16 (fig. 18) ;
- deux niveaux ont été étudiés dans le Campanien de Salavas ; le premier, C1, est situé dans la partie inférieure de la formation, un peu au-dessus de la lentille fossilifère qui a permis sa datation (fig. 26) ; le second, C2, est situé dans la partie médiane de la série, à l'Est de la ferme de la Roche (fig. 26).

La comparaison des résultats (fig. 46) fait apparaître une nette évolution entre les étages et au sein du Campanien.

- Trois éléments sont communs aux quatre conglomérats ; ce sont le quartz et les deux types de silex : d'une part des silex roux (dominants) ou gris, d'autre part ces mêmes silex recouverts d'une patine noire (p. 23) et nommés silex noirs ou cailloux noirs (Sornay 1950).

Leur distribution est la suivante, en pourcentages.

	LV. A9	SJ. Fl6	C 1	C 2
quartz	67	42	57	86
silex	23	17	34	11
silex noirs	10	41	9	3

Silex et quartz sont arrondis ; ils sont essentiellement décimétriques au Turonien et centimétriques au Cénomaniens et au Campanien. Les silex noirs sont émoussés et portent souvent des facettes ; leur surface semble plus corrodée au Campanien que dans les deux autres étages, sans doute parce que ces éléments proviennent d'une reprise du Turonien. Le silex est prépondérant au Turonien, le quartz au Campanien. Au sein du Campanien, la proportion des silex diminue vers le haut de la formation.

- Les éléments gréseux issus du Turonien indifférencié entrent dans la composition des conglomérats du Turonien et du Campanien. Ces galets sont peu abondants dans les deux premiers niveaux (4 % dans SJ. Fl6, 3 % dans C1), mais nombreux dans le troisième (27 % dans C2). Leur aspect est différent dans chacun des étages : au Turonien, les galets sont très arrondis ; au Campanien, ce sont des morceaux de bancs à peine émoussés. Le transport est plus long pour le conglomérat du Turonien supérieur que pour le Campanien.

- Les autres éléments sont caractéristiques de chaque étage. Dans le conglomérat du Turonien supérieur, les galets du Néocomien et du Bédoulien sont rares et très arrondis. Ils appartiennent au substratum. Dans la région de Vallon-Pont-d'Arc, le Néocomien est recouvert par l'urgonien ; les éléments de ce type ont donc une origine lointaine à rechercher dans la province vocontienne (au Nord-Est) où le faciès urgonien n'existe pas. 1 % des éléments proviennent du socle métamorphique ; celui-ci affleure actuellement loin à l'Ouest et au Nord-Ouest, plus loin encore au Nord et au Nord-Est (fig. 1). Ni le Jurassique ni le Trias ne sont représentés dans ce conglomérat, soit parce que ces éléments ont été totalement altérés durant le

transport, soit parce que ces terrains étaient totalement recouverts par le Crétacé inférieur.

Dans le Campanien, les éléments urgoniens, coniaciens et d'altérites sont identiques aux faciès locaux. Ils sont à peine émoussés comme ceux issus du Turonien déjà cités. Ces éléments ont des tailles variées, du gravier (altérites) au bloc (urgonien) ; le transport a été bref. On remarque, d'Ouest en Est, une décroissance de la taille des éléments et de la puissance des conglomérats par rapport à la série totale ; ceci permet de penser que ces produits proviennent d'un compartiment situé à l'Ouest de l'actuelle faille d'Alès où la série, de l'urgonien au Crétacé supérieur, manque actuellement. Les éléments d'altérites sont des grès ou des argiles ferrugineux, décimétriques pour les premiers, centimétriques pour les seconds. Ces faciès se rencontrent dans le Turonien (ucétien) et dans le Santonien ; leur altération est donc déjà réalisée au Campanien.

En conclusion, les éléments des conglomérats du Cénomaniens et du Turonien supérieur sont bien roulés, parfois d'origine lointaine (quartz filonien par exemple). Les éléments présents dans le Campanien sont peu évolués et locaux ; leur mise en place est contemporaine du soulèvement d'un compartiment situé à l'Ouest d'une faille cévenole.

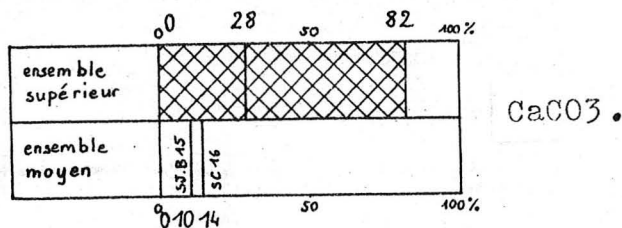
## 2 - Les calcimétries.

Les calcimétries sont effectuées par dosage de l'acide chlorhydrique restant après décarbonatation.

Les ensembles inférieur et supérieur du Turonien possèdent des faciès à ciment calcaire (fig. 48). Dans un faciès donné, le taux de calcaire varie peu (fig. 35):

- faciès calcaire : 62 à 83 %,
- faciès marneux : 18 à 39 %,
- faciès gréseux : 27 à 44 %,
- faciès sableux : 0 à 7 %.

Ceci se traduit, pour l'ensemble supérieur, par une large répartition du taux de calcaire : de 0 % à 82 %, avec une moyenne de 28 %.



Dans ce contexte, l'ensemble moyen du Turonien se caractérise par l'absence totale de calcaire (fig. 48). Ce résultat est sans doute lié à une décarbonatation par altération de grès ou de sables contenant au moins quelques pourcentages de calcaire.

### 3 - Les minéraux légers.

Les minéraux légers sont largement dominés par le quartz. Les grains sont essentiellement transparents et incolores, sans forme propre ; ils font l'objet d'une étude détaillée (p. 77). Une autre catégorie de quartz, 1 % environ, est représentée par des grains blancs opaques. Les grains de quartz rose ou les grains bipyramidés (pl. V, fig. 1) sont rares quoique présents dans presque chaque sable.

La muscovite est toujours abondante dans les fractions granulométriques inférieures à 0,315 mm en moyenne.

La glauconie est soit présente (1 % au moins), sous forme de grains mamelonnés, soit absente (fig. 48). Si l'on excepte les faciès d'altération, la glauconie est constante du Bédoulien supérieur au Coniacien. Elle est absente des faciès tavier et ucétien ; cependant elle existe au sommet de ce dernier (faciès mixte, p. 57) et montre des traces d'altération. Cela indiquerait que son absence n'est pas originelle, mais tardive.

Les feldspaths (orthose) sont rares. Ils sont présents

dans les fractions grossières, supérieures à 0,40 mm, des ensembles inférieur et supérieur du Turonien ; ils n'existent cependant pas dans tous les bancs gréseux. Ils ne sont pas présents dans le Cénomaniens (LV.A5 par exemple) ou dans l'ensemble moyen du Turonien. Dans ce dernier cas, la présence de feldspaths altérés au sommet de l'ucétien (p. 54) pourrait être en faveur d'une disparition tardive parallèle à celle de la glauconie.

#### 4 - Les minéraux lourds.

Les minéraux lourds, de densité supérieure ou égale à 2,9, occupent une très faible proportion de la fraction sableuse comprise entre 0,50 et 0,05 mm (fig. 35). Parmi les minéraux opaques, la pyrite est dominante. Les minéraux transparents sont la tourmaline, le zircon et la monazite, les oxydes de titane, la staurotite, le disthène, le grenat, l'andalousite (fig. 47). Seuls ont été comptés les minéraux lourds transparents de la fraction 0,16 - 0,05 mm (dét. G. Latreille).

- La tourmaline se présente sous forme de prismes ou de morceaux de prismes (pl. I, fig. 6), en général légèrement émoussés. La tourmaline brune est la plus abondante. La tourmaline verte existe toujours en proportion non négligeable (de 1 % à 16,5 %). La tourmaline bleue n'est pas toujours présente.

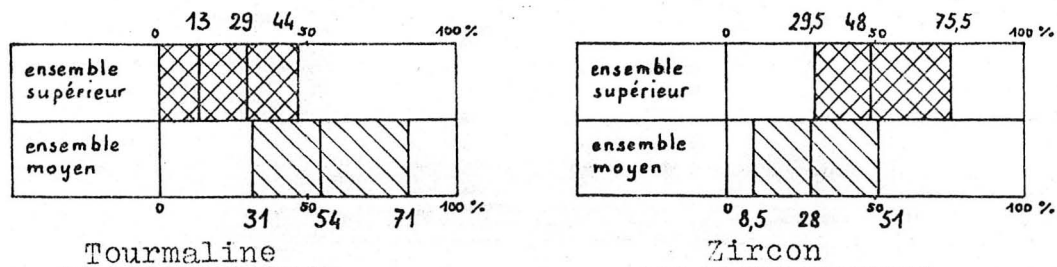
- Le zircon est surtout représenté par des prismes incolores, rarement zonés. Le zircon jaune et la monazite jaune, généralement arrondie (pl. I, fig. 4), n'ont pas été séparés ; leur proportion est dans la plupart des sables inférieure ou égale à 5 %. Seul le banc SJ.H 5 de l'ensemble supérieur du Turonien contient 32 % de ces deux espèces.

- Parmi les oxydes de titane, l'anatase est la plus abondante, sous forme de tablettes d'aspect très frais.

- La staurotite se présente en éclats un peu émoussés et dans l'ensemble peu altérés. Quelques individus montrent des canaux parallèles à l'axe c du cristal selon A. Vatan (1956) ; ces derniers sont à peine plus accentués dans l'ensemble moyen du Turonien que dans les autres sables étudiés.

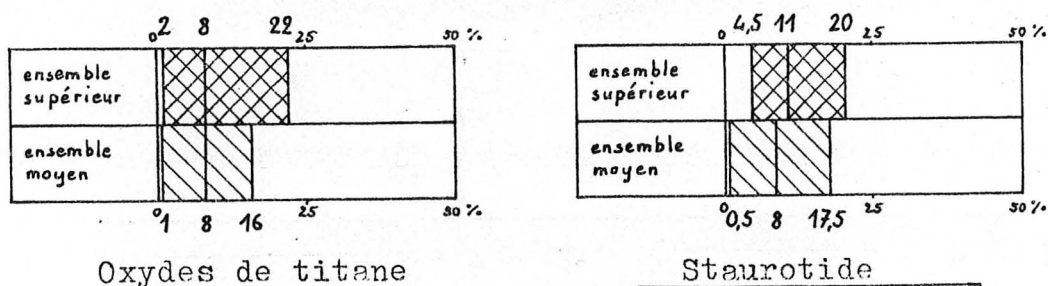
- Le grenat et l'andalousite sont généralement altérés.

Les résultats (fig. 47) font apparaître une nette prédominance du zircon et de la tourmaline dans tous les sables. La tourmaline est plus abondante dans l'ensemble moyen que dans l'ensemble supérieur du Turonien.



Cette répartition est, comme toujours, liée à la granulométrie (se rapporter aux schémas de répartition de Md et Q 75, p. 63). Tous les auteurs sont d'accord pour dire qu'un sédiment relativement grossier est riche en tourmaline alors qu'un sédiment relativement fin est riche en zircon. Le banc SJ.B 14 est à ce point de vue exceptionnel : il contient beaucoup de tourmaline en éclats minuscules d'aspect très frais.

Les oxydes de titane et la staurotite sont partout présents, un peu plus dans l'ensemble supérieur que dans l'ensemble moyen du Turonien. Ces minéraux suivent le comportement du zircon.



Le disthène est presque toujours présent. Sa proportion est comprise entre 0,5 % et 2,5 %. A cela s'opposent deux exceptions : son absence dans la partie inférieure du Turonien (1 individu dans SJ.H 3, aucun dans SJ.H 4) et son abondance dans le sable SJ.B 6 (6,5 %) - (fig. 47).

Le grenat est absent du faciès ucétien (fig. 48) ; ce fait est identique à ce qui se passe pour la glauconie et l'orthose.

Les deux minéraux dominants, tourmaline et zircon, sont ubiquistes ; le grenat est présent dans le socle cévenole et

vélaunien ; la staurotite et le disthène, connu dans les sédiments à partir du Crétacé supérieur seulement, peuvent donner des indications sur la province d'origine des grès et sables. Ces deux minéraux sont absents des cortèges minéralogiques des schistes des Cévennes, des schistes de la Beaume et des gneiss de l'Ardèche (Weissbrod 1967) connus actuellement à l'Ouest de la région étudiée (fig. 1). Le Trias qui affleure de Dijon à Valence sur la bordure orientale du Massif Central est pauvre en staurotite ; il contient des oxydes de titane, plus abondants dans les grès inférieurs que dans les grès supérieurs où l'anatase n'existe pas (Courel, 1973, p. 82-83). Les minéraux lourds du Crétacé supérieur ne proviendraient pas d'un remaniement du Trias valentinois dont la teneur en staurotite et anatase semble trop faible pour alimenter le Crétacé supérieur. Dans cette région, l'association staurotite-disthène est actuellement caractéristique des migmatites du Velay qui affleurent au Nord du Bas-Vivarais (Piboule, communication orale). Tous ces faits seraient en faveur de l'origine nordique des particules détritiques, ce qui s'ajoute à la décroissance du taux de détritisme en direction du Sud (p. 31).

J'ai effectué quelques essais d'exoscopie sur des minéraux lourds de l'ensemble inférieur du Turonien, non altéré, et de l'ensemble moyen, altéré. Le but recherché est de mettre en évidence les effets éventuels de l'altération sur ces minéraux.

- Ensemble inférieur : banc S.J.H 5.

Les grenats sont marqués par des figures de dissolution ; les faces sans dissolution ont une structure mamelonnée : des globules (siliceux ?) diagénetiques parsèment toute la surface des grains (pl. I, fig. 1). Les tourmalines sont des morceaux de prismes aux extrémités cassées puis arrondies ; quelques traces de choc sont visibles sur les arêtes, mais elles sont peu marquées et très émoussées ; les globules siliceux sont présents et tendent à cristalliser en fleurs ; quelques traces de dissolution existent. Les staurotides portent des fleurs de silice dans les dépressions ; des traces de choc sont exploitées par de la dissolution. Certains zircons montrent quelques traces de choc à proximité des sommets ; la structure zonée de

certaines autres apparaît lorsque la couche cristalline superficielle saute, sans doute sous l'effet d'un choc. La monazite, difficile à séparer du zircon jaune, est ici mise en évidence par des traces de choc plus marquées et par une dissolution poussée sur toute la surface (pl. I, fig. 4).

- Ensemble moyen : bancs S.J.B 3 et S.J.B 7.

La dissolution est plus poussée que dans l'ensemble inférieur : elle affecte toute la surface des andalousites et des staurotides ; elle est limitée à la proximité des clivages sur le disthène. Les fleurs de silice sont abondantes sur toutes ces espèces. Des filaments et un spicule triaxone hexactine sont visibles sur certaines faces de staurotides.

- En conclusion, l'exoscopie des minéraux lourds est assez décevante : des traces de choc apparaissent sur de nombreuses espèces, mais elles sont en général peu marquées ; seule la staurotite possède un comportement semblable à celui du quartz. Pour les grenats, la dissolution est très importante, les traces de choc sont inexistantes ; il se peut que la dissolution exploite les traces de choc au point de les faire disparaître. Les "fleurs de silice" sont étonnantes, parfaitement identiques à celles des quartz ; seul un examen à la microsonde peut confirmer leur nature.

Dans le Crétacé supérieur, certaines staurotides présentent ces canaux qui semblent confondus avec l'axe c du cristal. Or l'observation de quelques-unes au microscope électronique à balayage fait apparaître les trois directions cristallographiques. Les structures sont en relief ou en creux (pl. I, fig. 5). Je pense qu'elles sont liées à la dissolution car elles sont beaucoup plus nettes dans l'ensemble moyen que dans l'ensemble inférieur.

##### 5 - La minéralogie des argiles.

J'ai étudié les argiles des principaux faciès du Turonien (marnes, grès et sables) et de quelques niveaux marneux du Coniacien et du Campanien. La méthode utilisée pour l'extraction de la fraction détritique inférieure ou égale à  $2\mu$  est celle du Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg. Trois espèces sont présentes : smectites, illite et kaolinite (fig. 48).



- Ensemble inférieur du Turonien : banc SJ.H 4 (fig. 49).

La kaolinite est dominante (51 %), puis viennent les smectites (37 %) et enfin l'illite (12 %).

- Ensemble supérieur du Turonien.

D'une manière générale, les smectites dominent largement dans la fraction argileuse (fig. 48). La proportion de kaolinite dépend des faciès (fig. 49) :

- dans les marnes la kaolinite est inexistante ou présente en faible proportion (15 % au maximum dans le niveau marneux de SJ.F 21) ;

- dans les grès et sables la kaolinite est abondante : 42 % dans le niveau gréseux de SJ.F 21, 58 % dans SJ.C 5 ; ces valeurs sont voisines de celle de l'ensemble inférieur.

La teneur moyenne de l'illite est de 11 % ; sa teneur maximale est de 28 % dans SJ.A 6.

- Ensemble moyen du Turonien.

A la présence constante des smectites dans les deux ensembles carbonatés du Turonien s'oppose leur absence presque totale dans le faciès ucétien (fig. 48) sauf dans certains faciès particuliers (fig. 50).

Les sables et le grès SC 16 contiennent de la kaolinite (fig. 50) et des traces d'illite (9 % au maximum dans SC 16).

La base du banc SC 4, légèrement cimentée par des oxydes ferriques, est exceptionnelle : la présence des smectites y est importante (21 %). Le grès fin à ciment calcaire SJ.B 15 contient 10 % environ de smectites.

Les niveaux argileux intercalés dans les sables contiennent assez souvent des smectites ; leur teneur est fonction de leur couleur. Les niveaux noirs, ligniteux, sont les moins altérés. Les relations entre ces niveaux sont illustrées par les schémas suivants (voir aussi les figures 14 et 17) :

n° bancs	nature, couleur	smectites %	épaisseur m
SJ.B 13	argile noire	8	0,12
SJ.B 12	argile blanche	0	0,08
SJ.B 11	argile rouge	0	0,10
SJ.B 10	sable bigarré	0	1,90

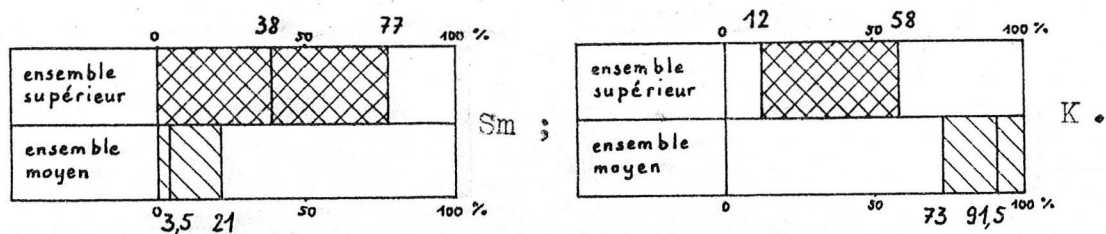
n° bancs	nature, couleur	smectites %	épaisseur m
	argile rouge	0	0,02
SC 4	sable bigarré	0	1,50
	grès bigarré	21	0,50
	argile rouge	7	0,50
	argile jaune	10	0,50
SC 3	argile noire	18	0,50
	argile jaune	10	0,50
	argile rouge	7	0,50
SC 2	sable bigarré	0	13

Le niveau SJ.B 12 est interprété comme une argile ligniteuse où les lignites ont été blanchis par lessivage (Triat, communication orale).

Dans le banc SC 3, la forme des pics de smectites est intéressante à considérer (fig. 50). Dans le niveau noir, le pic est aigu, tandis que dans les deux autres niveaux argileux il est émoussé et aplati. Cet aspect traduit le mauvais état du



minéral dont les feuillets sont ouverts. Depuis l'argile noire jusqu'au sable, on assiste à une évolution qui correspond à la disparition progressive des smectites par altération ; corrélativement, la proportion de kaolinite augmente. Cet antagonisme des deux minéraux ressort d'une comparaison entre les ensembles moyen et supérieur du Turonien.



L'ensemble moyen contient essentiellement de la kaolinite (91,5 % en moyenne) et peu de smectites (3,5 % en moyenne). L'ensemble supérieur contient essentiellement des smectites (77 % en moyenne) et un peu de kaolinite (12 % en moyenne). Une telle opposition s'explique par remplacement des smectites par la kaolinite dans les faciès d'altération. Les niveaux argileux noirs qui possèdent des débris ligniteux et des smectites sont les niveaux les moins altérés ; les niveaux argileux jaunes sont moins altérés que les rouges. L'épaisseur des bancs d'argile intervient, c'est-à-dire que la perméabilité est un facteur contrôlant l'altération ; ceci est également visible dans le banc SC 4 dont la base, légèrement cimentée, contient des smectites : le ciment, même partiel, diminue la perméabilité.

L'altération progresse dans toutes les directions : la position du niveau SC 3 noir, au centre du banc, s'explique par le fait que ce banc épais arrête les solutions percolantes. La base du banc argileux est altérée per ascensum, le sommet, latéralement et per descensum.

Le quartz présent dans la fraction argileuse correspond sans doute aux éclats qui cimentent le silcrete du banc SC 1. Ces éclats pourraient avoir été produits par la fissuration des grains puis entraînés par les eaux percolantes.

#### - Coniacien.

Une lentille marneuse, sur le flanc Nord de la colline de Jeau (Salavas), contient autant de smectites que de kaolinite : 44 % (fig. 48).

- Campanien : banc SL 2 et base du banc SL 5 (fig. 27).

Le tableau ci-après permet de comparer la composition de ces deux bancs avec la composition moyenne des deux faciès du Turonien sous-jacent.

ARGILES	TURONIEN		CAMPANIEN	
	faciès marno-calcaire	faciès ucétien	SL 2	SL 5
smectites	69 %	3,5 %	31 %	54 %
illite	12 %	5 %	44 %	26 %
kaolinite	18 %	91,5 %	25 %	20 %

Si les espèces minérales sont identiques à celles des dépôts sous-jacents, la teneur en illite est beaucoup plus importante que dans le Turonien ; elle ne peut provenir du seul lessivage de ce dernier. Les deux autres espèces ont des proportions semblables à celles du faciès marno-calcaire du Turonien.

#### 6 - Les oxydes de fer.

Les radiogrammes de poudre effectués sur plusieurs bancs du Turonien font ressortir la répartition et la minéralogie des oxydes ferriques (fig. 48).

Les oxydes de fer, hématite et goethite, sont uniquement localisés dans les bancs jaunes et rouges du faciès ucétien (ensemble moyen du Turonien). Dans la coupe SC la minéralogie de ces oxydes varie en fonction de la couleur des différents faciès.

minéraux	SC 3	SC 3	SC 3	SC 4	SC 4	SC 13	SC 14
	noir	jaune	rouge	grès rouge	argile rouge	gris	violet
goethite		+	+	+	+		+
hématite			+		+		+

La goethite se trouve dans tous les faciès colorés. L'hématite est présente dans des faciès particuliers tels que les parties les plus grossières du sable SC 14 (fig. 14), mais surtout les niveaux argileux (SC 3 et sommet de SC 4, fig. 14). Dans ce dernier cas, l'hématite caractérise les "cuirasses de nappe" situées au sein d'une nappe aquifère (Triat 1979).

#### LES GRAINS DE QUARTZ DE LA FRACTION 0,500 - 0,315 mm.

##### 1 - L'origine des grains de quartz.

Selon J. C. Samama (1969) le rapport  $\frac{Mo}{Po}$  <sup>+</sup> renseigne sur la nature de la roche-mère :

- un rapport très supérieur à 1 indique un apport dominant à partir d'une roche-mère granitique ;
- un rapport de l'ordre de 0,1 indique un apport dominant à partir d'une roche-mère métamorphique.

##### - Cénomaniens inférieur et moyen : banc LV.A 5 (fig. 35).

Le rapport (2,8) indique une origine plutôt granitique.

##### - Ensemble inférieur du Turonien : bancs SJ.H 5 et SJ.H 6 (fig. 35).

Pour SJ.H 5, l'origine des grains est mixte avec une plus grande richesse en grains d'origine granitique ( $\frac{Mo}{Po} = 1,9$ ). Pour SJ.H 6, elle semble plutôt granitique ( $\frac{Mo}{Po} = 3,1$ ).

##### - Ensemble moyen du Turonien (fig. 35 et 51).

La valeur moyenne du rapport (2,0) indique une origine mixte avec des apports granitiques légèrement dominants ; certains bancs possèdent des grains de quartz d'origine plus franchement granitique : ce sont SJ.B 6, SJ.B 7 et SJ.B 15 pour lesquels  $\frac{Mo}{Po}$  est supérieur à 3.

Le rapport ne semble pas varier en fonction de la médiane (fig. 51).

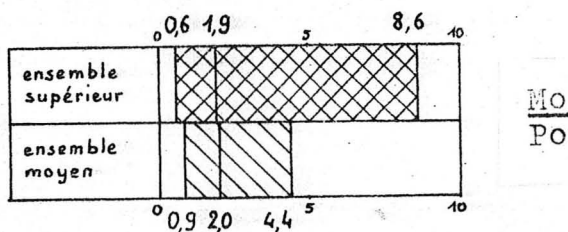
##### - Ensemble supérieur du Turonien (fig. 35 et 51).

La valeur moyenne du rapport, très proche de celle de

---

+ Mo : grains monocristallins ; Po : grains polycristallins  
(cf. microfaciès).

celle de l'ensemble moyen (1,9), conduit à la même conclusion sur l'origine des grains de quartz. Les valeurs supérieures à 3 sont plus importantes que dans l'ensemble moyen comme le montre le schéma suivant.



Dans cet ensemble le rapport semble évoluer en fonction de la médiane (fig. 51). En particulier, pour les valeurs les plus basses de la médiane le rapport  $\frac{Mo}{Po}$  est très grand (8,6 au maximum). Dans les marnes sableuses les grains polycristallins se sont fragmentés au cours de leur évolution de sorte qu'il ne reste que des grains monocristallins. Ce fractionnement aboutit aux faciès fins où les médianes sableuses sont de l'ordre de 0,10 mm. Dans ce cas le rapport indique sans doute plus le degré d'évolution des quartz détritiques que leur origine.

Mais il est possible de penser que ces valeurs élevées du rapport  $\frac{Mo}{Po}$  traduisent l'origine granitique des grains. Dans ce cas, cette différence d'origine s'accompagne d'autres différences portant sur le transport : la granulométrie est ainsi plus fine, les sédiments sont mieux classés, les influences continentales (exoscopie) sont moins sensibles que pour les faciès grossiers.

## 2 - La morphoscopie (fig. 35).

Dans tous les faciès la prépondérance des grains émoussés luisants traduit une évolution poussée en milieu marin.

Les grains ronds mats, éoliens, sont peu nombreux ; presque tous possèdent des arêtes lisses, émoussées, qui témoignent d'une évolution aquatique postérieure à l'évolution éolienne.

Les grains non usés sont rares et possèdent presque tous des arêtes légèrement émoussées. Certains de ces grains se révèlent appartenir à l'une des catégories précédentes selon la face observée. Il s'agit souvent de grains polycristallins

émoussés luisants ou ronds mats, cassés peut-être lors de la reprise aquatique ou lors de l'altération (fissuration observée en lame mince).

L'histoire des grains de quartz débute par une éolisation qui laisse peu de traces et se poursuit par une évolution marine poussée. L'exoscopie apporte de nombreuses précisions sur cette histoire.

### 3 - L'exoscopie.

Quelques grains de chaque catégorie morphoscopique sont observés au microscope électronique à balayage. Cet examen apporte des renseignements sur l'évolution physique et chimique des échantillons de sable analysés : les différentes figures observées à la surface des grains, d'abord décrites, permettent de reconstituer ensuite l'histoire des sédiments (Le Ribault 1977).

#### a) Les figures observées.

Sur tous les grains, les sommets et les arêtes sont émoussés ou arrondis et très souvent entaillés par de grandes cupules de choc aux bords émoussés (pl. II, fig. 1 par exemple). Ces cupules se forment dans des milieux de transport de haute énergie, de même que la trace de broyage observée sur un seul grain (pl. IV, fig. 2). Des traces en V et en croissant de toutes tailles (pl. V, fig. 3 par ex.) ont également des bords usés. La coexistence de traces de choc de forme et de taille variées, avec des degrés d'usure identiques, indique un milieu éolien.

Les traces d'action chimique appartiennent à deux types : néoformation et dissolution.

Les pellicules de nourrissage sont rares et ne subsistent que sous forme de lambeaux (pl. IV, fig. 3) ; elles caractérisent des dunes littorales. Les néogénèses de quartz pyramidés sont émoussées lorsqu'elles apparaissent sur des faces (pl. II, fig. 5), ou des dépressions à peine marquées. Elles sont mieux conservées dans les dépressions plus profondes (pl. II, fig. 6) ; ces néogénèses caractérisent les milieux margino-littoraux tels que les marécages ou les chenaux de

la plaine deltaïque. Les fleurs de silice, généralement à symétrie d'ordre 4, sont plus ou moins fraîches selon l'époque de leur formation : certaines sont presque totalement dissoute, il n'en subsiste que les parties cristallisées en quartz (pl. II, fig. 8) ; cette première catégorie de fleurs est contemporaine des néogènes, elle est localisée sur des faces ; la seconde catégorie est formée de fleurs présentant au plus une légère dissolution, localisées dans des dépressions (pl. III, fig. 4 par ex.) ; il s'agit de fleurs tardives. La plus grande partie de la surface des grains est recouverte par une pellicule de néoformation en relation avec les fleurs ; cette pellicule n'existe pas aux points de contact entre les grains (surfaces protégées), ce qui permet de lui attribuer une origine pédogénétique ; la pellicule correspond à un dépôt rapide de silice par des solutions sursaturées, tandis que dans les dépressions les eaux circulent mal et la cristallisation en fleurs est possible. Sur les surfaces inclinées la pellicule en cours de formation est entraînée par la pesanteur et donne naissance aux coulées siliceuses (pl. V, fig. 6), preuve supplémentaire de l'origine pédogénétique de ces néoformations.

Les traces de dissolution ont deux origines possibles. Certaines figures affectent la surface du quartz à partir des traces de choc (pl. II, fig. 2 par ex.) ; elles sont localisées sur les arêtes et les faces ; il s'agit de dissolution marine. D'autres figures se rencontrent au fond de dépressions (pl. IV, fig. 8 par ex.) et, contrairement aux précédentes, n'existent jamais sur les surfaces protégées : cette dissolution, produite par des solutions sous-saturées qui circulent dans les canaux créés par les dépressions des grains, est pédogénétique ; si une néoformation existe antérieurement à la dissolution, les deux actions étant pédogénétiques, les figures de dissolution se surimposent sur les fleurs ou la pellicule (pl. III, fig. 6).

Des bactéries ou des filaments sont parfois fixés à la surface des grains. Les bactéries existent sur des grains porteurs soit de néogènes de quartz deltaïques soit d'une pellicule dunaire ; elles semblent donc appartenir à cette étape de l'histoire des grains et non pas à la pédogénèse.





b) L'histoire des grains.

- Cénomaniens inférieur et moyen : banc LV.A 5, pl. II.

La première évolution est une éolisation responsable des traces de choc (pl. II, fig. 1 et 3).

Certains grains ont été immobilisés en milieu deltaïque : ils portent des quartz pyramidés ou des fleurs très usés sur des faces (pl. II, fig. 5 et 7) ou des quartz moins émoussés dans des dépressions (pl. II, fig. 6).

Tous les grains ont ensuite subi une évolution en milieu marin infratidal où s'est développée une dissolution de la surface du quartz (pl. II, fig. 2) et des néogenèses (pl. II, fig. 8).

L'immobilisation finale en milieu pédogénétique a entraîné la formation de surfaces protégées et d'une pellicule siliceuse, puis une légère dissolution dans des dépressions (pl. II, fig. 4).

- Ensemble inférieur du Turonien : bancs SJ.H 5 et SJ.H 6, pl. III.

L'éolisation initiale est responsable des traces de choc (pl. III, fig. 1).

Une reprise en milieu marin infratidal permet la dissolution de la surface du quartz (pl. III, fig. 2) et le polissage des traces de choc. La dissolution s'accompagne de la formation d'un voile siliceux amorphe (pl. III, fig. 7).

Après immobilisation, l'évolution pédogénétique est marquée par deux étapes :

la première, la plus importante, est une néoformation de silice sous forme d'une pellicule (pl. III, fig. 3 et 8) et de fleurs (pl. III, fig. 4 et 5) ;

la seconde est une dissolution légère localisée dans des dépressions (pl. III, fig. 6 et 8).

- Ensemble moyen du Turonien : pl. IV.

L'éolisation initiale est responsable des traces de choc (pl. IV, fig. 1 et 4) et d'une trace de broyage (pl. IV, fig. 2).

Certains grains ont été immobilisés dans des dunes littorales (pl. IV, fig. 3) puis repris par l'éolisation comme le montrent les traces de choc qui impressionnent la pellicule de nourrissage.

D'autres grains sont porteurs de néogénèses de quartz pyramidés (pl. IV, fig. 6) témoignant de leur immobilisation en milieu deltaïque.

Tous les grains ont ensuite subi une longue évolution marine infratidale responsable de dissolution (pl. IV, fig. 1 et 5), et du polissage des néogénèses précédentes.

L'immobilisation en milieu pédogénétique donne lieu à deux phénomènes :

le premier est la néoformation d'une pellicule (pl. IV, fig. 4) et de fleurs (pl. IV, fig. 7) ;

le second, le plus important, est une dissolution poussée dans les dépressions (pl. IV, fig. 8) et pouvant même affecter des faces (pl. IV, fig. 4).

- Ensemble supérieur du Turonien : pl. V.

La majorité des grains présentent des traces de choc (pl. V, fig. 2 et 3) causées par une éolisation initiale.

Certains grains possèdent des néogénèses de quartz pyramidés situées dans de légères dépressions (pl. V, fig. 5) ; elles sont dûes à une immobilisation en milieu deltaïque, de même que les fleurs apparaissant sur d'autres grains.

Quelques autres grains gardent les traces d'une pellicule de nourrissage formée dans des dunes littorales.

Tous les grains ont évolués en milieu marin infratidal, avec dissolution (pl. V, fig. 4), polissage des arêtes (pl. V, fig. 1) et des néogénèses précédentes.

Enfin l'immobilisation en milieu pédogénétique entraîne deux types de figures :

le premier, le plus important, est une néoformation de silice sous forme d'une pellicule (pl. V, fig. 6) et de fleurs (pl. V, fig. 7) ;

le second, restreint aux seuls bancs gréseux, est une dissolution dans des dépressions (pl. V, fig. 8).

c) Conclusion.

L'histoire des grains débute presque toujours par une éolisation. Les traces laissées par un environnement margino-littoral sont visibles seulement sur des grains appartenant aux faciès sableux ou gréseux, sauf dans l'ensemble inférieur du Turonien. Sur le continent centralien coulait un fleuve

qui alimentait un delta dont le matériel était périodiquement remobilisé, lors de crues par exemple, pour donner ces décharges détritiques déposées en milieu marin dans la région de Vallon-Pont-d'Arc au Crétacé supérieur. Les quartz des marnes, au Turonien supérieur, sont moins marqués par des évolutions continentales car tous n'ont pas subi de transport éolien, aucun n'est porteur de néogénèses deltaïques. Il existe deux sources d'apport: la plus importante est une grande plaine sableuse comportant des dunes, des marécages et des chenaux; l'autre est plus discrète que la première; elle pourrait fournir le matériel dont le rapport  $\frac{Mo}{Po}$  est le plus élevé (p. 78) et la médiane la plus fine (0,10 mm en moyenne).

L'évolution pédogénétique qui termine l'histoire des grains est marquée par la prépondérance soit de la dissolution soit de la néoformation. L'ucétien est caractérisé par une forte dissolution due à l'altération responsable de ce faciès. Les faciès marneux de l'ensemble supérieur du Turonien montrent exclusivement de la néoformation; dans les faciès gréseux la dissolution parfois assez importante succède à la néoformation. Ces observations sont à rapprocher de celles effectuées à partir des lames minces: la fissuration des grains de quartz, inexistante dans les calcaires, se rencontre dans les grès.

#### CONCLUSION.-

Le sédiment originel, pour le Crétacé supérieur marin, est un grès contenant de la glauconie, des feldspaths et des bioclastes. Les smectites sont abondantes. Le ciment est une micrite.

Un tel sédiment a subi une longue évolution: il est sans doute issu du socle situé au Nord (migmatites du Velay, p. 71); il s'est déposé une première fois dans un environnement de plaine deltaïque battue par les vents, avec des dunes et des marécages, et s'est enfin redéposé dans un milieu marin infratidal de faible profondeur, de 0 à 30 m (p. 36) suivant les époques. Une partie moins importante du matériel, qui correspond aux marnes et calcaires sableux, a sans doute subi une évolution plus

franchement marine car les caractères issus du milieu margino-littoral semblent inexistantes. A la suite du dépôt la diagenèse est marquée par une néoformation de silice en milieu pédogénétique.

L'histoire se poursuit par une altération liée à une émergence et au climat tropical humide qui régnait à l'époque (Parron 1975). Cette altération conduit au faciès tavien du Cénomaniens moyen et au faciès ucétien du Turonien inférieur et supérieur. A partir des résultats obtenus il est possible de reconstituer les transformations qui se sont déroulées simultanément ou successivement au cours de l'altération.

- 1) Une dissolution pédogénétique de la silice aboutissant à la fissuration des grains de quartz dans la plupart des bancs gréseux (seul l'ensemble inférieur du Turonien en est exempt). Il s'agit à peine d'altération à ce niveau car les faciès non altérés du Turonien supérieur sont touchés.
- 2) Une décarbonatation, dans la mesure où tavien et ucétien étaient initialement cimentés par de la micrite.
- 3) Une dissolution de la glauconie, des feldspaths et des bioclastes ; elle est à peine commencée dans le faciès mixte par lequel se termine l'ucétien.
- 4) Un remplacement des smectites par la kaolinite ; l'illite ne semble pas subir de transformation.
- 5) Une précipitation des oxydes ferriques : la goethite se dépose dans tous les faciès colorés, l'hématite caractérise les "cuirasses de nappe" ; à ce moment se forment les grès ferrugineux. Pour le faciès mixte, le premier carbonate de remplacement (dolomite ?) dont le noyau contient des impuretés ferrugineuses peut appartenir à cette étape et peut-être le silcrete observé à la base de la coupe de Colombet.
- 6) Une calcitisation qui affecte uniquement le faciès mixte. Il ne s'agit pas d'une véritable altération mais de diagenèse.

L'altération, au moins pour l'ucétien, s'est déroulée entre le Santonien et le Campanien : les conglomérats campaniens contiennent des éléments d'altérites (p. 67), les grès de l'en-

semble supérieur du Turonien sont affectés par la dissolution de la silice (p. 58). Qu'est-ce qui permet à l'altération de se développer dans un niveau particulier et non dans l'ensemble du Crétacé supérieur marin ?

- L'homogénéité granulométrique plus grande dans l'ensemble moyen que dans l'ensemble supérieur ainsi que la proportion de la fraction fine ( $< 50 \mu$ ) plus faible dans le premier ensemble que dans le second interviennent sur la perméabilité des roches: dans l'ensemble moyen, les vides intergranulaires de taille relativement régulière ne sont pas entièrement colmatés par les particules fines. Au sein de la nappe de l'ucétien, les circulations d'eau sont aisées et rendent possible l'altération anté-campanienne.

- Dans l'ensemble moyen du Turonien, les caractères hérités d'un milieu deltaïque sont plus constants que dans les ensembles inférieur et supérieur. L'altération a ainsi progressé latéralement au sein d'un grand ensemble sablo-gréseux, à partir du delta qui affleurait vraisemblablement au Nord de Lagorce. Dans les deux autres ensembles du Turonien, les grès sont lenticulaires, encadrés par des niveaux marneux ou argilo-calcaires. Un tel dispositif favorise beaucoup moins les circulations d'eau que précédemment.

## PALEOGEOGRAPHIE

Le substratum urgonien correspond à une sédimentation de plate-forme consécutive à l'exhaussement du fond sédimentaire. Cette plate-forme possède une morphologie complexe où alternent des hauts-fonds et des zones subsidentes, aussi bien dans l'espace que dans le temps. Les zones de faciès sont contrôlées par deux directions essentielles : cévenole (N 20) et pyrénéenne (N 110) (Lafarge, 1978, p. 95-102). La conjugaison de ces directions définit une structure en mosaïque qui a déjà marqué le Trias et le Jurassique régionaux de son empreinte (Elmi, communication orale).

Ce dispositif se poursuit jusqu'au Cénomanién.

- Tout d'abord, le Bédoulien moyen marno-calcaire, à orbitolines et échinides (p. 15), est localisé dans la dépression de Labastide-de-Virac, limitée à l'Ouest par la faille cévenole de Virac. En dehors de cette zone, l'urgonien se termine par une surface d'arrêt de sédimentation : celle-ci est visible sur le plateau du Bois de Ronze au Sud-Sud-Est et sur le plateau de Saint-Remèze au Nord-Nord-Est, mais aussi à l'Est du Rhône dans le Vercors. Il s'agit sans doute de la même discontinuité d'ordre régional ; elle est hétérochrone : Bédoulien moyen dans le Sud du département de l'Ardèche, Bédoulien supérieur dans les chaînes subalpines (Arnaud-Vanneau et alii 1978). Ainsi en Ardèche le Bédoulien moyen correspond au fonctionnement d'un haut-fond calqué sur la plate-forme urgonienne et de morphologie complexe : les deux zones hautes matérialisées par une surface de discontinuité sont séparées par la dépression de Labastide-de-Virac, de direction pyrénéenne (N 110 environ) (fig. 52).

- La suite de l'Aptien est transgressive par rapport au Bédoulien moyen. Des aires de subsidence différentielle existent encore sur le haut-fond : à Larnas par exemple, le Bédoulien supérieur est peu épais tandis que le Gargasien est complet et puissant (carte hors-texte) ; au contraire dans la région de Vagnas le Gargasien est plus réduit que le Bédoulien supérieur,

en partie à cause de l'érosion qui a pu s'en emparer avant le dépôt du Turonien.

- L'Albien est absent dans les environs de Vagnas ; il est remanié par le Cénomaniens à l'Est du département (Sornay 1944 et 1950).

- Le Cénomaniens, complet, est localisé dans la dépression de Labastide-de-Virac (fig. 52). Le Cénomaniens supérieur semble manquer à l'Est du département, entre le Teil et Larnas (p. 20).

Nous voyons ainsi qu'à l'Est du département de l'Ardèche, Albien et Cénomaniens se sont déposés ; l'Albien a été érodé aussitôt après son dépôt. Entre Vagnas et Lagorce, l'absence de ces deux étages peut être expliquée par deux hypothèses. La discontinuité des affleurements ne permet pas de trouver des arguments en faveur de l'une ou l'autre.

- La première fait intervenir le haut-fond ardéchois sur lequel Albien et Cénomaniens ne peuvent se déposer. Seule la dépression de Labastide-de-Virac reçoit des sables déposés en milieu marin peu profond. Avec le Cénomaniens supérieur à faciès paulétien la subsidence s'interrompt ; le milieu est alors lagunaire. Dans ce petit bassin s'accumulent les débris végétaux collectés sur l'île voisine ou sur l'archipel dont les îlots correspondraient aux zones les plus hautes (Saint-Remèze, Orgnac). Cette émergence temporaire pourrait alors permettre l'altération du Cénomaniens gréseux en tavier. Le Cénomaniens terminal marque la phase initiale d'une transgression limitée à la reconquête de la zone basse de Labastide-de-Virac.

- Dans la seconde hypothèse, l'Albien et le Cénomaniens, sous faciès gréseux, se sont partout déposés à la faveur d'un approfondissement généralisé. Avec le Cénomaniens supérieur se produit un rehaussement de la région qui conserve une morphologie voisine de celle du haut-fond antérieur, composé de deux zones hautes séparées par la dépression de Labastide-de-Virac. L'érosion s'empare des sédiments qui ont pu se trouver partiellement exondés. La suite du schéma est identique à celle de l'hypothèse précédente.

L'absence de Cénomaniens supérieur, en particulier des calcaires à Exogyra columba (p. 20), dans la partie orientale du département de l'Ardèche peut s'expliquer par le caractère très

limité de la transgression cénomaniennne : l'exhaussement du fond sédimentaire au Cénomanienn supérieur (paulétien) a été enregistré, mais ce jeu positif n'a pas été suivi par l'abaissement de la région comme c'est le cas à Labastide-de-Virac. Celui-ci s'est effectué seulement au Turonien inférieur avant le dépôt des calcaires blancs à Epiaster.

Il est possible de cerner en partie les limites du haut-fond ardéchois dont nous venons de voir le fonctionnement. En effet sur les bordures septentrionales (Roche-colombe, le Teil-Viviers) et méridionale (Laval-Saint-Roman) du plateau urgonien (fig. 2), l'Aptien supra-urgonien est complet et épais (Roman 1950). Ainsi à l'Aptien tout au moins les limites du haut-fond ardéchois devaient être proches des bordures actuelles du plateau urgonien.

Le caractère transgressif du Turonien souligne un important changement paléogéographique : le haut-fond ardéchois est remplacé par le "golfe rhodanien" de J. Sornay (1950).

L'épisode régressif du Cénomanienn supérieur, c'est-à-dire celui de la lagune paulétienne, est confirmé par la composition des galets du conglomérat de base du Turonien. Les graviers de silex noir présents à Salavas (p. 23) pourraient être d'origine locale tout comme les éléments urgoniens et seraient issus de calcaires à silex tels que ceux du Barrémien supérieur (Lafarge 1978). La patine noire d'origine algaire (Badia et alii 1977) qui les recouvre semble indiquer que l'exposition des graviers de silex sur le fond marin (haut-fond ardéchois) a duré un certain temps, égal au moins au Cénomanienn supérieur. Ce conglomérat, constitué d'éléments autochtones provenant du démantèlement sur place du substratum, montre que la transgression amorcée au Cénomanienn terminal s'est ensuite étendue sur le haut-fond en direction du Nord et de l'Est, sans doute aussi vers l'Ouest. Le caractère assez général de cette transgression est confirmé par l'extension des calcaires blancs à Epiaster qui existent aussi bien dans la région de Salavas qu'à Larnas et dans le département du Gard.

Dans le secteur de Lagorce, au Nord de Vallon-Pont-d'Arc, l'urgonien est recouvert directement par des grès grossiers.



L'absence des calcaires blancs peut s'expliquer par une plus grande précocité des apports grossiers ou par un retard de la transgression. Le lithofaciès de ces grès de Lagorce, identique à celui des grès S.J.H 5 qui surmontent les calcaires blancs à Salavas, tendrait à indiquer que la partie inférieure du Turonien manque à Lagorce donc que la transgression y est plus tardive.

La caractéristique principale du Turonien réside dans l'abondance des dépôts terrigènes grossiers qui débutent plus tôt dans le département de l'Ardèche que dans celui du Gard. Ces dépôts possèdent des caractères côtiers. J. Sornay en avait conclu à la proximité du rivage situé un peu à l'Ouest des affleurements actuels (fig. 4).

Les quelques observations suivantes apportent des précisions sur l'emplacement du rivage :

- l'absence des calcaires blancs à Epiaster dans la région de Lagorce semble indiquer que la transgression turonienne est plus tardive au Nord, donc qu'il existe une pente dirigée vers le Sud;
- la diminution des apports grossiers vers le Sud, avec en particulier la disparition du conglomérat du Turonien supérieur comme banc individualisé (p. 31) dans la région de Vagnas, montre l'existence d'un courant du Nord au Sud ;
- le caractère parfois saumâtre de la faune du Turonien supérieur sur le site de Salavas, la présence de spongiaires liés à un milieu marin franc dans la région de Vagnas (p. 36), sont en faveur d'une diminution des influences continentales vers le Sud ;
- la présence de staurotide et de disthène parmi les minéraux lourds situe la source des apports terrigènes dans le Haut-Vivarais (migmatites du Velay) et non dans les Cévennes (p. 71).

En raison d'une telle convergence de faits, j'imagine un rivage proche de la région de Lagorce, au Nord.

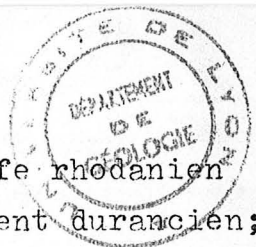
A partir de ces données, je suis conduite à modifier légèrement la partie Nord-Ouest du golfe rhodanien de J. Sornay (1950). Il s'agit d'un diverticule de la mer alpine limité au Sud par l'isthme durancien. A l'Ouest son rivage était certainement voisin de la bordure actuelle des affleurements de socle. Au Nord le rivage possédait une direction proche de la direction

pyrénéenne, perpendiculaire à la direction des apports. Les grands traits de la sédimentation du Turonien s'expliquent par les fluctuations de la ligne de rivage en relation avec la tectonique locale (fig. 53).

L'arrivée des premiers grès grossiers enregistre la mise en place d'un delta, lequel fonctionne pendant toute la période qui correspond à l'ucétien (Turonien inférieur-Turonien supérieur). La région se situe dans la partie distale, franchement marine, du delta. La partie continentale de l'édifice deltaïque est suffisamment importante pour permettre la formation de dunes littorales et de marécages sur une plaine battue par les vents. Le delta est alimenté par un fleuve qui apporte des quartz monocristallins dominants. Un autre fleuve, ou un grand affluent du premier fleuve, apporte davantage de quartz polycristallins. Ce système peut aussi être à l'origine des mélanges observés en granulométrie. Les variations observées dans la répartition des grains de quartz correspondent à des fluctuations du drainage en relation avec le régime des pluies ou la tectonique.

Le développement normal d'un delta inclut une progradation. Or l'alternance calcaréo-marneuse par laquelle débute l'ensemble supérieur du Turonien marque un recul brutal du delta vers le Nord avec le remplacement des sables par des faciès de pro-delta. Ce changement de régime ne peut être dû qu'à la tectonique. La migration de la côte entraîne la migration des faciès. L'instabilité du milieu est mise en évidence par divers accidents sédimentaires, glissements, galets de bancs déjà indurés, arrivées périodiques de grès grossiers suivies par des séquences de comblement (flaser-bedding) - (fig. 53). Ces arrivées grossières peuvent également résulter d'un drainage plus important à la suite de tempêtes ou de saisons pluvieuses. Dans ce fond de golfe, le milieu est peu profond et relativement confiné. A Vagnas seul existe le faciès marno-calcaire ; les arrivées grossières périodiques sont limitées à quelques chenaux intercalés dans les calcaires. L'influence de l'éloignement par rapport à la zone d'alimentation se fait à nouveau sentir.

Pendant que le delta fonctionne en Ardèche, au Sud la Cèze est occupée par des récifs à polypiers et à rudistes. Leur existence n'est possible que par la mise en place d'une



communication entre la Cèze et la Provence. Le golfe rhodanien est en relation avec la Téthys à travers le bombement durancien; ceci permet l'arrivée d'eau salée et de larves. Des apports terrigènes, issus du Massif Central à l'Ouest, envahissent la partie occidentale du bassin (Monleau 1971). A l'Est, le golfe est en relation avec la mer alpine. Les sables qui se déposent ensuite à l'Angoumien pourraient indiquer la fermeture du détroit précédemment ouvert au Sud et même l'émergence du bombement durancien. Les faciès détritiques gagnent tout le bassin à rudistes (fig. 53).

- Le Coniacien correspond au maximum de la transgression du Crétacé supérieur. Le milieu est franchement marin, ce qui permet l'installation de biostromes à rudistes. Les apports détritiques sont cependant trop importants ou trop fréquents pour que se forment des biohermes à coelentérés (Philip 1974).

Les affleurements de Coniacien situés entre Salavas et Lagorce sont uniquement des calcaires gréseux ou biodétritiques. Il semble que la limite septentrionale des milieux à rudistes passe par Salavas (fig. 53). Ce fait confirmerait la conclusion tirée à partir du litage (p. 40) : le rivage, et donc la source des apports grossiers, est au Nord, non pas à l'Ouest. Le golfe possède la même géométrie qu'au Turonien, avec un rivage un peu plus éloigné vers le Nord.

Les biostromes sont séparés par des zones gréseuses où les chenaux sont abondants. Les courants, tout aussi violents qu'au Turonien, induisent une progradation vers le Sud. Les brèches de rudistes présentes au voisinage des biostromes sont de véritables tempestites. Elles servent parfois de substratum au biostrome suivant

- Le Santonien est composé de sables dont les caractéristiques, telles qu'on peut les observer à l'affleurement (fig. 24), sont identiques à celles de l'ucétien. Pour cette raison, je pense que le Santonien correspond, comme l'ucétien, à un milieu deltaïque. Par rapport au Coniacien, cela traduit un mouvement régressif lié à l'arrêt de la subsidence.

- Entre le Santonien et le Campanien se place une véritable "révolution" tectonique qui se traduit par deux faits principaux.

Tout d'abord se produit l'émergence généralisée de la région : alors que le Santonien semble marin, le Campanien est continental.

Cette émergence va de pair avec la création d'une pente dirigée vers le Sud-Ouest. L'érosion consécutive décape une partie du Crétacé supérieur : depuis le Santonien à Vagnas jusqu'au Turonien supérieur à Salavas (carte hors-texte).

L'installation de deux nappes d'eau douce est alors possible, l'une dans les sables du Santonien, l'autre dans les sables de l'ensemble moyen du Turonien (fig. 54). Ces terrains sont en effet particulièrement favorables aux circulations d'eau du fait de leur richesse en particules détritiques grossières conférant une bonne perméabilité aux deux ensembles. Ces deux nappes sont séparées l'une de l'autre par les calcaires du Coniacien et les marnes du Turonien supérieur moins perméables. Le climat tropical humide qui régnait à l'époque a favorisé l'altération des roches. Celle-ci se traduit par un lessivage responsable du blanchiment des lignites, plus ou moins complet en fonction de l'épaisseur des lits. Les circulations d'eau provoquent également des changements minéralogiques tels que la transformation des smectites en kaolinite ou la cristallisation des oxydes ferriques. Le fer provient de l'altération des smectites et des glauconies ainsi que d'une remobilisation du fer détritique. Il se concentre ensuite dans les lits argileux, formant les "cuirasses de nappe" (Triat 1979). Les lits argileux les plus épais ne sont pas entièrement affectés en raison du défaut de perméabilité, de telle sorte que l'on peut y trouver des traces de smectites qui n'existent plus dans les sables. Ce mécanisme conduit aux observations actuellement faites dans l'ucétien (fig. 14 et 17) et dans le Santonien (fig. 25).

Il est en outre possible que l'altération responsable du faciès tavier (sommet des grès de Labastide-de-Virac, p. 16) ne soit pas contemporaine du dépôt du paulétien selon l'hypothèse déjà envisagée. Le tavier présente une discordance d'une vingtaine de degrés par rapport aux grès sous-jacents (fig. 7a et 8). Le front d'altération, matérialisé par la base du grès ferrugineux, traduit la position de la partie sommitale d'une nappe aquifère ; celle-ci était sans doute à peu près hori-

zontale. Lors de l'altération, les grès du Cénomaniens avaient déjà acquis un certain pendage. Comme en outre l'Eocène sus-jacent présente le même pendage que le taviens, la crise anté-campanienne n'a pu se situer entre l'altération (taviens) et le dépôt de l'Eocène, mais avant ces deux événements. C'est pourquoi j'estime que le taviens est contemporain de l'ucétien : la même phase d'altération anté-campanienne est responsable de ces deux faciès. Si le schéma paléogéographique imaginé pour le Cénomaniens supérieur est juste, il ne permet pas l'installation d'une nappe d'eau douce : le paysage était sans doute celui d'un archipel (p. 87).

Si les mécanismes observés sont identiques à ceux décrits pour ces mêmes faciès dans le département du Gard (Parron 1975), par contre leur datation est différente. En effet, dans le Gard existent des traces d'émersion au sommet du Cénomaniens moyen et au Turonien supérieur, corrélées avec les faciès d'altération sous-jacents. Ces différences sont parfaitement possibles dans un milieu aussi marginal que le golfe rhodanien. Le Crétacé supérieur ardéchois enregistre les oscillations du rivage septentrional du golfe, tandis que le Crétacé supérieur gardois est lié à l'histoire du bombement durancien.

La seconde manifestation tectonique est l'ouverture du fossé d'Alès provoquée par une phase distensive. Cette distension est perpendiculaire à la direction cévenole selon laquelle s'ouvre la faille bordière du fossé. Le compartiment occidental est soulevé et décapé par l'érosion. Les produits de démantèlement s'accumulent au pied du miroir de faille à regard Est (fig. 54) ; ils constituent les conglomérats qui se répètent tout au long de la série du Campanien (fig. 27). Ces décharges successives correspondent soit à autant de secousses tectoniques unitaires dont la somme donne une faille majeure, soit à des saisons pluvieuses.

Une phase distensive similaire se produit à l'Oligocène (fig. 54). Elle s'accompagne d'une sédimentation de conglomérats au pied du miroir de faille ; c'est cette identité des phénomènes et des faciès qui est responsable de l'assimilation de la formation du Bois des Bruyères au Stampien. Ce dernier

affleure cependant à l'Ouest de la mine de Vagnas (carte hors-texte).

Au Campanien comme au Stampien, le compartiment soulevé est situé à l'Ouest de la faille. En un si long laps de temps, l'érosion décape non seulement tout le Crétacé supérieur, mais aussi la plus grande partie de l'urgonien. Les deux compartiments en présence sont en conséquence dissemblables : le compartiment oriental possède de l'urgonien, le compartiment occidental possède les marnes hauteriviennes sans urgonien sus-jacent. Lors de la phase compressive du Miocène, le jeu inverse de la faille se trouve accentué par cette différence de telle sorte que le plan de faille s'incline de  $45^{\circ}$  vers l'Est (fig. 54) : le site de Lagorce est spectaculaire à ce point de vue.

En conclusion, les caractères généraux des sédiments qui surmontent l'urgonien dans le Sud du département de l'Ardèche indiquent un milieu marin peu profond, parfois côtier. La subsidence active a fonctionné par crises successives.

De l'Aptien au Cénomaniens fonctionne le haut-fond ardéchois dont la structure est influencée par les directions principales pyrénéenne et cévenole. La conjugaison de ces deux directions découpe le haut-fond en compartiments (structure en mosaïque) et localise les ombilics de subsidence dans les angles Sud-Ouest des compartiments (fig. 52).

Du Turonien au Santonien les principales fluctuations de la sédimentation sont liées aux déplacements d'un delta. Ce delta est alimenté par un fleuve dont l'écoulement se fait sans doute du Nord vers le Sud. La côte de direction pyrénéenne, perpendiculaire au sens des apports, se déplace au rythme des crises tectoniques (fig. 53).

Avec le Campanien débute l'histoire du fossé d'Alès durant laquelle la direction cévenole prédomine (fig. 54). L'aspect actuel de la région est déjà presque entièrement acquis.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARNAUD-VANNEAU A. , ARNAUD H. et MASSE J.P. (1978) - Les discontinuités sédimentaires du Barrémien supérieur et du Bédoulien sur le pourtour de la zone vocontienne. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, h. s. n° 4, p. 11 - 27, 5 fig.
- BADIA D., BLANC P. et LORENZ C. (1977) - Sur l'origine organique de la patine noire des chailles roulées dans l'Eocène supérieur du Sud du Bassin parisien. C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, fasc. 6, p. 320-321.
- COUREL L. (1973) - Modalités de la transgression mésozoïque : Trias et Rhétien de la bordure Nord et Est du Massif Central français. Mém. Soc. géol. France, Paris, nouv. sér., t. LII, mém. n° 118, 150 p., 31 fig., 19 tabl., 8 pl.
- DESROUSSEAUX J. (1937) - Bassins houillers et lignitifères de la France. Minist. Trav. publ. Stat. Ind. min., Paris, fasc. 1, mém. ann., 391 p., 208 fig., 2 pl.
- DEUSSEN A. (1924) - Geology of the Coastal plain of Texas, West of Brazos river. U. S. Geol. Surv., Washington, Prof. Paper n° 126, 139 p., 38 fig., 36 pl., 1 carte h. t.
- DOUVILLE H. (1896) - Les couches à hippurites dans la partie moyenne de la vallée du Rhône. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 122, p. 339-342.
- DUMAS E. (1875-1876) - Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard. Lombard-Dumas édit., Paris, 1° vol., 518 p., 32 fig., 2° vol., 721 p., 46 fig., 9 pl., 5 cartes h. t., coupes h. t.
- GROSSOUVRE A. de (1901) - Recherches sur la craie supérieure. I° partie : Stratigraphie générale. Mém. Explic. Carte géol. dét. France, Paris, t. I, 559 p., 27 fig., tabl. I - XXI, 3 pl. h. t., t. II, p. 560-1013, fig. 28-33, tabl. XXII - XXXIX.
- LAFARGE D. (1978) - Etude géologique du plateau de Saint-Remèze, Ardèche. Stratigraphie, cartographie, sédimentologie, tectonique. Thèse 3° Cycle Univ. C. Bernard, Lyon, 119 p., 52 fig., 5 pl., 1 carte h. t. (inéd.).

- MERIAUX S. (1954) - Contribution à l'étude de l'analyse granulométrique. Ann. Inst. Rech. agron., Paris, sér. A, n° 1, p. 5-59, 10 fig., 18 tabl., 8 graph., n° 2, p. 149-205, 12 fig., 53 tabl., 28 graph.
- MILLOT G. (1941) - Terminaison Nord du bassin d'Alès - Structure du bassin à lignites et schistes bitumineux de Vagnas. Dipl. Et. sup. Fac. Sci. Univ. Paris, n° 779, 28 p., 3 fig., 1 tabl. (inéd.).
- MONLEAU C. (1971) - Etude pétrographique et paléoécologique des calcaires à rudistes du Turonien de la basse vallée du Rhône. Thèse 3° Cycle, Univ. Provence, Marseille, 70 p., 51 fig., 9 pl. (inéd.).
- NICOU M. P. (1906) - Les calcaires asphaltiques du Gard. Ann. Mines, Alès, 10° sér., t. 10, fasc. 11, p. 513-568, 14 fig., 3 pl. h. t.
- PARRON C. (1975) - Contribution à l'étude des paléoaltérations des grès du Crétacé supérieur du Gard (de Pont-Saint-Esprit à Uzès). Thèse 3° Cycle, Marseille, XI p., 103 p., 35 fig. (inéd.).
- PARRON C. et TRIAT J.M. (1977) - Nouvelles conceptions sur le Crétacé supérieur du Gard. Répercussions sur la stratigraphie, la paléogéographie et la tectonique de la découverte de trois phases d'altération continentale. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., Paris, (2), vol. XIX, fasc. 3, p. 241-250, 4 fig.
- (1978) - Paléoaltérations continentales et sédimentogenèse marine dans le Crétacé supérieur du Massif d'Uchaux (Vaucluse). Bull. Bur. Rech. géol. min., Paris, (2), sect. 1, n° 1, p. 47-56, 3 fig.
- PASSEGA R. (1957) - Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bartlesville (Ok.), vol. 41, n° 9, p. 1952-1984, 17 fig.
- PHILIP J. (1974) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. Bull. Bur. Rech. géol. min., Paris, 2° sér., n° 3, p. 107-151, 22 fig., 2 tabl., 2 pl.



- PORTHAULT B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la "fosse vocon-tienne" et des régions limitrophes (France du Sud-Est) : micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. Thèse Doct. Sci., Lyon, n° 257, 357 p., 44 fig., 12 tabl.
- REINECK H. E. et SINGH I. B. (1973) - Depositional sedimentary environments. Springer Verlag, Berlin, 439 p., 579 fig., 23 tabl.
- RIBAUT L. le (1977) - L'exoscopie des quartz. Techn. Méth. sédim., Masson édit., Paris, 150 p., 29 fig., XXX pl. ann.
- ROMAN F. (1950) - Le Bas-Vivarais. Coll. Actual. Sci. et Ind., n° 1090, Hermann édit., Paris, 150 p., 35 fig., 1 tab.
- ROMAN F. et MAZERAN P. (1913) - Monographie paléontologique de la faune du Turonien du bassin d'Uchaux et de ses dépendances. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, t. XII, Henri Georg édit., Lyon, 137 p., 35 fig., 11 pl. h. t.
- SAMAMA J. C. (1969) - Contribution à l'étude des gisements de type red-beds ; étude et interprétation de la géochimie et de la métallogénie du plomb en milieu continental ; cas du Trias ardéchois et du gisement de Largentière. Thèse Sci. Univ. Nancy, 450 p., 133 fig., 19 pl. h. t. (inéd.).
- SARRAN d'ALLARD L. de (1884) - Recherches sur les dépôts fluvio-lacustres antérieurs et postérieurs aux assises marines de la craie supérieure du département du Gard. Bull. Soc. géol. France, Paris, 3<sup>e</sup> sér., t. XII, p. 553-629, 13 fig., pl. XXIX, 1 tabl. h. t.
- SIGNOLLES C. et VALLERON M. M. (1979) - Mise en évidence de Campanien continental (faciès provençal) à Salavas (Ardèche, S. E. de la France) : description, sédimentologie, paléogéographie. Géobios, Lyon, n° 12, fac. 1, p. 107-112, 3 fig.
- SORNAY J. (1944) - Remarques sur la transgression du Crétacé moyen en Ardèche. Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 5, t. 14, p. 183-185.
- (1947) - Remarques sur le Crétacé supérieur dans le Sud de l'Ardèche. C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, sér. 5, t. 17, p. 115-117.

- SORNAY J. (1950) - Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Thèse Sci. Grenoble, Allier édit., Grenoble, 254 p., 31 fig., 12 pl.
- STANTON T. W. (1893) - The Colorado Formation and its invertebrate fauna. Bull. U. S. Geol. Surv., Washington, n° 106, 288 p., 45 pl.
- TRIAT J. M. (1979) - Paléoaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. Thèse Doct. Sci., Univ. Aix-Marseille, 313 p., 64 fig., 22 pl. (inéd.).
- TRIAT J. M. et GUENDON J. L. (1975) - Les ocres d'Apt dans la région de Rustrel (Vaucluse) : paléoaltérations continentales de sédiments marins crétacés. Trav. Lab. Sci. Terre, Saint-Jérôme, Marseille, (A), 7, 72 p.
- TRIAT J. M. et PARRON C. (1976) - L'ocrification des sables glauconieux albo-cénomaniens du Gard et du Vaucluse. Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. XVIII, n° 1, p. 21-25, 5 fig.
- VATAN A. (1956) - Travaux pratiques de pétrographie sédimentaire (minéralogie). Inst. fr. Pétr., Ecole nat. sup. Pétr. Mot., Centre Et. sup. Prosp. géol. géoph., Paris, réf. 1208, 207 p., 83 fig., 3 pl.
- WEISBROD A. (1967) - Explication sommaire de la carte géologique des Cévennes médianes (Massif central français). Sci. Terre, Nancy, t. XII, n° 4, p. 301-344, 3 fig., 2 cartes h.t.