

50376  
1984  
161

n° d'ordre : 1216

50376.  
1984.  
461.

# THESE

présentée à

**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES  
DE LILLE**

pour obtenir

le titre de docteur de troisième cycle

en océanologie

par

**Jean-Francois DECONINCK**

***Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du  
Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional  
et le domaine subalpin (France - Sud-Est).***

***Comparaison avec le domaine atlantique Nord***

**soutenue le 30 Octobre 1984 devant la commission d'examen :**



. J.F. RAOULT.....Président  
. H. CHAMLEY.....Rapporteur  
. B. BEAUDOIN.....  
. J. CHAROLLAIS..... } Examineurs  
. A. PIQUE.....



D 030 060945 6

- AVANT-PROPOS -

Avant d'exposer les résultats de ce travail réalisé dans le cadre d'un contrat établi avec la Délégation Générale à la Recherche Scientifique et Technique, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont permis de le mener à bien.

Monsieur le Professeur Hervé CHAMLEY m'a accueilli au sein de son laboratoire à l'issue de mon second cycle. Il m'a suivi dans mes recherches en me prodiguant de nombreux conseils et n'a jamais ménagé son temps à la correction du manuscrit. Je lui exprime ma plus vive gratitude.

Monsieur le Professeur Jean-François RAOULT m'a accompagné sur le terrain, m'a beaucoup conseillé au cours de ce travail et a de plus accepté de présider ce Jury. Je le remercie très vivement.

Je tiens à remercier Monsieur le Professeur Bernard BEAUDOIN qui m'a proposé de travailler dans les chaînes subalpines méridionales et fait profiter de ses méthodes et de son expérience. Enfin je lui en sais gré d'avoir accepté de participer à ce Jury.

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur le Professeur Jean CHAROLLAIS qui s'est intéressé aux problèmes rencontrés dans les massifs subalpins et qui a accepté d'examiner ce mémoire.

Monsieur Alain PIQUE m'a fait l'honneur de juger ce travail ; je tiens à le remercier vivement.

Monsieur le Professeur Pierre DEBRABANT a toujours été attentif aux problèmes géochimiques que j'ai pu rencontrer. Je lui en suis très reconnaissant.

Monsieur le Professeur Bernard DOUDOUX m'a guidé dans les Bauges au début de ma thèse. Je lui exprime toute ma sympathie.

J'exprime ma sincère gratitude envers mes amis de l'Ecole des Mines de Paris, Hugues ACCARIE, Gérard FRIES, Philippe JOSEPH et Bernard PINOTEAU par l'accueil chaleureux qu'ils m'ont réservé, aussi bien sur le terrain qu'à Fontainebleau.

Durant deux années, j'ai bénéficié des aides techniques et de l'efficacité de P. RECOURT et J.-M. DEREMAUX. Je tiens à les remercier.








Mes remerciements vont également à mes amis du laboratoire : S. BECKARY, B. BLAISE, A. BOUQUILLON, P. CLABAUT, H. COULON, S. CRASQUIN, B. DATCHARRY, S. DELBART, C. DESPAQUIS, Y. DESPEYROUX, T. HOLTZAPFFEL, V. HORVATH et A. PIETTE.

Je dois la réalisation matérielle de ce mémoire à F. DUJARDIN pour la dactylographie, J. CARPENTIER pour les planches photographiques, A. BREBION pour le tirage et R. BALLENGHIEN pour la reliure. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

Enfin, je dédie ce travail à Joëlle et à mes Parents.















LEGENDE DES FIGURES

LITHOLOGIE


-  calcaire
-  faciès urgoniens
-  marne
-  grès-calcarénite
-  alternance marno-calcaire
-  slumping
-  brèche, débris-flow

ET TABLEAUX

MINÉRAUX ARGILEUX

-  Chlorite : C
-  Chlorite gonflante
-  Illite : I
-  Illite glauconitique
-  (10-14<sub>S</sub>)
-  (10-14<sub>V</sub>)
-  (14<sub>C</sub>-14<sub>S</sub>)
-  (14<sub>C</sub>-14<sub>V</sub>)
-  (14<sub>V</sub>-14<sub>S</sub>)
-  Corrensite
-  Vermiculite : V
-  Smectite : Sm
-  Kaolinite : K
-  Attapulgite

Minéraux interstratifiés  
irréguliers ou  
sub-réguliers

 Minéraux interstratifiés  
indifférenciés

MINÉRAUX ASSOCIÉS <2µm

Q : Quartz F : Feldspath Go : Goethite  
 L : Lépidocrocite C.T.:Cristobalite - Tridymite  
 + rare ++ commun +++ abondant ++++ très abondant

LEGENDE DES FIGURES ET  
TABLEAUX

LEGENDE DES FIGURES ET TABLEAUX

| MINÉRAUX ASSOCIÉS < 2µm                              |  | LITHOLOGIE                |  |
|--|--|---------------------------|--|
| Chlorite E   |  | Calcaire                  |  |
| Illite   |  | marne                     |  |
| Minéraux interstitiels<br>traces ou<br>sub-réguliers |  | grès-calcaire             |  |
| Minéraux inter-<br>stitiels                          |  | alternance marne-calcaire |  |
| indifférenciés                                       |  | slumping                  |  |
| Vermiculite V  |  | brèche, debris-flow       |  |
| Smechite 2m  |  |                           |  |
| Assoite K  |  |                           |  |
| Altopolite   |  |                           |  |

MINÉRAUX ASSOCIÉS < 2µm

+ trace ++ commun +++ abondant ++++ très abondant

E : Chlorite E - Feldspathic - In 2.000Å  
I : Illite - Chlorite - In 2.000Å

## CHAPITRE I

- INTRODUCTION
- PRESENTATION DU DOMAINE D'ETUDE.

Le travail entrepris a pour but premier de décrire et expliquer l'évolution des assemblages argileux dans les Alpes occidentales depuis l'Oxfordien jusqu'au Crétacé supérieur, et de la comparer à celle connue dans l'Océan Atlantique-Nord à la faveur des forages du D. S. D. P.\* Une étude à cette échelle, destinée à identifier des modifications à longue période du paléoenvironnement, doit s'assortir d'une connaissance convenable du contexte géologique, sédimentologique et géochimique.

La diversité des conditions de sédimentation dans le domaine alpin occidental a conduit à examiner deux secteurs différents (fig. 1). L'un, situé au Nord, appartient aux massifs subalpins septentrionaux et au Jura méridional. L'autre, au Sud, correspond aux chaînes subalpines méridionales. Cette démarche permet en outre de comparer deux secteurs paléocéanographiquement différents. Dans l'intervalle de temps étudié, le Jura méridional correspond à un domaine de plate-forme, tandis que les massifs subalpins s'inscrivent dans une zone plus profonde de bassin. Par ailleurs, le secteur méridional est marqué par l'existence au Malm - Crétacé de la fosse vocontienne, dans laquelle se déposent des sédiments à caractère pélagique. La recherche des évolutions temporelles se double donc d'une investigation spatiale des assemblages argileux. Dans le domaine Nord-Atlantique immergé, l'évolution des assemblages est soumise aux paléoenvironnements continentaux et marins. Dans le tectorogène alpin, l'empreinte diagénétique peut se superposer aux influences du paléoenvironnement. La diagenèse des minéraux argileux y est conditionnée par l'épaisseur des séries stratigraphiques, la proximité de zones métamorphiques et par la lithologie. Avant de comparer les assemblages du domaine atlantique et ceux du domaine alpin, il convient par conséquent de faire la part des influences détritiques et diagénétiques. Cet impératif a conduit à diviser l'ouvrage en cinq chapitres.

- Chapitre I - Présentation du domaine d'étude.

Les cadres géographique et géologique de l'étude sont présentés. La stratigraphie et les principaux traits structuraux des domaines étudiés sont exposés.

- Chapitre II - Echantillonnage, localisation des coupes et méthodes d'études.

Les problèmes et la densité de l'échantillonnage, la localisation des coupes et les méthodes d'études particulières sont présentés. Pour chaque technique, le lecteur trouvera les références de travaux plus détaillés.

- Chapitre III - Origine et signification des minéraux argileux.

Après un rappel succinct des différentes origines possibles des minéraux argileux, la part des influences détritiques et diagénétiques est recherchée 1) dans les massifs subalpins septentrionaux ; 2) dans les alternances marno-calcaires ; 3) dans les chaînes subalpines méridionales.

- Chapitre IV - Evolution temporelle des assemblages argileux détritiques.

Dans chaque secteur étudié, les changements minéralogiques sont identifiés et interprétés en termes de paléoenvironnement. Les évolutions argileuses de chaque secteur sont comparées.

- Chapitre V - Synthèse et conclusion : Comparaison du domaine Nord-Atlantique et du domaine alpin occidental.

Les évolutions argileuses du domaine alpin sont rapprochées de celles du domaine Nord-Atlantique. Les analogies et les différences constatées sont interprétées, en considérant les particularités inhérentes à chaque domaine.

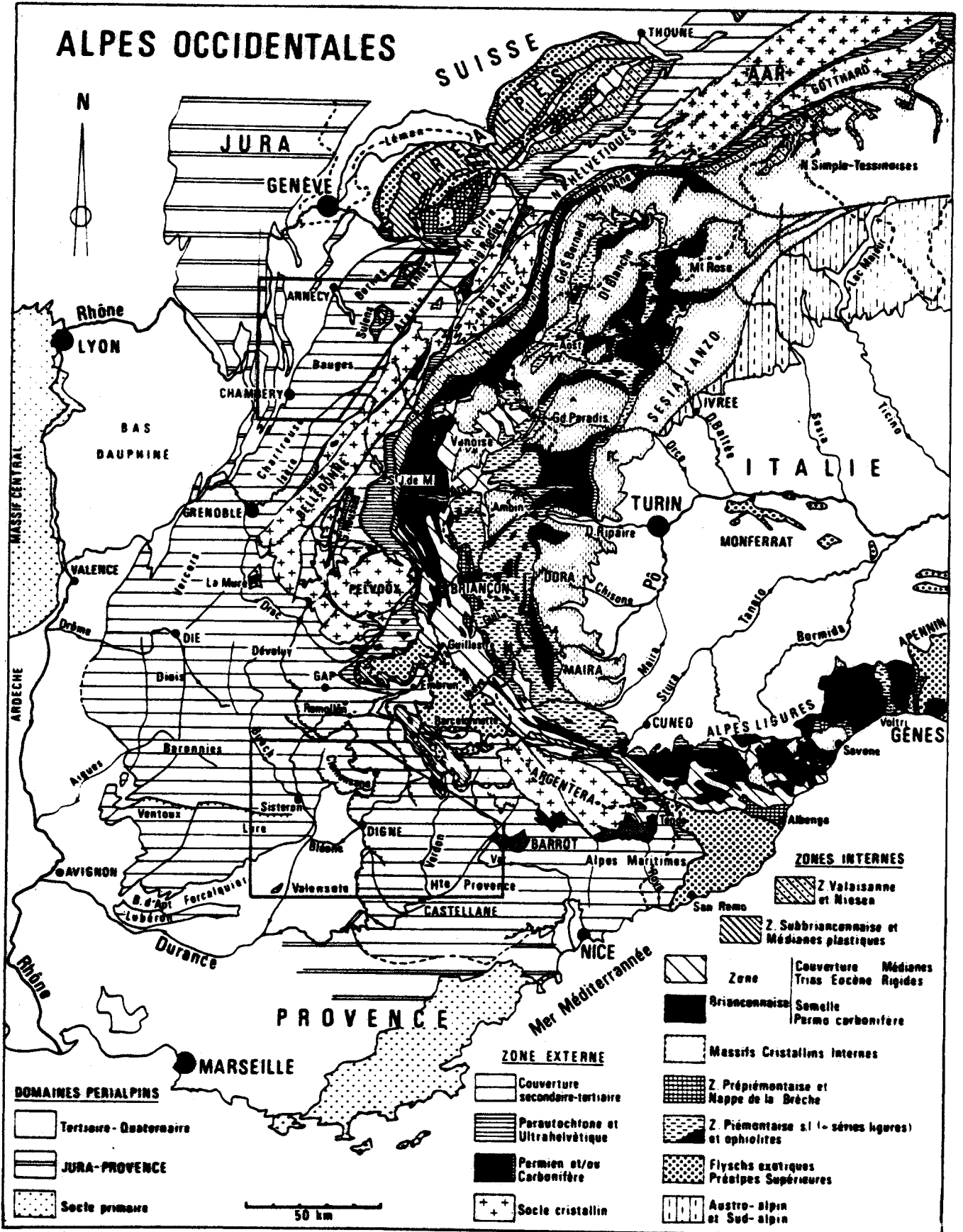


Figure 1 : Localisation des secteurs étudiés dans le cadre géologique des Alpes occidentales. d'après Debelmas et Kerckhove, 1980.

## I - CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE

Nous avons étudié deux secteurs géographiques distincts :

- Un secteur septentrional, correspondant aux massifs subalpins savoyards (Bauges, Bornes-Aravis), ainsi qu'aux chaînons du Jura méridional savoisien. Ce secteur s'étend depuis la vallée du Fier au Nord, jusqu'au sillon subalpin d'Ugine à Montmélian au Sud. La montagne du Chat et la chaîne des Aravis en constituent respectivement les limites occidentale et orientale. La dépression périmolassique du Bourget sépare les massifs subalpins du Jura méridional (fig. 1 et 2).

- Un secteur méridional, représenté par les chaînes vocontiennes et les chaînes subalpines de Haute-Provence. Il est limité à l'Est par le Var et s'étend à l'Ouest jusqu'au Buëch. Les latitudes de Serres et de Castellane constituent les limites septentrionale et méridionale (fig. 1).

## II - CADRE GEOLOGIQUE

Mis à part le Jura méridional, les deux secteurs étudiés appartiennent au domaine externe des Alpes occidentales. Le premier s'intègre aux chaînes subalpines septentrionales constituées dans leur ensemble par les massifs du Haut-Giffre, des Bornes, des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors. Le second appartient aux chaînes subalpines méridionales, Diois, Dévoluy, Baronnies, arcs de Digne, de Castellane et de Nice (fig. 1).

### A - MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX

Le domaine considéré est limité aux Bauges et à la partie orientale des Bornes.

#### 1) Cadre structural (fig. 2)

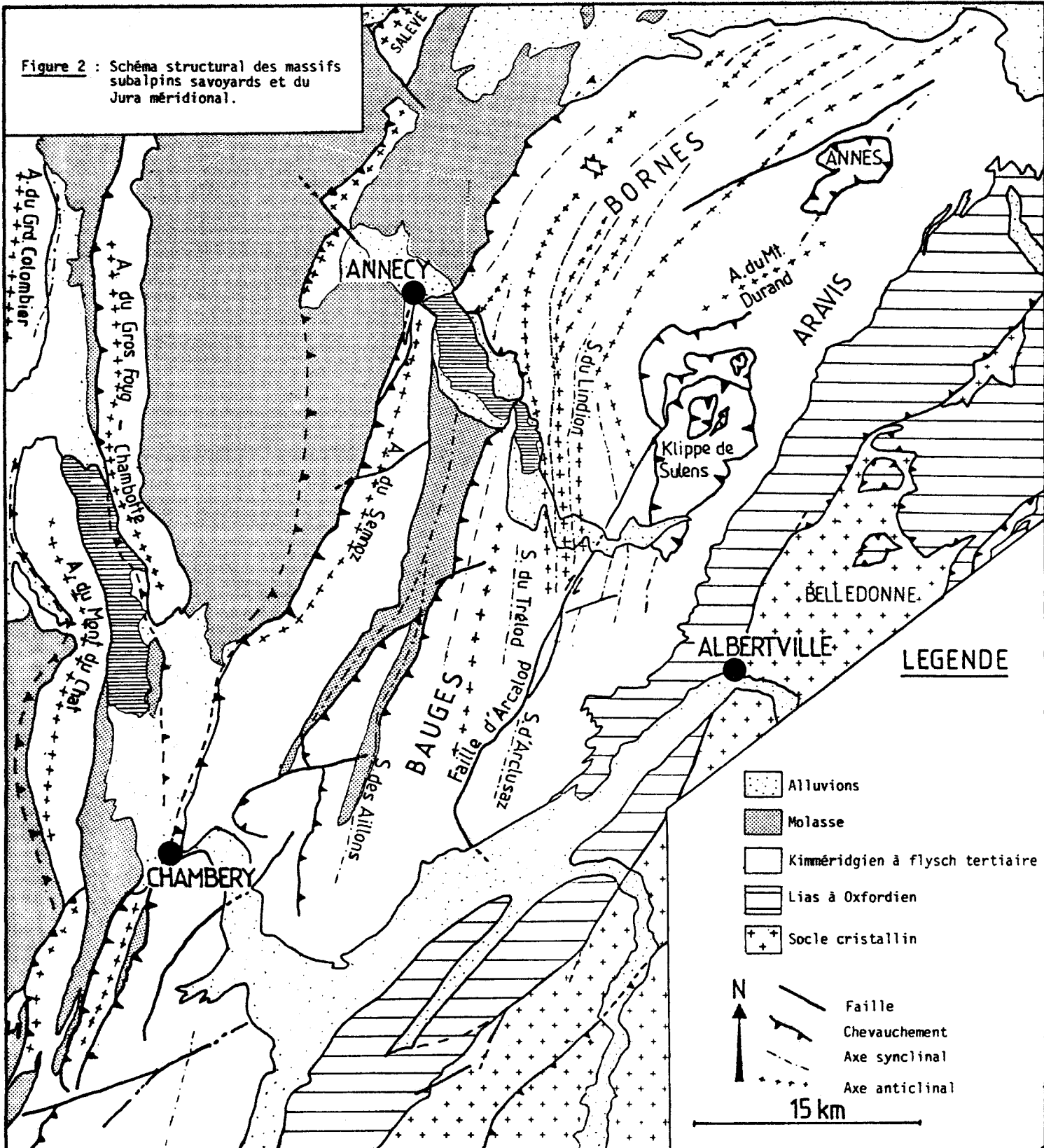
Les Bauges et les Bornes sont constitués de plis parallèles, d'axes NNE-SSW, légèrement obliques par rapport à la direction générale de la chaîne. Ils sont déversés vers le NW et passent localement à des chevauchements (Revard, Nivolet). Ils résultent d'une phase tectonique récente, fini-et post-Miocène (Debelmas, 1974 ; Debelmas et Kerckhove, 1980). Pour Doudoux *et al.* (1982), les massifs subalpins savoyards (Bauges, Bornes) sont constitués de trois ensembles de nappes d'origine ultra-Aiguilles Rouges et supra-Belledonne, mises en place à la fin de l'Oligocène et affectées par la tectonique fini-Miocène. Ces massifs sont découpés par une série de failles, dont la plus importante est la faille d'Arcalod-Arclusaz décrite en détail par Doudoux (1973).

D'orientation N30°, elle détermine un compartiment oriental affaissé par rapport à la partie externe des Bauges. Cet accident a également joué en décrochement dextre. L'ampleur du décrochement est estimée à 7-8 km.

Les Bauges et les Bornes supportent des klippes à matériel



Figure 2 : Schéma structural des massifs subalpins savoyards et du Jura méridional.



ultra-helvétique et sub-briançonnais d'origine plus interne. Il s'agit de la klippe de Sulens, logée au coeur du synclinal de Thônes et de la klippe des Annes située dans le synclinal du Reposoir.

## 2) Stratigraphie

Nous avons étudié les terrains allant de l'Oxfordien au Campanien.

### a) Jurassique supérieur

Dans le massif des Bauges, il affleure sous trois faciès : marnes noires, alternance de marnes et de calcaires, calcaires du Tithonique. De l'Oxfordien au Tithonique, la série évolue d'un pôle argileux vers un pôle carbonaté. Les faciès du Tithonique subalpin sont généralement très monotones. Il s'agit surtout de calcaires pélagiques, à pâte très fine. Seules quelques brèches intraformationnelles et calcaires à débris zoogènes se différencient du faciès fondamental (Remane, 1966).

### b) Crétacé inférieur

Les séries pélagiques marno-calcaires persistent au début du Crétacé (Berriasien, Valanginien inférieur), mais l'influence de la plate-forme jurassienne devient sensible et se marque par la présence épisodique de faciès biodétritiques à cachet néritique (calcaire roux spathique du Valanginien supérieur). L'Hauterivien se caractérise par des marnes à Céphalopodes à la base, des marno-calcaires à *Toxaster* dans les termes plus élevés. A la fin du Néocomien, période de remblaiement à fort taux de sédimentation, la profondeur est suffisamment faible pour permettre l'installation de la plate-forme carbonatée urgonienne. Ces faciès se développent durant la période Barrémo-Aptienne et disparaissent à la suite d'une transgression marquée par un niveau de lumachelle (Garduno - Monroy, 1981).

### c) Gault

Il regroupe les formations grésoglaucוניeuses comprises entre la lumachelle et la base des calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur (Garduno - Monroy, 1981). Le Gault est représenté par une série détritico-glaucוניeuse d'épaisseur variable (10 à 50 m). La base de cette formation est généralement attribuée à l'Albien inférieur ou au Clansayésien (Charollais *et al.*, 1978). Elle est parfois transgressive sur les calcaires urgoniens (Charollais, 1966) et présente fréquemment un niveau de brèche à éléments phosphatés, épigénisant souvent des coquilles de mollusques. La position de cet horizon est variable, depuis la base de la formation jusqu'au sommet dans la partie interne des Bauges (Waterlot, 1970). A l'Ouest du massif des Bauges, le Gault apparaît sous le faciès "grès vert", tandis qu'à l'Est, les grès prennent une teinte plus sombre.

### d) Crétacé supérieur

Il débute généralement par un pseudo-conglomérat ravinant et remaniant les grès glaucוניeux du Gault. Les termes plus élevés sont constitués de calcaires sublithographiques gris clair à Globotruncanes. Le sommet de la formation est fortement raviné par l'Eocène fluvio-lacustre ou marin, ce qui détermine une grande variabilité dans les épaisseurs (0 à 250 m). Comme dans le Gault, il est possible de distinguer deux faciès. Dans les synclinaux externes des Bauges, les calcaires sublithographiques sont gris clair, ils se terminent parfois par des calcaires plus siliceux, pauvres en faune. Dans les synclinaux internes, les calcaires sont plus sombres, parfois d'épaisseur très réduite et surmontés par les "Couches de Wang". Ces couches d'âge campano-maestrichtien sont constituées de calcaires

siliceux sombres à très nombreux spicules de spongiaires (Gardano - Monroy, 1981).

#### e) Conclusion

De l'Oxfordien au Tithonique, les sédiments de plus en plus riches en carbonates se déposent en ambiance pélagique. Au début du Crétacé, les faciès pélagiques persistent, mais l'influence de la plate-forme jurassienne se fait sentir très tôt par l'existence de faciès néritiques. La fin du Néocomien est marquée par l'installation de la plate-forme urgonienne. A l'Albo-Cénomanién, la sédimentation est essentiellement détritique. De nombreuses lacunes et niveaux de condensation caractérisent cette période. Au Turonien, la sédimentation de boues carbonatées à foraminifères s'installe. Elle durera jusqu'à la fin du Sénonien. Au Crétacé terminal, les faciès de calcaires fins sont marqués par le confinement (couches de Wang).

### B - JURA MERIDIONAL SAVOISIEN

#### 1) Cadre structural

Il est constitué d'anticlinaux d'axe Nord-Sud à flanc occidental redressé (Gros-Foug, Chambotte) et parfois chevauchant (Epine-Mont du Chat) (fig. 2). Ces plis encadrent la gouttière synclinale du lac du Bourget et s'intègrent plus au Sud dans les chaînes subalpines. L'anticlinal de la Chambotte se prolonge par l'anticlinal de Corbelet-Outheran, accolé au massif de la Chartreuse au Sud de Chambéry. A ce niveau, les axes de plis s'infléchissent vers l'Ouest. Le plissement principal s'est produit après le Pontien, mais des mouvements précoces anté-éocènes et éocènes ont affecté cette région (Debelmas, 1974).

#### 2) Stratigraphie

Une seule coupe a été échantillonnée au Nord de l'anticlinal du Gros-Foug. Elle débute dans l'Oxfordien supérieur et se termine avec les faciès urgoniens.

##### a) Malm

L'Oxfordien supérieur est constitué de calcaires pseudolithographiques disposés en bancs réguliers peu épais et séparés par de minces lits plus marneux (Enay, 1966 ; Enay et Donze, 1972). Cette formation affleure au coeur de l'anticlinal du Gros-Foug.

Le Kimméridgien inférieur marneux est daté par une faune d'ammonites (Hirtz, 1949). A la base, il existe un niveau condensé à spongiaires et glauconies, reposant sur les calcaires pseudolithographiques de l'Oxfordien supérieur. Au Grand Colombier, il est essentiellement calcaire (Enay et Donze, 1972). Le Kimméridgien supérieur est représenté par des calcaires récifaux blancs, localement dolomités.

Le Portlandien est essentiellement formé de calcaires récifaux et de dolomies, mal stratifiés. Les faciès très variés traduisent un environnement de faible profondeur, attesté d'ailleurs par l'existence locale de surfaces d'émersion avec fentes de retrait (Enay et Donze, 1972).

Le Purbeckien est épais d'une centaine de mètres : Les faciès sont très variables, calcaires, marnes vertes, dolomies, brèches à "cailloux noirs", etc... Ces faciès caractérisent un milieu supratidal ou lagunaire, comme l'atteste la présence de charophytes (Jaffrezo, 1980). Notons que le Purbeckien n'a pas de signification en tant qu'étage. Il est tantôt placé à la fin du Jurassique, tantôt à la base du Crétacé. La partie supérieure de la formation est en partie contemporaine du Purbec-

kien inférieur d'Angleterre et du Berriasien inférieur subalpin (Donze, 1958).

#### b) Crétacé inférieur

Le Berriasien moyen et supérieur est essentiellement calcaire à la base (Calcaires de Thoiry; Mouty, 1966). Cette formation parfois appelée "Marbre bâtard" forme une barre bien individualisée au-dessus du Purbeckien. Le Berriasien supérieur est plus marneux et correspond aux "couches de la Corratérie" (Mouty, 1966).

Le Valanginien est essentiellement calcaire, épais d'environ 50 à 80 m. Les foraminifères benthiques sont très abondants (Miliolidés, Textulariidés, etc ...) (Enay et Donze, 1972). Des études récentes ont permis de déterminer quatre séquences transgressives au cours du Berriasien-Valanginien, limitées par des horizons de discontinuité, et constituant une mégaséquence transgressive (Darsac, 1983). Au Valanginien supérieur, le milieu s'approfondit, entraînant la disparition de la plate-forme jurassienne. L'Hauterivien comprend une série à dominante surtout argileuse à la base, et des calcaires roux glauconieux à la partie supérieure. Cet intervalle reflète plusieurs tentatives d'installation de la plate-forme urgonienne.

Le Barrémo-Bédoulien correspond aux faciès urgoniens essentiellement constitués de calcaires blancs massifs à Orbitolines. Au cours de l'Hauterivien et du Barrémo-Bédoulien, quatre étapes ont été définies dans l'évolution de la plate-forme. D'un point de vue séquentiel, l'Hauterivien et le Barrémo-Bédoulien correspondent à une mégaséquence régressive (Viéban, 1983).

#### c) Conclusion

De l'Oxfordien supérieur, jusqu'au Barrémo-Bédoulien, le Jura méridional appartient à un domaine de plate-forme carbonatée passant au Sud-Est aux faciès subalpins plus profonds. Dans le détail, cette région connaît de nombreux mouvements épeirogéniques déterminant l'installation et l'évolution des plates-formes carbonatées. Les modalités de passage de la plate-forme jurassienne au bassin subalpin sont détaillées par Darsac (1983) et Viéban (1983).

### C - CHAINES SURALPINES MERIDIONALES

Contrairement aux chaînes subalpines septentrionales, elles sont mal individualisées et passent les unes aux autres, sans coupure nette.

#### 1) Cadre structural

La structure d'ensemble est complexe, car deux systèmes de plissements se superposent. Le premier, d'âge crétacé supérieur - éocène (phase pyrénéo-provençale) présente une orientation Est-Ouest, le second (fini-Miocène) est sensiblement Nord-Sud. On peut individualiser une unité autochtone, constituée par le Diois et les Baronnies à l'Ouest et passant aux chaînes provençales au Sud, et deux unités allochtones. La première est chevauchante vers le Nord (axe Ventoux, Lure), la seconde constitue la nappe de Digne dont le déplacement du NNE vers le SSW est estimé à 40 km, (Beaudoin *et al.*, 1975a) (fig. 3).

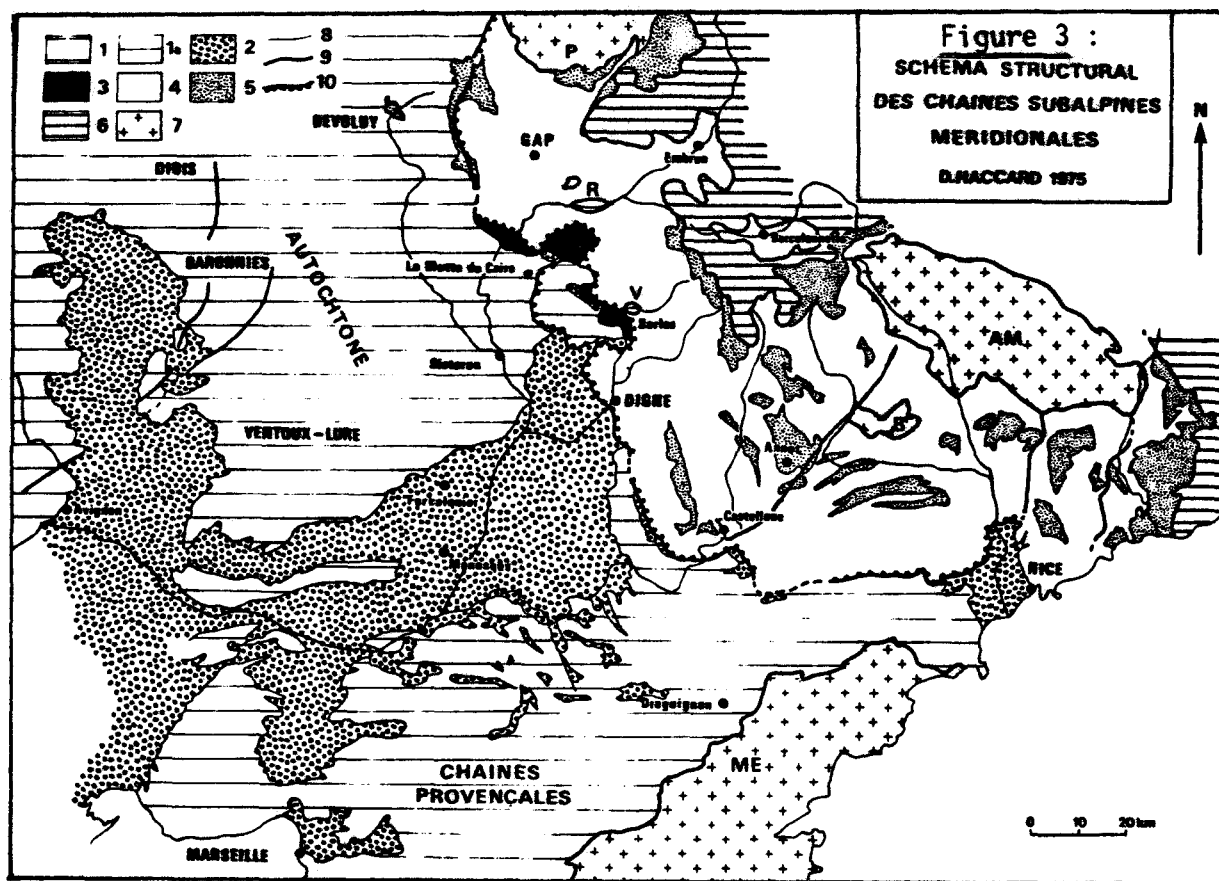


Figure 3 :  
SCHEMA STRUCTURAL  
DES CHAINES SUBALPINES  
MERIDIONALES  
D. MACCARD 1975

- 1 - Autochtone, lobe de Mélan-Clamensane (1a), et Chaines provençales.
- 2 - Tertiaire de l'autochtone caractérisé par un Eocène continental (exception faite des affleurements du Dévoluy), de l'Oligocène continental (Molasses rouges), du Miocène marin et du Pliocène.
- 3 - Nappe de Turriers.
- 4 - Nappe de Digne.
- 5 - Tertiaire de la nappe de Digne, caractérisé par l'Eocène marin, et, au Nord et à l'Est, un Eocène terminal-Oligocène (?) marin (bassin du Flysch d'Annot) ; au Sud un Oligocène continental (bassin de Barrême-Taulanne) ; le Miocène y est continental.
- 6 - Nappes de l'Ubaye-Embrunais et des Alpes maritimes franco-italiennes.
- 7 - Massifs cristallins et leur tégument (Carbonifère et Permien) : MC Massif Central, ME Maures-Estérel, AM Argentera-Mercantour, P Pelvoux, R Remollon, V Verdaches, B Barrot.
- 8 - Failles ou décrochements.
- 9 - Trace du contact de la couverture décollée sur les massifs cristallins.
- 10 - Contact anormal de la nappe de Digne et chevauchements des Arcs de Castellane et de Nice.

## 2) Stratigraphie

### a) Le Malm

Il comprend trois unités lithologiques.

a<sub>1</sub>) Les Terres Noires occupent le coeur des grands anticlinaux ouverts par l'érosion. L'âge de cette formation, dont l'épaisseur peut atteindre 2 000 m, s'étend depuis le Bajocien supérieur jusqu'à l'Oxfordien moyen inclus (Artru, 1972). Les Terres Noires sont constituées de marnes et d'argilites sombres. Seule la partie oxfordienne de cette formation a été échantillonnée.

a<sub>2</sub>) Le Malm "argilo-carbonaté" est constitué d'une alternance de bancs carbonatés et de marnes, correspondant à l'ancienne trilogie Argovien-Rauracien-Séquanien (Artru, 1972). L'âge de cette formation, épaisse de 200 à 600 m, est oxfordien supérieur à kimméridgien supérieur.

a<sub>3</sub>) Le Malm carbonaté est représenté par la barre calcaire tithonique, principal trait morphologique des chaînes subalpines méridionales. L'âge de cette formation est kimméridgien-tithonique et berriasien p.p. Elle est surmontée par les faciès marno-calcaires berriasiens. On y rencontre trois types de faciès : des calcirudites et calcarénites, des faisceaux contournés (slumping), des faciès fins calcaires et marno-calcaires (Beaudoin, 1980). L'analyse détaillée de cette formation permet une reconstitution morphologique du bassin de sédimentation (Beaudoin, 1977).

En résumé, la série stratigraphique du Jurassique supérieur débute par des termes argileux (Terres Noires) et évolue progressivement vers des termes carbonatés (Barre Tithonique).

#### b) Crétacé inférieur

D'importantes études stratigraphiques et paléogéographiques ont été entreprises sur le Crétacé inférieur du domaine subalpin méridional (Moullade, 1966 ; Cotillon, 1971 ; Le Hégarat, 1971). Elles ont abouti à un découpage précis des différentes unités lithologiques, grâce notamment aux ammonites et aux foraminifères, et ont permis de préciser la paléogéographie. Du Berriasien au Bédoulien inclus, les terrains sont constitués d'alternances de marnes et de calcaire, mais la proportion relative de ces deux termes varie. Ainsi, au Valanginien, les marnes dominent, tandis qu'au Barrémo-Bédoulien, les bancs carbonatés sont prépondérants. Les faisceaux à sédimentation alternante sont fréquemment interrompus par des faisceaux à contournements (slumping) (Goguel, 1944 et 1953 ; Remane, 1966) dont l'étude a permis de reconstituer partiellement les paléopentes du bassin de sédimentation (Beaudoin, 1975 ; Beaudoin *et al.*, 1975 a et b ; Beaudoin, 1977 et 1980 ; Ledoeuff, 1977 ; Tangri, 1980). Par ailleurs, de nombreux bancs calcarénitiques s'intercalent dans les alternances marnocalcaires.

D'un point de vue paléogéographique, deux domaines peuvent être individualisés au sein des chaînes subalpines méridionales (Cotillon, 1971) : Un domaine pélagique correspondant au domaine vocontien et un domaine hémipélagique passant vers le Sud à la plate-forme provençale, au Nord-Ouest au Vercors.

L'Aptien et l'Albien correspondent à un épisode marneux. Au cours de cette période se déposent des boues pélagiques riches en matière organique et en argile, qui donneront, après lithification, les "Marnes Bleues". Cette formation comprend de nombreux niveaux plus calcaires ; il en résulte des alternances de marnes et de calcaires marneux d'épaisseur très variable, appelées fréquemment "pseudo-alternances". Le Clansayésien, constitué d'alternances de marnes et de calcaires parfois gréseux, sert de niveau-repère au sein de cette formation essentiellement marneuse.

#### c) Crétacé supérieur

Le Cénomaniens est encore constitué d'alternances de marnes et de calcaires plus ou moins gréseux, mais la proportion de calcaire augmente. Quatre faciès principaux peuvent être distingués dans le Cénomaniens vocontien : marneux et marno-calcaire, calcaréo-gréseux, marneux et marno-gréseux, marno-sableux (Porthault, 1974). Le Turonien est essentiellement calcaire avec des épisodes de grès grossiers et de conglomérats. Il correspond à son début à une importante régression et à la surrection de reliefs sur le pourtour de la fosse vocontienne (Porthault, 1974).

#### d) Conclusion

Durant l'intervalle de temps étudié, trois mégaséquences sédimentaires se succèdent, allant d'épisodes marneux vers des épisodes

plus carbonatés. De l'Oxfordien au Tithonique-Berriasien, on passe ainsi de sédiments argileux et marneux (Terres Noires) à une barre carbonatée. Au Valanginien, les sédiments redeviennent marneux et s'enrichissent progressivement en carbonate jusqu'au Barrémo-Bédoulien. A l'Aptien, la sédimentation est à nouveau argileuse (Marnes Bleues) puis s'enrichit en carbonate au Cénomaniens et au Turonien.

## CHAPITRE II

- ECHANTILLONNAGE.
- LOCALISATION DES COUPES.
- METHODES D'ETUDES.



## I - ECHANTILLONNAGE

### A - FREQUENCE DE L'ECHANTILLONNAGE

L'objectif essentiel étant d'établir une stratigraphie minéralogique sur une période de temps assez importante (Oxfordien - Crétacé supérieur), l'échantillonnage a été réalisé de manière lâche (environ un échantillon tous les dix à vingt mètres de séries). Ce maillage moyen varie en fait selon les périodes considérées : la fréquence de l'échantillonnage est plus grande dans les séries à faible taux de sédimentation.

La densité de l'échantillonnage effectué est indépendante de l'hétérogénéité lithologique, car il existe souvent une indépendance totale entre la lithologie et la minéralogie des argiles. Toutefois, les alternances marno-calcaires qui font exception à cette règle ont fait l'objet, pour quelques faisceaux, d'un échantillonnage de chaque banc calcaire et interbanc marneux. Les échantillons sont prélevés dans la partie centrale des bancs, lorsque ceux-ci sont suffisamment épais. Sinon, l'ensemble du banc est prélevé. De plus, dans quelques cas particuliers, plusieurs échantillons ont été prélevés dans chaque banc et interbanc.

Au total, dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura méridional, 375 échantillons ont été prélevés. Dans les chaînes subalpines méridionales environ 600 échantillons ont été étudiés.

### B - PRECAUTIONS D'ECHANTILLONNAGE

#### 1) Problèmes liés à l'altération

Dans tous les cas, nous avons recherché des échantillons dépourvus d'indices d'altération météorique, et cela bien que des analyses minéralogiques effectuées dans les parties fraîches et altérées des bancs calcaires ne montrent pas de modifications appréciables.

#### 2) Problèmes liés à la présence de glauconie

Nous avons rencontré de nombreuses séries glauconieuses (Hauterivien du Jura et des Bauges, Albo-Cénomano-Turonien des Bauges et des Bornes). Les échantillons très glauconieux présentent un très fort pourcentage de minéraux illitiques provenant de granules glauconitiques. Par conséquent, les analyses minéralogiques ne sont pas représentatives de la composition argileuse réelle du sédiment. De toutes manières, des smectites originelles peuvent avoir évolué en illite glauconitique et avoir disparu de la fraction argileuse de la roche, modifiant la composition argileuse d'origine. De ce fait, peu d'échantillons ont été prélevés dans les séries glauconieuses.

## II - LOCALISATION DES COUPES \*

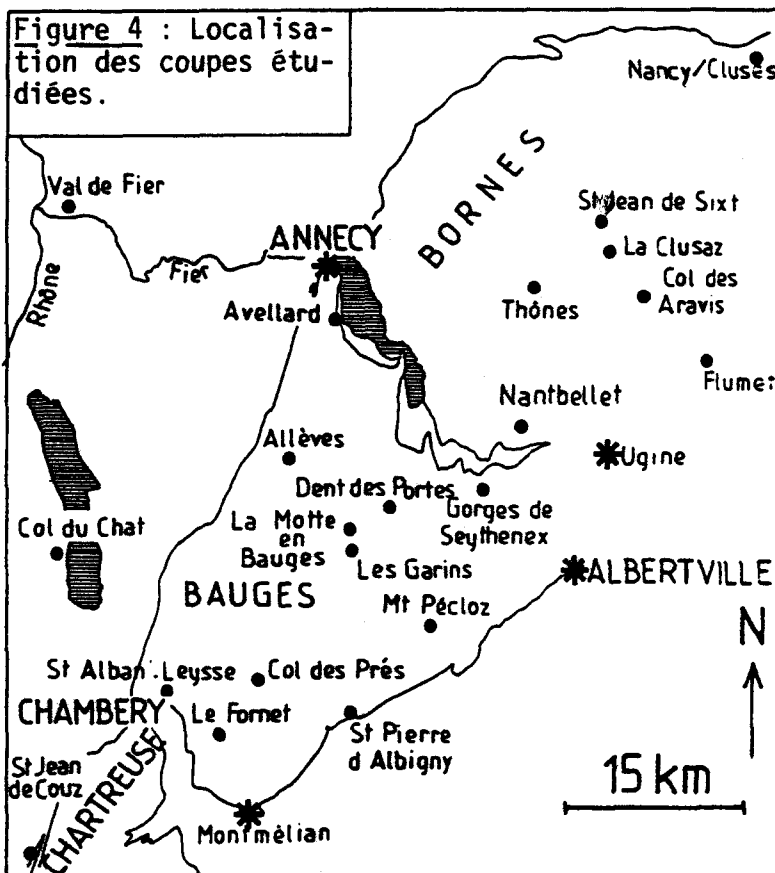
### A - JURA MERIDIONAL

Une seule coupe (coupe du Val de Fier), située au Nord de l'anticlinal du Gros-Foug, a été échantillonnée (fig. 4). Au coeur de l'anticlinal entaillé par la vallée du Fier, affleurent l'Oxfordien supérieur et le Kimméridgien. D'Est en Ouest, la route recoupe le flanc occidental vertical de l'anticlinal et permet l'échantillonnage de l'ensemble de la série jusqu'aux faciès urgoniens.

Dans l'anticlinal du Mont du Chat, des prélèvements isolés d'échantillons d'âge kimméridgien, valanginien, hautérvien et à faciès urgonien ont été effectués le long de la route descendant du col du Chat vers le lac du Bourget.

### B - MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX

#### 1) Bauges



La plupart des coupes étudiées appartient à ce massif. Nous avons rencontré des difficultés pour obtenir une coupe continue de l'Oxfordien au Crétacé supérieur, en raison du couvert végétal important. Dans la partie méridionale du massif, nous avons pu échantillonner l'intervalle Valanginien inférieur - Campanien. Du Valanginien au sommet des faciès urgoniens, les terrains affleurent le long de la D. 206, depuis le lieu-dit les Chavonettes vers le col des Prés (fig. 4). La formation grésoglaucieuse du Gault et le Crétacé supérieur affleurent en contrebas dans les gorges de la Reyse (Garduno-Monroy, 1981).

Dans le même secteur, (mais sur des coupes différentes), nous avons pu échantillonner des terrains plus anciens : Oxfordien - Kimméridgien - Tithonique du massif de Curienne (coupe du Fornet) et Berriasien (St Alban-Leyse). Ainsi, il est possible de reconstituer une colonne sédimentaire synthétique de ce secteur, qui servira de référence pour l'étude des assemblages argileux.

Par ailleurs, nous avons échantillonné plusieurs affleurements situés aux environs d'Allèves. Cet échantillonnage ponctuel intéresse notamment les faciès du Néocomien.

\* Les coordonnées Lambert des coupes étudiées figurent en annexe 1.

Les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur ont fait l'objet d'un échantillonnage particulier. Dans le massif des Bauges, sept coupes ont été échantillonnées : Avellard, Gorges de la Reysse, Garins, Motte en Bauges, Dent des Portes, Pécloz et Gorges de Seythenex. S'y ajoute un échantillonnage du Campanien de Chartreuse occidentale à St Jean de Couz (fig. 4).

## 2) Bornes-Aravis (fig. 4)

Seule la partie orientale du massif a été étudiée. Plusieurs coupes ont été échantillonnées, notamment dans le secteur du col des Aravis. Des prélèvements ont été effectués depuis l'Oxfordien à la sortie de Flumet (D. 909), jusqu'au Valanginien du col des Aravis. A la Clusaz, nous avons échantillonné le Crétacé supérieur. Enfin, les faciès de l'Hauterivien à l'Albien ont été prélevés dans l'anticlinal du Mont-Durand situé entre la Clusaz et St Jean de Sixt. Le Crétacé supérieur a également fait l'objet de plusieurs échantillonnages, notamment à Thônes (coupe du calvaire de Thônes) et à Nancy-sur-Cluses. Ces coupes s'ajoutent à celle de la Clusaz. Il nous a paru intéressant d'étudier dans ce secteur la minéralogie de la fraction argileuse des klippes à matériel ultrahelvétique à partir d'une coupe située dans l'Unité de Nantbellet (klippe de Sulens ; Charollais *et al.*, 1981 a et b). Cette coupe permettra de comparer des assemblages argileux d'origine plus interne.

## C - CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES

Les conditions d'affleurement sont nettement meilleures dans ce secteur, en raison du couvert végétal réduit. Six coupes ont été échantillonnées. Trois d'entre elles se situent dans la nappe de Digne et l'arc de Castellane : il s'agit de coupes de Blégiers, Daluis et Vergons. Les trois autres appartiennent au domaine autochtone. Du Nord-Ouest au Sud-Est, il s'agit de coupes de Montclus, Sisteron et Chabrières (fig. 5). Elles sont complétées par l'étude du Tithonique-Berriasien de la clue de Taulanne. Ces coupes ont été échantillonnées de façon plus ou moins complète, en partie à cause des lacunes d'observations, mais surtout à cause des phénomènes diagénétiques affectant les assemblages argileux (cf chapitre III).

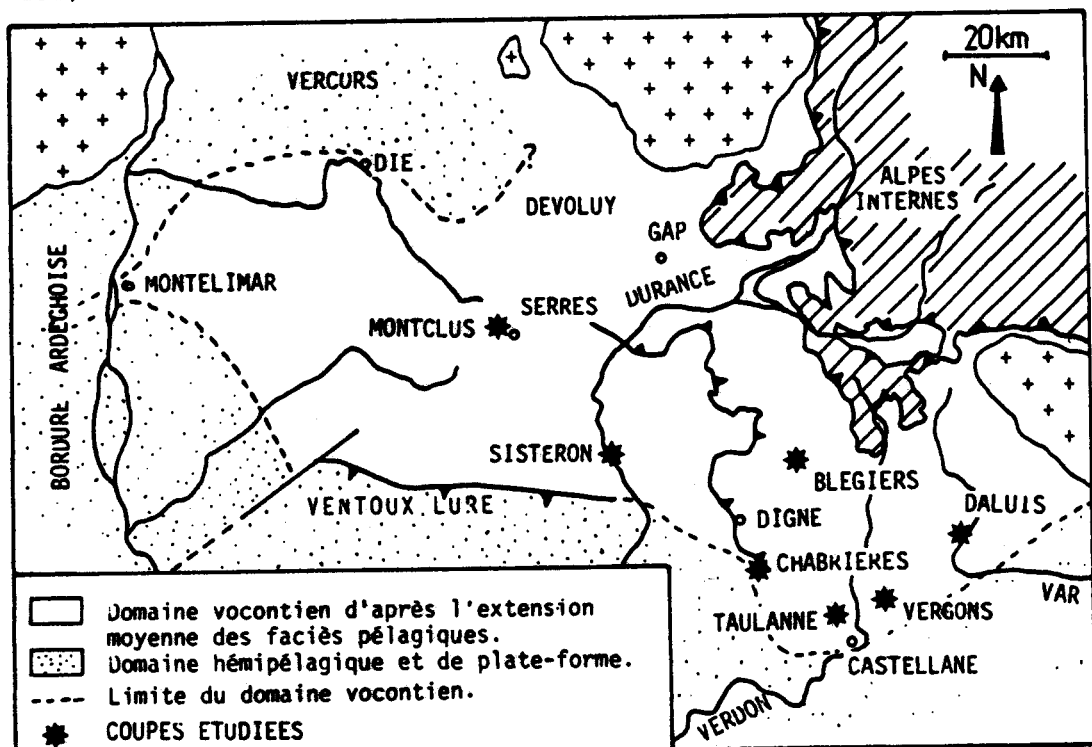
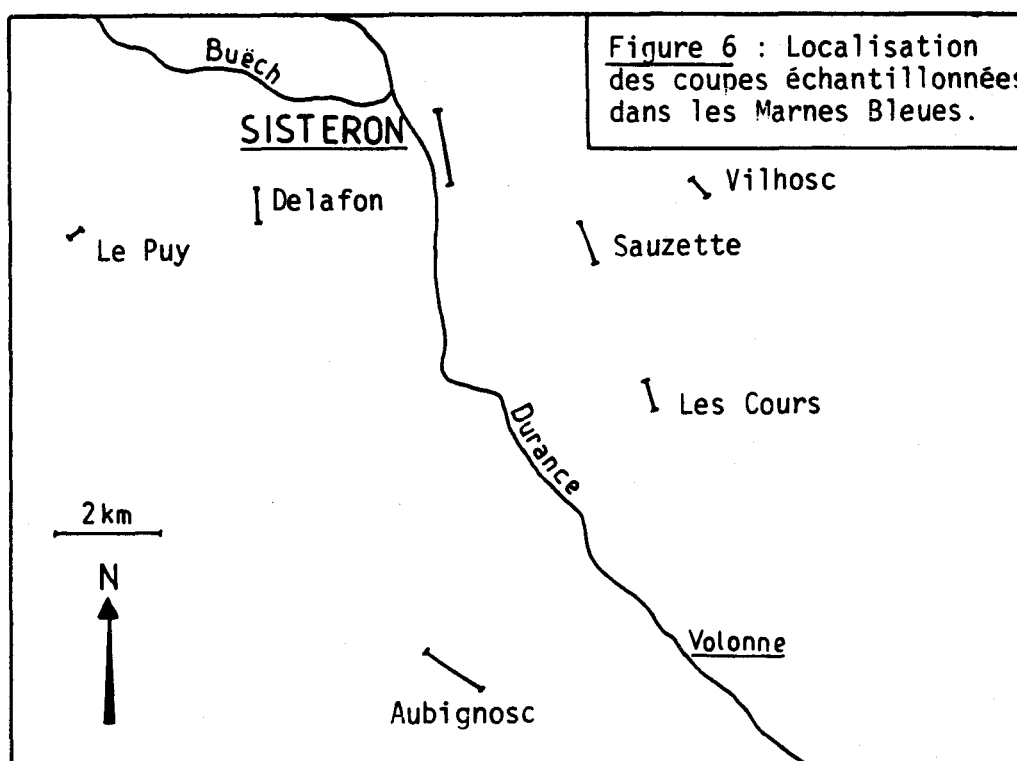


Figure 5 : Localisation des coupes étudiées dans les chaînes sub-alpines méridionales.

Les coupes de Montclus, Sisteron et Vergons ont été étudiées de façon plus continue et plus dense que les autres. La coupe de Montclus, décrite en détail par Ledoëuff (1977) pour la période Valanginien-Barrémien, débute dans les Terres Noires (Oxfordien) et se termine dans les Marnes Bleues albiennes. Une coupe de la Montagne du Risou (synclinal de Rosans) permet de la compléter dans le Cénomaniens, mais le passage de l'Albien au Cénomaniens n'a pas été étudié (Levé G. Friès).

La coupe de Sisteron, continue du Kimméridgien au Barrémien, en rive gauche de la Durance, a été décrite par Beaudoin (1977) en ce qui concerne le Tithonique-Berriasien. Elle a été levée en détail par P. Joseph et G. Friès pour les terrains plus récents. Les Marnes Bleues albiennes et le Cénomaniens ont été échantillonnés en divers points proches de Sisteron (fig. 6). Cet échantillonnage a permis la reconstitution d'une série continue du Kimméridgien au Cénomaniens.



La coupe de Vergons a été décrite en détail, notamment par Cotillon (1971). Nous l'avons étudiée depuis les Terres Noires oxfordiennes jusqu'au Turonien. Elle comporte cependant plusieurs lacunes (Valanginien supérieur et base des Marnes Bleues aptiennes). Les coupes de Daluis et de Blégiers ont été échantillonnées depuis le Kimméridgien-Tithonique jusqu'à la base des Marnes Bleues aptiennes. Enfin, la coupe de Chabrières a été considérée pour l'intervalle Oxfordien-Barrémien, ainsi que pour l'Albien supérieur, mais comporte une lacune d'observation au sommet du Berriasien.

D'un point de vue paléogéographique, toutes les coupes se situent dans le domaine pélagique, sauf celles de Chabrières et de Taulanne qui appartiennent au domaine hémipélagique plus proche de la plate-forme provençale (Cotillon, 1971).

### III - METHODES D'ETUDES

#### A - INTRODUCTION

La description lithologique des échantillons récoltés sur le terrain a été suivie d'analyses diverses de laboratoire, de nature sédimentologique, minéralogique et géochimique. Fréquemment décrites dans la littérature récente, les techniques ne seront pas exposées à nouveau. Seules seront précisées à des fins de comparaisons, certaines conditions spécifiques d'analyse.

#### B - ANALYSES GRANULOMETRIQUES AU SEDIGRAPH

L'analyse est fondée sur la mesure, par l'intermédiaire d'un faisceau fin de rayons X, de la concentration des particules restant en suspension à une hauteur de sédimentation donnée diminuant en fonction du temps. Quelques analyses ont été effectuées à l'aide d'un Sedigraph 5 000 D. Il s'agit d'un analyseur automatique de dimensions des particules pour des tailles allant de 100 à 0,1  $\mu\text{m}$ , par mesure du taux de sédimentation des grains en suspension. Les résultats sont automatiquement enregistrés sous la forme d'une courbe cumulative de distribution des pourcentages, en fonction des diamètres de sphères équivalents des particules. Les techniques analytiques précises sont données par Calatayud (1981).

#### C - TECHNIQUES MINERALOGIQUES

##### 1) Préparation des échantillons

Tous les échantillons récoltés ont fait l'objet d'une analyse de leur fraction argileuse par diffraction des rayons X. Nous avons essentiellement travaillé à l'aide de pâtes orientées, dont la préparation est exposée par Holtzapffel (1981), ainsi que sur des agrégats orientés lorsque la roche était très pauvre en argile (Chamley, 1966). La méthode des agrégats a été nécessaire pour les faciès calcaires très purs, essentiellement ceux de l'Urgonien, bien que la décalcification de grandes quantités de roche permette souvent la confection de pâtes orientées, plus reproductibles.

##### 2) Diffraction des rayons X

###### a) Appareillage

Le laboratoire de sédimentologie de Lille est équipé d'un diffractomètre utilisant un générateur de haute tension stabilisée Philips PW 1 730, alimentant un tube à rayons X à anticathode de cuivre. Les conditions analytiques sont données dans le tableau I.

Le passage des échantillons est automatisé et l'enregistrement des diffractogrammes s'effectue directement sur un papier gradué en angströms. Cette particularité facilite et accélère le dépouillement des spectres.

###### b) Pratique

Trois diffractogrammes sont réalisés systématiquement sur les pâtes orientées.

- Essai naturel, sans contrôle de l'humidité. Ce contrôle n'est pas nécessaire dans le cas de pâtes orientées, par contre, un séchage trop long des agrégats entraîne parfois un déplacement du pic des smectites vers 12 Å et un rétrécissement du pic d'illite.

- Essai glycolé, après saturation à l'éthylène-glycol.

- Essai chauffé après cuisson à 490° C pendant 2 heures.

Lorsque ces trois diffractogrammes ne suffisent pas à caractériser les minéraux argileux, d'autres essais sont pratiqués.

- Saturation à l'hydrazine-hydrate, afin d'individualiser la kaolinite en présence de chlorite.

- Saturation par l'ion potassium, afin de distinguer, dans le cas de mélanges complexes, la vermiculite, la chlorite et divers minéraux interstratifiés (Anonyme, 1978).

- Attaque par l'acide chlorhydrique 12 N chaud pendant 1/2 heure. Cet essai entraîne la destruction de la chlorite et permet d'individualiser la kaolinite. Ce traitement est nécessaire lorsque les assemblages argileux comportent des minéraux interstratifiés irréguliers masquant de faibles proportions de kaolinite lors de l'essai de saturation à l'hydrazine-hydrate.

- Attaque ménagée par l'eau oxygénée à température modérée (< à 70° C). Il y a destruction de la matière organique, qui peut gêner l'identification des minéraux argileux.

|   | PATES<br>ORIENTEES  | POUDRES<br>DESORIENTEES | RAIE 060                   |
|---|---------------------|-------------------------|----------------------------|
| ANTICATHODE                                 | CUIVRE              |                         |                            |
| TENSION SUR LA SOURCE                       | 40KV                |                         |                            |
| INTENSITE                                   | 25mA                |                         |                            |
| TENSION SUR LE DETECTEUR<br>A SCINTILLATION | 2 x 886 V           |                         |                            |
| GAIN  | 16                  |                         |                            |
| VITESSE D'ENREGISTREMENT                    | 1cm / mn            | 2cm / mn                | 1cm / mn                   |
| VITESSE DU GONIOMETRE                       | 1° 20 / mn          | 2° 20 / mn              | 1° 20 / mn                 |
| SENSIBILITE                                 | 1000 cps ou 400 cps |                         | 1000 cps                   |
| FENTES                                      | F1 et F3 = 1°       | F2 = 0,1°               | F1 et F3 = 4°<br>F2 = 0,3° |
| INERTIE                                     | 2s                  |                         | 10s                        |

Tableau I : Paramètres utilisés en diffraction X.  
(d'après Holtzapffel, 1983, modifié)

Le domaine angulaire concerné va de 2,49° à 28,51°20 (CuK $\alpha$ ). Le dépouillement des diffractogrammes a été fait selon la méthode du laboratoire de sédimentologie de Lille (Holtzapffel, 1981 ; Leroy, 1981 ; Robert, 1982). La nomenclature des minéraux interstratifiés est celle de Lucas (1962).

### 3) Microscopie électronique à transmission

Nous avons utilisé le microscope Siemens (Elmiskop I. A.) de l'U. E. R. de Biologie de l'Université de Lille I. La préparation des

échantillons s'effectue à partir d'une suspension d'argiles très diluée et dispersée à l'aide de buthylamine-synthèse (1/500è). Cette solution est déposée sur une grille recouverte d'un film de collodion, puis séchée à 35° C. La technique est décrite par Trauth *et al.* (1977).

#### D - TECHNIQUES GEOCHIMIQUES

##### 1) Spectrométrie d'absorption atomique et moléculaire

Les techniques utilisées sont décrites par Deconinck (1982). La roche finement broyée et homogénéisée est soumise à trois types d'attaque : fluonitrique sous pression, alcaline et fluoperchlorique. Les solutions d'attaque obtenues sont diluées et dosées par spectrométrie d'absorption atomique selon les modalités définies par Pinta et Riandey (1970) et Pinta (1971). Ce processus analytique permet le dosage des éléments majeurs suivants :  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , et des traces : Mn, Zn, Sr, Li, Ni, Cr, Cu, Co, Pb et V.  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont dosés par colorimétrie (absorption moléculaire) selon les normes du Commissariat à l'Energie Atomique (1963). Nous avons utilisé un spectrophotomètre de flamme Perkin-Elmer 5 000 à passeur automatique d'échantillons. Les dosages par absorption moléculaire sont réalisés sur un colorimètre Perkin-Elmer 55E.

##### 2) Calcimétrie

La détermination de la teneur en  $\text{CaCO}_3$  a été faite pour les échantillons prélevés dans les faisceaux alternants marno-calcaires. Nous avons utilisé un calcimètre de Bernard.

##### 3) Microsonde électronique

Nous avons effectué quelques analyses ponctuelles de particules argileuses de nature chloritique grâce à la technique récemment mise au point par Debrabant *et al.* (1984). Nous avons utilisé la microsonde Camebax de l'Université de Lille I.

#### E - EXAMEN DE LAMES MINCES

Aux techniques particulières décrites précédemment, s'ajoute l'observation de lames minces, afin de déterminer les microfaciès. Dans les échantillons Crétacé supérieur, nous avons recherché les Globotruncana, afin de confirmer ou de préciser l'âge exact des formations. Les déterminations spécifiques ont été effectuées par Monsieur J.-J. Fleury.

INTRODUCTION

CHAPITRE III

ORIGINE ET SIGNIFICATION DES MINERAUX ARGILEUX :  
PART DE L'HERITAGE ET DE LA DIAGENÈSE.

I - ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX DES SEDIMENTS ET DES ROCHES

A - BREVETÉ

Les minéraux argileux des sédiments sont des minéraux qui se forment par des modifications de la composition chimique et de la structure cristalline des minéraux primaires. Les minéraux argileux sont des minéraux primaires qui se forment par des modifications de la composition chimique et de la structure cristalline des minéraux primaires. Les minéraux argileux sont des minéraux primaires qui se forment par des modifications de la composition chimique et de la structure cristalline des minéraux primaires.

B - TRANSFORMATION

Il y a un concept de la transformation des minéraux argileux qui est basé sur le fait que les minéraux argileux peuvent être transformés en d'autres minéraux argileux par des modifications de la composition chimique et de la structure cristalline. Les minéraux argileux sont des minéraux primaires qui se forment par des modifications de la composition chimique et de la structure cristalline des minéraux primaires.

Les minéraux argileux des sédiments et des roches sont des minéraux qui se forment par des modifications de la composition chimique et de la structure cristalline des minéraux primaires. Les minéraux argileux sont des minéraux primaires qui se forment par des modifications de la composition chimique et de la structure cristalline des minéraux primaires.



## INTRODUCTION

Avant de rechercher de quelle manière les cortèges argileux peuvent refléter les environnements contemporains de la sédimentation, et d'envisager les comparaisons avec le domaine Nord-Atlantique, il convient de faire la part des modifications survenues après le dépôt. Ce n'est que dans le cas où ces modifications diagénétiques sont absentes, modérées, locales ou à bilan minéralogique constant, que la démarche paléogéographique peut être abordée. Avant d'exposer mes propres résultats, je ferai un bref rappel des grands principes de la sédimentation et de la diagenèse des minéraux argileux, afin de clarifier l'exposé.

### I - ORIGINE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES SÉDIMENTS ET DES ROCHES

#### A - HÉRITAGE

Les minéraux argileux des sédiments sont dits hérités s'ils ne subissent pas de modifications, durant leur transport ou lors de la sédimentation (Millot, 1964). Les minéraux argileux sont alors directement issus du continent, soit par désagrégation mécanique des roches (minéraux dits primaires), soit par l'altération chimique (minéraux des sols et altérations météorologiques). Lors de l'évolution post-sédimentaire, les minéraux argileux peuvent rester stables si les conditions thermodynamiques et chimiques l'autorisent. Ils contribuent alors aux reconstitutions paléogéographiques, paléocourantologiques, climatiques et tectoniques. De telles reconstitutions ont été réalisées dans de nombreux bassins, notamment dans l'Océan Atlantique, soumis depuis son ouverture à des influences détritiques marquées (Chamley, 1979 ; 1981 ; Leroy, 1981 ; Robert, 1982 ; Maillot, 1983).

#### B - TRANSFORMATIONS

Elles ne concernent que le passage d'un type minéralogique à un autre par changement de la nature et de l'agencement des feuilletts élémentaires. Ces mécanismes sont fréquents dans les sédiments déposés lentement, comme par exemple dans les argiles rouges des grands fonds (Hoffert, 1980). Les transformations intervenant lors de la sédimentation sont également fréquentes dans les milieux évaporitiques (Lucas, 1962) ou dans les sédiments sous influence de ces milieux (Debrabant et Chamley, 1982). Les transformations interviennent également plus profondément, sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température, mais aussi sous l'influence de la nature des ions et de leur concentration dans les solutions interstitielles. Ces transformations se produisent au cours de la diagenèse tardive sous l'effet de l'enfouissement (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kisch, 1983 ; Singer et Müller, 1983). La diagenèse d'enfouissement se marque notamment par la disparition des smectites et de la kaolinite.

Les smectites évoluent en interstratifiés (10-14s) de plus en plus riches en feuilletts illitiques (Burst, 1969 ; Perry et Hower, 1970 ; 1972 ; Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Hower *et al.*, 1976). L'illitisation des smectites nécessite l'incorporation de l'ion  $K^+$  au niveau des interfoliaires et suppose donc une concentration suffisante en cet ion dans le milieu interstitiel (Long et Négli, 1968). Lorsque l'empreinte thermodynamique augmente, les interstratifiés (10-14s) tendent à la régularité (allevardite)

et la cristallinité de l'illite s'améliore. La mesure de l'indice de cristallinité de l'illite permet, par conséquent, la caractérisation du milieu diagénétique (Kubler, 1966). Ces modifications s'accompagnent en plus de transformations polymorphiques (Dunoyer de Segonzac, 1969).

La transformation des smectites en chlorite est fréquente dans les milieux magnésiens et parfois riches en fer (Millot, 1964 ; Kisch, 1983). Au cours du passage d'un minéral à l'autre, divers termes interstratifiés apparaissent, tels la corrensite, 14c-14s, l'interstratifié chlorite-vermiculite, mais aussi des chlorites gonflantes (Koporulin, 1972 ; Kisch, 1983). Parmi ces minéraux, la corrensite est la plus répandue, mais sa signification n'est pas exclusivement diagénétique, puisqu'elle existe dans les faciès évaporitiques (Fuchtbauer et Goldschmidt, 1959 ; Lucas, 1962 ; Kubler, 1973). Néanmoins, la présence de corrensite en dehors de ces faciès paraît être un bon indicateur de diagenèse tardive. La chloritisation des smectites semble s'effectuer par formation de feuillets brucitiques au sein des interfoliaires smectitiques (Caillère *et al.*, 1982).

La kaolinite évolue habituellement en illite et/ou en chlorite, si le milieu est suffisamment riche en potassium, fer ou magnésium. En l'absence de ces cations, elle peut rester stable ou évoluer en espèces polymorphes (dickite, nacrite). Ceci explique la profondeur de disparition très variable de ce minéral (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kisch, 1983)

La porosité et la perméabilité favorisent généralement les transformations de la kaolinite. Elles sont plus fréquentes et plus complètes dans les grès que dans les roches argileuses (Kulbicki et Millot, 1960 ; Triplehorn, 1970 ; Kisch, 1983).

#### C - LES NEOFORMATIONS

Elles regroupent les mécanismes de croissance des minéraux argileux à partir de solutions ioniques. Elles interviennent au cours de la sédimentation (Argiles rouges des grands fonds, Hoffert, 1980 ; milieu glauconitique, Odin, 1975). Elles se produisent également plus tardivement, particulièrement dans les milieux poreux comme les grès (Wilson et Pittman, 1977).

#### D - CONCLUSIONS

Dans l'Océan Atlantique, l'étude des assemblages argileux essentiellement hérités contribue à la reconstitution des paléoenvironnements. Dans le domaine alpin, les transformations et les néoformations argileuses, sont susceptibles de modifier profondément le stock argileux hérité. Ces processus interviennent précocement au cours de la sédimentation et renseignent alors sur les particularités du milieu marin. Ils peuvent intervenir plus tardivement sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température due à leur enfouissement sédimentaire et/ou tectonique, ainsi qu'à la proximité de zones métamorphiques. De plus, les évolutions minéralogiques étant contrôlées par le chimisme des solutions interstitielles, la lithologie intervient sur la nature des changements minéralogiques. Dans l'orogène alpin, trois facteurs essentiels, enfouissement, proximité de zones métamorphiques et lithologie, peuvent modifier les assemblages argileux ; leur influence peut être indépendante, concomitante ou antagoniste. La diagenèse thermodynamique se manifestant par une disparition des smectites et de la kaolinite au profit de l'illite et de la chlorite, toute évolution minéralogique en ce sens, en relation avec l'enfouissement ou en direction de zones métamorphiques, suggère l'influence de phénomènes diagénétiques. Par ailleurs, les correspondances entre la lithologie et la minéralogie des argiles, si elles peuvent être contemporaines de la sédimentation, peuvent également révéler l'intervention de processus diagénétiques.

Afin d'établir une comparaison entre l'évolution des argiles de l'Océan Atlantique et celle du domaine alpin, *il convient*, par conséquent, *de faire la part de l'héritage et de la diagenèse* et de rechercher, le cas échéant, les facteurs et les modalités de la diagenèse, afin de les différencier des influences contemporaines du dépôt.

## II - PART DE L'HERITAGE ET DE LA DIAGENESE DANS LA CONSTITUTION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX DES MASSIFS SUBALPINS SAVOYARDS

Afin de faciliter les comparaisons géographiques et pour des raisons d'affleurements et d'homogénéité lithologique, j'examinerai dans ce paragraphe la répartition des minéraux argileux dans le Crétacé supérieur.

### A - COMPOSITION ET REPARTITION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX DANS LE CRETACE SUPERIEUR

Les termes de base du Crétacé supérieur (Cénomaniens à Sénonien inférieur) contiennent fréquemment des éléments glauconieux et du quartz remaniés depuis les grès verts albo-aptiens sous-jacents. Les assemblages argileux, essentiellement illitiques dans ces niveaux n'ont pas de signification. Nous nous sommes intéressés uniquement aux faciès sublithographiques très purs depuis les synclinaux externes jusqu'aux plus internes. Une ou deux coupes ont été étudiées par synclinal. Les résultats simplifiés sont représentés sur des figures et commentés brièvement ci-après.

#### 1) Les synclinaux externes des Bauges

Il s'agit des synclinaux de Leschaux (Coupe d'Avellard (fig. 7a), des Aillons (coupe des Gorges de la Reysse (fig. 7b), du Chatelard (coupe des Garins et de la Motte en Bauges) (fig. 7c et 7d) et du Charbon-Trélod (coupe de la Dent des Portes).

Les assemblages argileux sont dominés par les smectites (60 à 80 % environ). L'illite représente 10 à 30 % de la fraction argileuse. Les minéraux interstratifiés irréguliers (10-14s) et (14c-14s) sont ubiquistes mais peu abondants. La kaolinite et/ou la chlorite sont présentes en traces sauf dans le synclinal de Leschaux. La fraction argileuse contient toujours du quartz parfois abondant et des feldspaths beaucoup moins fréquents et toujours en faible quantité. La goethite est fréquente, notamment dans le synclinal de Leschaux.

#### 2) Le flanc occidental du synclinal de Thônes (coupe du calvaire de Thônes)

Le Crétacé supérieur échantillonné au Calvaire de Thônes est caractérisé par le faciès "couches rouges" : Les calcaires sublithographiques habituellement blanc-crème présentent localement une teinte rouge due probablement à l'état d'oxydation du fer diffus. La composition des assemblages argileux est indifférente à ce changement de faciès. Elle se caractérise, comme dans les synclinaux externes des Bauges, par l'abondance des smectites en regard de l'illite, des minéraux interstratifiés, de la kaolinite et de la chlorite.

#### 3) Le synclinal de Couz (Chartreuse occidentale)

Nous n'avons prélevé que quatre échantillons de Lauze à Bryozaires, faciès néritique d'âge campanien (Santos Narvaez, 1980). Comme dans

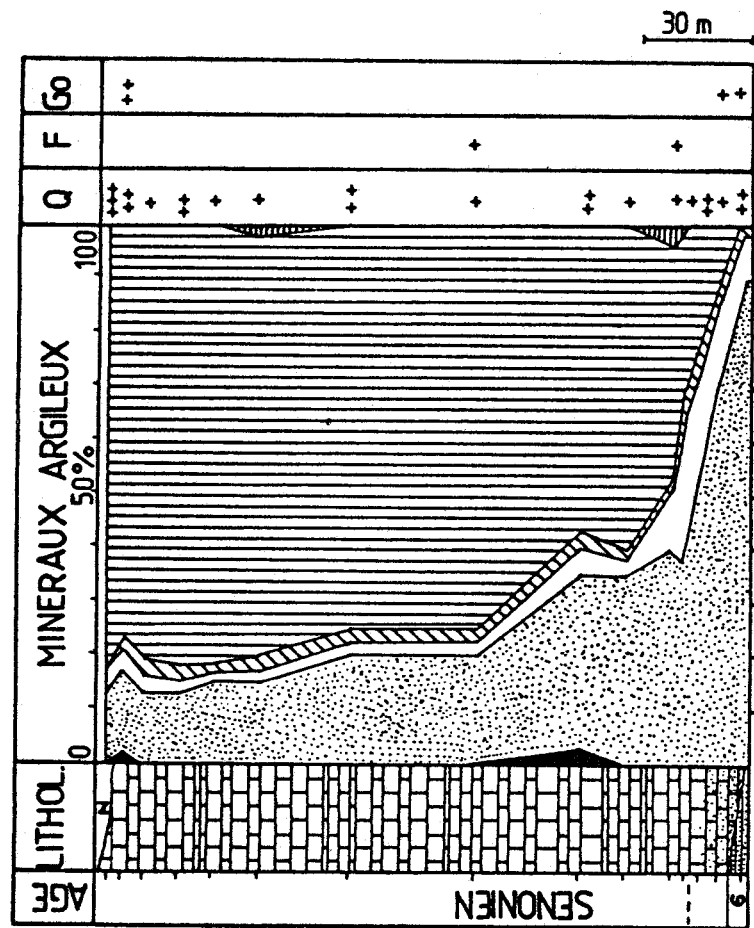


Figure 7c : Coupe des Garins : minéralogie des argiles.

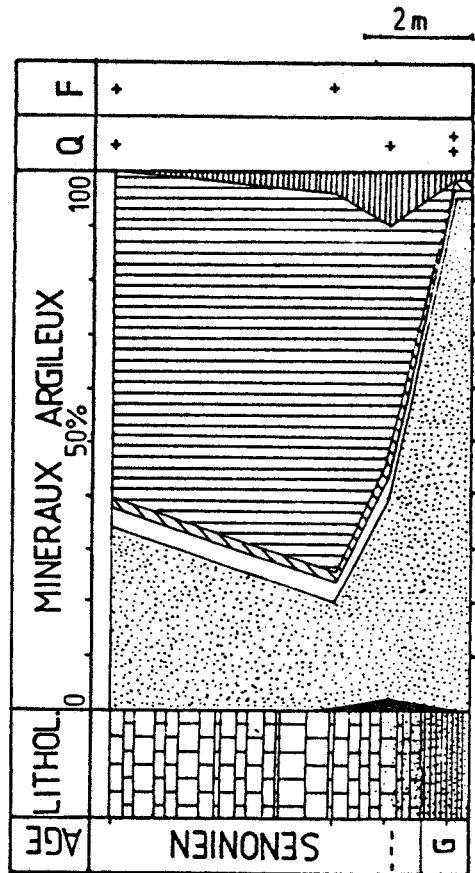


Figure 7d : Coupe de la Motte en Bauges : minéralogie des argiles.

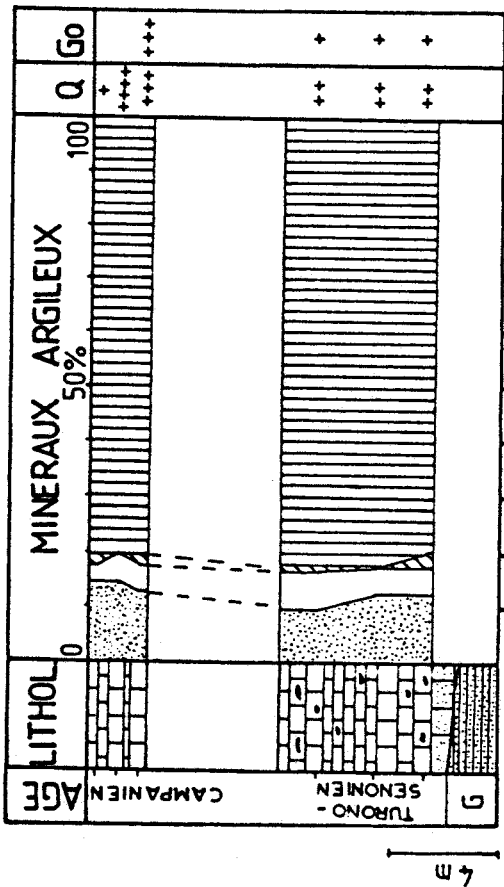


Figure 7a : Coupe d'Avellard : minéralogie des argiles.

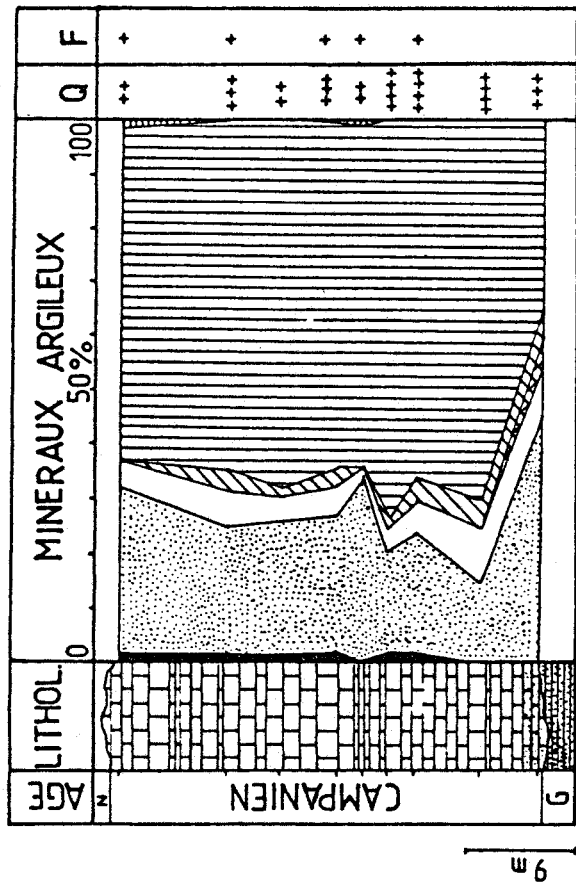


Figure 7b : Coupe des gorges de la Reysse : minéralogie des argiles.

les faciès pélagiques des Bauges, les assemblages argileux sont dominés par les smectites. L'illite est présente et associée à des traces de chlorites, de kaolinite et de minéraux interstratifiés irréguliers (10-14s) et (14c-14s). Le quartz et/ou la goëthite sont associés à ces minéraux (tabl. II).

|    |     |          |           |     |    |   |    |
|----|-----|----------|-----------|-----|----|---|----|
| :  | :   | :        | :         | :   | :  | : | :  |
| C  | I   | (10-14s) | (14c-14s) | Sm  | K  | Q | Go |
| :  | :   | :        | :         | :   | :  | : | :  |
| :  | 20- | 5+       | tr        | 75- | :  | + | ++ |
| :  | :   | :        | :         | :   | :  | : | :  |
| :  | 15- | 5        | :         | 80+ | :  | : | +  |
| :  | :   | :        | :         | :   | :  | : | :  |
| tr | 10- | tr       | :         | 85- | tr | + | :  |
| :  | :   | :        | :         | :   | :  | : | :  |
| :  | 10- | tr       | :         | 90  | :  | + | :  |
| :  | :   | :        | :         | :   | :  | : | :  |

Tableau II : Minéralogie des argiles dans les Lauzes à Bryozoaires du synclinal de Couz.

4) Les synclinaux internes des Bauges et la chaîne des Aravis

Dans les Bauges, nous avons étudié le synclinal d'Arclusaz (coupe du Pécloz) (fig. 8a) et le synclinal de Tamié. (coupe de Seythenex) (fig. 8b)

Dans la chaîne des Aravis, nous avons considéré deux coupes, l'une située à la Clusaz (fig. 8c), l'autre à Nancy-sur-Cluses. (fig. 8d)

Les assemblages argileux sont partout dominés par l'illite. A ses côtés, on trouve des proportions variables de chlorites parfois gonflantes et des minéraux interstratifiés très diversifiés parfois subréguliers : (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14c-14v), (14v-14s). Au sein d'une même coupe, les assemblages sont relativement homogènes. D'une coupe à l'autre, en revanche, les proportions d'illite, de chlorite et de minéraux interstratifiés varient fortement. A titre d'exemple, la chlorite est peu abondante à Seythenex (10 %) mais représente 25 à 30 % de la fraction argileuse dans la coupe du Pécloz. Par ailleurs, les minéraux interstratifiés sont plus abondants à Nancy-sur-Cluses (30 à 40 %) et à la Clusaz qu'à Seythenex ou au Pécloz (20 %).

5) Le Crétacé supérieur de la klippe de Sulens

Le Crétacé supérieur ultrahelvétique affleure dans l'unité de Nantbellet (Charollais *et al.*, 1981b). Les cortèges argileux sont diversifiés et variables. L'illite et les smectites représentent les espèces dominantes. La chlorite et les interstratifiés sont abondants à certains niveaux. La kaolinite apparaît de façon accessoire (tabl. III). Le Crétacé supérieur ultrahelvétique se distingue donc du Crétacé supérieur subalpin par l'hétérogénéité des assemblages, et leur grande variabilité d'un échantillon à l'autre.

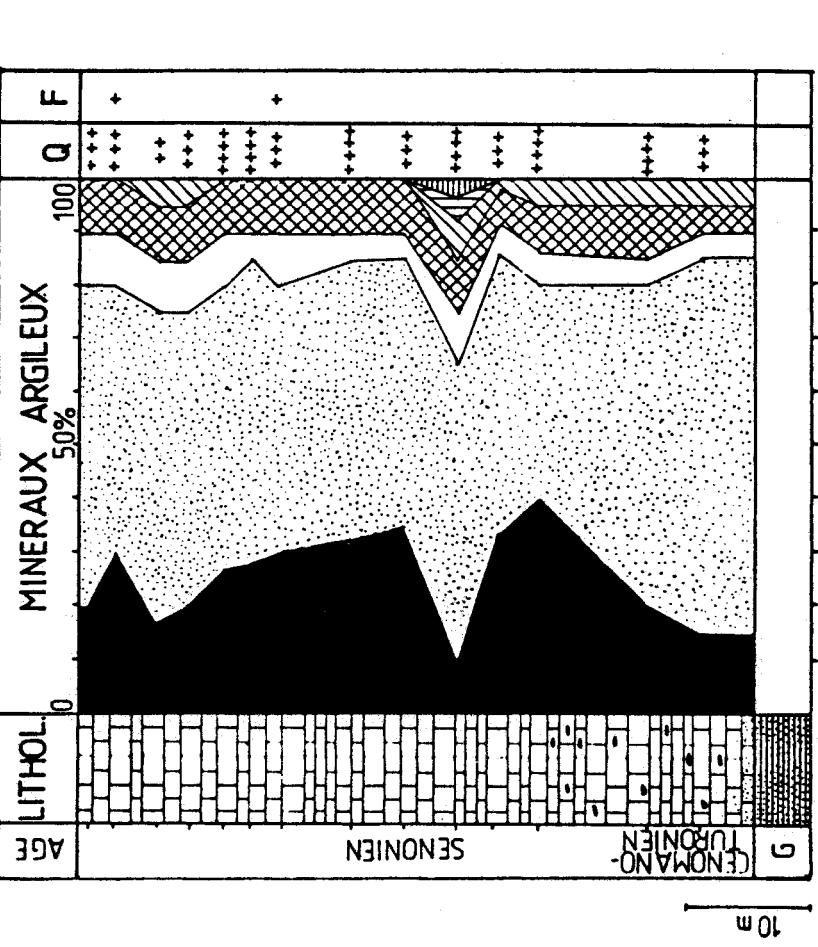


Figure 8a : Coupe du Pécloz : minéralogie des argiles.

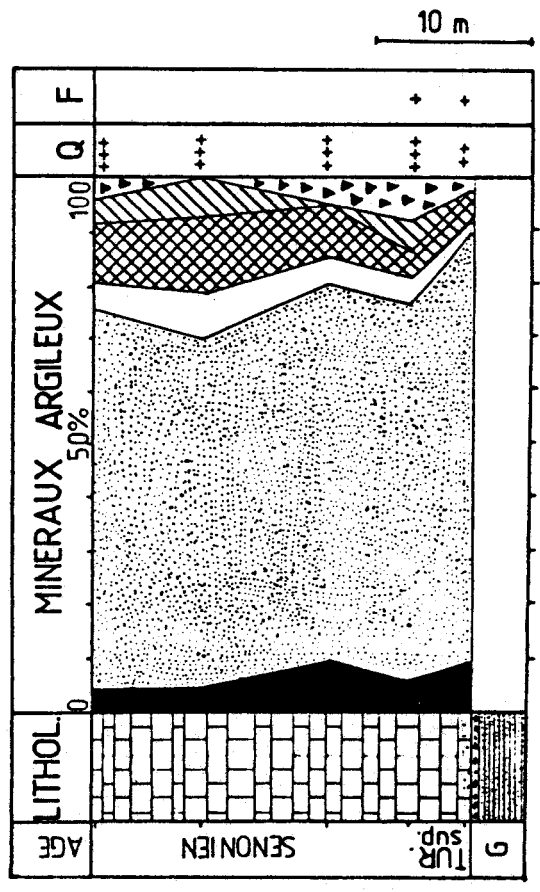


Figure 8b : Coupe des gorges de Seythenex : minéralogie des argiles.

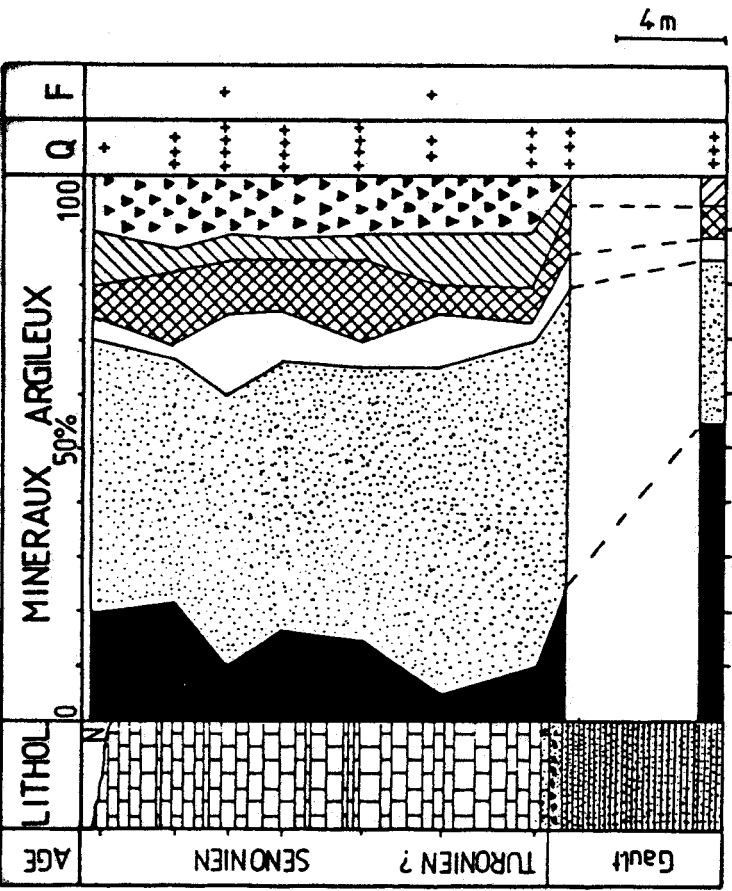


Figure 8c : Coupe de la Clusaz : minéralogie des argiles.

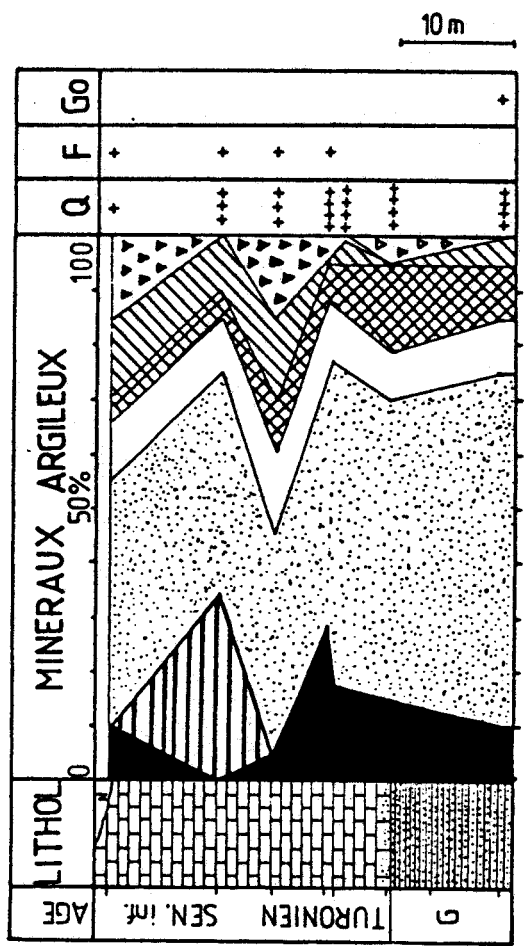


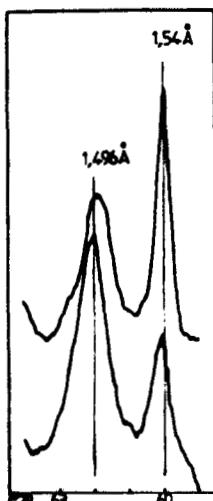
Figure 8d : Coupe de Nancy-sur-Cluses : minéralogie des argiles.

| C   | I   | (10-14s) | (10-14v) | (14c14s) | Sm  | K  | Q    | F | L |
|-----|-----|----------|----------|----------|-----|----|------|---|---|
| 10  | 35  | 5        |          | 5-       | 45+ |    | +++  |   |   |
| 5+  | 55  | 15-      |          | 5        | 10  | 10 | ++   | + |   |
| 15+ | 25- | 5        |          | 5+       | 45- | 5  | ++++ |   |   |
| 20+ | 30- | 15-      | tr       | 5        | 30  |    | ++   | + |   |
| 5   | 50- | 10+      | 5        | 5        | 20  | 5  | +++  |   |   |
| 40- | 30+ | 10-      |          | 5+       | 15  |    | +++  | + |   |
| 40- | 35+ | 10       |          | 5        | 10  |    | +++  | + |   |
| 15  | 40+ | 20-      | 10       | 5+       | 5-  | 5  | +++  | + | + |

Tableau III : Minéralogie des argiles dans le Crétacé supérieur de l'unité de Nantbellet. (Klippe de Sulens)

En résumé, l'étude de ces coupes fait apparaître deux domaines quant à la répartition des minéraux argileux. On distingue un domaine nord-occidental où les assemblages argileux sont constitués de smectites abondantes et d'illite en moindre proportion, et un domaine sud-oriental où dominent l'illite, la chlorite et les minéraux interstratifiés (fig. 10). L'augmentation du second groupe argileux, qui comprend des minéraux de la profondeur, en direction des zones internes, pose le problème de leur origine.

**B - LE DOMAINE NORD OCCIDENTAL : ORIGINE DES SMECTITES**

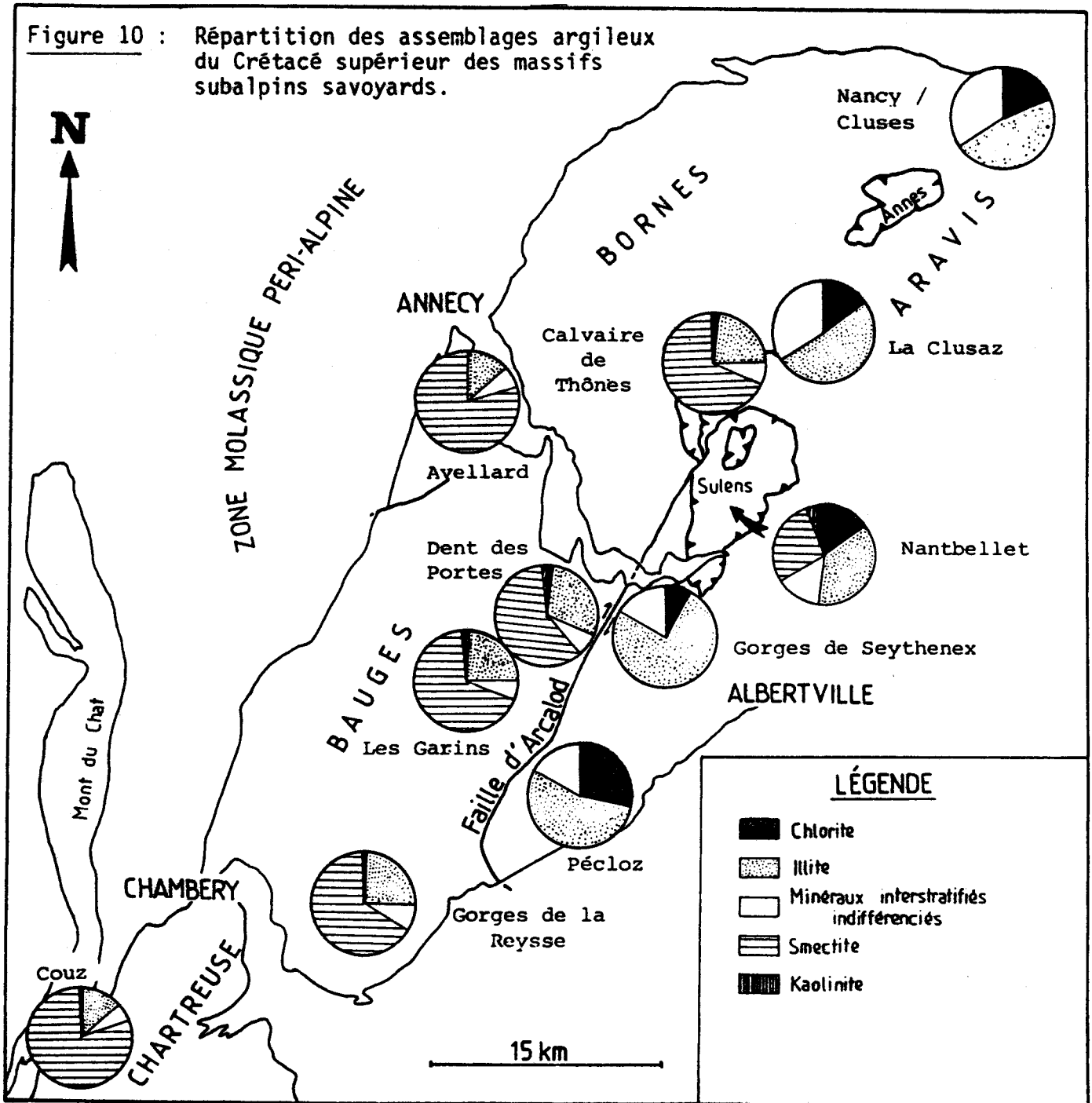


1) Approche cristallichimique

Nous avons cherché à caractériser la nature des smectites à partir de l'étude de la raie 060 sur les diagrammes de diffraction X (Desprairies, 1983). Les dix échantillons étudiés montrent que la raie 060 des smectites se situe au voisinage de 1,500 Å (fig. 9) et caractérise des minéraux dioctaédriques de type beidelite (paramètre  $b = 9$ , Nagelschmidt, 1938). Notons que le pic à 1,540 Å est une raie du quartz, parfois abondant dans la fraction argileuse.

Figure 9 : Exemples de raies 060 des smectites du Crétacé supérieur des Bauges.

Figure 10 : Répartition des assemblages argileux du Crétacé supérieur des massifs subalpins savoyards.



## 2) Morphologie et origine des smectites

Les micrographies réalisées au microscope électronique à transmission montrent à côté d'illite à aspect moiré, l'abondance de minéraux à bords flous et d'aspect floconneux (micrographies 1 et 2, Planche I). Une telle morphologie est très fréquente pour les smectites d'origine pédogologique couramment remaniées en mer, notamment dans le domaine atlantique depuis le Jurassique supérieur (Chamley, 1981 ; Holtzapffel, 1983). L'abondance de ces minéraux par rapport à la kaolinite suggère que l'érosion s'effectuait sur un continent peu déclive où pouvaient se développer des sols mal drainés. Ces assemblages traduisent en outre l'existence d'un climat chaud à humidité saisonnière contrastée, particulièrement favorable à la genèse pédogologique de smectites (Paquet, 1970).

L'abondance de smectites dans des calcaires sublithographiques déposés en ambiance pélagique pourrait résulter d'un mécanisme de sédimentation différentielle, favorisant le dépôt de ces minéraux au large. Cependant l'abondance de smectites dans les lauzes à bryozoaires (faciès néritiques du Campanien) permet d'écarter cette hypothèse. Les assemblages riches en smectites paraissent bien représentatifs du stock argileux exporté depuis le continent jusqu'au bassin de sédimentation.



En résumé, dans le domaine nord-occidental, l'héritage semble avoir été le mécanisme dominant de la sédimentation argileuse au Crétacé supérieur.

### C - LE DOMAINE SUD-ORIENTAL : ORIGINE DES ILLITES ET CHLORITES

#### 1) Hypothèse d'une origine détritique

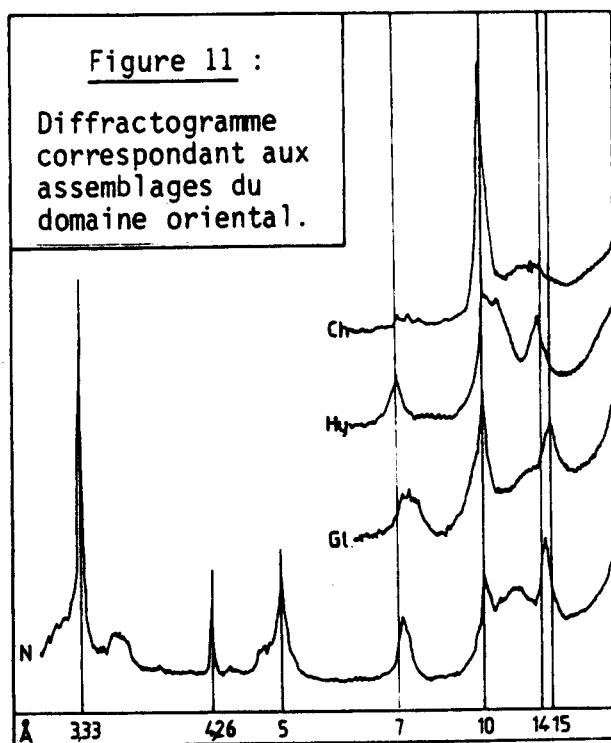
L'origine détritique des illites et chlorites suppose l'existence d'une source terrigène différente de celle qui fournit les smectites. Comme on ne connaît pas d'assemblage argileux intermédiaire entre les cortèges à smectites et ceux à illites et chlorites, il faut envisager la présence d'une barrière morphologique séparant deux bassins de sédimentation. On peut également concevoir l'existence d'un seul bassin dont la zone de transition aurait disparu par suite de la superposition de nappes (Eltchaninoff *et al.*, 1980 ; Doudoux *et al.*, 1982). Dans un tel cadre, l'abondance de minéraux primaires issus de roches, et l'absence de minéraux issus d'altérations pédologiques évoluées (smectites, kaolinites) supposent une altération physique importante et une altération chimique réduite, conduisant à l'érosion active des minéraux des roches par rapport à ceux des sols.

#### 2) Hypothèse d'une origine diagénétique

Dans cette hypothèse, on peut penser que les assemblages argileux du Crétacé supérieur de l'ensemble du domaine subalpin étaient comparables et riches en smectites au moment de la sédimentation, et que des processus diagénétiques ont conduit à la transformation de smectites en illites et chlorites. Les arguments en faveur de cette hypothèse sont de natures diverses.

##### a) Les minéraux interstratifiés

Il convient d'abord de rechercher les éventuels termes intermédiaires des transformations. Or, les assemblages argileux dominés par l'illite et la chlorite, contiennent une proportion importante de minéraux interstratifiés très diversifiés (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14c-14v) et (14v-14s). Ces minéraux peuvent avoir une origine détritique. Ils peuvent aussi correspondre aux stades intermédiaires de la transformation de smectites en illite et chlorite. Cette seconde possibilité paraît préférable parce que ces minéraux tendent vers la régularité. Cela se marque sur les diffractogrammes par l'apparition de surstructures (raie basale des interstratifiés réguliers) discrètes, ainsi que d'harmoniques d'ordre pair (004), (006), (008) (fig. 11).



Ces minéraux constituent les intermédiaires d'une évolution pouvant conduire dans des cas de diagénèse plus poussée à la corrensite par exemple (14c-14s régulier) ou plus profondément jusqu'à la chlorite. La présence de (14c-14v) et de (14v-14s) permet d'envisager que la chloritisation des smectites passe par un stade vermiculitique par fixation de  $Mg^{2+}$  dans les feuillets silicatés (Millot, 1964 ; Holtzapffel, 1981 ; Kisch, 1983). La transformation des smectites en illites s'effectuerait par l'intermédiaire de (10-14s) et de (10-14v). Notons que dans un mélange de

ces deux types d'interstratifiés, leur différenciation est délicate et artificielle, surtout s'ils forment une série continue. La présence de (10-14v) repose sur la persistance à l'essai glycolé, d'un palier entre 10 et 12 Å. Ce palier pourrait aussi bien correspondre à des interstratifiés (10-14s) riches en feuillets illitiques. La proportion élevée en feuillets illitiques pourrait traduire l'intensité des transformations de smectites en illites (Burst, 1969 ; Perry et Hower, 1970).

La comparaison des assemblages argileux des différentes coupes du domaine sud-oriental fournit des preuves indirectes de la transformation de smectites en chlorites. Ainsi, les échantillons de la coupe du Pécloz, riches en chlorite (fig. 8a), contiennent peu d'interstratifiés (14c-14s) (0 à 5 %) et peu de (14v-14s) ou de (14c-14v). Les autres coupes contiennent moins de chlorite (fig. 8b, 8c, 8d) mais présentent une forte proportion d'interstratifiés (14-14) diversifiés. On peut donc penser que dans la coupe du Pécloz, les interstratifiés (14-14) se sont transformés presque totalement en chlorite. Ceci pourrait correspondre, soit à une influence thermodynamique plus importante, soit à un environnement chimique plus magnésien favorable aux transformations de smectites en chlorites.

Sur une autre coupe (Nancy-sur-Cluse), les échantillons présentent un pourcentage d'illite relativement constant, compris entre 40 et 50 %. Par contre, les interstratifiés (14-14) sont d'autant moins abondants que le pourcentage de chlorite est élevé. Cette observation semble confirmer l'hypothèse d'une transformation des minéraux (14-14) en chlorite. Par ailleurs, un échantillon contient de la chlorite gonflante que l'on peut considérer dans ce cas comme un terme intermédiaire de l'évolution des smectites en chlorites (Kisch, 1983).

En résumé, l'abondance, la nature, la diversité et surtout la tendance à la régularité des édifices interstratifiés conduisent à les considérer comme intermédiaires des transformations diagénétiques des smectites en illites et chlorites.

#### b) Données de la microscopie électronique

Au microscope électronique à transmission, les minéraux argileux présentent parfois des contours nets subhexagonaux (micrographies 3 et 4). De tels minéraux peuvent être hérités de socles métamorphiques (Chamley et Debrabant, 1983). Ils peuvent également traduire l'influence de transformations diagénétiques conduisant à une régularisation des réseaux cristallins. Ces observations, ajoutées à l'étude des minéraux interstratifiés (a), confortent l'hypothèse de l'origine diagénétique des assemblages à illite et chlorite (Dunoyer de Segonzac, 1969).

#### c) Contexte structural

La faille d'Arcalod, décrite en détail par Doudoux (1973) sépare, dans les Bauges, le domaine occidental à smectites, du domaine oriental à illites, chlorites et minéraux interstratifiés (fig. 10). Cet accident décrochant (l'ampleur du déplacement dextre est évalué à 7-8 km) limite par ailleurs le bord occidental de la klippe de Sulens, témoin réduit des nappes ultrahelvétiques. Selon Doudoux (1973), il s'agit d'une faille de socle, ce qui n'exclut pas son rejeu lors de la mise en place des nappes ultrahelvétiques. Les relations entre la faille d'Arcalod, la klippe de Sulens et la répartition des assemblages argileux suggèrent que l'enfouissement résultant de la superposition des unités ultrahelvétiques a provoqué les transformations des minéraux argileux, marquées par l'évolution des smectites en illites et chlorites. Cette explication permet de comprendre l'absence de gradient diagénétique Ouest-Est, peu compatible avec une influence latérale marquée du métamorphisme alpin. Une telle hypothèse implique <sup>1)</sup> que le front des

nappes n'a pas dépassé la faille d'Arcalod ; <sup>2)</sup> que les nappes se sont étendues au moins jusqu'au Sud-Est du massif des Bauges (coupe du Pécloz). Afin de confirmer le caractère diagénétique des assemblages argileux du domaine sud-oriental, nous avons étudié la fraction argileuse de terrains plus anciens.

d) Arguments relatifs aux formations anté-Crétacé supérieur

Deux affleurements ont fait l'objet d'une étude minéralogique. Aucun échantillon ne comporte de la smectite et peu d'échantillons contiennent une faible proportion de kaolinite. Les assemblages sont dominés par l'illite et la chlorite.

d<sup>1)</sup> Minéralogie des argiles du Tithonique-Berriasien de St Pierre d'Albigny (synclinal d'Arclusaz)

Les assemblages argileux sont constitués essentiellement de chlorite, d'illite et de minéraux interstratifiés irréguliers. Ces derniers présentent une proportion importante de types vermiculitiques par rapport aux types smectitiques (tabl. IV). La chlorite est généralement bien cristallisée et présente parfois un caractère ferrifère marqué (rapport 002/001 élevé, intensification de la réflexion 001 après chauffage à 490° C) (Caillère *et al.*, 1982). Ces observations s'accordent avec la possibilité d'une influence diagénétique.

| C   | I   | (10-14s) | (10-14v) | (14c14s) | (14c14v) |
|-----|-----|----------|----------|----------|----------|
| 25  | 50  | 5+       | 15       |          | 5-       |
| 75- | 15  |          | tr       |          | 10       |
| 75  | 20  |          | 5-       |          | tr       |
| 65- | 30  | 5        |          | tr       |          |
| 75- | 15+ | 5-       | tr       | tr       | 5-       |
| 25- | 70- | tr       | 5-       | tr       | tr       |
| 5-  | 95- | tr       |          |          | tr       |

Tableau IV : Minéralogie des argiles du Tithonique-Berriasien de St Pierre d'Albigny.

d<sup>2)</sup> Minéralogie des argiles de l'Urgonien et de l'Albien du synclinal de Tamié (coupe des gorges de Seythenex)

Les assemblages argileux sont essentiellement constitués d'illite et de chlorite. On note parfois la présence de très faibles quantités de kaolinite, les smectites sont absentes tandis que les interstratifiés sont présents et surtout représentés par des (10-14v) (tabl. V).

| MINÉRAUX ARGILEUX       | C   | I   | (10-14s) | (10-14v) | (14c14s) | (14v14s) | K |
|-------------------------|-----|-----|----------|----------|----------|----------|---|
|                         | 10  | 75- | 5        | 10       | tr       |          |   |
| Formation               | 10  | 75  |          | 10       |          |          | 5 |
| gréso-<br>glaucouneuse  | 10- | 65  | 10       | 10       | tr       |          | 5 |
| du Gault                | 5-  | 90+ |          | 5        |          |          |   |
|                         |     | 80- | 5+       | 10       | 5        |          |   |
|                         | 15  | 80  |          | 5        |          |          |   |
|                         | 15  | 80  |          | 5        |          |          |   |
|                         | 5   | 70  | 5        | 5        | 5        | 10       |   |
| Sommet de<br>l'Urgonien |     | 95- | tr       | 5        |          |          |   |

Tableau V : Minéralogie des argiles de l'Urgonien et l'Albien du synclinal de Tamié.

L'abondance d'illite dans le gault s'explique par la présence de glauconie. Cela se marque notamment par un rapport très faible des pics 002/001 de l'illite. L'absence de smectite dans cette formation résulte probablement de phénomènes diagénétiques précoces (glauconitisation) et ne peut donc être utilisée comme argument en faveur d'une diagénèse profonde.

En résumé, l'étude des deux affleurements d'âge anté-Crétacé supérieur, soit confirme, soit n'apporte pas d'argument en faveur de l'hypothèse diagénétique ; mais en aucun cas elle ne l'infirme.

e) Diagenèse des minéraux argileux dans les Bornes et les Aravis

e<sup>1</sup>) L'anticlinal du Mont Durand

De la Clusaz à St Jean de Sixt, la route (D 909) traverse l'anticlinal faillé du Mont Durand. Depuis le coeur de cette structure, elle recoupe les terrains hauteriviens à faciès kieselkalk, puis l'Urgonien et la formation gréso-glaucouneuse du Gault (fig. 12).

A la Clusaz, nous avons mis en évidence le caractère diagénétique des assemblages argileux du Crétacé supérieur dominés par l'illite, la chlorite et les interstratifiés (cf § C-2). Dans les terrains plus anciens de l'anticlinal du Mont Durand, les assemblages argileux sont constitués par les mêmes minéraux (fig. 12). On note cependant des traces de smectites dans deux échantillons.

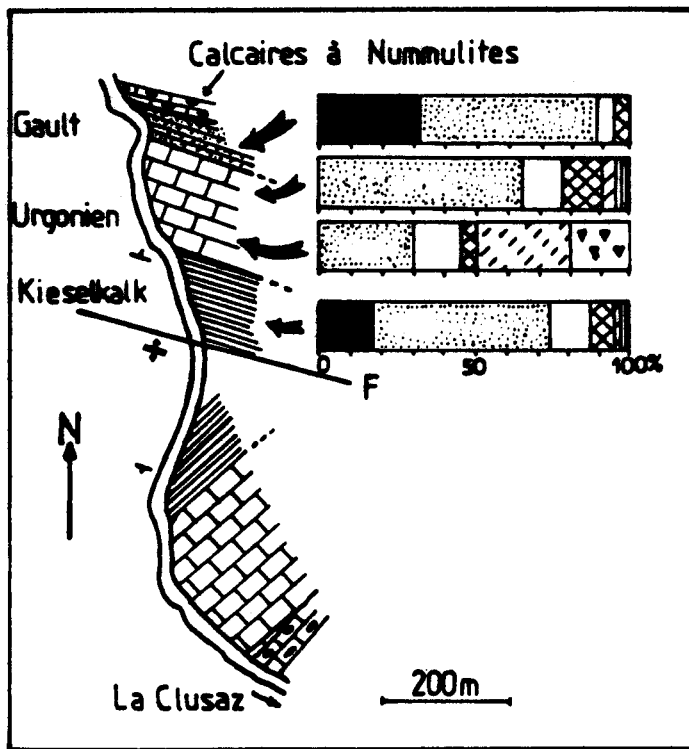


Figure 12 : Coupe de l'anticlinal du Mont Durand ( Charollais *et al.* ,1981a) et minéralogie des argiles.

Un échantillon à faciès urgonien présente un important développement des interstratifiés, notamment de la corrensite et des édifices (14v-14s) sub-réguliers. La corrensite est connue dans la sédimentation, dans les faciès évaporitiques où elle se forme au cours de la diagenèse précoce (Lucas et Ataman, 1968 ; Kisch, 1983). Dans les autres milieux, ce minéral traduit souvent une influence diagénétique et représente un intermédiaire de la transformation de smectites en chlorites (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kubler, 1973). Cette transformation nécessite une concentration en magnésium importante dans le milieu ; effectivement, l'échantillon présente en

lame mince des rhombodres de dolomite attestant la richesse en magnésium de la roche.

Ces diverses observations montrent que ces assemblages argileux ont subi une influence diagénétique marquée, dominée ici encore par la transformation de smectites en chlorite, parfois par l'intermédiaire de corrensite. Soulignons cependant la présence de traces résiduelles de smectites non transformées.

e<sup>2</sup>) Le col des Aravis

Depuis Flumet jusqu'au col des Aravis, la route (D 909) traverse les terrains oxfordiens et tithoniques. Le Berriasien et le Valanginien affleurent au col même (fig. 13).

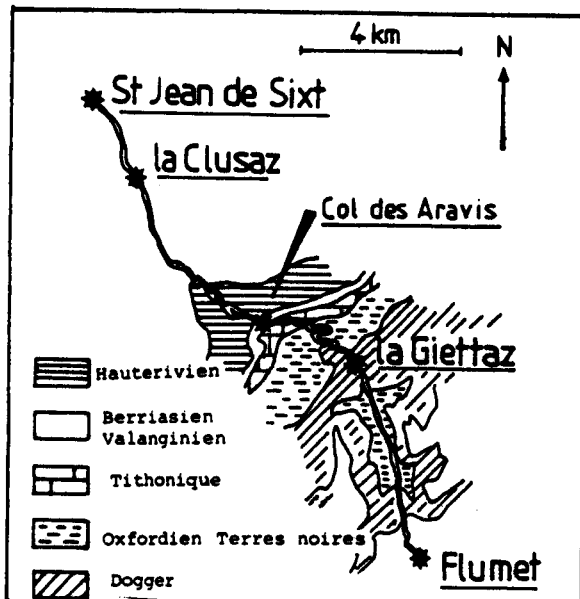


Figure 13 : Carte géologique de Flumet au col des Aravis.

- Un seul échantillon de schiste noir oxfordien a été analysé. La fraction argileuse est constituée d'illite (75 %) et de chlorite (25 %). L'illite présente une bonne cristallinité comprise entre 0,35 et 0,4° 2 $\theta$  CuK $\alpha$ . Cet échantillon contient également des albites dans la fraction argileuse.

- Les échantillons tithoniques présentent des assemblages à illite dominante (60 à 95%) associée à la chlorite (5 à 35 %). Les interstratifiés sont présents en traces. Le quartz peut être abondant.

- Dans le Berriasien et le Valanginien, on ne constate aucun changement minéralogique important. On note cependant la prépondérance soit de l'illite, soit de la chlorite, la quantité importante de quartz et la présence d'opale C. T. Au microscope électronique, les minéraux argileux montrent de belles formes hexagonales (micrographies n° 5 et 6, Planche II)

L'origine diagénétique et même métamorphique de ces assemblages binaires s'appuie sur plusieurs arguments. Dans l'Oxfordien s'observent une schistosité ainsi que la présence d'albite probablement néoformée. Par ailleurs, le rapport 002/001 des illites, reporté sur un diagramme d'Esquevin, est supérieur à 0,3 (entre 0,5 et presque 1) (fig.14). Ceci indique un caractère très alumineux des illites et une forte évolution du sédiment (Esquevin, 1969). Les points se placent dans le domaine anchizone, à la limite anchizone-zone métamorphique.

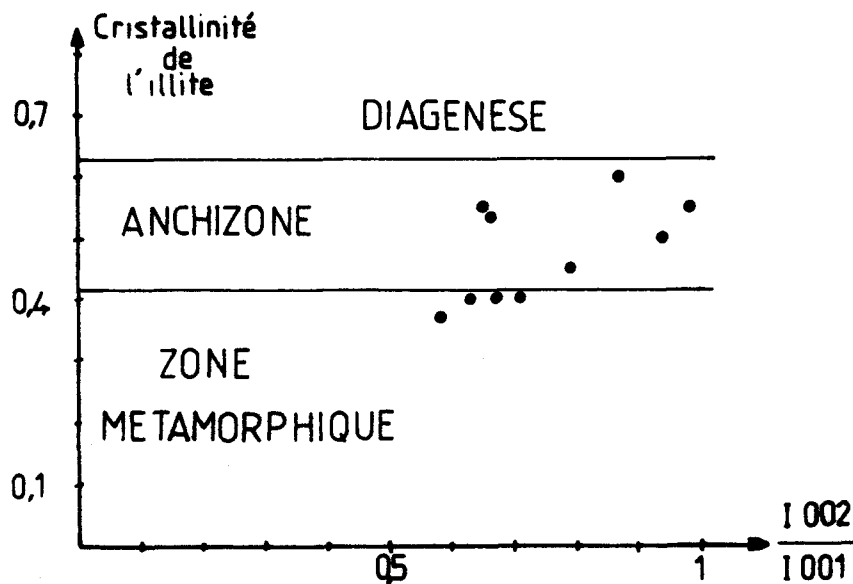


Figure 14 : Diagramme d'Esquevin relatif aux échantillons oxfordiens à valanginiens.

L'abondance de quartz et d'opale C. T. dans certains échantillons pourrait résulter de la transformation diagénétique des minéraux argileux smectitiques (Towe, 1962).

### e<sup>3</sup>) Conclusion

De Flumet à St Jean de Sixt, en passant par le col des Aravis, l'échantillonnage a porté sur des terrains allant de l'Oxfordien au Crétacé supérieur. Tous les assemblages argileux sont dominés par l'illite et la chlorite. A Flumet, l'Oxfordien est métamorphisé, illites et chlorites sont exclusives. Plus à l'Ouest (col des Aravis, la Clusaz), les assemblages comprennent des interstratifiés divers en plus de ces deux minéraux, les faciès de l'anticlinal du Mont Durand contiennent même des traces résiduelles de

smectites (fig. 12). Cette évolution traduit une diminution progressive de l'empreinte thermodynamique vers l'Ouest. L'influence du métamorphisme alpin sur les minéraux argileux est donc ici hautement probable. Notons que l'influence de l'enfouissement tectonique, ajoutée aux effets du métamorphisme est envisageable en raison de la présence de la klippe des Annes.

#### D - CONCLUSIONS

L'étude minéralogique du Crétacé supérieur des massifs subalpins savoyards conduit à distinguer deux domaines, notamment dans les Bauges :

- Le domaine sud-oriental qui a subi les effets de la diagenèse d'enfouissement, probablement liée à la surcharge tectonique des unités préalpines. Le métamorphisme alpin a pu se surimposer, notamment dans les secteurs les plus internes. Les transformations semblent dominées par l'évolution des smectites en illite et chlorite par l'intermédiaire de minéraux interstratifiés très variés parfois réguliers. Notons que des cas de diagenèse de même type, due à la surcharge tectonique, sont connus dans d'autres orogènes, comme par exemple le Montana (Hoffman et Hower, 1979). Ces types de diagenèse sont à rechercher, car une analyse précise fondée sur un grand nombre de points d'observations permettrait de préciser l'extension des chargements. Il serait en effet intéressant d'échantillonner plus dans le secteur occidental du massif des Bornes, afin d'observer le passage (progressif ou brutal) d'assemblages diagénétiques à des assemblages détritiques.

- Le domaine nord-occidental exempt de phénomènes diagénétiques appréciables et situé à l'Ouest de la faille d'Arcalod. Dans ce domaine, les assemblages argileux paraissent essentiellement détritiques.

*En conséquence, dans la suite de ce travail, nous ne considérerons les évolutions minéralogiques que dans le domaine situé à l'Ouest de la faille d'Arcalod, ainsi que dans la klippe de Sulens.*

### III - DISTRIBUTION DES MINERAUX ARGILEUX DANS LES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES

#### A - ORIGINE DES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES

Les alternances marno-calcaires pélagiques sont largement représentées dans le Crétacé inférieur du domaine subalpin. Les conditions de sédimentation de ces formations ont fait l'objet de nombreuses recherches qui conduisent à reconnaître une origine primaire. L'intervention de phénomènes diagénétiques conduisant à une différenciation lithologique, comme ceux des séries carbonifères d'Allemagne (Eder, 1982), ne peut en effet expliquer les alternances du domaine subalpin, en raison de l'extension géographique de certains faisceaux et de la bonne conservation des traces de bioturbation.

Dans le domaine subalpin, deux hypothèses ont été formulées pour expliquer les alternances de marnes et de calcaires :

- 1) Les dépôts gravitaires.
- 2) Les variations cycliques de l'environnement et des conditions de sédimentation.

##### 1) Les dépôts gravitaires

Lombard (1972) considère le couple marne-calcaire comme étant la séquence élémentaire dans les dépôts argilo-carbonatés. Selon cet auteur, dans certaines séries, les bancs calcaires se mettent en place par gravité (existence de granoclassement), tandis que les interbancs marneux correspondent à une sédimentation terrigène autochtone. La mise en place gravitaire du couple calcaire-marne a été envisagée par Beaudoin *et al.* (1974), Beaudoin (1977) et Ledoeuff (1977), pour expliquer la genèse de certaines alternances du domaine vocontien. Ces auteurs se fondent sur l'analyse séquentielle, l'existence de granoclassement et des relations calcarénite-calcaire-marne, ainsi que sur l'orientation des spicules de spongiaires souvent abondamment présents.

##### 2) Les fluctuations de l'environnement

De nombreux auteurs considèrent que les alternances marno-calcaires résultent de fluctuations des paramètres du milieu marin ou continental (Gignoux, 1950 ; Carrozi, 1950 et 1955 ; Bruckner, 1953 ; Dreyfuss, 1954 ; Hallam, 1964 ; Cotillon *et al.*, 1979, 1980 et 1982 ; Darmedru *et al.*, 1982 ; Darmedru, 1982 et 1984 ; Cotillon et Rio, 1984). Les causes envisagées pour ces variations sont de deux types principaux :

##### a) Variations périodiques de la profondeur du milieu

Les variations peuvent être rattachées à des causes tectoniques ou à des fluctuations eustatiques liées à des changements climatiques. Dans ce cadre, les calcaires se déposent dans un milieu moins profond que les marnes.

Les causes tectoniques semblent peu probables dans le domaine vocontien, en raison de la régularité et de la fréquence de l'alternance. Par ailleurs, la faible amplitude des mouvements eustatiques, par rapport à la profondeur de la "fosse" vocontienne (700 à 1 500 m, Ferry, 1976) ne permet pas à elle seule d'expliquer le phénomène alternant. La profondeur moyenne de la "fosse" vocontienne permet en outre d'écartier un éventuel rôle du N. C. C. (niveau de compensation des carbonates).



b) Variations des proportions d'apports terrigènes et biogènes

La teneur en carbonates des sédiments océaniques déposés à une profondeur inférieure à celle du N. C. C. dépend de la productivité biologique, des conditions d'alluvionnement et de l'importance des apports terrigènes. Ce dernier facteur dépend du climat et intervient sur la productivité planctonique (Bruckner, 1953 ; Thiede *et al.*, 1974 ; Thunell, 1976 ; Darmedru, 1982).

Les rythmes climatiques interviennent à plusieurs échelles. Mangia (1963) met en évidence l'influence des saisons intertropicales sur la sédimentation littorale. Les apports terrigènes sont faibles pendant la saison sèche, plus importants durant la saison humide. Les travaux de Cotillon *et al.* (1980) et Darmedru (1982) dans le domaine vocontien suggèrent l'intervention de rythmes climatiques de plusieurs millénaires. Cette hypothèse est fondée sur les différences de contenu terrigène et faunique des marnes et des calcaires. Les calcaires du Barrémien d'Angles sont caractérisés par l'abondance des Nannoconnus, les marnes par la fréquence des coccolithoporidés (Noël, 1968). Ces différences semblent provenir d'une variation de la turbidité des eaux. Durant les périodes où se déposent les marnes, la turbidité importante permet le développement des coccolithoporidés, mais gêne celui des Nannoconnus. Le flux terrigène serait donc plus important durant le dépôt des marnes que durant le dépôt des calcaires. Le caractère plus détritique des assemblages argileux des marnes s'accorde avec une telle hypothèse (Deconinck et Chamley, 1983). Par contre, les différences microfaunistiques mises en évidence par Darmedru (1982) conduisent à considérer que le flux terrigène était plus important lors du dépôt des calcaires que lors du dépôt des marnes. Cette hypothèse implique que le taux de sédimentation des bancs calcaires est plus élevé que celui des marnes.

En résumé, deux hypothèses très différentes ont été proposées pour expliquer la genèse des alternances marno-calcaires du domaine vocontien. Dans certains cas, les processus gravitaires semblent responsables de l'alternance, dans d'autres, il semble que la différenciation lithologique résulte d'oscillations climatiques, dont les modalités restent à préciser. L'étude des assemblages argileux paraît adaptée à ce type d'investigation.

B - ASSEMBLAGES ARGILEUX DES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES DU DOMAINE SUBALPIN

Des correspondances entre la lithologie et la minéralogie des argiles ont été observées dans la région du Haut-Verdon par Chamley *et al.* (1973). Dans le Crétacé inférieur, les horizons calcaires contiennent plus de chlorite et moins d'illite que les niveaux marneux. Par ailleurs, l'illite y est mieux cristallisée. Le Cénomaniens est en revanche marqué par la plus grande abondance de "montmorillonite" dans les bancs calcaires. Les différences reflètent selon ces auteurs des "changements dans les conditions de sédimentation", le milieu calcaire riche en cations favorisant les agrada-tions vers des termes chloritiques ou smectitiques. Par ailleurs, les mêmes auteurs envisagent l'intervention de phénomènes diagénétiques liés à l'enfouissement ou à l'influence latérale du métamorphisme alpin pour expliquer l'augmentation de chlorites dans les bancs calcaires. Ceci s'accorde avec les observations antérieures de Bonhomme *et al.*, (1969) qui, d'après le comportement des isotopes du strontium dans les sédiments, suggéraient que les formations anté-albiennes avaient subi une influence diagénétique.

Les études plus récentes des assemblages argileux (Cotillon *et al.*, 1979 et 1980) confirment les observations de Chamley *et al.* (1973). Dans les calcaires valanginiens, la fraction argileuse est relativement plus riche en chlorite que celle des marnes, tandis qu'à l'Hauteriviens et au Barrémien, la smectite est plus abondante dans les calcaires. Les deux types d'assemblages sont considérés comme détritiques et reflètent des fluctuations climatiques. Récemment, les mêmes auteurs (Ferry *et al.*, 1983) suggèrent que

les chlorites des bancs calcaires ont une origine diagénétique et proviennent de la transformation de smectites. Ils se fondent sur la répartition géographique de ces minéraux au sein d'un horizon isochrone du Valanginien et concluent à une diagenèse thermique en relation avec l'orogénèse alpine.

En résumé, deux hypothèses ont été formulées pour expliquer l'augmentation de chlorites dans les bancs calcaires. Ceci résulte des difficultés rencontrées pour saisir la part de l'héritage et de la diagenèse des minéraux argileux. Nous allons considérer en détail ce problème, abordé récemment de manière préliminaire (Deconinck et Chamley, 1983) en examinant tout d'abord les relations entre smectites et niveaux calcaires, puis les relations entre chlorites et niveaux calcaires.

1) Relations entre smectites et niveaux calcaires

a) Le Barrémien de Sisteron

Deux types d'alternances sont considérés à titre d'exemple. Le premier présente des bancs calcaires micritiques épais (jusqu'à 1,2 m) par rapport aux interlits centimétriques de marnes et d'argilites noires. Les pourcentages en  $\text{CaCO}_3$  varient de 92 à 95 % dans les calcaires, de 20 à 47 % dans les argilites et les marnes. Le second est constitué de bancs calcaires et d'interbancs marneux d'épaisseurs très variables. Le pourcentage en  $\text{CaCO}_3$  est voisin de 55 % dans les marnes et oscille entre 90 et 95 % dans les calcaires.

a<sup>1</sup>) Premier type d'alternance (fig. 15) (Alternance A)

a<sup>1-1</sup>) Minéralogie de la fraction argileuse ( $< 2 \mu\text{m}$ )

Les minéraux argileux comprennent la chlorite, l'illite, les édifices interstratifiés irréguliers (10-14s) et (14c-14s), les smectites et la kaolinite. La chlorite et la kaolinite sont présentes en traces

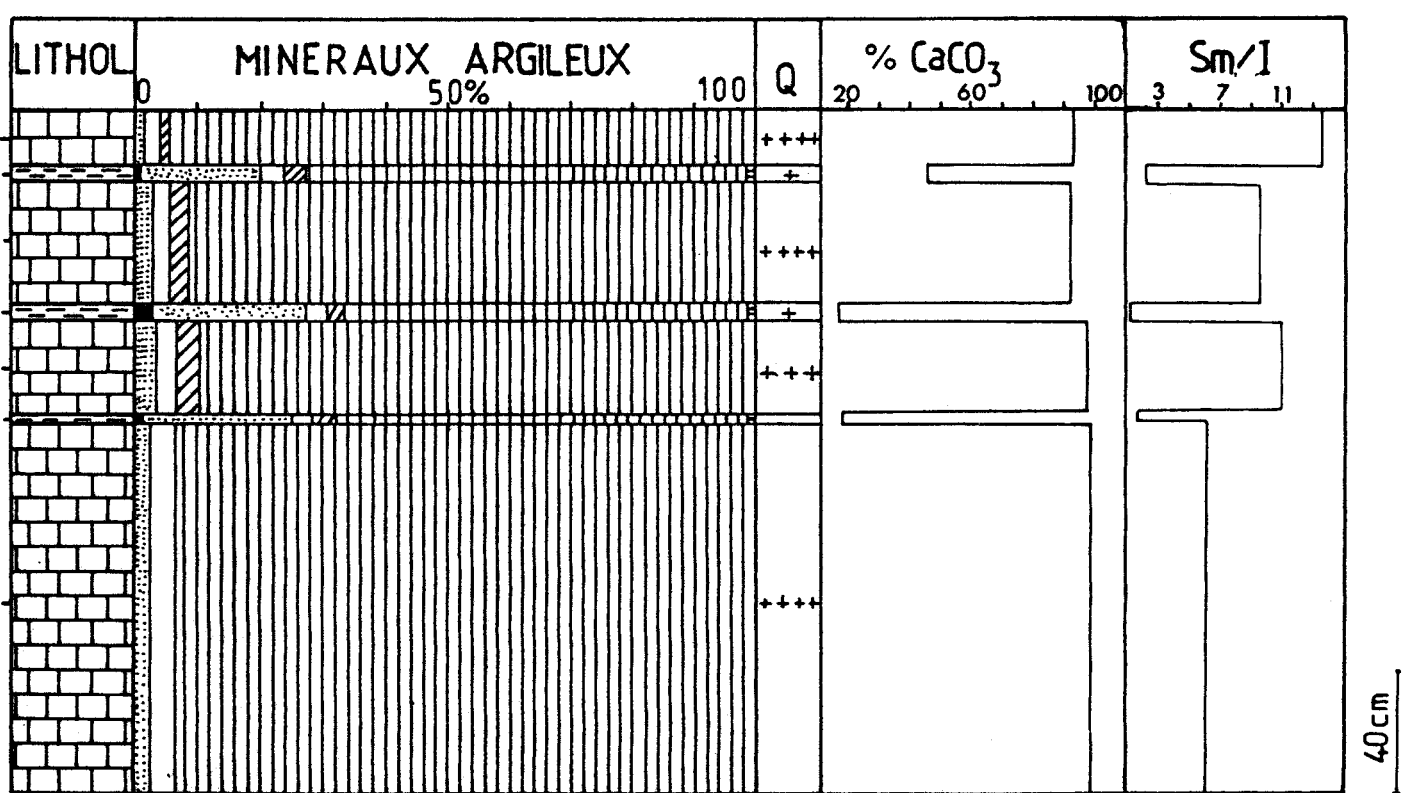


Figure 15 : Barrémien de Sisteron - Alternance A : minéralogie des argiles.

aussi bien dans les interlits argileux et marneux que dans les bancs calcaires, mais la quantité particulièrement faible de ces minéraux dans les bancs calcaires n'a pas permis leur représentation sur la figure 15. La distribution et l'abondance des minéraux interstratifiés paraissent indépendantes du lithofaciès. En revanche, les smectites sont très abondantes dans la fraction argileuse des bancs calcaires (90 à 95 %), tandis que l'illite n'y est présente qu'à l'état de traces. Dans les interlits argileux et marneux, les smectites ne représentent plus que 60 à 70 % de la fraction argileuse, tandis que le pourcentage d'illite s'élève à 20-25 %. De plus, le quartz est beaucoup plus abondant dans la fraction argileuse des bancs calcaires que dans celle des argilites et des marnes. Ces différences permettent d'attribuer aux marnes et aux calcaires un roentgenofaciès caractéristique (fig. 16).

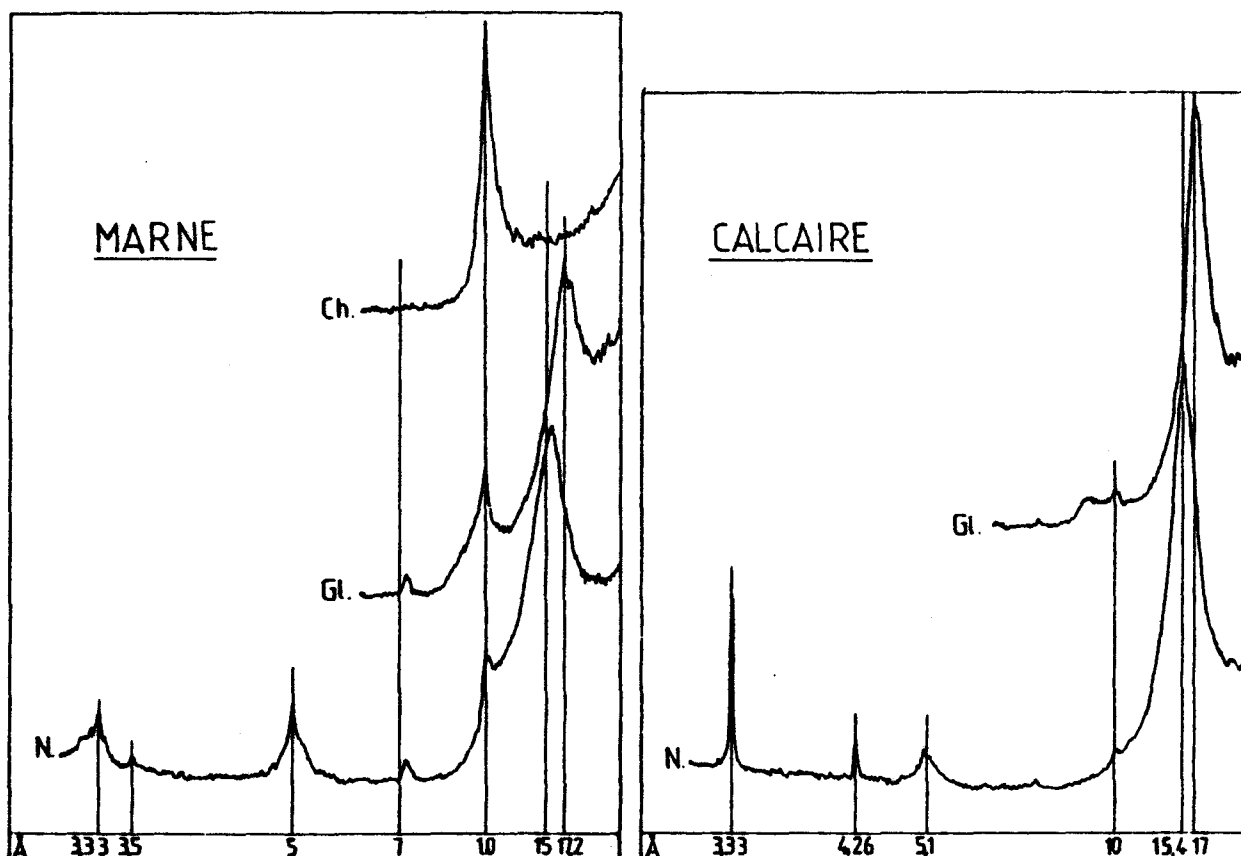


Figure 16 : Barrémien de Sisteron - Alternance A : diffractogrammes caractéristiques des marnes et des calcaires.

Cherchons à préciser l'origine des correspondances entre minéralogie des argiles et lithologie.

a<sup>1-2</sup>) Minéralogie des sous-fractions granulométriques

En plus de la fraction argileuse (< 2  $\mu\text{m}$ ) nous avons étudié à la fois des fractions plus fines (< 0,5  $\mu\text{m}$  et < 1  $\mu\text{m}$ ) et des fractions plus grossières incluant les particules argileuses (< 4  $\mu\text{m}$  et < 8  $\mu\text{m}$ ). Dans les bancs calcaires, comme dans les lits argileux et marneux, on note une augmentation de la proportion des smectites dans les fractions les plus fines (fig. 17).

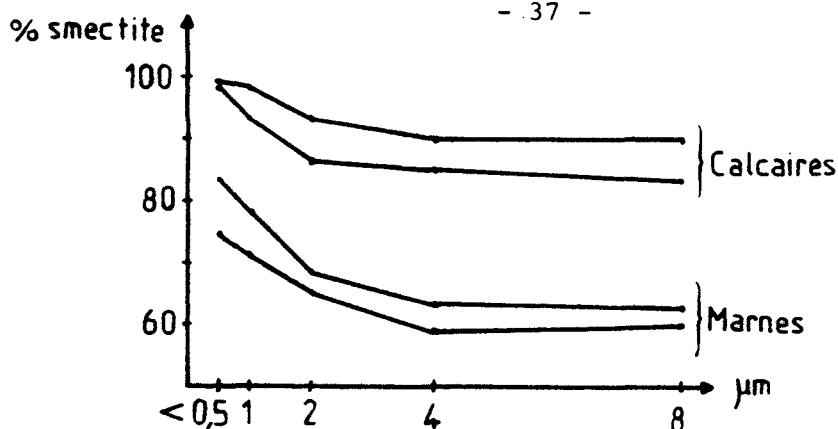
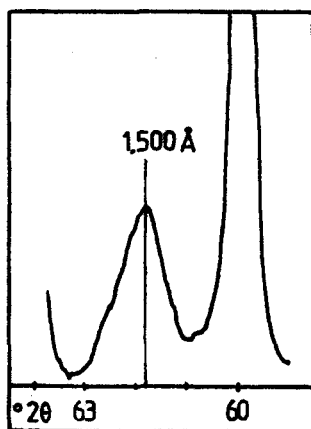


Figure 17 : Variations de la teneur en smectites en fonction de la granulométrie.

Etant donné que les courbes sont parallèles, l'évolution constatée résulte probablement d'une augmentation classique de la proportion de smectites dans les petites tailles (Gibbs, 1977), plutôt que d'un développement diagénetique de ces minéraux dans les calcaires.



### a<sup>1-3</sup>) Nature et morphologie des smectites

La position de la raie (060) des smectites est fonction de leur teneur en fer et magnésium (cf Desprairies, 1983). La raie (060) des smectites des bancs calcaires du Barrémien de Sisteron se situe à 1,500 Å et caractérise ainsi des beidellites (fig. 18). L'abondance des illites dans les marnes empêche une telle caractérisation chimique à partir des données diffractométriques.

Figure 18 : Raie 060 des smectites des bancs calcaires du Barrémien de Sisteron.

D'un point de vue morphologique, les smectites diffèrent dans les bancs calcaires et dans les interbancs argileux. Dans les interbancs argileux on distingue, à côté de particules d'illites à contours nets et d'aspect moiré, des particules généralement de plus petite taille, d'aspect floconneux et à bord diffus (Micrographie n° 7, Planche III). Cet aspect, typique des smectites d'origine détritique, est confirmé à des grossissements plus importants (Micrographie n° 8, Planche III). Dans les bancs calcaires, les particules d'illite sont très rares. La forme des smectites est variable, depuis un type floconneux identique à celui rencontré dans les argilites et les marnes, jusqu'à un type latté principalement concentré dans la fraction inférieure à 0,5 µm (Micrographie n° 9, Planche III). Holtzapffel (1983) montre que dans l'Atlantique Nord, des smectites lattées sont authigènes et se forment par "recristallisation" de smectites floconneuses préexistantes, à bilan minéralogique globalement constant. Ici, la présence systématique de smectites lattées dans les bancs calcaires, plus riches en smectites que les bancs argileux et marneux suggère que ces lattés ont contribué globalement à augmenter la proportion de smectites.

Les micrographies agrandies de la planche IV confirment la présence de smectites lattées dans les calcaires et leur absence dans les marnes. Il n'est malheureusement pas possible d'effectuer des comptages de particules en raison de la finesse des argiles dans les calcaires. Si l'on considère que les assemblages argileux des calcaires étaient identiques à ceux des marnes au moment du dépôt, la quantité de smectites lattées ne paraît pas suffisante (même s'il s'agit de néoformation stricte) pour justifier la diminution importante de la proportion d'illite dans les calcaires. En effet,

le passage de 25 % d'illite dans la marne à 5 % dans les calcaires nécessite au moins la présence de 50 % de smectites lattées dans les calcaires.

L'existence de smectites lattées ne paraît donc pas responsable de l'augmentation de la proportion totale de smectites. La "recristallisation" de smectites floconneuses est peut-être liée à des conditions de dépôt propres aux calcaires.

a<sup>2</sup>) Second type d'alternance (Alternance B)

a<sup>2-1</sup>) Minéralogie de la fraction argileuse (< 2 µm)

Les minéraux argileux reconnus sont identiques à ceux de l'alternance étudiée précédemment (chlorite, illite, interstratifiés, smectites et kaolinite). Les smectites sont là encore plus abondantes dans les bancs calcaires, au détriment de l'illite et de la kaolinite, mais les différences minéralogiques entre marnes et calcaires sont moins marquées. Ceci est à mettre en relation avec des teneurs en CaCO<sub>3</sub> plus faibles entre marnes et calcaires (fig. 19).

a<sup>2-2</sup>) Relations entre la minéralogie de la fraction argileuse des marnes et l'épaisseur des interbancs

L'examen du faisceau alternant fait apparaître des relations entre l'épaisseur des interbancs marneux et l'abondance relative des divers minéraux. Dans les interlits marneux peu épais on constate, comme dans l'alternance précédente, que l'illite est abondante et la kaolinite absente ou présente en traces. Dans les interbancs plus épais, la proportion d'illite diminue, celle de kaolinite augmente (fig. 19).

b) Le Barrémien de Montclus

Nous avons étudié une série alternante à bancs calcaires et interbancs marneux d'épaisseur très variable. Des interbancs apparaissant marneux à l'affleurement, présentent des teneurs en carbonates presque aussi élevées que les bancs calcaires. Ceci est probablement dû à la bioturbation intense. Parallèlement, on constate dans ces niveaux des différences minéralogiques faibles.

D'une manière générale, il existe les mêmes correspondances que dans le Barrémien de Sisteron. On note cependant une proportion de chlorite importante dans certains niveaux calcaires ou marneux très carbonatés et une proportion de kaolinite plus importante dans les niveaux marneux les moins carbonatés (fig. 20). Par ailleurs, plus les niveaux marneux sont épais, plus le rapport smectite/illite est faible. Ceci est dû à l'augmentation relative de kaolinite ou de chlorite aux dépens des smectites, le pourcentage d'illite restant relativement constant. Dans les bancs marneux, il existe donc une opposition nette entre, d'une part les smectites, d'autre part l'ensemble kaolinite et chlorite.

De plus, ce faisceau alternant comporte un niveau biocalcarénitique resédimenté, contenant des foraminifères benthiques (Miliolidés) La minéralogie de la fraction argileuse de ce niveau singulier est identique à celle du banc calcaire sous-jacent.

En résumé, l'ensemble des observations précédentes sur le Barrémien de Montclus et de Sisteron suggère que les bancs marneux sont d'autant plus riches en kaolinite qu'ils sont plus épais et moins carbonatés. Malgré leur nombre restreint, ces données convergent pour suggérer :

<sup>1</sup>) une augmentation de la kaolinite dans les alternances où le rapport calcaire/marne est faible et par conséquent dans les séries les plus marneuses, ce qui rejoint les observations de Ferry (1976) relatives à la plus grande abondance de kaolinite au niveau de la vire à Hétérocères, horizon plus marneux du Barrémien.

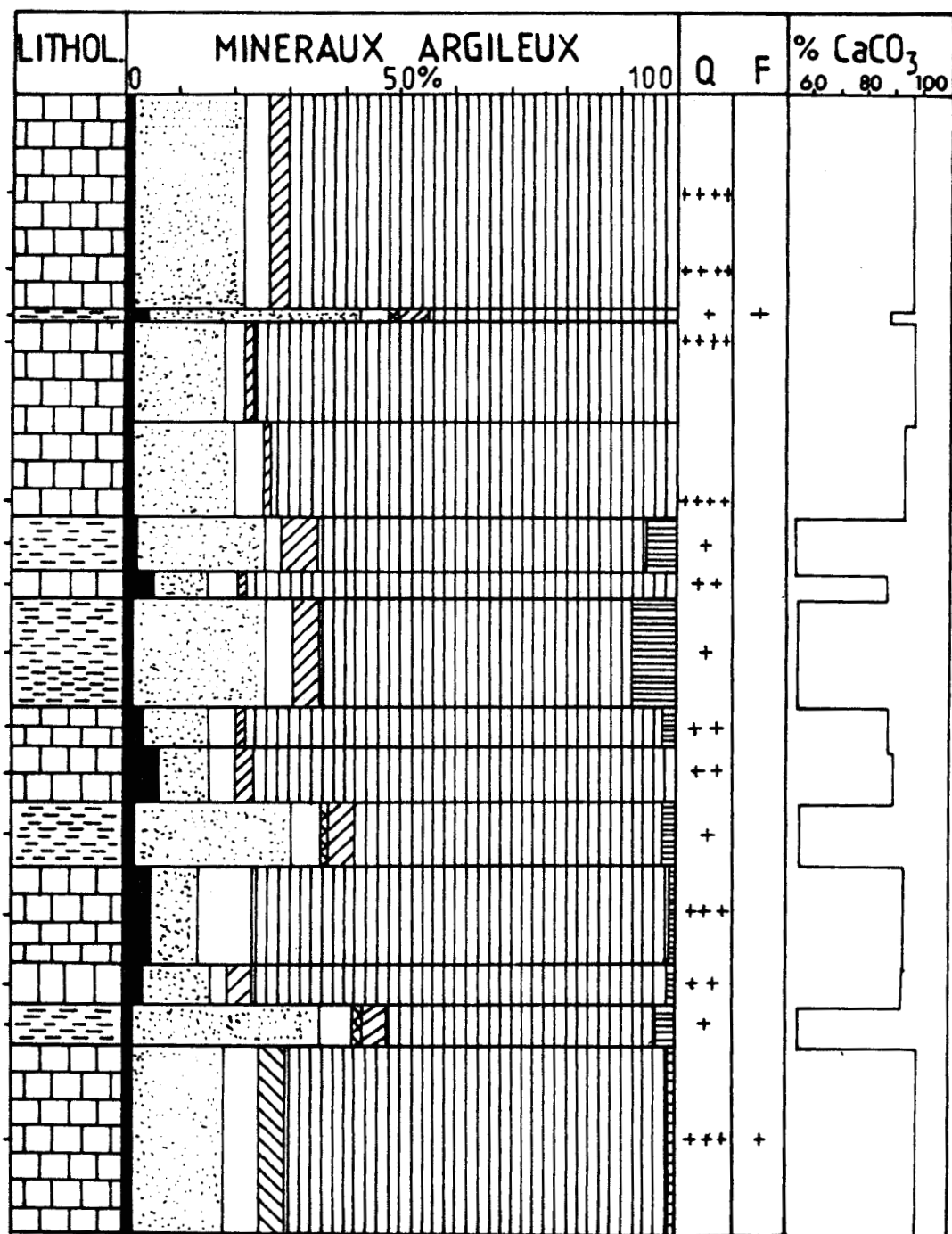


Figure 19 : Barrémien de Sisteron - Alternance B : minéralogie des argiles.

<sup>2)</sup> que la proportion de kaolinite est fonction du flux terrigène, ce qui s'accorde avec une érosion et une hydrolyse continentale plus importante.

<sup>3)</sup> que le flux terrigène est plus important dans les bancs marneux que dans les bancs calcaires, comme le proposait Noël en 1968.

c) Le Berriasien de St-Alban Laysse (Bauges)

c<sup>1)</sup> Minéralogie de la fraction argileuse

Les correspondances entre lithologie et minéralogie des argi-

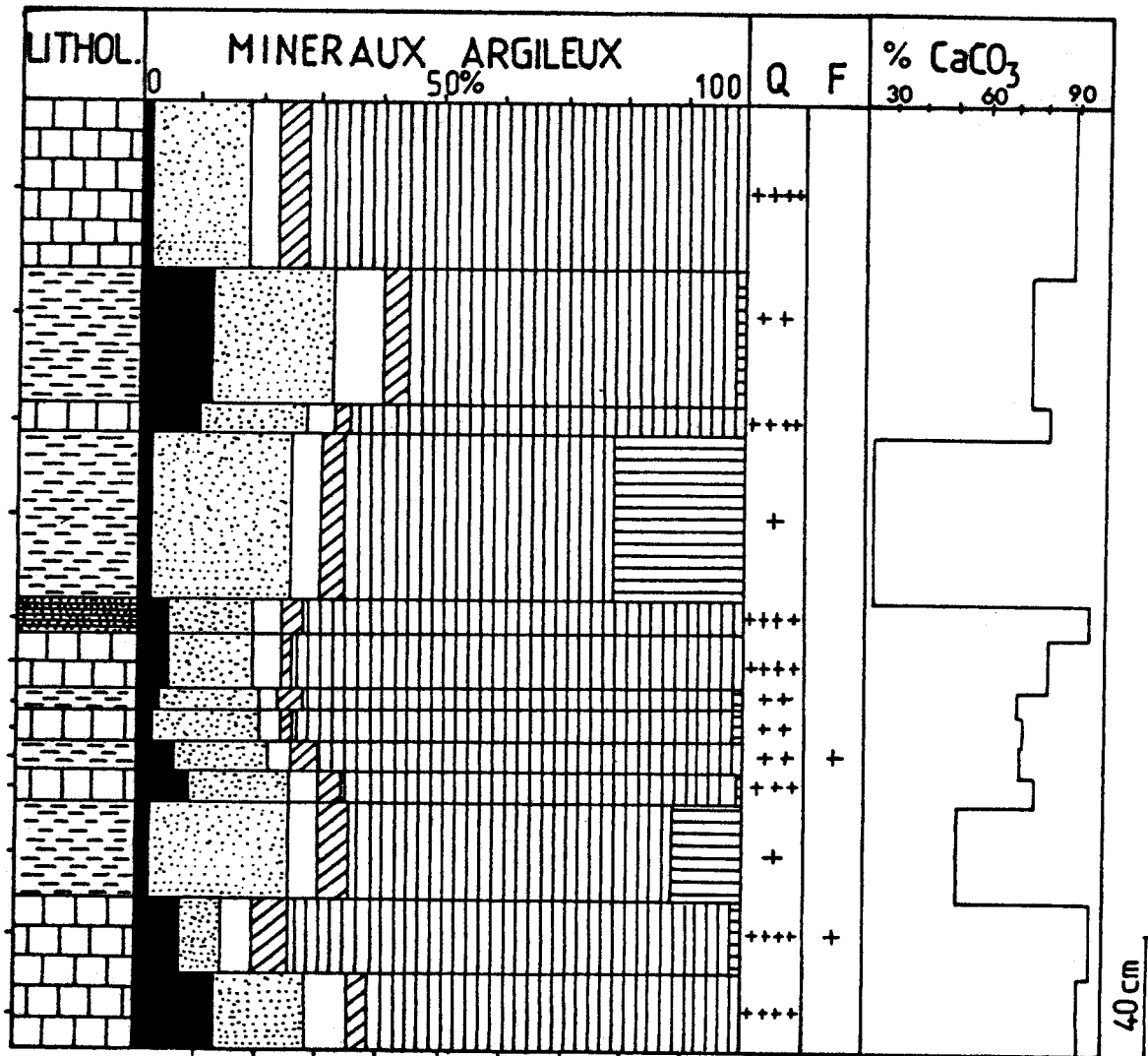


Figure 20 : Barrémien de Montclus : minéralogie des argiles.

les sont identiques à celles observées dans le Barrémien vocontien (fig. 21).

Les différences minéralogiques sont si importantes entre marnes et calcaires, qu'il est possible de caractériser chaque lithofaciès par les diffractogrammes correspondants (fig. 22).

Les bancs calcaires contiennent en moyenne 83,6 % de smectites, contre 63,4 % dans les marnes, soit environ 20 % de différence. Ils renferment deux fois moins d'illite (6,6 % contre 13,2 %) et 5 à 6 fois moins de kaolinite (2,4 % contre 13,8 %). L'augmentation de smectites dans les calcaires s'effectue donc essentiellement aux dépens de la kaolinite. L'étude du rapport kaolinite/illite = K/I confirme ce fait.

$$\frac{K}{I} = \frac{\text{hauteur du pic à } 7 \text{ \AA} \text{ de la kaolinite}}{\text{hauteur du pic à } 10 \text{ \AA} \text{ de l'illite}} \text{ sur essai glycolé.}$$

Ce rapport est toujours plus faible dans les calcaires que dans les marnes (fig. 21).

Ces observations ne s'accordent pas avec une simple néoformation de smectites dans les calcaires qui devraient affecter de manière identique les proportions d'illite et de kaolinite. Par ailleurs, on remarque sur la figure 21 que le rapport K/I est d'autant plus élevé que les marnes sont moins carbonatées. Ceci indique que la kaolinite est d'autant plus

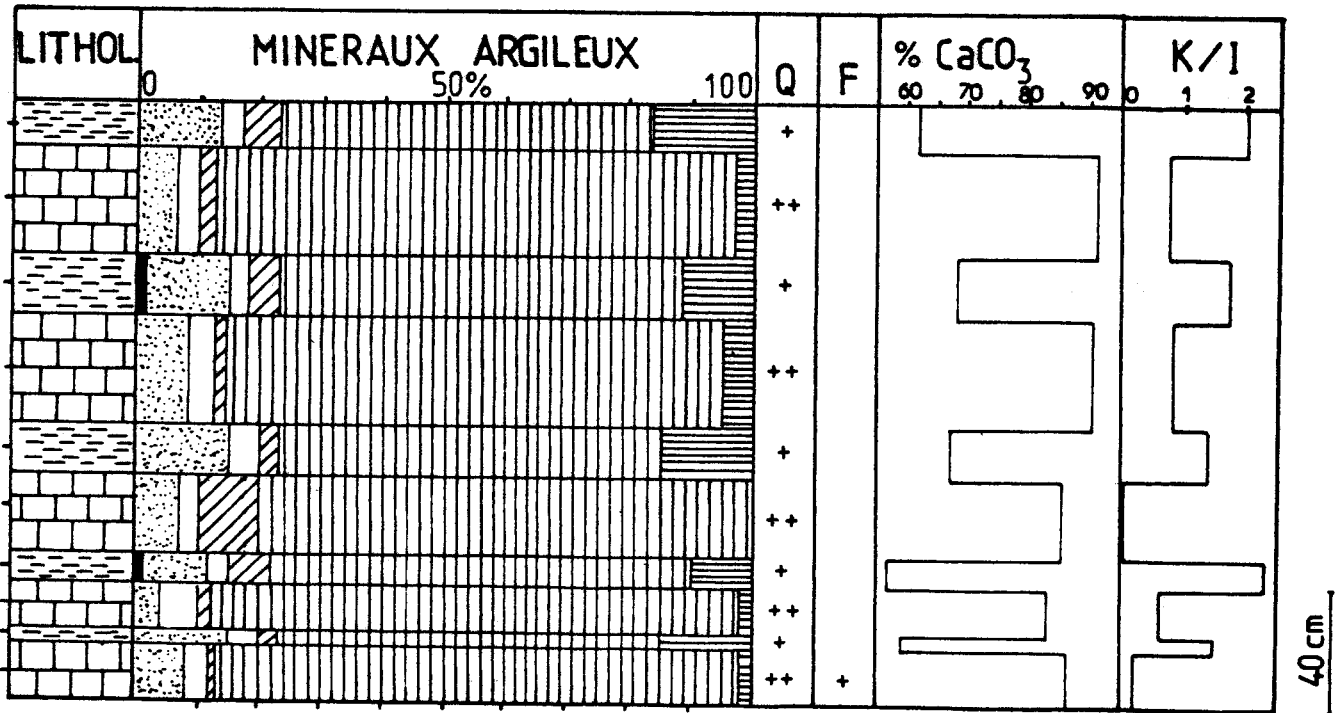


Figure 21 : Berriasien de St Alban-Leyse : minéralogie des argiles .

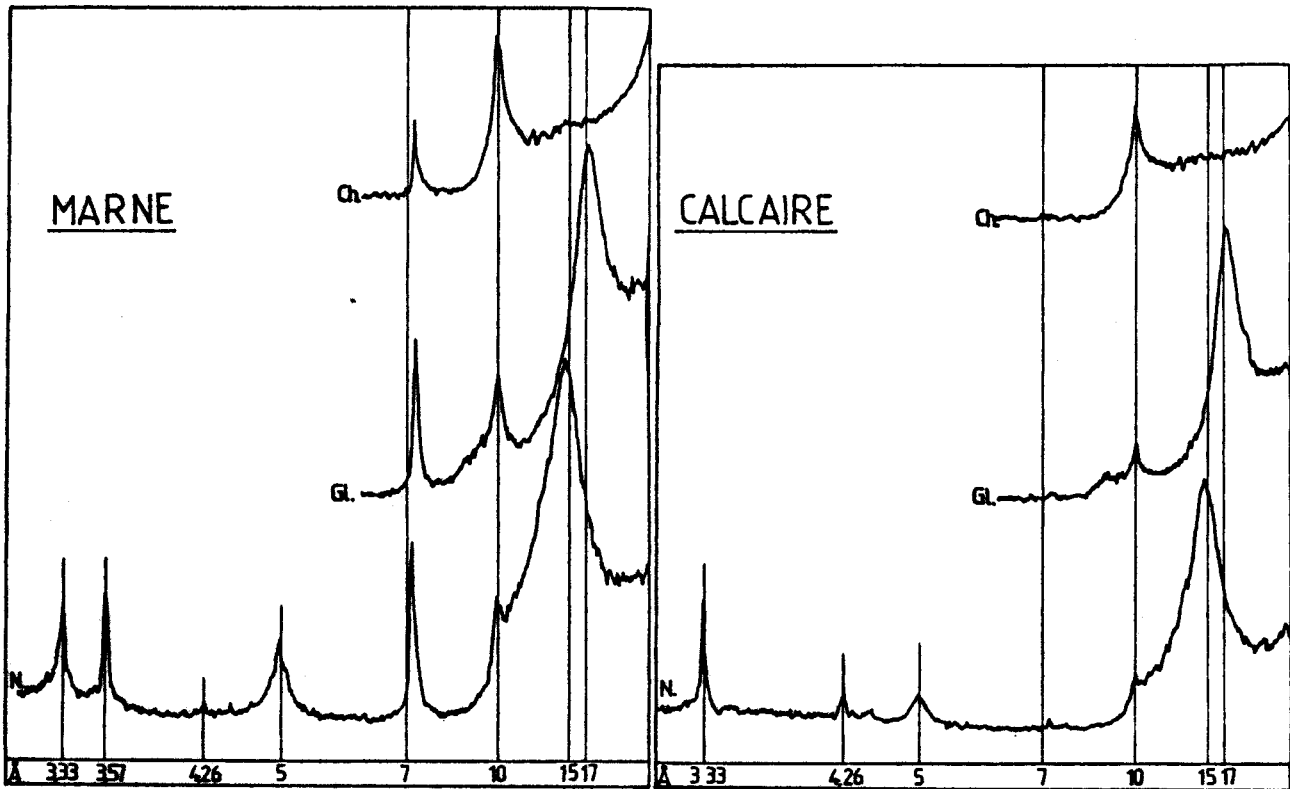


Figure 22 : Berriasien de St Alban-Leyse : diffractogrammes caractéristiques des marnes et des calcaires.



abondante que les interbancs sont plus marneux, ce qui s'accorde avec les observations effectuées dans le Barrémien vocontien.

c<sup>2</sup>) Données de la microscopie électronique (Micrographies n°13 et 14, Planche V)

L'observation au microscope électronique des fractions argileuses de bancs calcaires révèle la nature uniquement floconneuse des smectites (Micrographie n° 14, Planche V). Contrairement au Barrémien de Sisteron, aucune smectite lattée n'a été observée. L'aspect des smectites semble indépendant du lithofaciès (Micrographies n° 13 et 14, Planche V), et caractérise des minéraux d'origine détritique. Notons que les particules argileuses semblent plus petites dans les bancs calcaires que dans les bancs marneux.

c<sup>3</sup>) Conclusion

L'étude du faisceau alternant de St-Alban-Leyse n'a pas permis de reconnaître une origine diagénétique des assemblages, par conséquent considérés comme détritiques. Par ailleurs, elle montre que les correspondances entre lithologie et minéralogie des argiles ne sont pas limitées au domaine vocontien, mais pourraient s'étendre à l'ensemble du domaine subalpin. Cette observation conduit à envisager un phénomène très général conduisant à la différenciation minéralogique entre marnes et calcaires. L'étude de cette alternance souligne également l'antagonisme entre smectites et kaolinite, car nous avons vu que l'augmentation de smectites dans les calcaires s'effectuait surtout aux dépens de la kaolinite. L'antagonisme existant entre deux minéraux principalement formés lors de l'altération suggère l'intervention de facteurs climatiques, et notamment de l'intensité de l'hydrolyse. Nous aborderons ce point ultérieurement.

2) Signification de l'augmentation des smectites dans les calcaires.

a) Part de l'héritage et de l'authigenèse

Dans le Barrémien de Sisteron, les smectites lattées de bancs calcaires ont vraisemblablement une origine authigène. En effet, dans l'Océan Atlantique Nord, Holtzapffel (1983) a montré dans l'Albien et le Paléocène, que dans des conditions particulières de sédimentation (taux de sédimentation moyen), ces smectites apparaissaient au cours de la diagenèse précoce.

L'augmentation du pourcentage de smectites dans les calcaires barrémiens de Sisteron peut donc avoir deux origines : soit le pourcentage de smectites détritiques est plus élevé au moment de la sédimentation dans les calcaires et les conditions physico-chimiques du milieu carbonaté permettent le développement de smectites lattées ; soit la proportion de smectites est identique dans les marnes et dans les calcaires au moment du dépôt et c'est l'authigenèse ultérieure de smectites lattées qui contribue à augmenter le pourcentage global de smectites. Toutefois, les observations au microscope électronique à transmission indiquent que la proportion de smectites lattées est trop faible pour expliquer les différences minéralogiques observées entre marnes et calcaires. Le stock argileux des marnes et des calcaires est donc différent au moment du dépôt. Dans le Berriasien des Bauges (St-Alban-Leyse), aucune phase authigène n'a été reconnue, les assemblages sont détritiques et l'augmentation de la proportion de smectites dans les calcaires se fait essentiellement aux dépens de la kaolinite.

Examinons les causes possibles des correspondances entre lithologie et minéraux argileux détritiques.

b) Hypothèses relatives à l'augmentation de smectites détritiques dans les calcaires

Deux possibilités peuvent être envisagées :

<sup>1</sup>) Les minéraux argileux exportés depuis le continent, jusqu'au bassin subissent une sédimentation différentielle. Les bordures du bassin sont enrichies en illite, chlorite et kaolinite, les smectites se déposent davantage au large (Whitehouse *et al.*, 1959 ; Gibbs, 1977). On peut donc envisager que les marnes correspondent à une resédimentation de matériel déposé sur les pourtours du bassin et que la sédimentation des calcaires est autochtone.

<sup>2</sup>) Variations des apports continentaux. Les calcaires et les marnes correspondent à une sédimentation autochtone et dans ce cas, l'alternance calcaire-marne résulte de fluctuations qualitatives et quantitatives des apports argileux.

La première hypothèse réjoint celles émises par Lombard (1956 et 1972) et Beaudoin (1977). Le premier auteur considérait que les bancs calcaires se mettaient en place par gravité, tandis que le second envisageait une mise en place gravitaire du couple calcaire-marne. Les données de la minéralogie des argiles autorisent l'hypothèse d'une resédimentation des interbancs marneux. On note que dans les marnes, la proportion de foraminifères benthiques est plus élevée que dans les calcaires plus riches en radiolaires (Darmedru, 1982). Ceci pourrait s'accorder avec une resédimentation des interbancs marneux depuis les bordures du bassin vers les zones pélagiques. Cette hypothèse se heurte néanmoins, d'après Cotillon *et al.* (1980), à la très grande extension de certains faisceaux alternant à travers le domaine vocontien. Un tel processus nécessite l'existence d'appareils détritiques de très grande ampleur, permettant la resédimentation d'un interbanc marneux sur une très grande distance (environ 10 000 km<sup>2</sup>) (Cotillon *et al.*, 1980). Par ailleurs, l'analyse des argiles dans des bancs manifestement resédimentés, ou dans des faisceaux à contournements (slumping) ne montre pas d'augmentation d'illite ou de kaolinite. (fig. 23)

La seconde hypothèse intéresse davantage le milieu continental que le milieu marin. Elle conduit à rechercher un mécanisme très général régissant la composition des assemblages argileux. Des études récentes (Cotillon *et al.*, 1980 ; Darmedru, 1982) mettent en évidence l'importance des facteurs climatiques sur la genèse des alternances marno-calcaires. Or le climat peut également jouer un rôle sur les altérations continentales et sur la composition du stock argileux (Millot, 1964). Les différences relativement faibles de la composition de la fraction argileuse des marnes et des calcaires sont en accord avec une intervention des facteurs climatiques. Il convient cependant de préciser à quel type d'oscillations correspondent les fluctuations de la composition de la fraction argileuse.

Darmedru (1982) suggère à la suite d'études microfaunistiques que les bancs calcaires correspondent à des périodes plus humides et plus froides que les périodes correspondant au dépôt des marnes. Cet auteur se fonde sur la concentration de la microfaune et la production de CaCO<sub>3</sub> plus importante dans la partie ouest du bassin que dans la partie est en liaison avec l'importance des apports terrigènes et nutritifs. De plus, la nature de la matière organique souligne "l'importance des apports terrigènes pendant la production carbonatée". Ceci suggère une augmentation de la pluviosité sur les continents, lors du dépôt des calcaires. Or nous avons vu que les bancs calcaires contiennent plus de smectites que les marnes. Les smectites, de type beidellite, se forment sur le continent dans des sols mal drainés, sous climat chaud à fort contraste saisonnier de l'humidité (Paquet, 1970 ; Singer, 1980). En revanche, la formation de la kaolinite est favorisée durant les périodes d'humidité plus constante. Les données de la minéralogie des argiles indiquent par conséquent l'alternance de périodes chaudes à humidité saisonnière contrastée (dépôt des calcaires) et de périodes toujours chaudes, mais à humidité plus constante (dépôt des marnes) (Deconinck et Chamley, 1983). L'augmentation de la proportion de kaolinite dans les interbancs les plus épais et les plus marneux suggère que l'hydrolyse et le flux terrigène varient dans le même sens. L'augmentation parallèle d'illite, mi-

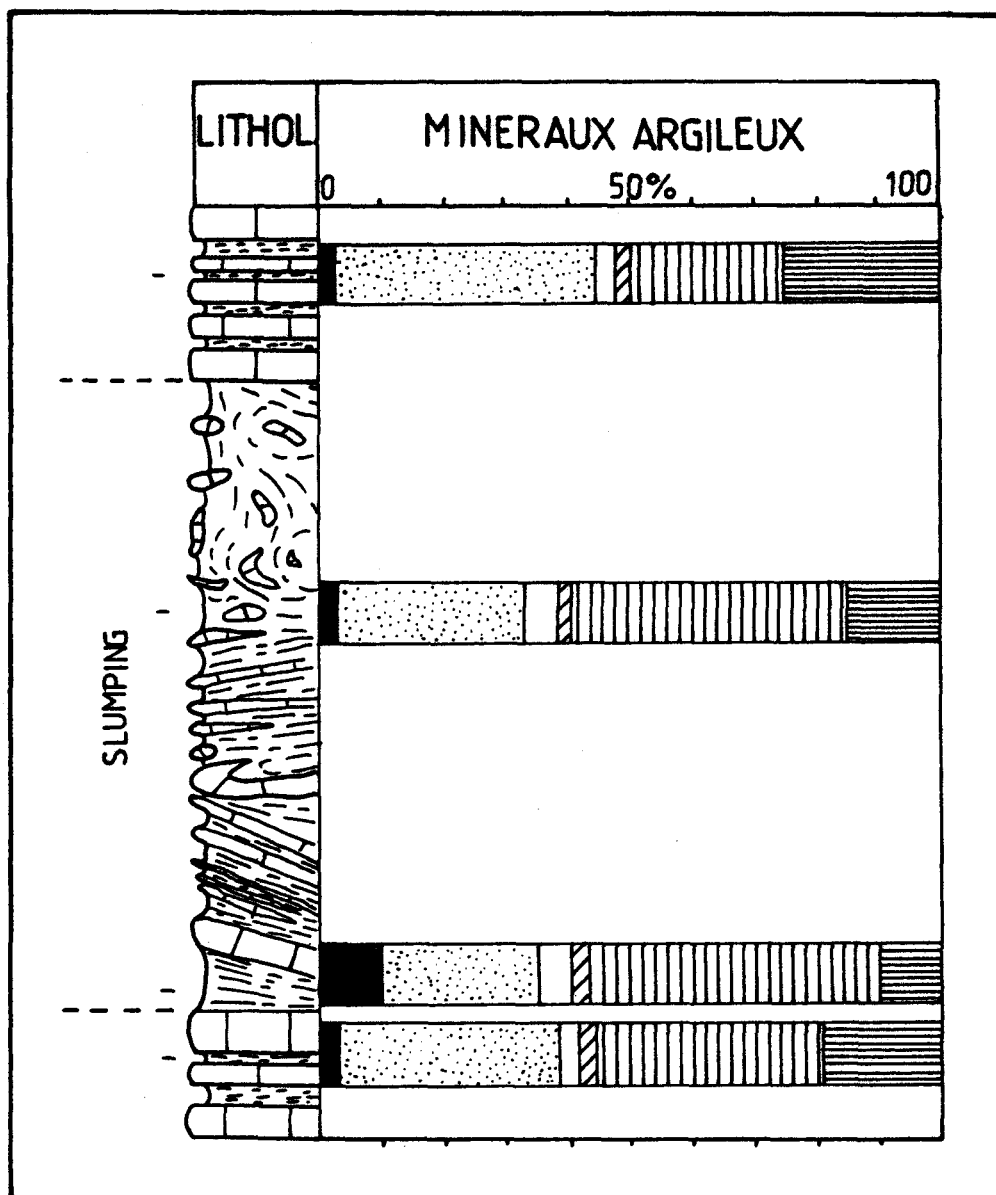


Figure 23 : Minéralogie des argiles dans un faisceau à contournement (slumping) dans l'Hauterivien de Montclus.

néral des roches et de la kaolinite, minéral des sols, appuie cette hypothèse. Par ailleurs, dans le Berriasien des Bauges, la plus grande taille des particules smectitiques dans les marnes que dans les calcaires indique un caractère détritique plus marqué. Ce type d'oscillations climatiques rejoint à une autre échelle, les observations de Mangin (1963), selon lesquelles le rythme saisonnier du climat intertropical influence la nature et l'intensité du flux terrigène.

L'abondance de quartz dans la fraction argileuse des calcaires ne s'oppose pas à cette interprétation. En effet, l'origine du quartz est probablement diagénétique, la silice provenant de la dissolution des radiolaires (Ferry, 1979). Effectivement, au microscope électronique à transmission, les quartz paraissent authigènes de par leur forme cristalline.

c) Conclusion

Les alternances barrémiennes de Sisteron et Montclus ainsi que celles du Berriasien de St-Alban-Leysses, montrent une augmentation de la proportion des smectites dans les niveaux calcaires, par rapport aux interbanes marneux. Dans le cas du Barrémien de Sisteron, la présence de smectites lattées, restreinte aux calcaires, suggère l'intervention d'une diagenèse partielle, responsable d'une augmentation du stock total de smectites. Toutefois, la quantité de ce type morphologique de smectites est trop faible pour expliquer les correspondances entre lithologie et minéralogie des argiles. Dans le Berriasien de St-Alban-Leysses, l'héritage est prépondérant et les variations observées ont une signification principalement climatique : les épisodes plus calcaires à smectites indiqueraient des périodes à humidité saisonnière contrastée et un flux terrigène atténué, au contraire des épisodes plus marneux à kaolinite et illite qui indiquent plutôt un climat à humidité plus régulièrement répartie.

3) Relations entre smectites, chlorites et niveaux calcaires : Résultats minéralogiques

La fraction argileuse de bancs calcaires de certains faisceaux alternants présente une augmentation de smectite et/ou de chlorite. Il convient d'expliquer ces nouvelles correspondances lithologie-minéralogie des argiles à l'aide d'exemples successifs.

a) Hauterivien de Montclus

Les bancs calcaires du faisceau alternant étudié présentent une augmentation parallèle de smectites et de chlorites par rapport aux interbanes marneux, plus riches en illite et kaolinite (fig. 24).

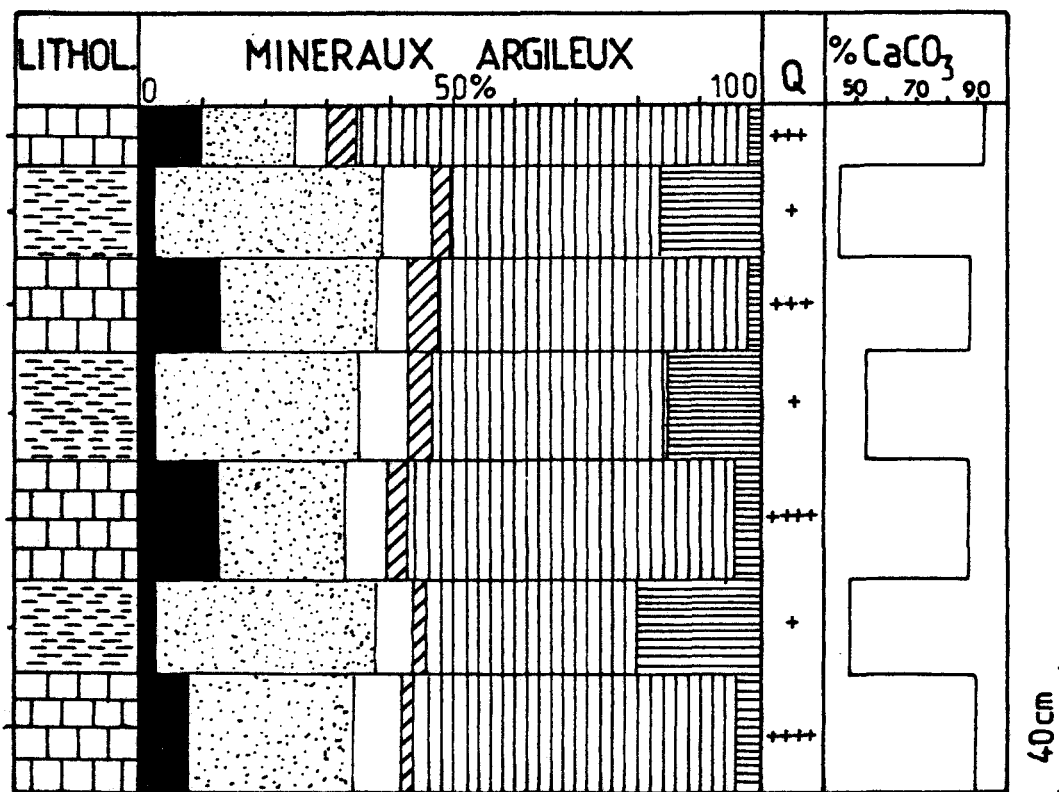


Figure 24 : Hauterivien de Montclus : minéralogie des argiles.

Les correspondances entre lithologie et minéralogie des argiles sont donc à la fois semblables (smectite) et différentes (chlorite) de celles des fragments de séries précédemment étudiés. La chlorite des bancs calcaires peut avoir *a priori* une origine soit détritique, soit diagenétique. Afin de rechercher cette origine, nous avons étudié d'autres faisceaux alternants.

b) Berriasien de Montclus

b<sup>1</sup>) Berriasien supérieur (zone D des calpionelles)

Nous avons échantillonné un faisceau alternant à bancs très réguliers, constitué de trois séquences de 5 à 6 bancs calcaires. L'épaisseur des bancs calcaires et des interbancs marneux est très voisine (10 à 25 cm). Les teneurs en carbonate des bancs calcaires oscillent entre 90 et 98 %, celles des marnes entre 56 et 82 % (fig. 25). Il existe donc des niveaux apparaissant marneux et pourtant riches en carbonates. Les calcaires et les marnes sont intensément bioturbés et contiennent parfois des nodules de pyrite. Dans tous les cas, la pyrite est au moins présente dans la fraction silteuse.

b<sup>1-1</sup>) Minéralogie de la fraction argileuse (fig. 25)

Une trentaine d'échantillons a été analysée. Les minéraux sont très diversifiés : chlorite, illite, minéraux interstratifiés irréguliers (10-14s) et (14c-14s) et subréguliers, smectite, kaolinite. Il existe des correspondances particulièrement nettes entre lithologie et minéralogie des argiles. Par rapport à la fraction argileuse des marnes, celle des calcaires est enrichie en chlorite et souvent en smectite. Par contre, illite et kaolinite sont plus abondantes dans la fraction argileuse des marnes.

b<sup>1-2</sup>) Relations entre minéraux argileux dans les bancs calcaires

Les fractions argileuses de seize bancs calcaires ont été analysées. Ceci a permis de calculer les coefficients de corrélation entre les principaux minéraux argileux de ces bancs. Les smectites sont d'autant moins abondantes que le pourcentage de chlorite est plus élevé (fig. 26).

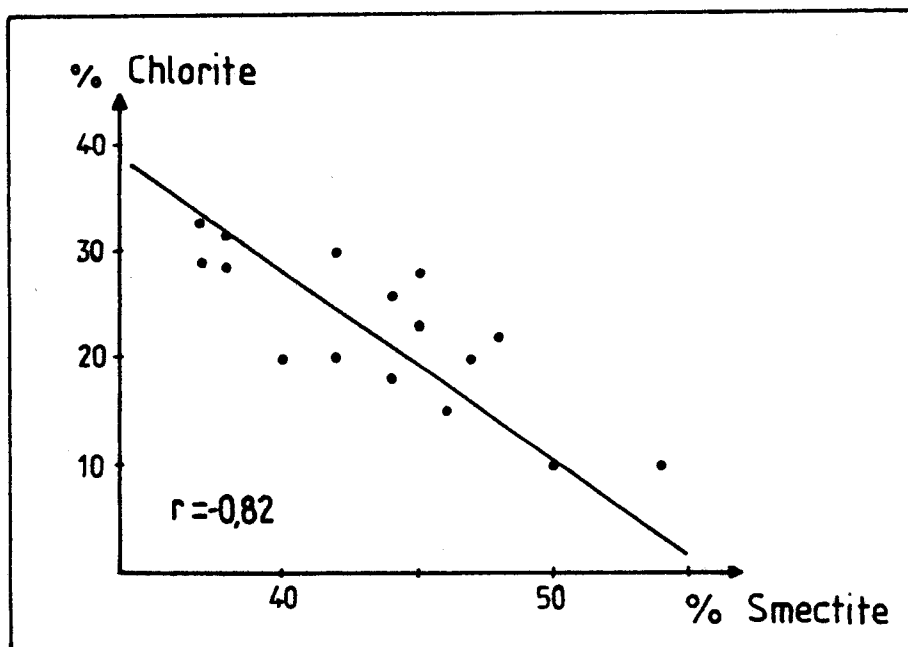


Figure 26 : Berriasien de Montclus (zone D) : diagramme Chlorite/Smectite.

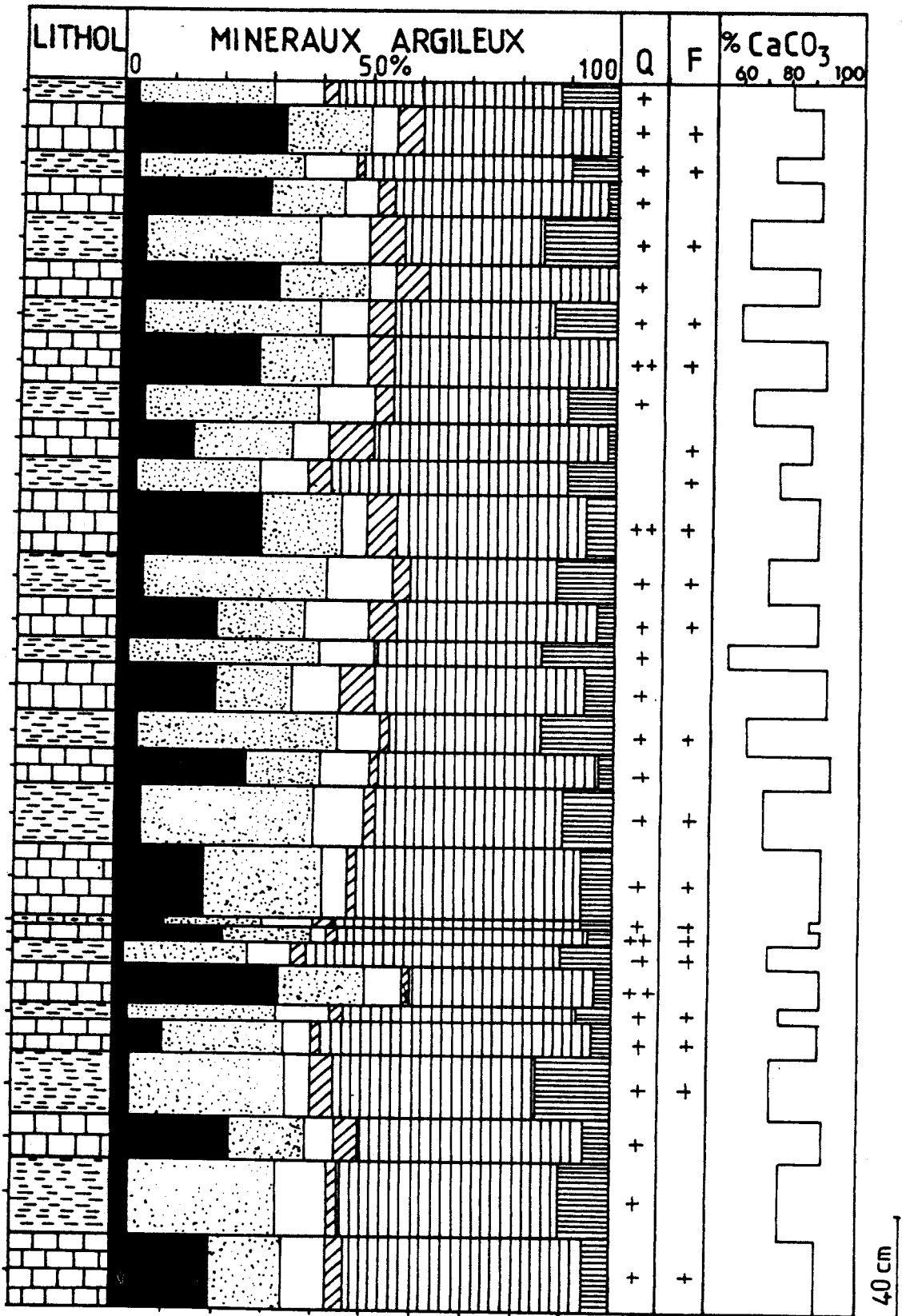


Figure 25 : Berriasien de Montclus (zone D) : minéralogie des argiles.

Les autres anti-corrélations envisagées ne sont pas significatives. En particulier, il existe ni anti-corrélations entre chlorite et illite, ni entre chlorite et kaolinite. Cette observation suggère que les chlorites proviennent de la transformation de smectites.

b. <sup>1-3</sup>) Les minéraux interstratifiés

Les minéraux interstratifiés subréguliers consistent en édifices (14c-14s) proches de la corrensite. Ce minéral au sens strict se caractérise par l'interstratification régulière de feuillets chloritiques et smectitiques. Dans le cas présent, il ne s'agit pas de corrensite vraie, mais d'un minéral (14c-14s) subrégulier. On n'observe pas de structure, mais il existe des harmoniques d'ordre pair (004), (006), (008). Par commodité, j'appellerai "corrensite" ce minéral.

Plusieurs stades d'interstratifications ont été rencontrés. Le minéral passe de 14 Å à l'essai naturel à 15 Å à l'essai glycolé, il s'écrase à 13 Å au chauffage (fig. 27). Si l'on considère que les smectites

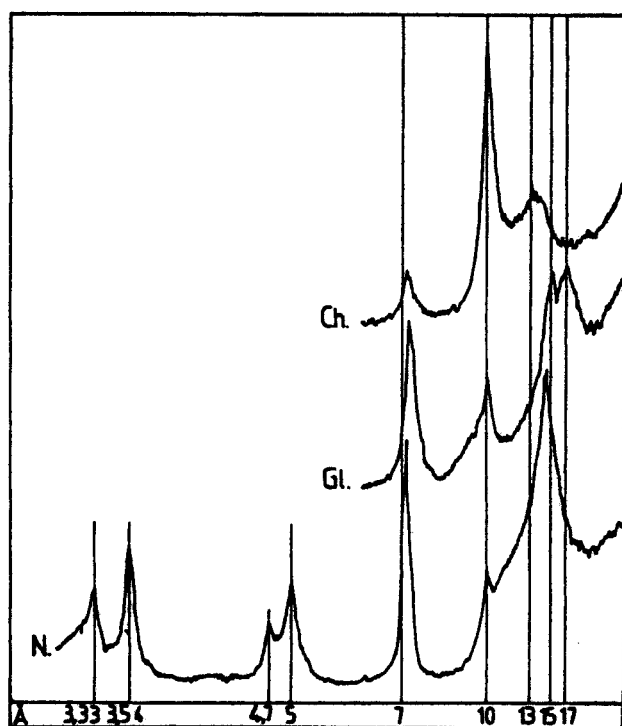


Figure 27 : Diffractogramme de la fraction argileuse d'un banc calcaire présentant le minéral "corrensite".

passent à 17 Å au glycol, ce minéral comporte environ 67 % de feuillets chloritiques et 33 % de feuillets smectitiques. D'autres intermédiaires ont été observés, notamment une interstratification à 88 % de chlorites et 12 % de smectites. L'existence de ces minéraux intermédiaires évoque également une transformation de smectites en chlorites.

Nous avons tenté d'examiner la proportion relative de ces minéraux dans diverses fractions granulométriques (< 0,5, 1, 2, 4 et 8 µm). Dans la fraction < 1 µm, le pic à 15 Å à l'essai glycolé correspondant à la "corrensite" est mieux défini que dans les autres fractions (fig. 28). Cette individualisation semble traduire une tendance à la régularité et une absence de termes intermédiaires irréguliers entre 15 et 17 Å. Des interstratifiés irréguliers apparaissent par contre dans les fractions plus

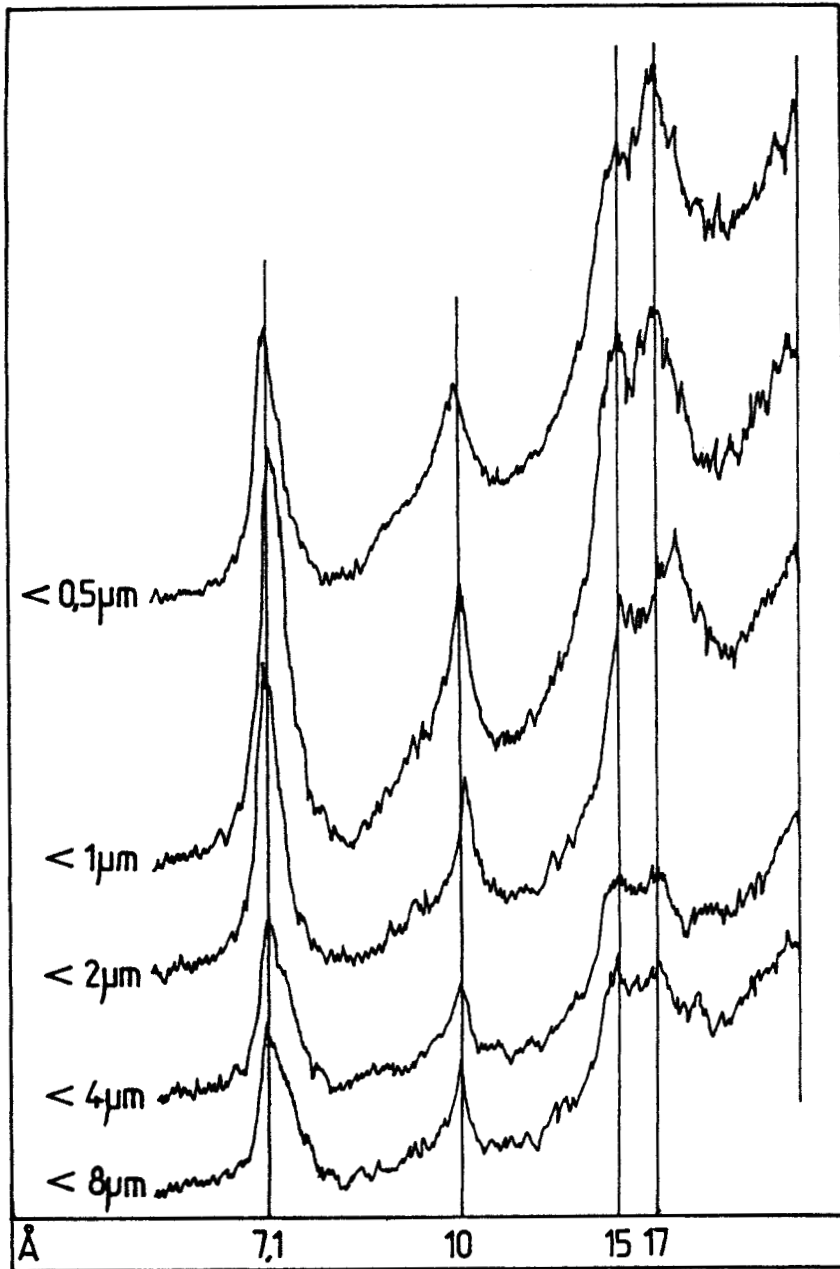


Figure 28 : Diffractogrammes réalisés sur essai glycolé de différentes fractions granulométriques d'un banc calcaire.

grossières  $< 4 \mu\text{m}$  et  $< 8 \mu\text{m}$  et déterminent un palier entre 15 et 17 Å. La mesure de deux rapports dans les différentes fractions suggère que la "corrensite" est plus abondante dans la fraction inférieure à 1  $\mu\text{m}$ :

- Rapport 17/15 =  $\frac{\text{hauteur du pic à } 17 \text{ \AA}}{\text{hauteur du pic à } 15 \text{ \AA}}$  sur essai glycolé ;

- Rapport 17/10 =  $\frac{\text{hauteur du pic à } 17 \text{ \AA}}{\text{hauteur du pic à } 10 \text{ \AA}}$  sur essai glycolé.

Le rapport 17/15 est plus faible dans la fraction inférieure à 1  $\mu\text{m}$  que dans les autres (fig. 29). Ceci suggère qu'une proportion plus importante de smectites a été transformée dans cette fraction.



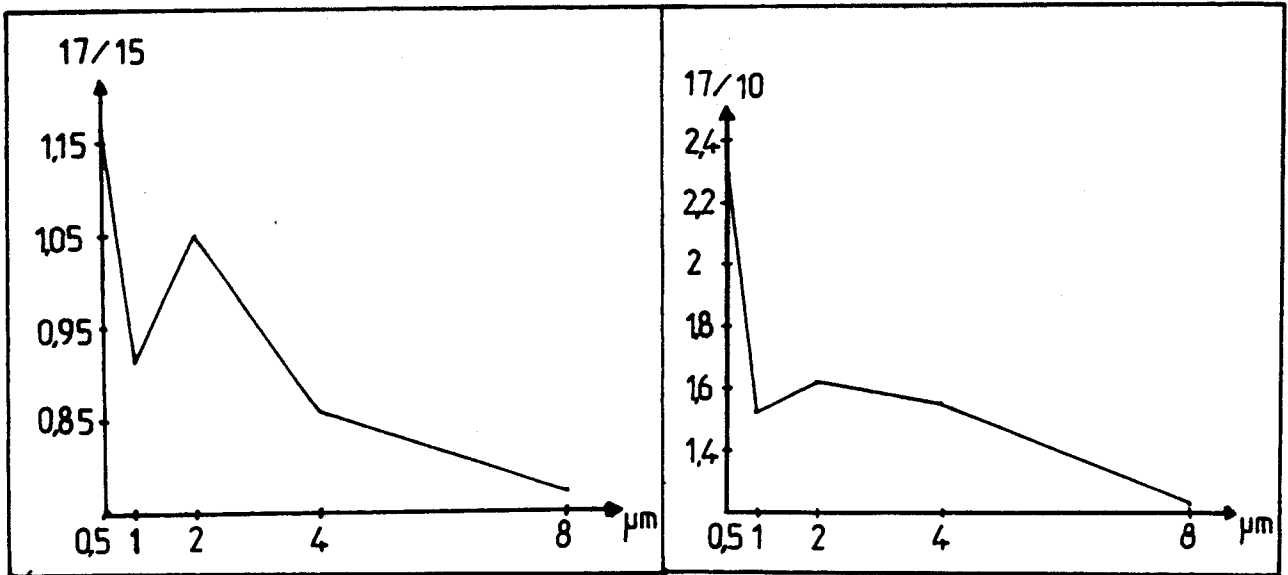


Figure 29 : Evolution des rapports 17/15 et 17/10 dans les différentes fractions granulométriques étudiées.

Le rapport 17/10 est également plus faible dans la fraction inférieure à 1  $\mu\text{m}$  que dans les fractions inférieures à 0,5 et 2  $\mu\text{m}$  (fig. 29). Or, par rapport à l'illite, les smectites sont généralement plus abondantes dans les fractions les plus fines. La plus faible valeur de ce rapport peut traduire une transformation plus importante de smectites dans la fraction comprise entre 0,5 et 1  $\mu\text{m}$ .

Après cette étude diffractométrique, nous avons tenté d'identifier la "corrensite" au microscope électronique à transmission. La préparation examinée montre des particules à bordures floconneuses, mais présentant un centre mal défini à contour subhexagonal. Ces particules sont peu nombreuses, ce qui s'accorde avec le pourcentage relativement faible de "corrensite" déterminé sur les diffractogrammes (Micrographie n° 15 et 16, Planche VI). L'aspect floconneux des bordures sur la partie gauche de la micrographie n° 16 rappelle les smectites, mais la partie droite de la particule à bord plus net et le centre subhexagonal rappellent plutôt une chlorite. L'aspect intermédiaire entre smectites et chlorites ne semble pas résulter d'une superposition de phyllites dans la préparation. On peut donc penser que cette particule correspond à la "corrensite". Notons que dans les marnes nous n'avons pas rencontré ce type morphologique; les formes minérales étant caractéristiques de minéraux simples (Micrographie n° 17, Planche VI).

En résumé, l'anticorrélation smectites-chlorites dans les bancs calcaires associée à la présence d'édifices interstratifiés (14c-14s) subréguliers suggère que les chlorites proviennent de smectites. Elles auraient donc une origine diagénétique et non détritique.

#### b<sup>1-4</sup>) Relation chlorite - CaCO<sub>3</sub>

Il n'existe pas de corrélation entre le pourcentage de chlorite et celui de carbonate. On note que le pourcentage de chlorite est toujours faible dans les marnes (inférieur ou égal à l'erreur analytique 5 %) quelle que soit leur teneur en carbonate. Dans les calcaires, par contre, à de faibles variations en CaCO<sub>3</sub>, sont associées d'importantes fluctuations du pourcentage de chlorite (fig. 30).

#### b<sup>1-5</sup>) Etude minéralogique des interbancs marneux

La fig. 31 montre que les marnes sont d'autant plus riches en illite et kaolinite qu'elles sont moins carbonatées. Parallèlement, les smectites sont plus abondantes dans les interbancs plus riches en CaCO<sub>3</sub>. Cette observation est à rapprocher de celles effectuées dans le Barrémien de

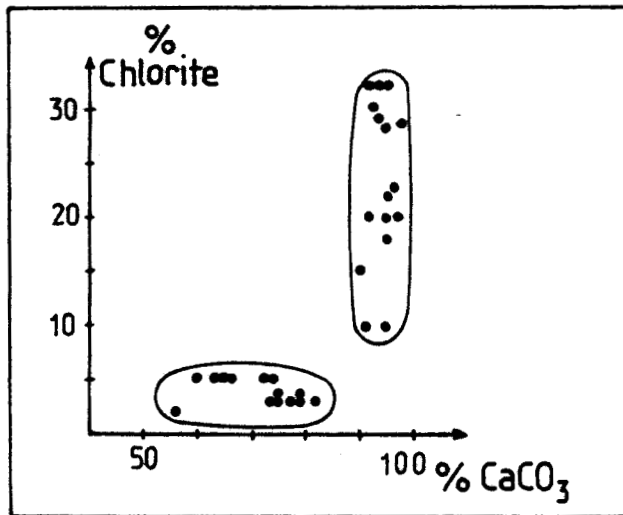


Figure 30 : Berriasien de Montclus (zone D) : diagramme Chlorite/CaCO<sub>3</sub>.

Montclus et suggère que les différences minéralogiques entre marnes et calcaires existent également entre interbancs ayant des teneurs en CaCO<sub>3</sub> différentes. Les correspondances s'accordent avec une humidité plus importante pendant le dépôt des interbancs marneux, favorisant la formation de kaolinite, le ruissellement et l'exportation d'illite au bassin de sédimentation. Elles impliquent un flux terrigène plus important durant les épisodes "marneux".

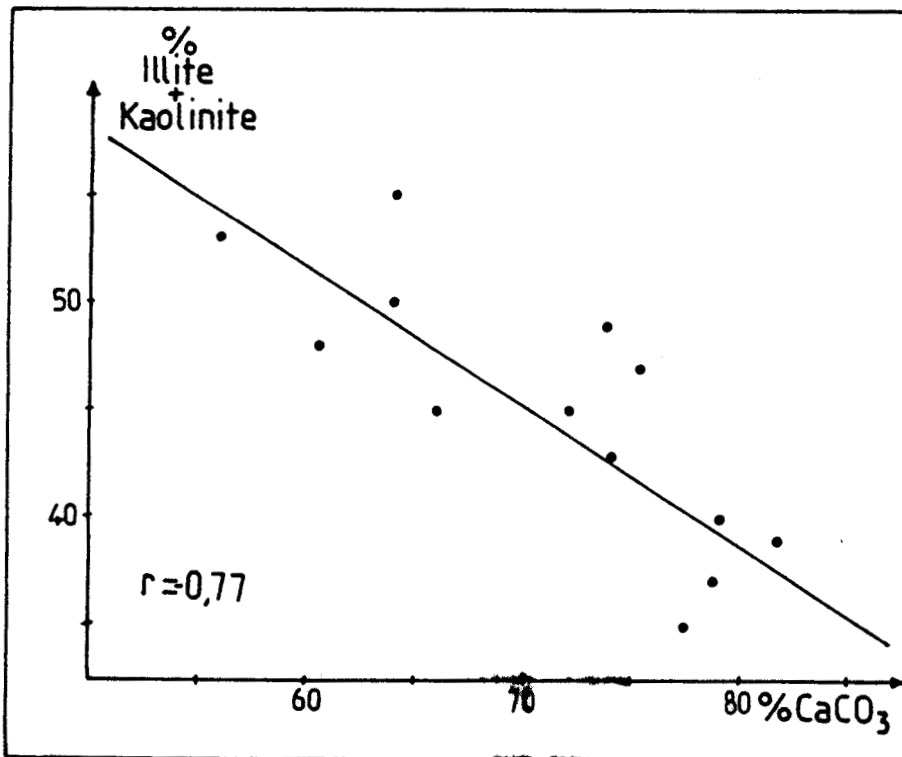


Figure 31 : Berriasien de Montclus (zone D) : diagramme Illite + Kaolinite/CaCO<sub>3</sub> dans les bancs marneux.

b<sup>1-6</sup>) Cristallinité de l'illite

La cristallinité de l'illite est meilleure dans les calcaires que dans les marnes. Ceci peut être dû à une aggradation diagénétique plus importante dans les calcaires plus conductibles et plus poreux que les marnes. On peut également envisager que le climat plus hydrolysant durant le dépôt des marnes ait conduit à une dégradation de ces minéraux au cours de l'altération. Dans ce cas, la cristallinité de l'illite constitue un indicateur climatique (Chamley, 1971).

b<sup>2</sup>) Berriasien (Zone C des calpionelles)

Sur la coupe de Montclus, nous avons également étudié un faisceau alternant situé environ 50 m plus bas que le précédent. Par rapport au Berriasien zone D, les minéraux argileux reconnus et les correspondances lithologie-minéralogie des argiles sont identiques (fig. 32). Cependant, les proportions relatives des minéraux sont différentes. La proportion de chlorite dans les calcaires est beaucoup plus faible par rapport aux smectites.

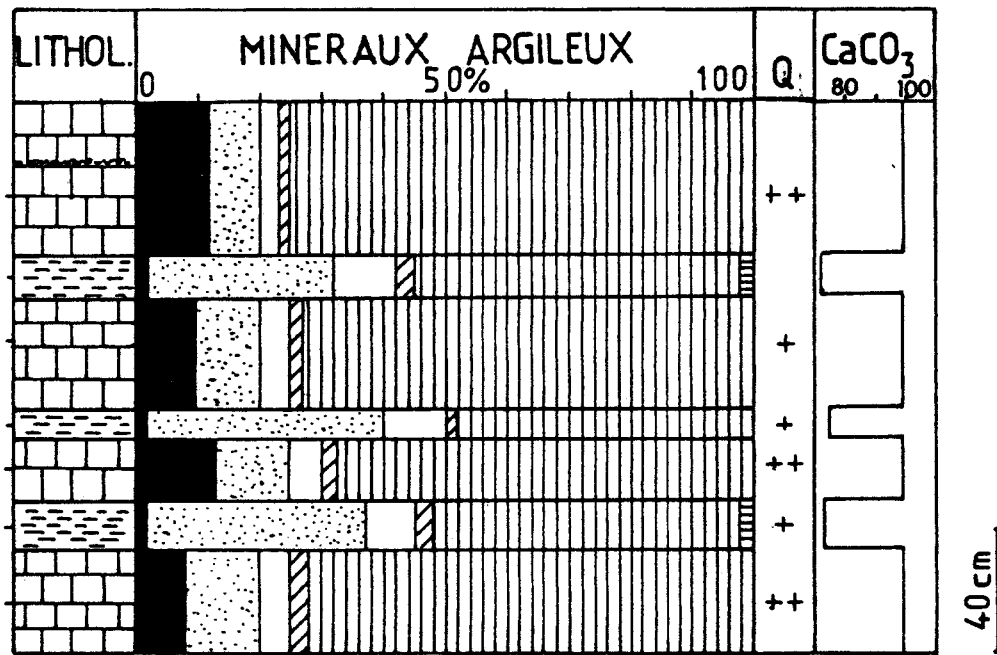


Figure 32 : Berriasien de Montclus (zone C) : minéralogie des argiles.

c) Le Berriasien de Vergons

c<sup>1</sup>) Minéralogie de la fraction argileuse

Plusieurs échantillons par banc et interbanc ont été étudiés. Les minéraux argileux reconnus sont très diversifiés : chlorite, illite, minéraux interstratifiés (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14v-14s), vermiculite, smectite et kaolinite (fig. 33).

On observe les mêmes correspondances entre lithologie et minéralogie des argiles que dans le Berriasien de Montclus. Les diffractogrammes correspondant à chaque type lithologique sont nettement différenciés (fig. 34).

Le pourcentage de chlorite est ici très élevé dans les bancs calcaires (jusqu'à 55 %), tandis que les smectites sont rares ou inexistantes.

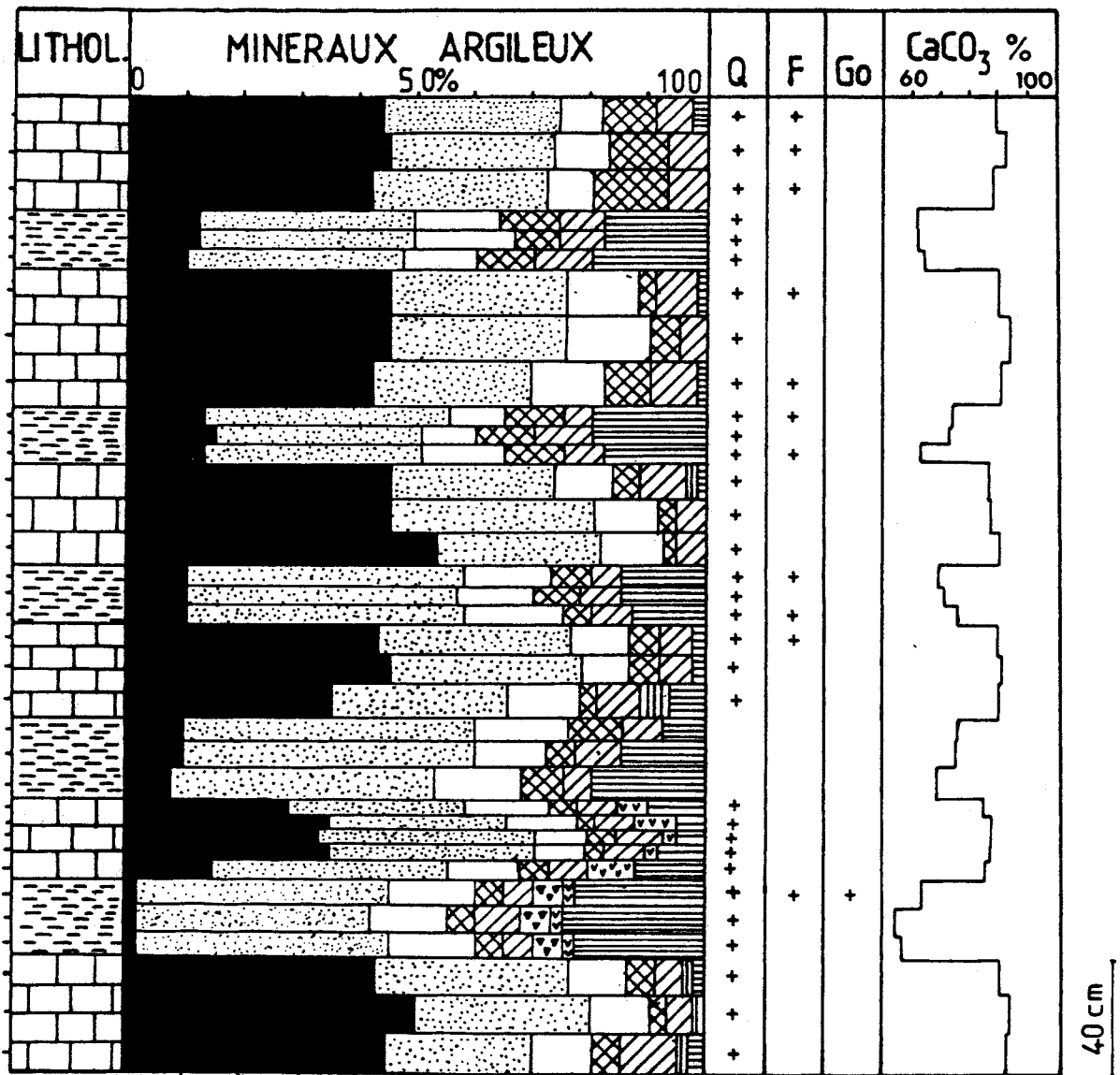


Figure 33 : Berriasien de Vergons : minéralogie des argiles.

### c<sup>2</sup>) Les minéraux interstratifiés

Ils sont plus abondants et plus diversifiés que dans le Berriasien de Montclus. On note la présence systématique de (10-14v) et à la base du faisceau alternant étudié, la présence de (14v-14s) dans un interbanc marneux. La transformation de smectites en chlorites s'effectue parfois par l'intermédiaire de stades vermiculitiques (Millot<sup>24</sup>, 1964 ; Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Holtzapffel, 1981) par fixation d'ions  $Mg^{2+}$  au sein des interfoliaires smectitiques. Par conséquent, les minéraux interstratifiés vermiculitiques pourraient représenter, dans ce cas, les intermédiaires de la transformation des smectites en chlorites. Ce type de diagenèse rappelle les transformations mises en évidence dans le Crétacé supérieur des massifs subalpins septentrionaux (cf § II). Notons de plus, que la présence de vermiculite dans le banc calcaire le moins riche en chlorite, appuie largement cette hypothèse (fig. 33).

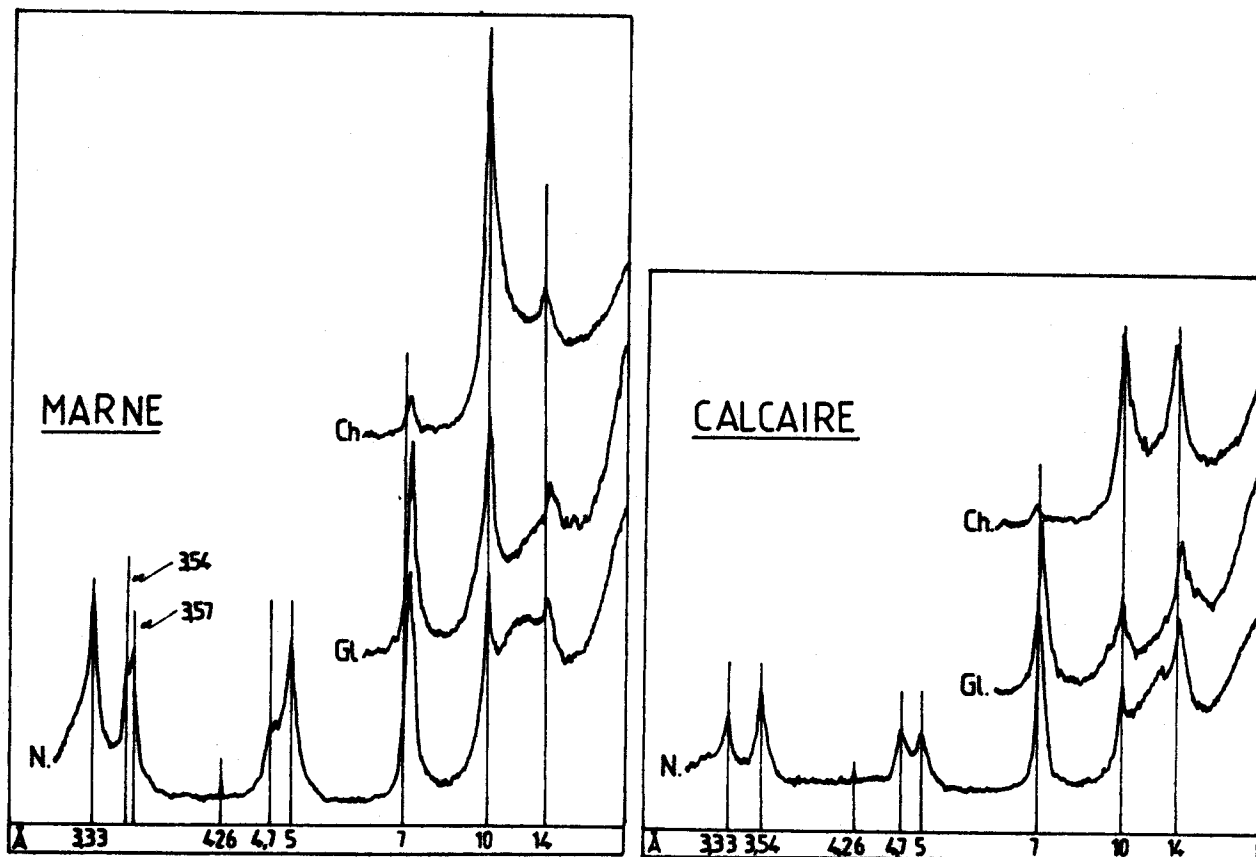


Figure 34 : Berriasien de Vergons : diffractogrammes caractéristiques des marnes et des calcaires.

c<sup>3</sup>) Minéralogie des argiles au sein des bancs et des interbancs

Les différences minéralogiques au sein des bancs et des interbancs sont très faibles et fréquemment inférieures à l'erreur analytique (fig. 33). Cependant, on constate souvent que la proportion de chlorite dans certains bancs et interbancs est fonction de la teneur en carbonate. Cette observation suggère que les différences minéralogiques constatées entre marnes et calcaires existent également à échelle plus fine et sont fonction de la teneur en carbonate. Cette remarque est largement soutenue par le fait qu'à la base de la série l'interbanc le plus marneux contient moins de chlorite. L'étude minéralogique fine de ce faisceau alternant met en évidence l'absence de gradient minéralogique au sein d'un même banc ou interbanc.

d) Valanginien de Daluis

Le faisceau étudié est très peu bioturbé, et la teneur en carbonate décroît depuis la base des bancs calcaires jusqu'au sommet des interbancs marneux. Ceci s'accorde avec une mise en place gravitaire du couple calcaire-marne (Ledoeuff, 1977). Nous avons échantillonné ce faisceau, en vue de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse, à l'aide des assemblages argileux et d'analyses granulométriques au Sédigraph.

- La minéralogie de la fraction argileuse est très comparable à celle observée dans le Berriasien de Vergons, et les correspondances entre lithologie et minéralogie des argiles sont identiques (fig. 35).

La minéralogie au sein des bancs et interbancs est relativement homogène. Il n'existe pas de corrélation entre le pourcentage des différents minéraux argileux et le taux de carbonate. Notons que les variations

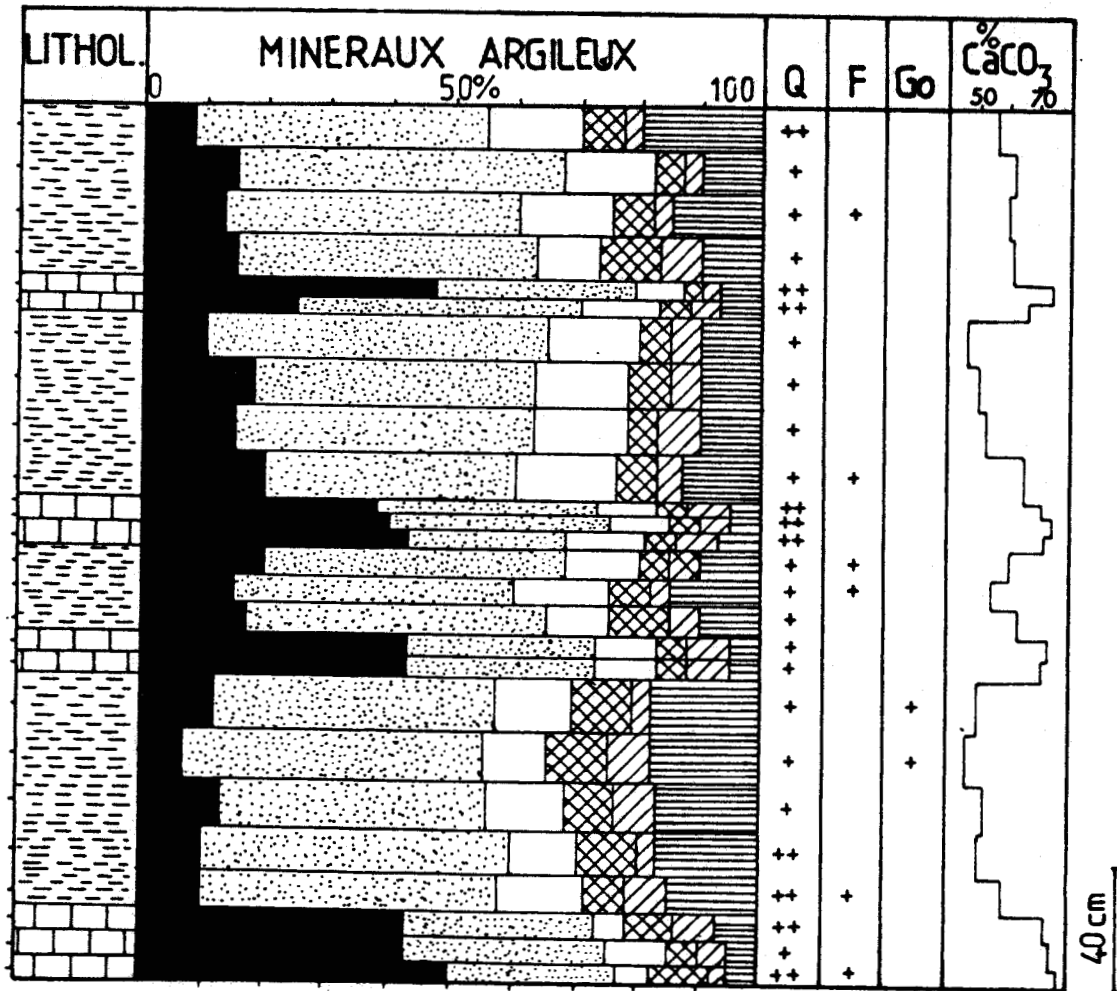


Figure 35 : Valanginien de Daluis : minéralogie des argiles.

des pourcentages des minéraux argileux et de carbonates sont proches de l'erreur analytique. Sur le diagramme chlorite/ $\text{CaCO}_3$  (fig. 36), on remarque, compte tenu de la variation progressive des teneurs en carbonate des marnes aux calcaires, une augmentation exponentielle de la teneur en chlorites. Ce type de relation peut s'expliquer en considérant que les bancs les plus carbonatés libèrent plus de  $\text{Mg}^{2+}$  au cours de la diagenèse, et comportent par ailleurs moins de smectites à transformer, puisqu'ils sont moins riches en argiles. Deux facteurs pourraient donc intervenir dans le même sens pour favoriser les transformations smectites  $\rightarrow$  chlorites.

- Les analyses granulométriques ont été réalisées sur 26 échantillons pour la fraction inférieure à  $63 \mu\text{m}$ . La granulométrie des interbancs marneux est relativement homogène. Aucun grano-classement direct n'apparaît. A titre d'exemple, nous avons figuré la courbe cumulative, ainsi que l'histogramme de fréquence pour un échantillon situé à la base et au sommet d'un interbanc (fig. 37). Aucune différence significative n'existe. Les courbes cumulatives obtenues pour les bancs calcaires sont variables. Dans un banc donné, elles peuvent être identiques (comme dans les interbancs marneux) ou être très différentes. Cependant les échantillons sont plus grossiers ou plus fins à la base du banc. En résumé, dans les bancs calcaires, la granulométrie entre 0 et  $63 \mu\text{m}$  semble évoluer de façon aléatoire. Ce résultat ne confirme, ni n'infirme, l'hypothèse gravitaire de Ledoeuff (1977).

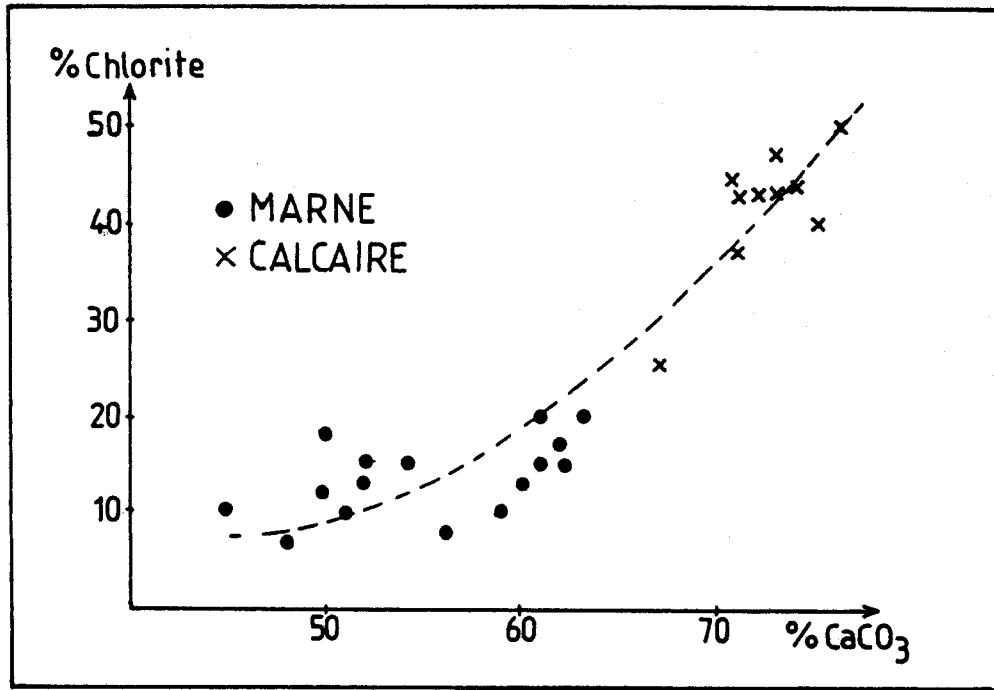


Figure 36 : Valanginien de Daluis : diagramme Chlorite/CaCO<sub>3</sub>

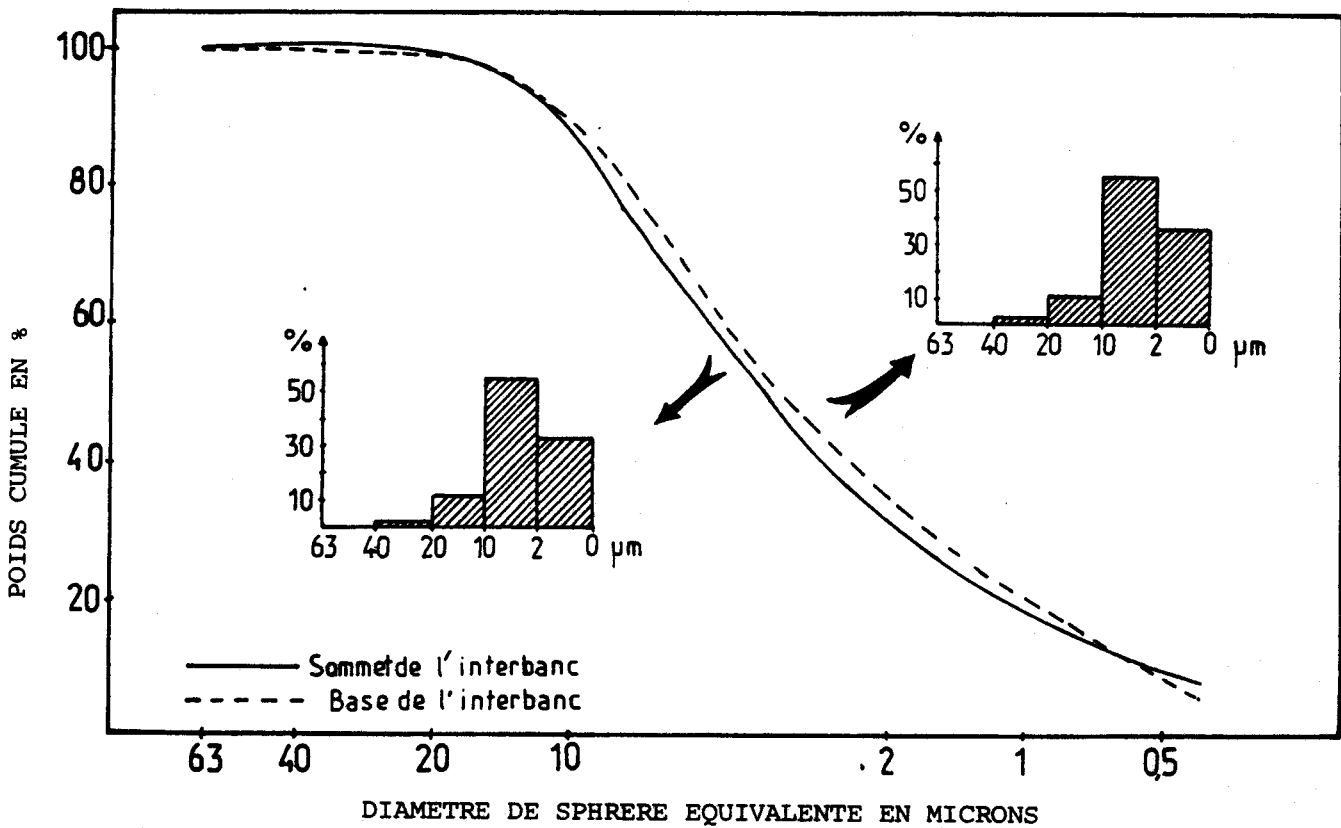


Figure 37 : Valanginien de Daluis : courbes cumulatives et histogrammes de fréquence des échantillons situés à la base et au sommet d'un interbank.

En effet, ces analyses granulométriques n'intéressent que la fraction insoluble inférieure à 63  $\mu\text{m}$ . Par ailleurs, la mise en place gravitaire des bancs et interbancs n'implique pas forcément l'existence d'un grano-classement des particules de très petite taille.

e) Le Barrémien de Chavailles

Il est lithologiquement identique à celui de Sisteron (cf § 3). Les assemblages argileux sont simples, dominés par la chlorite et l'illite dans les bancs calcaires, surtout par l'illite et les interstratifiés dans les interbancs marneux (fig. 38).

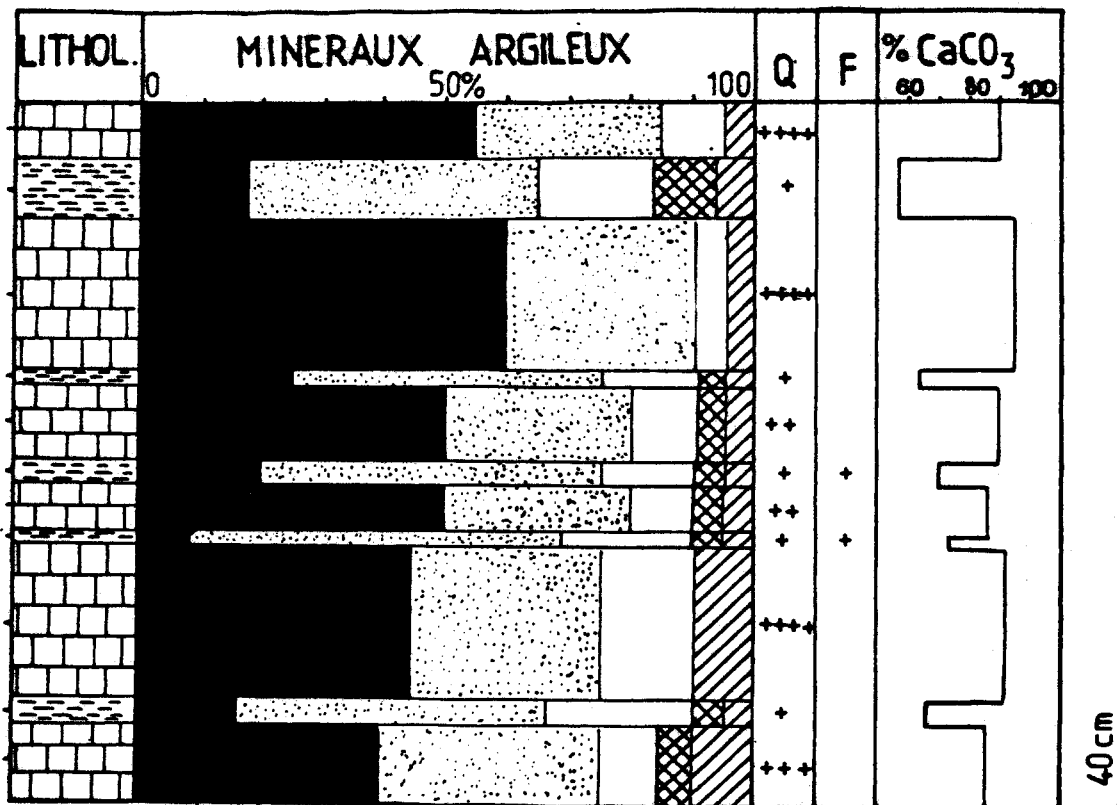


Figure 38 : Barrémien de Chavailles : Minéralogie des argiles.

Par rapport aux faisceaux alternants étudiés précédemment, on remarque l'absence de kaolinite. Elle peut résulter, soit de sa transformation en illite et/ou chlorite, soit de l'inexistence de ce minéral au moment de la sédimentation. Cette seconde hypothèse est plausible, car dans le Barrémien de Sisteron, lithologiquement semblable et où l'empreinte diagénétique est nulle, la kaolinite est quasiment absente.

4) Origine de l'augmentation de chlorite dans les calcaires

a) Hypothèse détritique

Nous avons vu que les bancs calcaires se déposaient durant des périodes arides. Un tel climat est également favorable à la préservation de chlorite. Durant le dépôt des marnes, un climat plus humide conduit plutôt à l'élaboration de kaolinite et à l'altération des chlorites. L'augmentation de chlorite dans les bancs calcaires paraît donc compatible avec les oscillations climatiques précédemment exposées.

Nous avons vu que les smectites floconneuses avaient une origine détritique et provenaient de sols mal drainés. Les chlorites sont des



minéraux de la profondeur issus du substrat continental. L'augmentation simultanée de ces minéraux suppose par conséquent l'érosion de domaines différents. On remarque cependant que le pourcentage d'illite et de chlorite évolue en sens inverse dans les calcaires par rapport aux marnes. Cet antagonisme est inhabituel dans les assemblages détritiques, car ces deux minéraux de la profondeur sont fréquemment associés.

Les différences importantes de composition entre la fraction argileuse des calcaires et celle des marnes sont plus difficiles à expliquer en terme d'héritage. Les oscillations climatiques entraînent généralement de faibles variations du stock argileux. L'augmentation de chlorites dans les calcaires pourrait résulter de mouvements tectoniques, mais nous avons vu que l'illite, minéral également de la profondeur évolue en sens inverse de la chlorite. Par ailleurs, la régularité de l'alternance suppose des mouvements tectoniques rythmés et très fréquents, par conséquent peu envisageables.

#### b) Hypothèse diagénétique

##### b<sup>1</sup>) Aspects minéralogiques

Dans les bancs calcaires du Berriasien de Montclus, le pourcentage de chlorite est d'autant plus élevé que celui de smectites est faible. Leur fraction argileuse contient des espèces minérales intermédiaires entre smectites et chlorites (14c-14s subréguliers). Dans le Berriasien de Vergons, le Valanginien de Daluis et le Barrémien de Chavailles, les smectites sont quasiment absentes, le pourcentage de chlorite et de minéraux interstratifiés, parfois vermiculitiques, est très élevé. Les relations entre chlorites et smectites et l'abondance de formes interstratifiées intermédiaires de la transformation smectite-chlorite, suggèrent que les chlorites ont une origine diagénétique.

##### b<sup>2</sup>) Contexte géologique

Les coupes de Vergons, Daluis et Chavailles sont en position plus interne, et sont donc plus proches des zones métamorphiques alpines que celles de Montclus et Sisteron. Les faisceaux alternants étudiés sur les trois premières coupes contiennent peu ou pas du tout de smectites, le pourcentage de chlorite est élevé dans les calcaires. Ceux des deux autres coupes sont riches en smectites, ils contiennent un pourcentage nul ou plus faible de chlorite. Par conséquent, l'augmentation de chlorite au détriment des smectites est plus importante en direction des zones métamorphiques. Ceci rejoint les observations de Ferry *et al.* (1983) relatives à l'augmentation diagénétique de chlorite vers l'Est, dans un horizon isochrone du Valanginien. L'influence de l'orogénèse alpine sur les transformations minéralogiques a été montrée également dans les Terres Noires (Dunoyer de Segonzac *et al.*, 1966 ; Artru *et al.*, 1969).

De plus, l'enfouissement du Berriasien de Montclus est plus faible que celui de Vergons (1 500 m contre 4 000 m environ, B. Beaudoin, comm. or.). Les smectites sont présentes à Montclus, absentes à Vergons, le pourcentage de chlorite passe de 25 à 30 % à Montclus, à environ 50 % à Vergons.

*Les données minéralogiques, replacées dans leur cadre géologique indiquent que les chlorites des bancs calcaires ont une origine diagénétique et proviennent de smectites.*

Les faisceaux alternants de Vergons, Daluis et Chavailles présentent environ 50 % de chlorite dans les calcaires. Si l'on considère que toutes les chlorites des bancs calcaires proviennent de smectites, au moment de la sédimentation, la fraction argileuse des bancs devait contenir environ 50 % de smectites. Si l'on se réfère aux faisceaux exempts d'empreinte diagénétique marquée, les interbancs marneux devraient contenir environ 30 à 40 % de smectites. Or, dans les alternances de Vergons, Daluis et Chavailles,

on n'observe que 15 à 20 % de chlorite dans les marnes. Il est donc vraisemblable qu'une partie des smectites se transforme en interstratifiés (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14v-14s) et peut être en illite. Effectivement, on observe un pourcentage plus élevé en interstratifiés dans les niveaux marneux. Dans ces faisceaux alternants, le stock argileux initial des interbanes marneux est donc profondément modifié.

### c) Conclusion

Les nombreuses données minéralogiques replacées dans leur cadre géologique, ainsi que les difficultés d'interprétation en terme d'héritage des différences minéralogiques entre marnes et calcaires, indiquent que les chlorites des bancs calcaires ont une origine diagénétique et non détritique. Dans les faisceaux alternants des coupes plus proches des zones métamorphiques (Vergons, Daluis, Chavailles), la diagenèse affecte également les interbanes marneux, les smectites semblent transformées en chlorite, illite et minéraux interstratifiés.

La proximité de zones métamorphiques et donc, les influences thermodynamiques, semblent contrôler les transformations des smectites en chlorites. Cependant, dans le Berriasien (zone D) de Montclus, coupe éloignée des influences métamorphiques, le pourcentage de chlorite est relativement élevé dans les bancs calcaires, et ces minéraux sont associés à des smectites mal cristallisées. Les termes initial et ultime de la transformation coexistent donc dans un même banc. L'enfouissement faible de ce faisceau (1 500 m) et son éloignement des zones métamorphiques, suggère que d'autres facteurs propres à ce type d'alternance marne-calcaire interviennent sur la chloritisation des smectites. Par ailleurs, à enfouissement comparable, Berriasien zones C et D de Montclus, le pourcentage de chlorite est très différent dans les bancs calcaires: 25 à 30 % dans le Berriasien D, 10 % dans le Berriasien C situé 50 m plus bas. Cet exemple indique clairement que les facteurs thermodynamiques n'interviennent pas seuls sur la chloritisation des smectites.

### 5) La chloritisation des smectites dans les alternances : aspect géochimique

Les alternances marno-calcaires semblent favoriser la transformation des smectites dans les bancs calcaires. La chloritisation des smectites s'effectue généralement par formation d'une couche brucitique ( $Mg_2(OH)_2$ ) au sein des interfoliaires smectitiques.  $Mg_{2+}$  peut être remplacé par  $Fe_{2+}$  (Caillère et al., 1982). Cette transformation nécessite par conséquent une concentration suffisante en  $Mg_{2+}$  et  $Fe_{2+}$  dans le milieu interstitiel. Par ailleurs, la chloritisation est apparemment favorisée dans les bancs calcaires, plus poreux et plus conductibles que les interbanes marneux. Plusieurs questions se posent donc <sup>1)</sup> quelle est la nature des chlorites issues des smectites ? <sup>2)</sup> existe-t-il des diffusions ioniques des marnes vers les calcaires alimentant les transformations diagénétiques ? <sup>3)</sup> quelle est la source de magnésium et/ou de fer ?

#### a) Nature des chlorites

Dans les calcaires berriasiens de Vergons, les chlorites ont un caractère ferrifère marqué (Deconinck et Chamley, 1983). Ceci se traduit par un rapport des pics 002/001 =  $7 \text{ \AA} / 14 \text{ \AA}$  élevé et par un renforcement de l'intensité du pic (001) à  $14 \text{ \AA}$  après chauffage (fig. 39) (Caillère et al., 1982). Les teneurs en fer élevées par rapport au magnésium, dans ces chlorites, sont confirmées par l'analyse géochimique de la fraction argileuse des bancs calcaires (tableau A, annexe 2) et par l'analyse ponctuelle de particules à la microsonde électronique (Delbart, 1983).

La chimie des chlorites a été envisagée dans des niveaux diagénétiques différents. Sur la coupe de Vergons, les chlorites d'un banc calcaire Berriasien sont plus ferrifères et plus magnésiennes que celles d'un

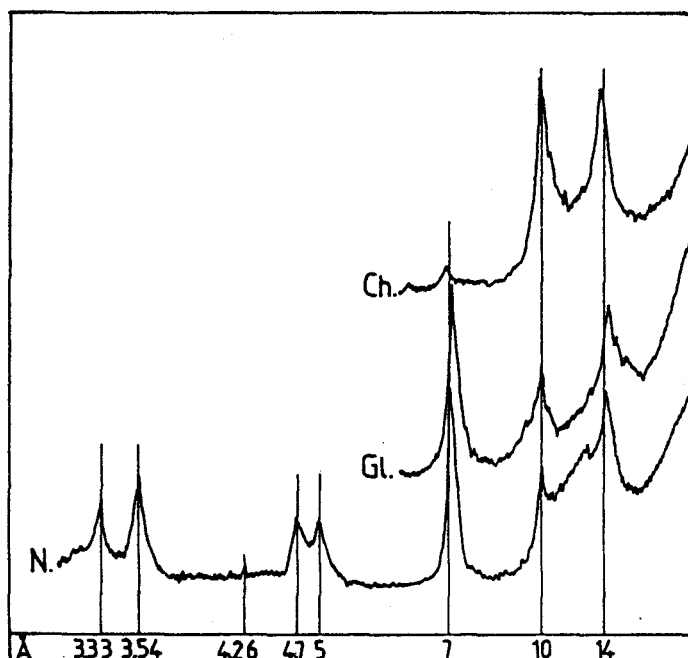


Figure 39 : Berriasien de Vergons : diffractogramme de la fraction argileuse d'un banc calcaire contenant des chlorites ferrifères.

banc calcaire hauterivien moins enfouis et contenant encore des smectites. L'enrichissement en fer et magnésium s'effectue aux dépens de la silice et des alcalins ( $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ ) (Delbart, 1983). Il semble donc que dans les niveaux plus enfouis d'une même coupe, les chlorites sont enrichies en fer et magnésium.

Sur la coupe de Montclus, le caractère ferrifère des chlorites n'a pas été reconnu sur les diffractogrammes.

#### b) Recherche de gradient géochimique

Dans le faisceau berriasien de Vergons, il n'existe pas de gradient minéralogique au sein des bancs ou des interbancs (cf fig. 33). Afin de rechercher un éventuel gradient chimique, nous avons analysé 11 échantillons : 5 au sein d'un même banc calcaire, 3 dans chaque interbanc marneux situé de part et d'autre du banc calcaire. Les résultats (tableau B, annexe 2) et la figure 40 indiquent que la composition chimique du banc calcaire est très homogène.

La teneur en carbonate est plus importante dans le centre du banc, ce qui peut s'expliquer par la bioturbation importante au contact marnes-calcaires. Les fluctuations des autres éléments, alumine, silice et  $\text{K}_2\text{O}$ , dépendent étroitement de la teneur en carbonate.

La silice libre est peu abondante  $\text{Si}^* = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,04$  en moyenne. Ce rapport est voisin de 3 pour les argiles (Deer *et al.*, 1963). Sa présence sous forme de quartz a néanmoins été observée dans la fraction argileuse.

Le pourcentage en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  varie peu entre 1,24 et 1,63 %. Le rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$  est légèrement plus faible dans le centre du banc, dans les échantillons les plus carbonatés. Ceci s'accorde avec l'abondance de chlorite ferrifère dans ces échantillons. Cependant, le fer est lié à des phases minérales diverses (pyrite-goethite) difficilement quantifiables dans les échantillons. Par conséquent, il convient d'être prudent quant à l'interprétation d'aussi faibles fluctuations de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Les fluctuations de  $\text{MgO}$  sont très faibles à l'intérieur du

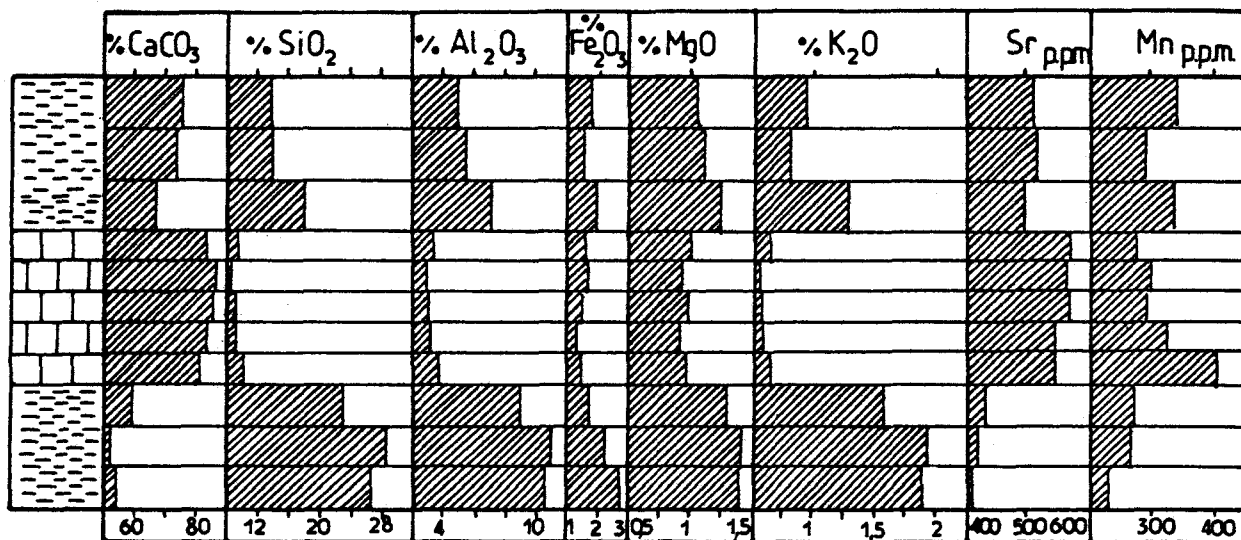


Figure 40 : Berriasien de Vergons : géochimie d'un banc calcaire et de deux interbanc marneux.

banc calcaire. Elles varient de manière aléatoire de 0,9 à 0,99 %.

Des marnes aux calcaires, les variations des teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont relativement faibles (fig. 40). Ceci est dû vraisemblablement à l'appartenance de ces éléments à des phases minéralogiques diverses parfois antagonistes. Les variations des teneurs en éléments-traces sont très faibles au sein du banc calcaire. Sr varie très peu, mais on note que le rapport Sr<sup>103</sup>/CaO est plus faible dans le banc calcaire que dans les interbancs marneux. Selon Jouchoux (1984), la diagenèse des séries alternantes vocontiennes entraîne une diminution des teneurs en strontium de la phase carbonatée. Le strontium ainsi libéré est alors piégé par les argiles, mais seulement en partie dans les calcaires pauvres en argiles, puisque les valeurs de Sr<sup>103</sup>/CaO sont plus faibles dans les calcaires. Il est également possible que les différences de teneur en strontium, dans les calcaires et les marnes, soient originelles, puisque la nature des carbonates est différente dans ces deux types de lithologie.

Les éléments-traces liés aux argiles (Li, Ni, Cr, Cu, V) ne montrent pas de fluctuations significatives dans le banc calcaire. Ils sont évidemment plus abondants dans les interbancs. Les teneurs en manganèse sont faibles < 400 p. p. m., ce qui s'accorde avec le caractère réduit du sédiment. Mn semble au moins en partie lié aux carbonates. Pb et Zn présentent une distribution aléatoire.

En résumé, dans le Berriasien de Vergons, aucun gradient d'éléments chimiques n'est observé depuis les marnes vers les calcaires.

c) Comparaison géochimique du Berriasien zone C et zone D de Montclus

La teneur en chlorite des bancs calcaires est très différente dans ces deux faisceaux alternants situés sur la même coupe, à un niveau d'enfouissement identique (environ 1 500 m) (cf § 4, b<sup>2</sup>). Par conséquent, d'autres facteurs que les influences thermodynamiques sont intervenus sur la chloritisation des smectites.

Les analyses chimiques ont porté sur six échantillons du Berriasien zone D et sept du Berriasien zone C (tableau C, annexe 2). Nous avons effectué les moyennes de chaque élément, d'une part dans les calcaires, d'autre part dans les marnes (tableau VI).

|              | %                |                                |                                |                   |       |                   |                  |                  | ppm. |     |     |     |    |    |    |    |    |    |    |
|--------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------|-------|-------------------|------------------|------------------|------|-----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|----|
|              | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaCO <sub>3</sub> | MgO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | TiO <sub>2</sub> | Sr   | Mn  | Zn  | Li  | Ni | Cr | Co | Cu | Pb | V  |    |
| Berriasien D | CALCAIRES        | 5,73                           | 1,50                           | 0,85              | 88,25 | 0,66              | 0,05             | 0,22             | 0,07 | 384 | 265 | 121 | 10 | 21 | 20 | 33 | 12 | 41 | 17 |
| Berriasien C |                  | 4,00                           | 0,93                           | 0,36              | 91,95 | 0,57              | 0,06             | 0,14             | 0,05 | 358 | 243 | 49  | 7  | 19 | 17 | 22 | 14 | 37 | 30 |
| Berriasien D | MARNES           | 16,33                          | 5,44                           | 1,72              | 71,27 | 0,94              | 0,10             | 1,00             | 0,21 | 345 | 237 | 103 | 35 | 32 | 44 | 15 | 26 | 50 | 47 |
| Berriasien C |                  | 15,93                          | 5,85                           | 1,65              | 70,14 | 1,23              | 0,11             | 1,18             | 0,21 | 307 | 212 | 65  | 43 | 37 | 32 | 16 | 38 | 39 | 50 |

Tableau VI : Moyennes des analyses géochimiques réalisées dans le Berriasien de Montclus.

Les calcaires du Berriasien zone D sont moins carbonatés que ceux du Berriasien zone C. A l'inverse, les marnes sont plus riches en CaCO<sub>3</sub> au Berriasien D qu'au Berriasien C. En d'autres termes, les différences de teneurs en carbonates entre marnes et calcaires sont moindres dans le Berriasien D.

Dans les marnes, les différences en CaCO<sub>3</sub> conditionnent les fluctuations des autres éléments, notamment de l'aluminium. Bien que les marnes du Berriasien zone D contiennent plus de kaolinite, la teneur en aluminium y est plus faible que dans celle du Berriasien zone C. Ceci s'explique par une teneur en argiles légèrement plus faible. Les autres éléments varient très peu, excepté le magnésium et le potassium plus abondants dans les marnes du Berriasien zone C.

Le diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO (fig. 41) montre que les bancs calcaires du Berriasien zone C sont plus magnésiens (et moins alumino-ferri-fères) que ceux du Berriasien zone D. Comme ces calcaires contiennent moins d'argiles, on peut penser qu'une plus grande partie du magnésium est liée

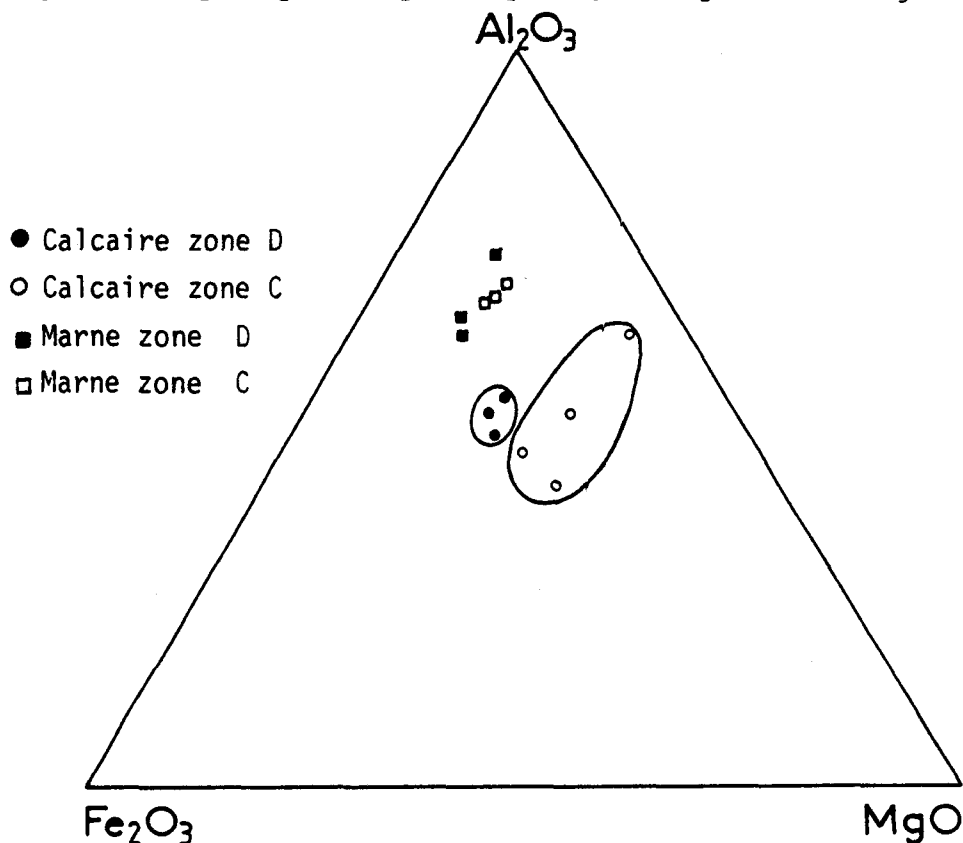


Figure 41 : Berriasien de Montclus : diagramme Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO.

aux carbonates dans le Berriasien zone C, dont les bancs calcaires sont moins riches en chlorite que ceux du Berriasien zone D.

d) Données des analyses à la microsonde électronique

Dans le Berriasien de Vergons, les données diffractométriques

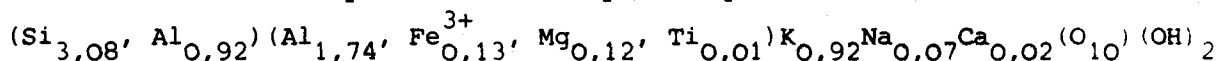
et microchimiques font apparaître le caractère ferrifère des chlorites. De même, dans le Barrémien de Chavailles, les intensités relatives, à l'essai normal et chauffé des réflexions 001 et 002 des chlorites indiquent la teneur en fer élevée de ces minéraux. En effet, les analyses microchimiques préliminaires de Delbart (1983) indiquent que dans le secteur de Chavailles, les chlorites sont très ferrifères. Nous avons tenté de préciser la chimie des particules argileuses au sein des bancs et des interbancs barrémiens de Chavailles.

d<sup>1</sup>) Caractéristiques chimiques des minéraux argileux des interbancs marneux

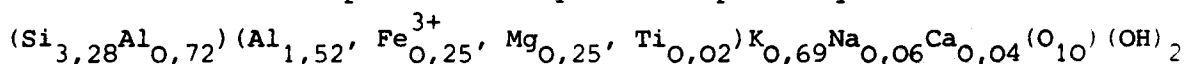
70 analyses ont été réalisées. Les particules argileuses de même affinité chimique sont regroupées dans des classes. Trois classes de particules sont identifiées.

- Classe des particules illitiques : elle regroupe la majorité des analyses effectuées (environ 50). Les teneurs en K<sub>2</sub>O évoluent de 4 à 12 %. Les formules structurales\* calculées selon la méthode décrite par Bouquillon (1984), sont les suivantes :

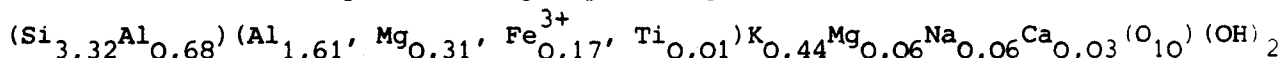
. particules très potassiques :



. particules moyennement potassiques :

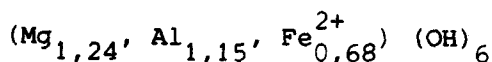
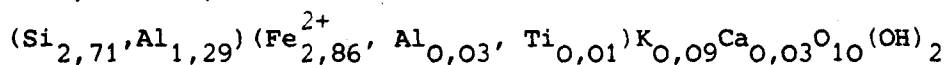
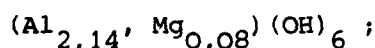
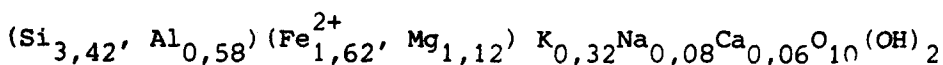


. particules peu potassiques :



La comparaison des formules indique que l'augmentation en potassium s'effectue au détriment du magnésium : les illites, les moins potassiques présentent du magnésium en position échangeable.

- Classe des particules chloritiques : elle est constituée de huit particules ferrifères formant une série évolutive. Les formules structurales des particules de teneur minimum et maximum en fer sont :



En passant de la particule la moins ferrifère à la plus ferrifère, Mg<sup>2+</sup> disparaît de la position octaédrique, tandis que Fe<sup>2+</sup> passe en position brucitique. Le rapport Si/Al tétraédrique passe de 6 à 2.

- Classe des particules intermédiaires. Quatre analyses effectuées ne sont attribuables ni à des illites, ni à des chlorites, elles correspondent probablement aux minéraux interstratifiés présents dans la fraction argileuse.

En plus des minéraux argileux, les analyses à la microsonde ont permis de mettre en évidence la présence d'albite (particules constituées exclusivement de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Na<sub>2</sub>O). Ce minéral a été rencontré également dans le Tithonique de Blégiers (même secteur que Chavailles) par B. BEAUDOIN (communication personnelle). Les cristaux euhédraux suggèrent que les albites sont néoformées.

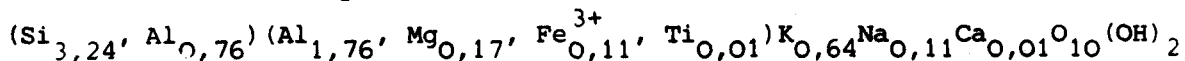
\* Les données microchimiques figurent en Annexe 2.

d<sup>2</sup>) Caractéristiques chimiques des minéraux argileux des bancs calcaires

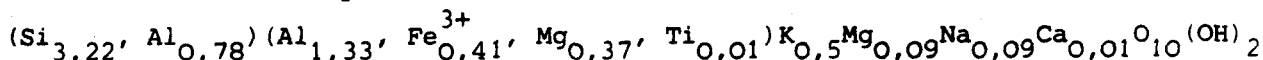
Les 70 analyses effectuées dans chaque banc sont comparables. Comme dans l'interbanc marneux, trois classes de particules sont différenciables.

- Classe des particules illitiques. Les termes illitiques évoluent entre un pôle très alcalin et alumineux et un pôle plus ferro-magnésien. Le calcul des formules structurales fait apparaître cette série.

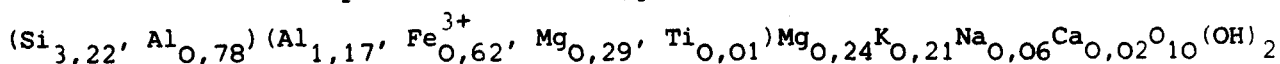
. particules alcalines :



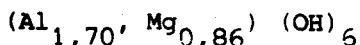
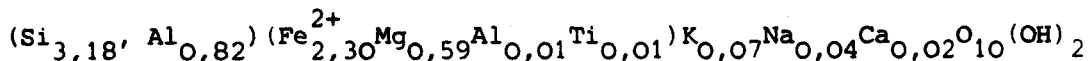
. particules intermédiaires :



. particules ferromagnésiennes :



- Classe des particules chloritiques. Il s'agit de chlorites très ferrifères dont la formule structurale est la suivante :



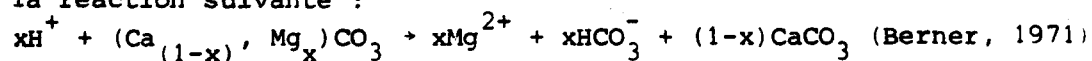
Ces particules ne forment pas de série évolutive.

- Classe des particules intermédiaires. Comme dans les niveaux marneux, un certain nombre de particules ne peut être attribué à un type minéralogique simple. Il s'agit vraisemblablement d'interstratifiés.

e) Discussion

Dans le Berriasien de Vergons, il n'existe ni gradient minéralogique, ni gradient géochimique des marnes aux calcaires. La distribution du fer et du magnésium, éléments impliqués dans la chloritisation des smectites, paraît aléatoire dans la roche totale. Les analyses ne révèlent donc pas d'importantes migrations d'éléments pouvant alimenter les transformations. Il faut envisager que les distances de migrations sont faibles malgré l'existence d'un système ouvert. Comme il n'existe pas de migrations importantes d'éléments, il faut admettre que les ions nécessaires aux transformations sont présents dans les bancs et les interbancs.

Dans le Berriasien de Montclus, il semble que dans les niveaux calcaires pauvres en chlorites, le magnésium soit davantage lié aux carbonates. La disponibilité du magnésium semble donc intervenir sur l'intensité de la chloritisation. Le magnésium peut provenir de la diagenèse des carbonates, notamment de la transformation de calcite magnésienne en calcite, selon la réaction suivante :

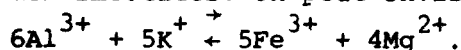


La quantité de  $\text{Mg}^{2+}$  libérée dans les bancs calcaires sera plus importante que dans les interbancs marneux. Bien qu'en proportion relative, les smectites soient plus abondantes dans la fraction argileuse des calcaires que dans celle des marnes, la quantité totale de smectites est plus importante dans les marnes que dans les calcaires. La proportion relative de smectites susceptible d'être transformée est donc beaucoup plus importante dans les calcaires que dans les marnes. Cette hypothèse peut expliquer les relations  $\text{CaCO}_3$  - chlorite dans le Berriasien de Montclus (cf § L'influence de bases organiques sur la chloritisation est également envisageable par formation de couches hydroxyles dans les interfoliaires smectitiques

(Heller-Kallai *et al.*, 1973). Par ailleurs, selon Brindley et Brown (1982), la formation de radicaux brucitiques  $Mg(OH)_2$  peut être favorisée dans les milieux alcalins et riches en matière organique. Or les alternances marno-calcaires déposées en milieu réducteur contiennent de la matière organique, on peut donc envisager que la quantité de matière organique présente dans les bancs calcaires intervient sur l'intensité de la chloritisation.

Les données diffractométriques et microchimiques suggèrent une augmentation de la teneur en fer des chlorites en relation avec l'empreinte thermodynamique. Dans le Barrémien de Chavailles, relativement proche des zones internes, les assemblages argileux sont riches en chlorites dans les calcaires, surtout en illite et interstratifiés dans les marnes. Nous avons vu que les interstratifiés et les illites des interbancs marneux provenaient de smectites préexistantes. La transformation de smectites en illites s'effectue par incorporation de l'ion  $K^+$  au sein des interfoliaires (Dunoyer de Segonzac, 1969). Or, dans les marnes, comme dans les calcaires, l'enrichissement en potassium des illites s'effectue au détriment du magnésium et du fer, par conséquent l'illitisation des smectites semble être une source possible de fer et de magnésium nécessaire à la chloritisation.

En résumé, dans le Berriasien de Montclus, où l'empreinte thermodynamique est faible ou nulle, les chlorites des bancs calcaires ne sont pas particulièrement riches en fer. La disponibilité du magnésium carbonaté semble intervenir directement sur la chloritisation des smectites. Dans le Berriasien de Vergons et le Barrémien de Chavailles, l'empreinte thermodynamique est plus marquée, les chlorites sont plus ferrifères. Dans ces faisceaux alternants, les smectites subissent une illitisation. Cette transformation libère du fer et du magnésium, alors utilisable pour la chloritisation des smectites. On peut envisager un équilibre du type



Ceci est largement soutenu par le fait que le caractère ferrifère des chlorites apparaît nettement dans les faisceaux alternants où une partie des smectites a été transformée en illite.

L'origine du magnésium serait donc double. Lorsque l'empreinte thermodynamique est faible, le magnésium serait issu de la diagenèse des carbonates. Dans un domaine diagénétique plus profond, les smectites se transforment en illite et libèrent fer et magnésium impliqués ensuite dans les processus de chloritisation des smectites.

Ceci indique que dans les premiers stades de la diagenèse  $Mg^{2+}$  est préférentiellement impliqué dans les processus de transformation des smectites. La transformation des smectites en illite s'effectuerait ensuite lorsque la concentration en  $Mg^{2+}$  diminuant,  $K^+$  s'intègre à son tour dans les réseaux argileux. Ces deux étapes diagénétiques rejoignent les observations de Powers (1959). Selon cet auteur, l'ion  $Mg^{2+}$  est préférentiellement adsorbé par les argiles au-dessus d'un "niveau d'équivalence". Au-dessous de ce niveau, l'ion  $K^+$  s'intègre préférentiellement aux argiles. La profondeur du niveau d'équivalence dépend du potentiel ionique des deux ions, de leur concentrations relatives, mais aussi des propriétés physiques du sédiment. Selon Powers (1959), la profondeur de ce niveau ne devrait pas excéder quelques centaines de mètres. Ici, le niveau d'équivalence serait plus profond, bien au-delà de celui de Powers, mais les mécanismes pourraient être identiques. Ceci est peut-être dû à la concentration en  $Mg^{2+}$  bien supérieure à celle de  $K^+$  dans les calcaires.



| LITHOLOGIE              | CALCAIRE  | MARNE  | INFLUENCE DE L'HERITAGE ET DE LA DIAGENESE.   |
|-------------------------|---|--|---|
| SEDIMENTATION ARGILEUSE | AUGMENTATION DE SMECTITES.  | AUGMENTATION DE L'ILLITE ET DE LA KAOLINITE.                         | HERITAGE > DIAGENESE  |
| CLIMAT                  | CHAUD ET ARIDE.   | CHAUD A HUMIDITE PLUS CONSTANTE.                                     |   |
| DIAGENESE PRECOCE       | RECRISTALLISATION EVENTUELLE DE SMECTITES FLOCONNEUSES EN SMECTITES LATTEES.            | PAS DE CHANGEMENT  | HERITAGE > DIAGENESE  |
| DIAGENESE PLUS TARDIVE  | ----- ? -----<br>CHLORITISATION IMPORTANTE DES SMECTITES.<br>( en proportion relative ) | CHLORITISATION FAIBLE DES SMECTITES.<br>( en proportion relative )   | DANS LES BANCS CALCAIRES<br>HERITAGE < DIAGENESE<br><br>DANS LES INTERBANCS MARNEUX<br>HERITAGE > DIAGENESE |
|                         | ENFOUISSEMENT ET/OU PROXIMITE DU METAMORPHISME ALPIN.                                   | CHLORITISATION DE PLUS EN PLUS PUSSEE DES SMECTITES ET ILLITISATION. | CHLORITISATION ET ILLITISATION DES SMECTITES.<br><br>HERITAGE < DIAGENESE                                   |

Tableau VII : Récapitulation des processus sédimentaires et diagénétiques intervenant au sein des alternances marno-calcaires.

## IV - LES COUPES DE BLEGIERS, DALUIS ET VERGONS : PART DE L'HERITAGE ET DE

### LA DIAGENESE

Les faisceaux alternants étudiés sur ces trois coupes montrent une empreinte diagénétique affectant à la fois la fraction argileuse des calcaires et des marnes (cf § III). Nous allons donc chercher de quelle manière se manifeste la diagenèse sur l'ensemble de ces coupes situées en position plus interne que celle de Chabrières, Sisteron et Montclus (cf fig. 5).

#### A - COUPE DE BLEGIERS : MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE

##### 1) Diffraction des rayons X

Tous les échantillons au nombre de 36 présentent des assemblages dominés par l'illite (15 à 75 %) et la chlorite (5 à 75 %). Les minéraux interstratifiés associés sont très diversifiés (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14c-14v) et (14v-14s), et tendent parfois à la régularité. La minéralogie étant relativement homogène, nous ne décrirons pas le détail des assemblages minéralogiques pour chaque période. Seules quelques particularités seront mentionnées.

- Les Terres Noires contiennent de la vermiculite (10 %) aux côtés de l'illite et de la chlorite. La détermination de ce minéral a été vérifiée après saturation par l'ion potassium. Ce traitement entraîne le passage de 14 à 10 Å de la réflexion basale (001) de la vermiculite, tandis que la chlorite conserve sa réflexion (001) à 14 Å.

- Du Kimméridgien au Tithonique-Berriasien, les fractions argileuses sont homogènes, composées d'illite (60 à 75 %) associée à de la chlorite en moindre proportion (15 %), ainsi qu'à des édifices interstratifiés (10-14s) (10-14v) (10 à 25 %). Les réflexions de ces deux derniers minéraux sont centrées sur 11 Å, ce qui semble indiquer une proportion plus grande de feuillets à comportement d'illite par rapport à ceux à comportement de smectite ou de vermiculite (fig. 42).

- Du Valanginien au Barrémien, période des alternances marno-calcaires, les assemblages sont encore dominés par l'illite et la chlorite. Les diffractogrammes sont tout à fait comparables à ceux du Tithonique-Berriasien (fig. 42) en ce qui concerne les échantillons de marnes. En revanche, la fraction argileuse des bancs calcaires est systématiquement enrichie en chlorite ferrifère, (rapport (002)/(001) élevé et intensification de la raie à 14 Å après chauffage) (Caillère *et al.*, 1982). Le pourcentage de ce minéral peut atteindre 75 %. Les minéraux interstratifiés (14v-14s) et (14c-14v) subréguliers sont très fréquents.

- A l'Aptien, la minéralogie argileuse des "Marnes Bleues" est homogène et comparable à celle des périodes antérieures. Les diffractogrammes obtenus sont particulièrement proches de ceux relatifs au Tithonique.

##### 2) Microscopie électronique à transmission

Les fractions argileuses de cinq échantillons répartis sur l'ensemble de la série ont été observées. Dans tous les cas, les minéraux présentent des contours nets (Micrographie n° 18 et 19, Planche VII). Les illites ont fréquemment un aspect moiré (Micrographie n° 18, Planche VII). Notons que l'aspect des minéraux est à rapprocher de celui observé dans le Crétacé supérieur des synclinaux internes des Bauges et de la chaîne des Aravis où les assemblages minéralogiques étaient du reste comparables à ceux de Blégiers.

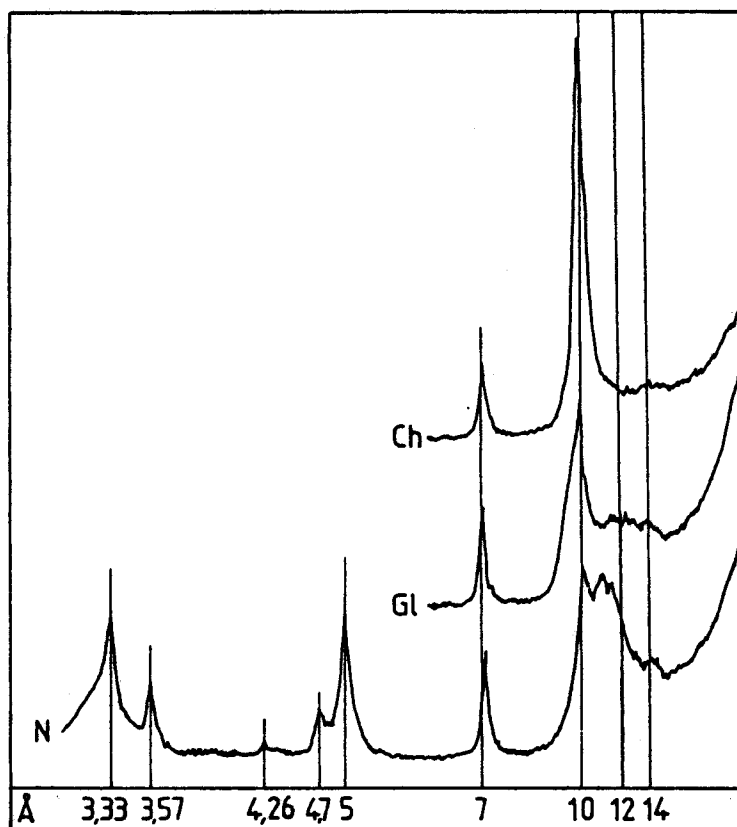


Figure 42 : Diffractogrammes caractéristiques des assemblages argileux du Tithonique - Berriasien de Blégiers.

B - COUPE DE DALUIS - MINÉRALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE (fig. 43)

La coupe de Daluis a été levée dans le Tithonique-Berriasien par Beaudoin (1977), par P. Joseph et moi-même dans les terrains plus récents jusqu'à l'Aptien.

Les assemblages argileux sont très diversifiés. La chlorite, l'illite et les minéraux interstratifiés (10-14s) sont constamment présents. Ils sont accompagnés de quantités variables d'interstratifiés (10-14v), (14c-14s) et (14v-14s) parfois subréguliers, de smectites et de kaolinite.

- La proportion de smectite n'est élevée (50 %) que dans un banc calcaire barrémien. Les smectites sont peu abondantes à l'Hauterivien et absentes des terrains plus anciens. D'une manière générale, on constate une diminution de la proportion de smectites vers le bas de la coupe. La proportion de kaolinite présente la même évolution.

- On remarque un important pourcentage de chlorite (jusqu'à 50 %) dans les bancs calcaires des alternances.

- Le cortège d'interstratifiés évolue qualitativement et quantitativement au long de la coupe :

Au Barrémien et à l'Hauterivien la proportion d'édifices (14-14Å) est supérieure à celle des (10-14 Å). De plus, la présence de (10-14v) n'est pas constante et les édifices (14-14 Å) gonflants, sont de deux types : (14c-14s) et (14v-14s).

Au Valanginien, la proportion d'édifices (10-14 Å) est supérieure à celle des 14-14 Å, représentée essentiellement par des (14c-14s). Les édifices (10-14v) sont ubiquistes.

Dans la barre carbonatée du Kimméridgien-Tithonique, la proportion de ces minéraux chute au profit de l'illite.

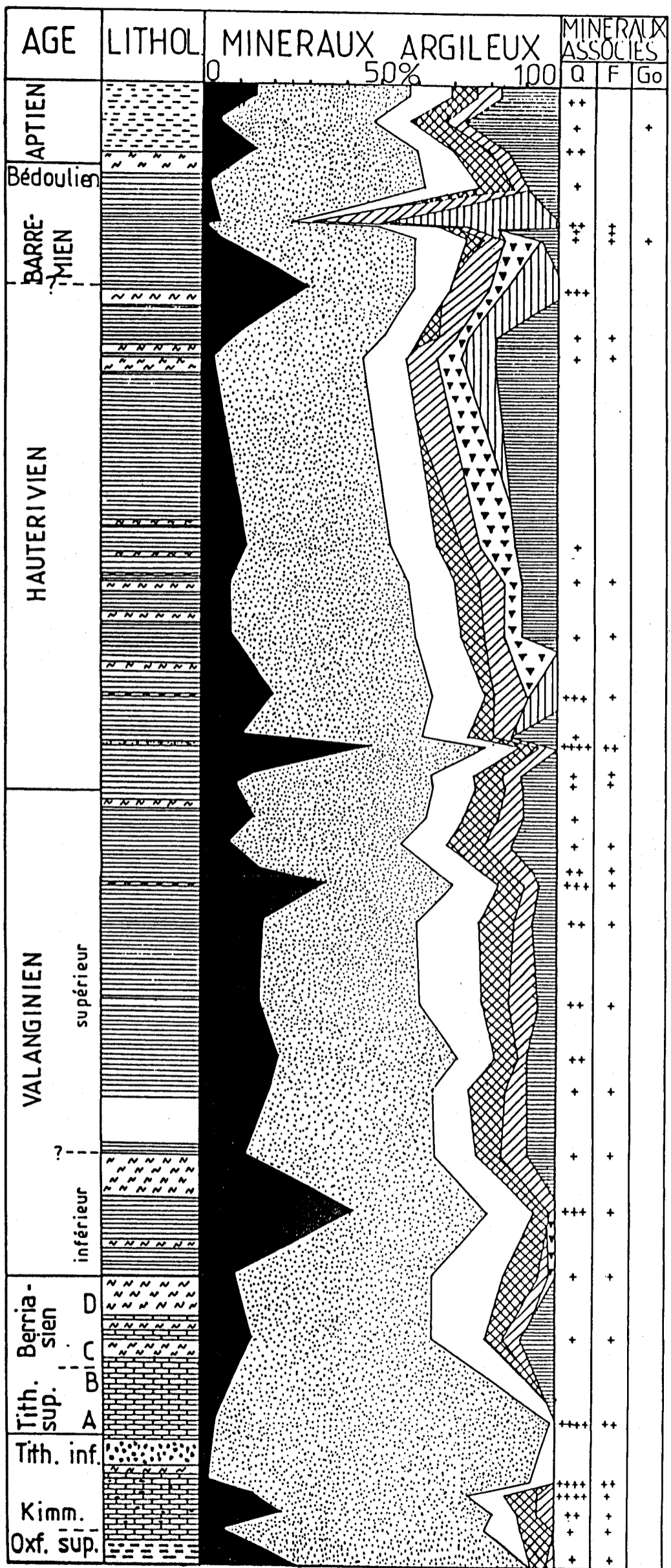


Figure 43 : Coupe de Daluis : minéralogie des argiles.

100 m

C - COUPE DE VERGONS - MINÉRALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE (fig. 44)

La période Kimméridgien-Berriasien a été levée en détail par B. Beaudoin. Les terrains plus récents et l'Oxfordien ont fait l'objet de levés banc par banc par P. Joseph et moi-même. Cette coupe est continue de l'Oxfordien au Bédoulien. Le Gargasien affleure sur la coupe d'Angles, localité proche de Vergons.

1) Résultats

De nombreuses espèces minérales sont rencontrées : chlorite, parfois gonflante, illite, interstratifiés (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14v-14s), vermiculite, smectite, kaolinite. Les bancs calcaires des faisceaux alternants présentent systématiquement une augmentation de smectites et/ou de chlorites par rapport aux interbancs marneux. Nous avons vu précédemment que la majeure partie des chlorites des bancs calcaires est d'origine diagénétique, et que les marnes conservaient plus durablement les assemblages argileux hérités. Notre but étant de rechercher les variations argileuses contemporaines du dépôt, nous n'avons considéré ici et reporté sur la figure 44 que les assemblages argileux des échantillons marneux des faisceaux alternants.

2) Evolution du pourcentage de smectites

- Dans le haut de la coupe (Cénomaniens-Turonien), les assemblages argileux sont très riches en smectites ; les interstratifiés sont peu diversifiés et peu abondants, la chlorite est présente en traces, l'illite en faible proportion.

- Plus profondément, de l'Albo-Aptien à l'Hauterivien inclus, la proportion de smectites est beaucoup moins élevée, au profit de l'illite et de la chlorite. Les édifices interstratifiés sont inchangés et leurs proportions voisines de celles du Cénomaniens et du Turonien.

- Dans les terrains sous-jacents, Valanginiens à Oxfordien, les smectites sont rares ou absentes. Simultanément, le cortège d'interstratifiés se diversifie et les proportions de ces minéraux augmentent. On remarque l'apparition de (10-14v) et de (14v-14s) souvent subréguliers, parfois associés à de la chlorite gonflante.

En résumé, du haut vers le bas de la coupe, la proportion de smectite diminue au profit des minéraux interstratifiés parfois subréguliers.

3) Evolution du pourcentage de kaolinite

La proportion de kaolinite est généralement supérieure à 10 %, sauf à trois périodes :

- au Tithonique et au Berriasien C, elle est absente ;
- au Barrémo-Bédoulien, elle n'est présente qu'en traces ;
- au Turonien, sa présence est sporadique.

Nous avons vu (chapitre I) que ces trois périodes correspondaient aux pôles carbonatés des trois mégaséquences qui constituent la série étudiée. Il semble que durant les périodes "calcaires" la kaolinite soit absente ou peu abondante. On retrouve ici à une plus grande dimension, les différences constatées à l'échelle de l'alternance entre bancs calcaires et interbancs marneux.

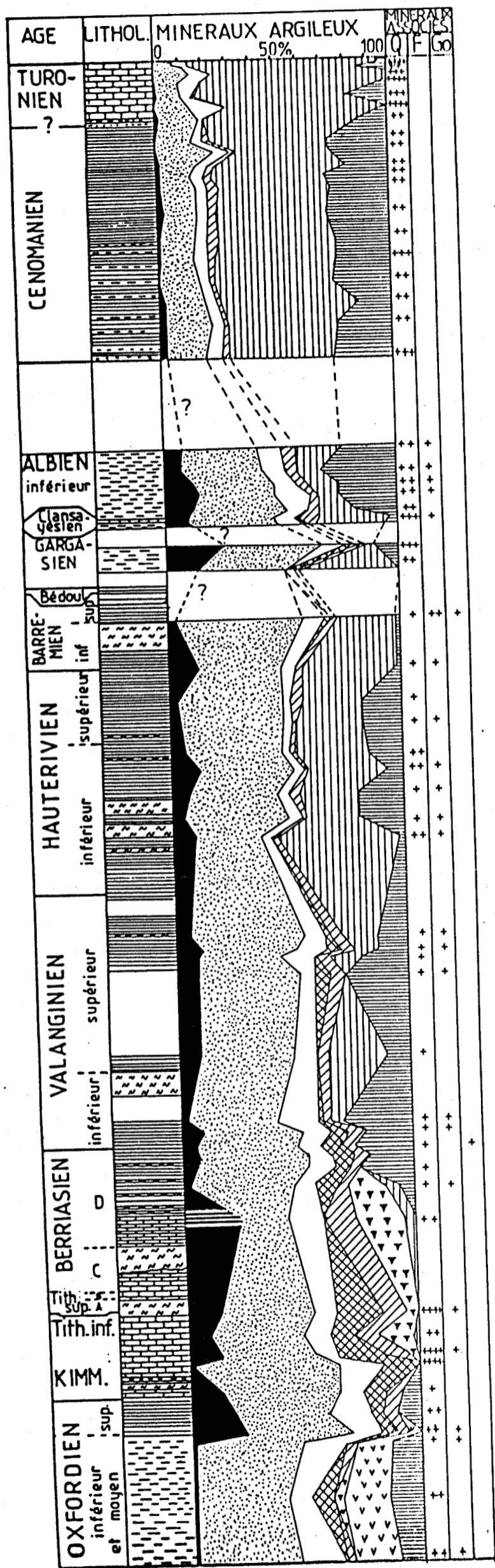


Figure 44 : Coupe de Vergons : minéralogie des argiles.

## D - DISCUSSION

### 1) Coupe de Blégiers

Les échantillons de Blégiers et Chavailles montrent tous, quelle que soit la période considérée, une importante proportion d'illites et de chlorites associée à des minéraux interstratifiés diversifiés et parfois sub-réguliers. L'abondance de chlorite ferrifère dans les bancs calcaires des alternances constitue un bon indicateur de diagenèse puisque nous avons vu que ces minéraux résultaient de l'évolution diagénétique de smectites. Dans les interbancs marneux, les smectites se sont transformées en interstratifiés et en illite. La kaolinite est inexistante de l'Oxfordien à l'Aptien. L'absence de ce minéral dans la sédimentation durant une aussi longue période paraît peu probable, d'autant que sur les autres coupes (Daluis et Vergons), ce minéral est très fréquent. La disparition de ce minéral sensible à la diagenèse thermodynamique paraît vraisemblable.

#### Remarque :

On note que dans la barre carbonatée du Tithonique, le pourcentage de chlorite est faible (environ 15 %) par rapport à celui des bancs calcaires des alternances néocomiennes. Cette différence peut avoir deux origines :

- soit le développement de chlorite ferrifère ne se produit que dans les séries alternantes, dans un contexte plus ferro-magnésien que dans les calcaires tithoniques ;

- soit les calcaires du Tithonique ne contenaient pas de smectite au moment du dépôt et les assemblages originels sont dans ce cas peu ou pas modifiés. Ceci suppose l'existence d'une coupure minéralogique d'origine détritique au voisinage de la limite Tithonique-Néocomien. Cette seconde hypothèse doit être éprouvée par l'étude de coupes éloignées des influences diagénétiques.

La coupe de Blégiers est relativement proche des zones internes métamorphisées et du front des nappes d'origine interne de l'Ubaye-Embrunais. Par conséquent, la diagenèse peut avoir deux origines : <sup>1)</sup> proximité de zones métamorphiques, <sup>2)</sup> enfouissement tectonique. L'influence du métamorphisme sur les assemblages argileux a d'ailleurs été reconnue par Dunoyer de Segonzac *et al.*, (1969), Artru, (1972) et Ferry *et al.*, (1983). Ceci rappelle les mécanismes diagénétiques évoqués dans le § II à propos des massifs sub-alpins savoyards. Dans les deux cas, les assemblages argileux sont de même type et les causes de la diagenèse probablement très voisines. Les cortèges minéralogiques se simplifient, s'homogénéisent et perdent par conséquent l'essentiel des informations concernant leur environnement d'origine.

### 2) Coupe de Daluis

Sur cette coupe, la diminution de la proportion de smectites vers le bas est remarquable. Elle est accompagnée d'une décroissance de la proportion de kaolinite et de minéraux interstratifiés gonflants. Ces variations associées à l'important pourcentage de chlorite ferrifère dans les bancs calcaires indique l'influence d'une diagenèse d'enfouissement.

L'évolution des minéraux interstratifiés intermédiaires entre, d'une part les smectites et d'autre part les illites et les chlorites, paraît intéressante. Durant les premiers stades diagénétiques (Hauterivien-Barrémien), le cortège d'interstratifiés se diversifie. Il se caractérise notamment par la présence de (14v-14s), par un rapport (14-14)/(10-14) élevé et par l'abondance de feuillets smectitiques au sein de ces édifices. Plus profondément, le cortège d'interstratifiés se simplifie en même temps que le rapport (14-14)/(10-14) et la proportion de feuillets gonflants diminuent.

On note que les (14v-14s) disparaissent vers le bas de la coupe, tandis que les (14c-14s) demeurent stables. Ceci suggère la transformation

suiuante :

Smectite → (14v-14s) → (14c-14s) → Chlorite

—————→  
ENFOUISSEMENT

L'évolution constatée confirme ainsi que la chloritisation des smectites passe par des termes vermiculitiques (Millot, 1964 ; Kisch, 1983).

En ce qui concerne l'évolution des édifices (10-14) on note un rapport (10-14s)/(10-14v) plus faible vers le bas de la coupe. Ceci suggère une évolution parallèle des smectites en illite du type :

Smectite → (10-14s) → (10-14v) → illite

—————→  
ENFOUISSEMENT

En résumé, sur la coupe de Daluis, de l'Aptien à l'Oxfordien, l'évolution des assemblages argileux est marquée par les transformations de smectites en illite et chlorite sous l'influence de l'enfouissement.

### 3) Coupe de Vergons

Comme à Daluis, la diminution de la proportion de smectites vers le bas de la coupe, associée à la diversification et à l'augmentation des interstratifiés, suggère, compte tenu des phénomènes diagénétiques décrits dans les alternances marno-calcaires, une empreinte marquée de la diagenèse d'enfouissement. La part de l'héritage et de la diagenèse apparaît variable selon les périodes :

Au Cénomanién et au Turonien, l'abondance des smectites et la faible proportion de formes minérales intermédiaires des transformations indiquent une origine plutôt détritique que diagénétique des assemblages.

De l'Albo-Aptien à l'Hauterivién, la part de l'héritage et de la diagenèse est plus difficile à établir. On note que par rapport au Cénomanién, la différence de profondeur d'enfouissement est faible. Si l'influence de l'enfouissement intervenait à l'Aptien, on devrait observer les termes initiaux des transformations des smectites vers les illites et chlorites, c'est-à-dire, les minéraux interstratifiés. Or, on remarque essentiellement une augmentation des illites et chlorites. Il semble donc, que l'augmentation de ces minéraux a une origine plutôt détritique que diagénétique. Au Valanginién, le pourcentage de smectites diminue fortement, mais le pourcentage d'interstratifiés augmente très peu. Au Berriasien, en revanche, les interstratifiés se diversifient. Nous avons montré, dans un faisceau alternant du Berriasien (cf p. 52), que les niveaux marneux devaient contenir environ 30 à 40 % de smectites lors du dépôt. Ceci suggère une origine diagénétique pour les assemblages du Berriasien de Vergons.

Au Kimméridgién et à l'Oxfordien, le pourcentage d'interstratifiés diminue, tandis que celui d'illite augmente au Kimméridgién et que la vermiculite apparaît à l'Oxfordien. Ce dernier minéral peut représenter un jalon de la transformation des smectites en chlorite, ou avoir une origine détritique. Notons que cette seconde origine est plus vraisemblable, car Artru (1972) n'a jamais signalé de smectites dans les "Terres Noires", même dans les domaines exempts de diagenèse.

Les variations du pourcentage de kaolinite ne montrent pas de relation avec l'enfouissement. Ce minéral est présent, même à l'Oxfordien, au bas de la coupe. Les variations de la proportion de ce minéral sont donc plutôt d'origine détritique.



4) Comparaison des coupes

a) Intensité de la diagenèse

Les assemblages argileux des coupes de Daluis et Vergons sont beaucoup plus diversifiés que ceux de Blégiers. A Daluis et Vergons, malgré l'empreinte diagénétique, smectites et kaolinite (minéraux sensibles à la diagenèse thermodynamique) sont encore présents. La comparaison des assemblages de même âge indique par conséquent une diagenèse plus intense à Blégiers qu'à Daluis et Vergons.

Nous avons tenté de préciser le milieu de diagenèse des coupes de Blégiers et Daluis, par l'étude d'un diagramme d'Esquevin (1969).

La cristallinité des illites, très variable et comparable sur les deux coupes, oscille entre 0,25 et 0,7°2 $\theta$  (fig. 45).

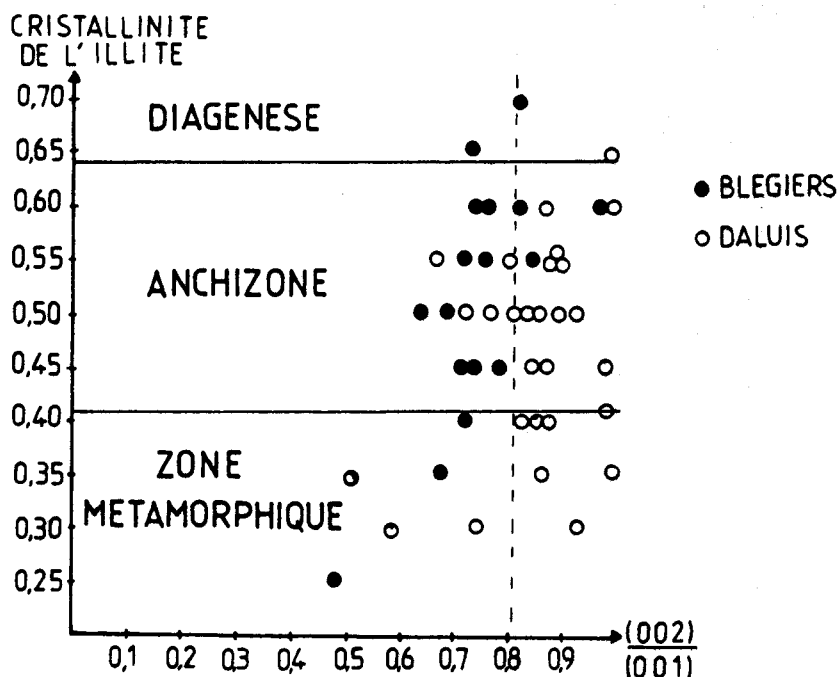


Figure 45 : Diagramme d'Esquevin relatif aux échantillons de Blégiers et Daluis.

Comme nous l'avons déjà signalé lors de l'étude des faisceaux alternants, la cristallinité de l'illite est meilleure dans les bancs calcaires. Or ce paramètre ne reflète les conditions de diagenèse que lorsqu'il est indépendant de la lithologie (Kubler, 1964 et 1984).

La majorité des points se place sur le diagramme dans le domaine anchizone et même métamorphique. Or, la présence de smectites mal cristallisées et de kaolinite à Daluis, indique une empreinte thermodynamique moins profonde. Il est probable qu'une partie des illites de Blégiers et Daluis provient de roches métamorphiques à illites très fermées et soumises à l'érosion au Mésozoïque. Dans le cas présent, la cristallinité de l'illite ne semble donc pas refléter l'empreinte thermodynamique.

On note que le rapport  $002/001 = 5 \text{ \AA}/10 \text{ \AA}$  des illites de Daluis est supérieur à celui des illites de Blégiers. Ce rapport étant fonction de la teneur en aluminium vis à vis du fer et du magnésium dans la couche octaédrique des illites (Esquevin, 1969), on peut penser qu'à Blégiers des ions  $\text{Al}^{3+}$  sont passés en position tétraédrique, chassant les ions  $\text{Si}^{4+}$ .

en position interstitielle.

Les coupes de Daluis et Vergons présentent les mêmes évolutions argileuses, en relation avec l'enfouissement. A Daluis, la diagenèse se marque nettement sous le Barrémien, à Vergons, elle apparaît clairement sous le Valanginien. Les assemblages argileux sont donc variables selon la période considérée. La comparaison des cortèges d'interstratifiés conduit à penser que les milieux de diagenèse de l'Hauterivien de Daluis et du Berriasien de Vergons sont voisins.

#### b) Variations d'origine détritique

- Sur la coupe de Blégiers, les assemblages homogènes sont essentiellement diagénétiques. Cependant, nous avons vu que la faible proportion de chlorite dans les calcaires tithoniques par rapport à ceux du Néocomien pourrait être due à l'absence de smectites au moment du dépôt. Il existerait donc une coupure minéralogique à la limite Tithonique-Néocomien. A Daluis, on constate également une relative pauvreté en chlorite et interstratifiés des calcaires tithoniques. L'intensité de la diagenèse étant moindre qu'à Blégiers, la coupure minéralogique envisagée est vraisemblable.

- L'augmentation de la proportion de kaolinite dans les "Marnes Bleues" aptiennes apparaît sur les coupes de Daluis et Vergons. Cette augmentation paraît dans les deux cas d'origine détritique.

#### E - CONCLUSIONS

*Les coupes de Blégiers, Daluis et Vergons témoignent d'influences diagénétiques d'intensités diverses.*

*- A Blégiers, elles conduisent à une homogénéisation des assemblages argileux qui tendent, quelle que soit la période considérée, à l'association illite-chlorite, typique de l'anchizone (Dunoyer de Segonzac, 1969).*

*- A Daluis, les assemblages sont moins modifiés : la kaolinite est au moins en partie préservée, les smectites subsistent dans le haut de la coupe. L'augmentation de kaolinite dans les "Marnes Bleues" paraît déterminée par les conditions de dépôt et non de diagenèse.*

*- A Vergons, la diagenèse d'enfouissement ne se manifeste que dans les séries les plus anciennes et ne concerne que les smectites. L'intensité des modifications diagénétiques est variable selon l'âge et la lithologie : les assemblages du Cénomano-Turonien paraissent hérités, tandis que ceux des dépôts pré-valanginiens initialement à smectites sont profondément modifiés, quelle que soit la lithologie. Du Valanginien à l'Albien, seuls les assemblages des bancs calcaires présentent une modification diagénétique, tandis que les interbancs marneux conservent un stock argileux hérité ou très peu transformé.*

CHAPITRE IV

EVOLUTION TEMPORELLE ET SPATIALE DES  
ASSEMBLAGES ARGILEUX DETRITIQUES.

Après avoir fait la part de l'héritage et de la diagenèse dans les massifs subalpins septentrionaux et les chaînes subalpines méridionales, nous allons examiner l'évolution temporelle et spatiale des assemblages argileux, tout d'abord dans le Jura méridional et les Bauges, puis dans les chaînes subalpines méridionales.

## I - JURA MERIDIONAL

### A - COUPE DU VAL DE FIER : MINERALOGIE DES ARGILES.

De l'Oxfordien au Crétacé inférieur (faciès urgoniens), les minéraux argileux constituent des assemblages très diversifiés. D'une manière générale, l'illite, les minéraux interstratifiés, la smectite et la kaolinite composent l'essentiel de la fraction argileuse. La chlorite est rare (fig. 46).

- Les assemblages argileux de l'Oxfordien supérieur sont relativement homogènes et composés essentiellement de trois minéraux : illite (40 à 50 %), kaolinite (15 à 30 %), édifices interstratifiés irréguliers (10-14s) (15 à 20 %). Des traces de chlorite, de (10-14v), de (14c-14s) et de vermiculite sont parfois présentes. Un seul échantillon contient 15 % de smectites. Les minéraux non argileux associés (quartz, feldspath, goethite) sont rares. Contrairement aux alternances crétacées étudiées dans le chapitre précédent, les calcaires et marnes des alternances oxfordiennes présentent des assemblages argileux quasiment identiques.

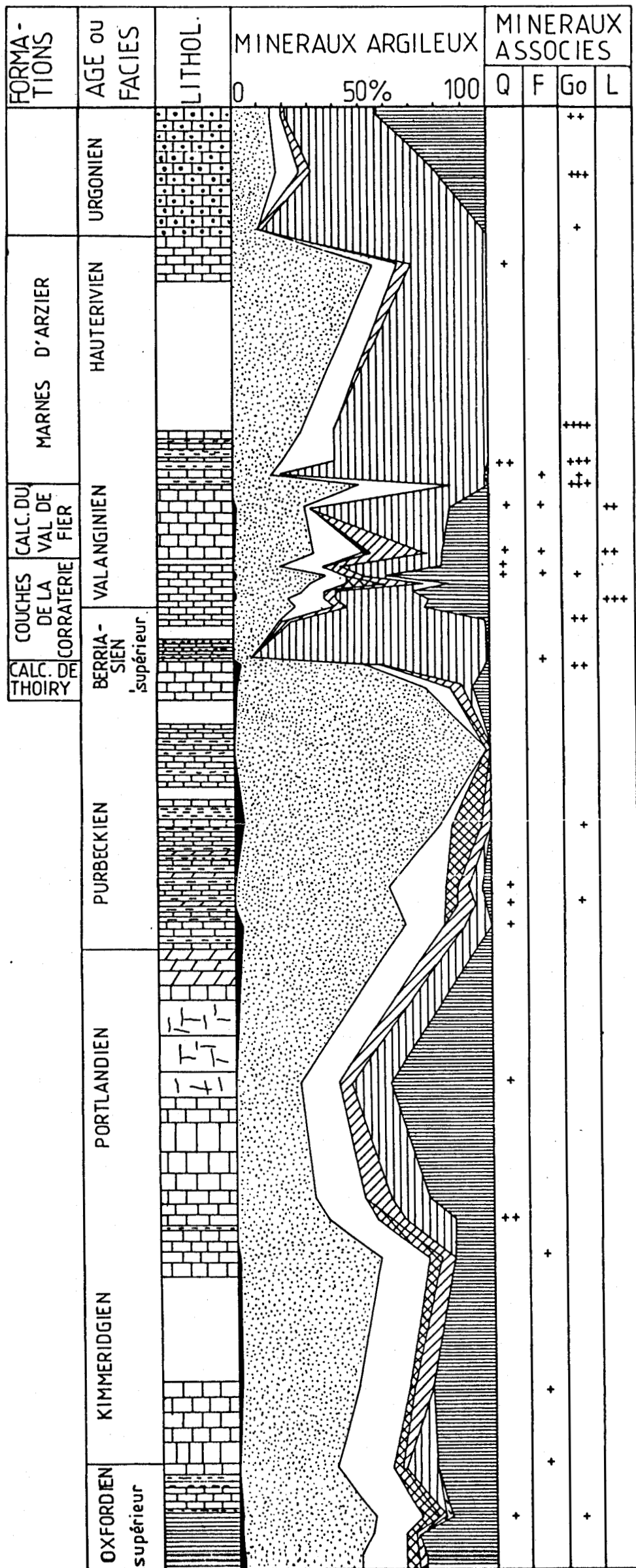
- Au Kimméridgien, les cortèges argileux sont pratiquement inchangés, et toujours composés d'illite, de kaolinite et de minéraux interstratifiés.

- Les calcaires très purs et parfois dolomitiques du Portlandien, n'ont livré des argiles identifiables qu'à deux niveaux. La kaolinite augmente et la smectite apparaît aux dépens de la teneur en illite.

- Dans les faciès purbeckiens, les échantillons glauconieux présentent un très fort pourcentage de minéraux illitiques provenant de glauconie (rapport 002/001 de l'illite très faible). Les autres sont également riches en illite associée à des minéraux interstratifiés irréguliers (10-14s), (10-14v) et (14c-14s). Par rapport aux terrains sous-jacents, les faciès purbeckiens se caractérisent par la quasi absence de kaolinite.

- Les "Calcaires de Thoiry" (Mouty, 1966) surmontent les faciès purbeckiens. La limite Berriasien moyen-Berriasien supérieur se situe à la base des "Calcaires de Thoiry" (Darsac, 1983). Cette formation contient un pourcentage élevé en illite à la base (75 %), au sommet le pourcentage de smectite augmente. Dans les "Couches de la Corratierie" (Mouty, 1966), le pourcentage de smectites est très élevé à la base (90 à 95 %), puis très variable selon le niveau, mais beaucoup plus faible dans la partie valanginienne de cette formation (fig. 46).

- Au Valanginien, les assemblages argileux sont très variables. Les proportions d'illite, d'interstratifiés, de smectites et de kaolinite va-



60m

Figure 46 : Coupe du Val de Fier : Minéralogie des argiles.

rient considérablement d'un échantillon à l'autre. Les oxydes de fer, (goethite et lépidocrocite) sont abondants.

- L'Hauterivien affleure mal sur la coupe du Val de Fier et la fraction argileuse des calcaires roux, souvent glauconieux, montre un important développement d'illite glauconitique. Les assemblages sont constitués essentiellement d'illite et de smectites, la kaolinite a disparu.

- Dans les faciès urgoniens, la fraction argileuse comprend principalement de l'illite, des smectites et de la kaolinite. Le pourcentage de ces deux derniers minéraux évolue de façon antagoniste.

**B - COL DU CHAT**

L'échantillonnage ponctuel réalisé dans l'anticlinal du Mont du Chat intéresse d'une part les terrains hauteriviens, qui permettent de compléter les données partielles du Val de Fier, d'autre part certains terrains plus anciens (Kimméridgien et Valanginien) et plus récents (faciès urgoniens).

Les résultats sont récapitulés dans le tableau VIII.

|              | C  | I   | 10-14 <sub>s</sub> | 10-14 <sub>v</sub> | 14-14 <sub>c</sub> <sub>s</sub> | Sm  | K  | Q   | F | Go   |
|--------------|----|-----|--------------------|--------------------|---------------------------------|-----|----|-----|---|------|
| URGONIEN     | tr | 15- | tr                 |                    | 5-                              | 75  | 5  | +   |   | +    |
|              |    | 10- | tr                 |                    |                                 | 90  |    | ++  |   | +++  |
| HAUTERIVIEN  | tr | 40- | 15-                | tr                 | tr                              | 45  |    | ++  |   | ++++ |
|              |    | 15  | 10                 |                    |                                 | 75  |    | +++ |   | +    |
|              |    | 20- | tr                 |                    | 5-                              | 75  | tr | +++ | + |      |
|              |    | 20  | 5                  |                    |                                 | 75  |    | +++ |   |      |
|              |    | 20  | 10                 |                    |                                 | 70  |    | +++ | + |      |
| VALANGINIEN  |    | 15+ | 5-                 |                    | 5                               | 75  | tr |     |   | +++  |
| KIMMERIDGIEN |    | 10  | 10-                |                    | 15                              | 50+ | 15 | +   |   | ++   |

Tableau VIII : Col du Chat : composition des assemblages argileux.

On note que le Kimméridgien contient des smectites, alors que ces minéraux étaient absents sur la coupe du Val de Fier. Les assemblages des terrains plus récents sont comparables à ceux du Val de Fier. On remarque une certaine homogénéité de la composition argileuse de l'Hauterivien.

**C - DISCUSSION**

De l'Oxfordien au Portlandien inclus, les assemblages argileux sont relativement homogènes et dominés par l'illite et la kaolinite. L'association de ces minéraux suggère une érosion importante, à la fois du substrat continental et de sols à kaolinite. L'abondance de ce minéral, si sa formation pédologique est contemporaine du dépôt, suppose l'existence d'un climat

assez hydrolysant. Le pourcentage relativement élevé d'interstratifiés (10-14s) issu de l'altération ménagée de l'illite, ainsi que la quasi absence de chlorite, minéral plus sensible à l'altération corroborent cette hypothèse. Notons cependant que les assemblages du Portlandien à caractère récifal, peuvent être enrichis en illite et kaolinite au détriment des smectites en raison de tris minéralogiques survenus dans les milieux agités. Il convient donc de s'assurer que les assemblages argileux sont bien représentatifs du stock hérité, et par conséquent indépendants du milieu de dépôt, c'est-à-dire du lithofaciès ou des microfaciès sédimentaires.

Le Purbeckien se caractérise par la disparition de la kaolinite au profit de l'illite. L'augmentation importante de la proportion de ce minéral issu des roches par rapport aux minéraux des sols suggère une reprise d'érosion suffisante pour contrarier la formation de sol. La reprise d'érosion a pu être déterminée par la tendance à l'émergence caractérisée par les faciès laguno-lacustres du Purbeckien.

Au Berriasien supérieur, le trait fondamental de l'évolution minéralogique réside dans l'augmentation brutale de la proportion de smectites. Au niveau de la coupure minéralogique, Darsac (1983) note le passage de microfaciès de plate-forme externe à des microfaciès de bassin (fig. 47). Ce changement correspondrait à un basculement d'axe SW-NE de la plate-forme et à un approfondissement du milieu de dépôt.

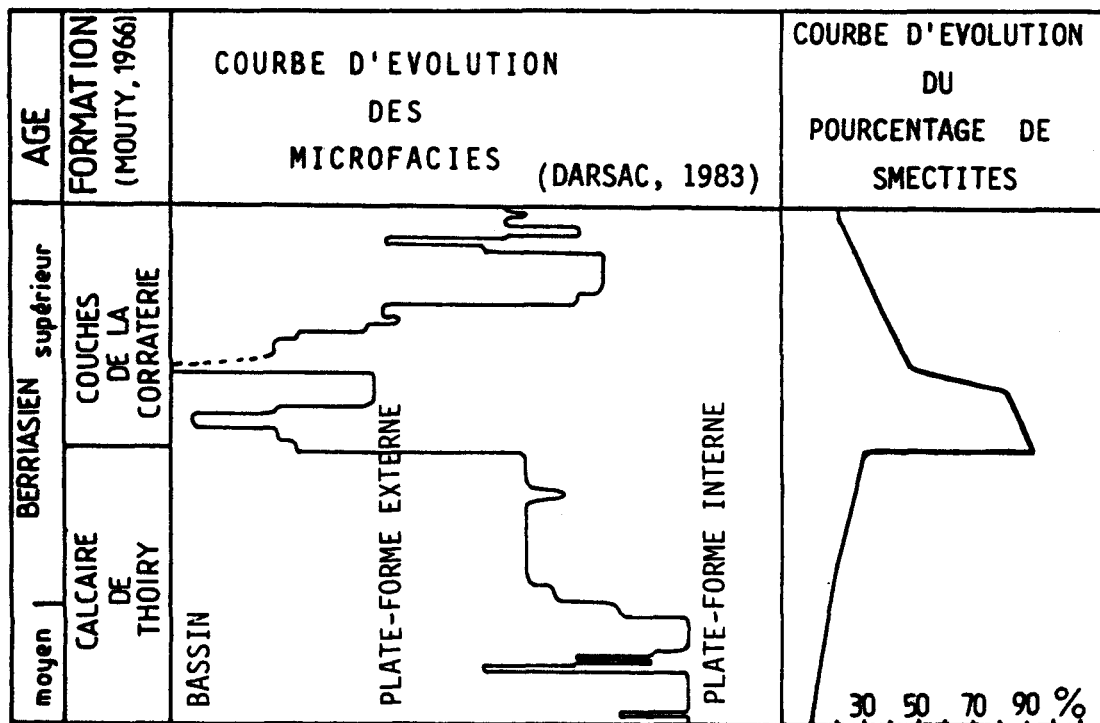


Figure 47 : Comparaison des courbes d'évolution des microfaciès ( DARSAC , 1983 ) et du pourcentage de smectite.

De nombreux auteurs ont montré que les minéraux argileux subissaient une sédimentation différentielle favorisant la décantation des smectites au large et la sédimentation des minéraux primaires et de la kaolinite dans les zones agitées plus proches des rivages (Chamley et Masse, 1975 ; Gibbs, 1977). L'approfondissement du milieu de dépôt a donc pu conduire à une

augmentation de la proportion de smectites. Le parallélisme entre microfaciès et minéralogie des argiles ad'ailleurs été montré par Darsac (1983) sur la coupe de la Chambotte située plus au Sud, et par Viéban (1983) dans les terrains hauteriviens à barrémo-bédouliens. Il existe donc dans les séries de plate-forme du Jura méridional, une dépendance étroite entre microfaciès et minéralogie des argiles, au moins au Crétacé inférieur. L'évolution de la plate-forme conditionne par conséquent la constitution des assemblages argileux et la sédimentation différentielle est au moins en partie responsable des variations minéralogiques observées. Essayons de préciser son importance.

On remarque qu'avant la coupure minéralogique du Berriasien supérieur, les smectites sont peu abondantes ou absentes. Or les mécanismes de sédimentation différentielle conduisent à une variation des proportions relatives des minéraux argileux plutôt qu'à la disparition de certaines espèces (Gibbs, 1977). Les tris minéralogiques provoqués par la sédimentation différentielle ne paraissent donc pas pouvoir expliquer à eux seuls la très faible proportion de smectites dans les terrains anté-Berriasien supérieur, par rapport aux terrains post-Berriasien supérieur. Steinhauser et Charollais (1971) notent que les apports terrigènes très faibles dans le Jura central et nuls dans le Jura méridional avant le Berriasien supérieur deviennent brusquement plus abondants au Berriasien supérieur. Ils admettent "l'existence d'un cours d'eau très important, longtemps détourné, qui a brusquement trouvé un exutoire en direction de la plate-forme". Ce changement important des conditions d'aluvionnement peut expliquer l'apparition et l'augmentation brutale de la proportion de smectites. Notons que le basculement de la plate-forme évoqué par Darsac (1983) a pu provoquer cette importante modification dans les sources terrigènes. L'augmentation très importante et très rapide de la proportion de smectites paraît donc provoquée par deux mécanismes :

- 1) changement de source terrigène ;
- 2) sédimentation différentielle.

Le premier semble déterminant en raison de la rapidité du changement minéralogique, le second ne fait qu'accentuer la coupure minéralogique.

Le Valanginien, marqué par l'abondance des interstratifiés et la grande variation des assemblages argileux, notamment dans les "Calcaires du Val de Fier", correspond essentiellement à des dépôts de plate-forme externe (Darsac, 1983). Au-dessus des calcaires on passe à des dépôts de bassin (Darsac, 1983). En même temps, la proportion de smectites augmente au détriment de la kaolinite. La sédimentation différentielle et l'évolution de la plate-forme paraissent donc ici encore contrôler la composition des assemblages argileux.

A l'Hauterivien, l'absence de la kaolinite à la fois au Val de Fier et au Mont du Chat, ainsi que l'abondance relative des smectites et leur constance, correspondent à une transgression de grande ampleur : Au début de l'Hauterivien, le Jura méridional est recouvert par des dépôts hémipélagiques de bassin (Viéban, 1983). L'approfondissement inféodé du milieu de dépôt peut expliquer le changement minéralogique constaté. La proportion importante de smectites, minéraux principalement formés dans des sols mal drainés, suggère que l'érosion s'effectuait sur un continent à morphologie peu accentuée sous un climat chaud à humidité saisonnière contrastée (Paquet, 1970).

L'Urgonien correspond à l'installation de la plate-forme. L'antagonisme observé entre smectites et kaolinite résulte probablement des mécanismes de sédimentation différentielle. L'examen des microfaciès indique d'ailleurs que les échantillons sont d'autant plus riches en kaolinite qu'ils se sont déposés dans un domaine plus interne de la plate-forme.

L'étude comparée des fractions inférieures à 1  $\mu\text{m}$  et à 2  $\mu\text{m}$  ne montre, pour les trois échantillons étudiés, que des différences très faibles (tableau IX).



|        | I   | 10-14 <sub>s</sub> | 14 <sub>c</sub> -14 <sub>s</sub> | Sm | K   |
|--------|-----|--------------------|----------------------------------|----|-----|
| < 2 μm | 15  | 5                  | tr                               | 35 | 45- |
| < 1 μm | 15- | 5                  | tr                               | 40 | 40  |
| < 2 μm | 20  | 10                 | 5                                | 45 | 20  |
| < 1 μm | 25- | 5                  | tr                               | 50 | 20  |

**Tableau IX :** Comparaison de la composition de la fraction argileuse < 2 μm et de la sous-fraction < 1 μm des échantillons à faciès urgonien contenant de la kaolinite.

Il semble donc que les mécanismes de sédimentation différentielle ne résultent pas uniquement d'une différence de taille entre smectites et kaolinite : la susceptibilité à la floculation paraît déterminante, la kaolinite floculant plus facilement que les smectites (Gibbs, 1977). Par ailleurs, la forme des particules est différente, les kaolinites sont fréquemment hexagonales et ont des contours nets, au contraire des smectites aux bordures floconneuses. Ces différences morphologiques peuvent contribuer à provoquer un dépôt plus rapide des kaolinites par rapport aux smectites.

#### D - CONCLUSIONS

*Dans le Jura méridional, les assemblages argileux paraissent essentiellement détritiques.*

*Au Jurassique, illite, interstratifiés irréguliers et kaolinite dominant. L'émersion et la régression purbeckiennes se marquent par l'abondance de l'illite, minéral hérité des roches par rapport aux minéraux issus surtout de sols et d'altérations. L'augmentation de la proportion d'illite traduit une intense reprise de l'érosion.*

*Au Crétacé, la proportion d'illite et de kaolinite diminue au profit des smectites, dont l'ubiquité caractérise cette période. L'augmentation brutale de la proportion de smectites au Berriasien supérieur paraît déterminée par la conjugaison de deux phénomènes, dont le premier serait majeur :*

- 1) *Changement des sources terrigènes dû à un basculement d'axe NE-SW de la plate-forme;*
- 2) *développement des processus de sédimentation différentielle.*

*Durant les périodes ultérieures du Crétacé, la composition des assemblages argileux est déterminée en partie par l'évolution des plate-formes dont l'extension accentue les tris minéralogiques. A une période donnée, les assemblages argileux diffèrent donc d'un lieu de dépôt à un autre, ce qui tend à masquer l'écho des conditions d'hydrolyse et de drainage à terre. A l'Hauterivien cependant, les assemblages riches en smectites et relativement homogènes reflètent davantage les conditions continentales, et traduisent l'existence d'un climat chaud à humidité saisonnière contrastée.*

## II - MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX

### A - BAUGES

#### 1) Secteur méridional : Minéralogie des argiles (fig. 48)

Une colonne stratigraphique synthétique a été réalisée à partir de la coupe du Col des Près (Valanginien inférieur à Campanien). Le Malm a été échantillonné dans le massif de Curienne, le Berriasien à St-Alban-Leyse (cf chap. II). Les assemblages argileux sont très diversifiés et variables selon la période considérée.

- Au Jurassique supérieur, les cortèges argileux varient beaucoup selon les niveaux. Le minéral dominant est l'illite, mais certains échantillons contiennent des proportions importantes de chlorite, d'interstratifiés parfois subréguliers et/ou de smectites.

- Au Néocomien, les smectites sont les minéraux dominants. L'illite est ubiquiste et présente en proportion variable. La kaolinite est relativement abondante à la base du Néocomien (Berriasien, Valanginien inférieur), quasiment absente au Valanginien supérieur et à l'Hauterivien.

- Les faciès urgoniens se caractérisent par l'abondance de la kaolinite (jusqu'à 55 %) (fig. 48). La chlorite est présente en traces, le pourcentage d'illite et de smectites est très variable.

- Dans les faciès grésoglaucconieux du Gault, l'"illite" est généralement exclusive. Elle provient de granules glaucconitiques. Nous avons tenté d'étudier la fraction argileuse des grès sans broyage préalable. Les diffractogrammes obtenus sont alors de mauvaise qualité et semblent également caractérisés par des illites dominantes.

- Les calcaires sublithographiques d'âge campanien qui surmontent la formation grésoglaucconieuse du Gault sont riches en smectites (cf coupes des Gorges de la Reyse (chap. III, § II). Nous avons vu que ces assemblages étaient caractéristiques de l'ensemble du Crétacé supérieur du domaine occidental des Bauges.

#### 2) Secteur d'Allèves

Nous avons effectué un échantillonnage ponctuel entre le Berriasien et la base des faciès urgoniens. Les résultats sont récapitulés dans le tableau X. Ils montrent la dominance des smectites au Néocomien et la grande variabilité des assemblages berriasiens. Par contre, la fraction argileuse de l'Hauterivien est relativement homogène et comparable à celle du secteur plus méridional (cf § 1).

### B - DOMAINE ULTRAHELVÉTIQUE

Dans la klippe de Sulens, nous avons échantillonné la coupe du chemin de St-Ferréol à Nantbellet (Charollais *et al.*, 1981b). Cette coupe comporte de nombreuses lacunes d'observations et de sédimentation, mais il nous a paru intéressant de l'étudier à des fins de comparaison. Les résultats récapitulés sur la figure 49 montrent que les assemblages sont très diversifiés.

- A l'Oxfordien et au Tithonique inférieur et moyen, l'illite et les minéraux interstratifiés dominent. Ils sont parfois associés à de la vermiculite dans les "Terres Noires" oxfordiennes, à de la chlorite dans le Tithonique.

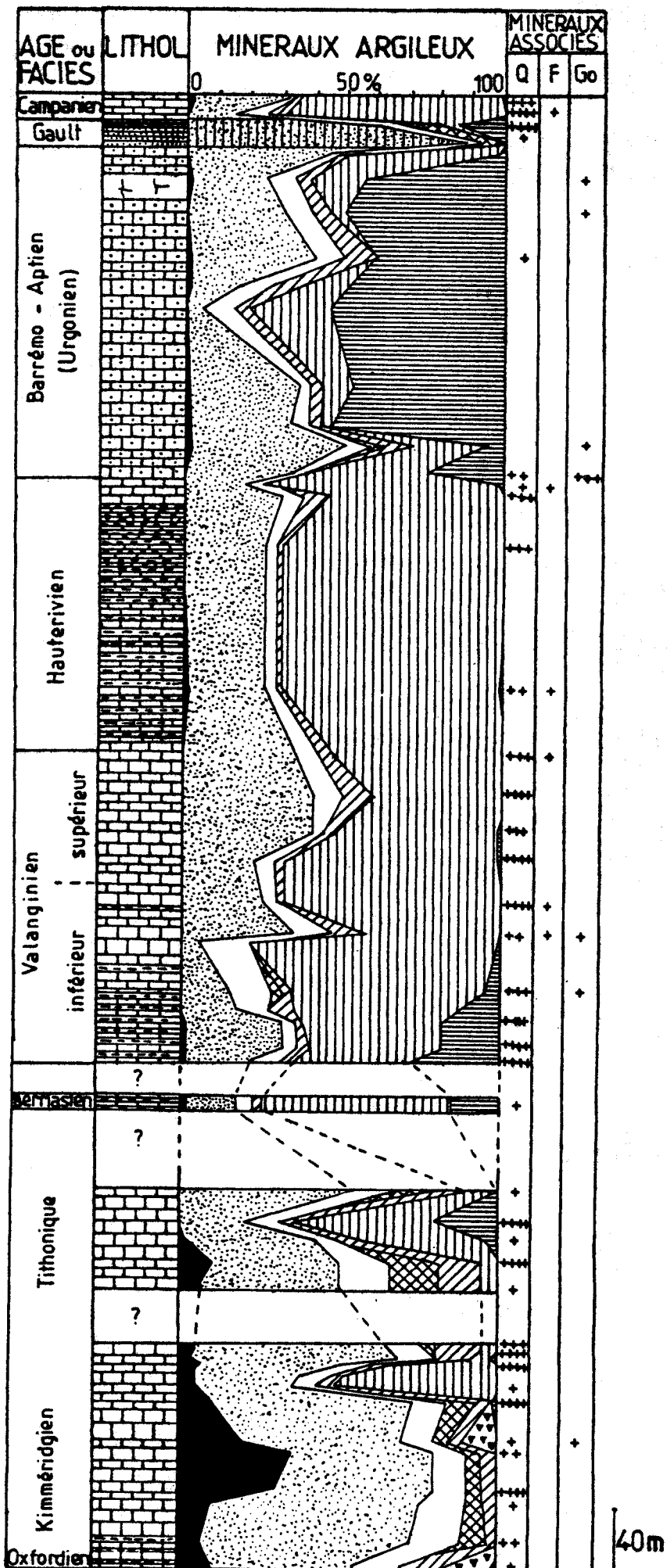


Figure 48 : Colonne stratigraphique et minéralogique synthétique du secteur méridional des Bauges.

|             | C  | I   | 10-14 <sub>s</sub> | 10-14 <sub>v</sub> | 14 <sub>c</sub> -14 <sub>s</sub> | Sm  | K  | Q    | F | Go | L   |
|-------------|----|-----|--------------------|--------------------|----------------------------------|-----|----|------|---|----|-----|
| URGONIEN    |    | 65+ | 20-                | 5                  | tr                               | 10- |    |      |   | ++ |     |
| HAUTERIVIEN |    | 30  | 20                 | 5                  | 5                                | 40  |    | ++++ |   |    | +++ |
|             |    | 20  | 10                 |                    |                                  | 70  |    | ++++ |   |    |     |
|             | tr | 25- | 5                  |                    |                                  | 70- | tr | +++  |   |    |     |
|             |    | 25- | 5                  |                    |                                  | 65  | tr | +++  |   |    |     |
| VALANGINIEN |    | 10- | 5                  |                    | tr                               | 85  |    | +++  | + |    | +++ |
| BERRIASIEN  | tr | 30  | 10                 |                    | 10-                              | 30  | 20 | +    | + |    |     |
|             | 5- | 30  | 15-                | 5+                 | 10                               | 5+  | 30 |      |   |    | +   |
|             |    | 15  | 5-                 |                    | tr                               | 75- | 5  | +    | + |    |     |
|             |    | 10  | tr                 |                    | 5-                               | 80+ | 5- | +++  |   |    |     |

Tableau X : Secteur d'Allèves : composition des assemblages argileux.

- Du Tithonique supérieur à l'Hauterivien la présence de smectites caractérise les assemblages argileux. La chlorite, l'illite, des édifices interstratifiés (10-14s) et (14c-14s) et de la kaolinite accompagnent ces minéraux.

- Au Barrémien inférieur, les assemblages changent brutalement, notamment à la base où les minéraux interstratifiés supplantent les smectites. Au sommet, les smectites deviennent abondantes. A l'Aptien inférieur, la chlorite, l'illite et les minéraux interstratifiés dominent les assemblages, les smectites sont quasiment absentes.

- Du Cénomaniens inférieur au Santonien, les assemblages argileux varient fortement d'un échantillon à l'autre. Sur la figure 49 nous n'avons figuré que la composition moyenne des huit échantillons analysés. L'illite, la chlorite et les smectites dominent les cortèges argileux.

#### C - DISCUSSION

##### 1) Coupe du col des Près

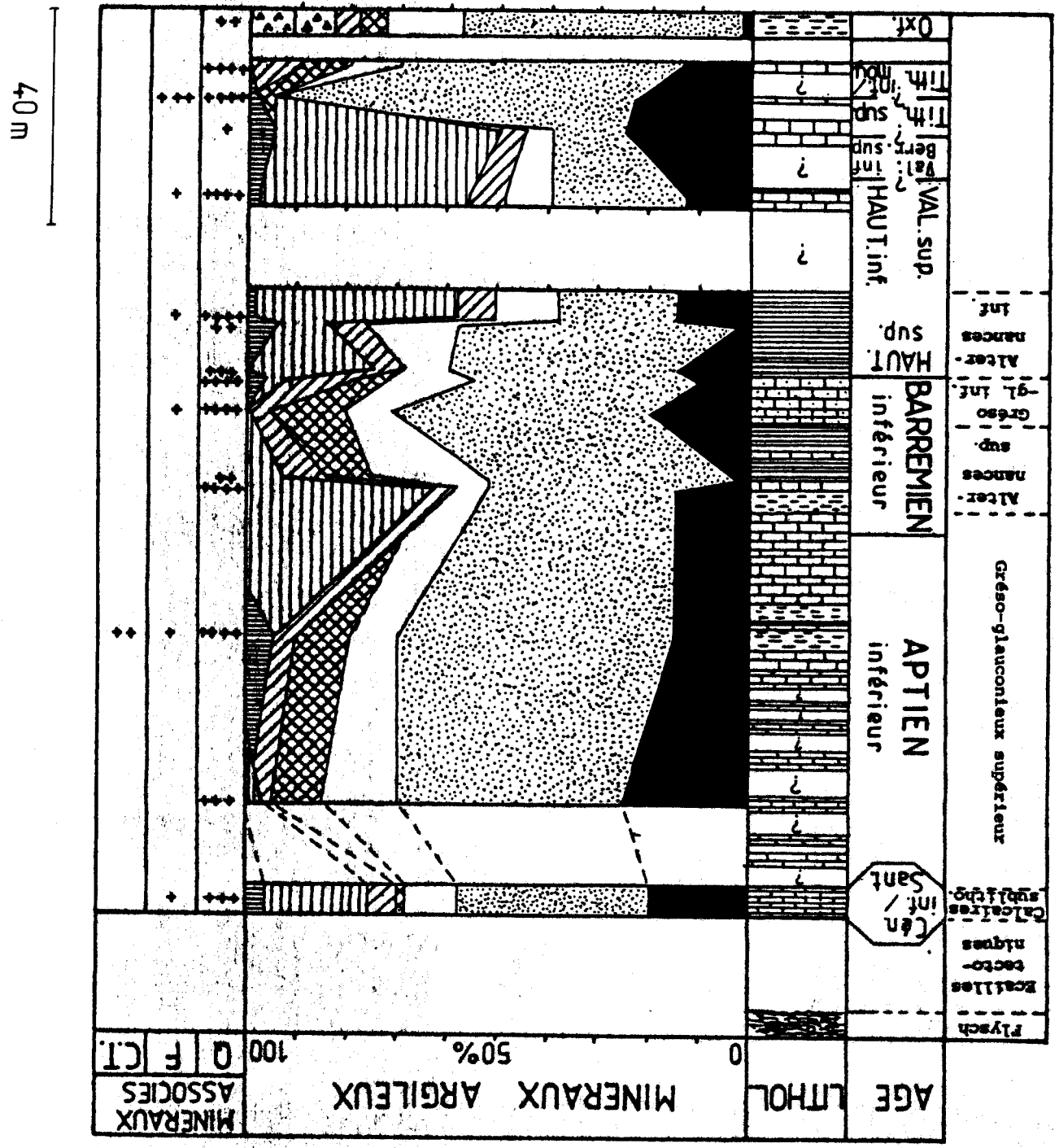
Nous avons vu dans le chapitre III que les assemblages argileux du domaine occidental des Bauges étaient essentiellement détritiques. Cependant à la base de la série étudiée (Oxfordien et Kimméridgien), on note la disparition des smectites sans changement de faciès appréciable, et son remplacement par de la chlorite et des minéraux interstratifiés diversifiés et parfois subréguliers. Ceci rappelle les cas de diagenèse décrits plus haut (chap. III). Dans le cas présent, toutefois, le pourcentage de smectites ne diminue pas progressivement lorsque l'enfouissement croît ; par ailleurs, la disparition du minéral est très brutale, alors que la lithologie est homogène. Ces deux observations suggèrent une origine détritique plutôt que diagénétique.

Le relais de séries tithoniques à illites et interstratifiés par des séries berriasiennes à smectites et kaolinite subordonnées, est à

Au Valanginien, la diminution de la proportion de kaolinite au profit des smectites, coïncide avec le passage de faciès marneux à des faciès calcaires bioclastiques moins profonds (Garduno-Monroy, 1981). On n'observe par conséquent aucun changement redéfini à la sédimentation différente de telle des argiles, puisque les modifications identifiées sont contraires à un tel mécanisme. Si de tels changements existent, ils sont de faible ampleur et oblitérés par les changements survenus dans les conditions de pédogenèse continentale. L'évolution observée suggère une diminution de drainage des sols,

rapprocher de celui observé sur la coupe du Val de Pixer dans le Jura méridional, où les smectites étaient rares au Jurassique, ubiquistes et plus abondantes au Crétacé. Dans les Bauges, les milieux de dépôt demeurent profonds du Titonien au Berrassien : les mécanismes de sédimentation différentielle ne déterminent donc pas de traits importants et ne peuvent pas expliquer la coupe. Il semble que les conditions du paléoenvironnement ont changé de manière importante entre ces deux périodes. L'hypothèse d'un changement dans les sources terrigènes évoquée précédemment pour le Jura méridional paraît également la plus vraisemblable ici.

Figure 49 : Coupe de St Ferreol à Nantbellet : minéralogie des argiles.



favorable à la formation des smectites. L'augmentation des smectites parallèlement à l'extension des faciès bioclastiques s'accorde avec une érosion moindre des reliefs. Ceci peut correspondre à une pénélplanation et/ou à une transgression. Notons que du Valanginien inférieur au Valanginien supérieur, le niveau marin global tend à s'élever (Vail *et al.*, 1977).

La minéralogie des marnes à Toxaster de l'Hauterivien est remarquablement homogène, aussi bien à Allèves que dans le secteur méridional des Bauges. Par ailleurs, les assemblages argileux riches en smectites sont tout à fait comparables à ceux du Jura méridional. Cette homogénéité temporelle et spatiale suppose une bonne stabilité tectonique de l'arrière pays nourricier au cours de cette période. Dans ce contexte, les assemblages argileux constituent de bons indicateurs climatiques. L'abondance de smectites reflète certainement l'existence d'un climat chaud à humidité saisonnière contrastée.

L'abondance de la kaolinite et les variations d'abondance minéralogiques observées sur la plate-forme et la barrière urgoniennes paraissent, comme dans le Jura méridional, conditionnées par des tris au moment du dépôt. En particulier la plate-forme semble jouer le rôle de "piège à kaolinite" minéral déposé sélectivement dans les milieux à hydrodynamisme important (55 % de kaolinite dans les oosparites). Les assemblages argileux ne peuvent donc pas refléter dans le cas présent, les changements survenus dans les conditions d'hydrolyse continentale.

Au cours de la sédimentation silicoclastique grossière du Gault, l'abondance des minéraux glauconieux s'oppose à l'utilisation des cortèges argileux comme témoins des conditions paléogéographiques. Les premières arrivées détritiques se manifestent au sommet des calcaires urgoniens, par des anastomoses de lits gréseux et de petits filons sédimentaires particulièrement bien développés dans les parties internes du massif du Platé et du Haut-Giffre (Delamette, 1982). Dans le Vercors, le matériel détritique semble provenir du Massif Central (Faugères *et al.*, 1970), mais l'origine du matériel peut être également recherchée dans le massif des Aiguilles Rouges probablement émergé à cette époque, puisque des calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur reposent directement sur le socle (Parris *et al.*, 1973).

L'abondance des smectites dans le Crétacé supérieur du domaine occidental du massif des Bauges traduit l'érosion de terres stables à relief évolué, soumises à un climat chaud à fort contraste saisonnier de l'humidité (cf chap. III). La situation est comparable à celle de l'Hauterivien où, du reste, les assemblages minéralogiques sont homogènes et voisins.

## 2) Coupe de St Ferréol à Nantbellet

La présence de kaolinite et de smectites mal cristallisées dans certains échantillons suggère une influence diagénétique nulle ou très faible. Les assemblages paraissent donc essentiellement détritiques.

Le changement minéralogique important observé à la limite Tithonique inférieur - Tithonique supérieur, Berriasien et marqué par l'apparition en forte proportion des smectites, est à rapprocher de celui constaté dans le Jura méridional et dans les Bauges. Charollais *et al.*, 1981b) notent qu'un changement des conditions de sédimentation dans l'unité de Nantbellet se manifeste au cours du Berriasien par l'arrivée d'apports argileux importants. L'évolution parallèle de la proportion d'argile et de la nature du cortège minéralogique paraît refléter un changement majeur dans la localisation des sources terrigènes. Le début du Néocomien est également marqué par la formation de pentes au sein du bassin, puisque l'on y trouve des slumps (Charollais *et al.*, 1981b) et que des turbidites perturbent la régularité des alternances marno-calcaires.

Au Barrémien et à l'Aptien, les minéraux interstratifiés

(10-14 Å) probablement issus de l'altération ménagée de l'illite, supplantent les smectites. Rosset *et al.* (1976) notent une phase d'érosion précédée d'une phase de plissement (présence de conglomérats) au Bédoulien. Cet événement peut expliquer l'abondance de l'illite, minéral issu des substrats géologiques anciens, ainsi que la faible proportion de minéraux provenant de sols évolués (smectites et kaolinite). Par ailleurs, la forte proportion de minéraux interstratifiés peut traduire le déséquilibre des sols conduisant à des minéraux de transition. Cette phase de plissement se marquerait dès le Barrémien inférieur, elle est probablement en relation avec les mouvements tectoniques des zones alpines internes (Charollais *et al.*, 1981b).

Du Cénomaniens moyen au Turonien moyen, l'action de forts courants sous-marins empêche tout dépôt. Du Turonien supérieur au Santonien, les calcaires sublithographiques à foraminifères planctoniques renferment des assemblages minéralogiques assez hétérogènes, contrairement à ceux du domaine helvétique (cf chap. III). Ceci est peut-être dû à l'existence de remaniements (Charollais, comm. pers.) ou à la transformation partielle de smectites en chlorites dans certains échantillons. La tendance à la régularité de certains interstratifiés (14c-14s) est un indice en faveur de la seconde possibilité.

#### D - CONCLUSIONS

*Dans la partie occidentale des Bauges, ainsi que dans l'unité de Nantbellet de la klippe de Sulens, d'origine ultrahelvétique, les assemblages argileux sont essentiellement détritiques et reflètent principalement les conditions paléogéographiques au moment du dépôt.*

*Les variations minéralogiques identifiées sont provoquées en partie par les variations des milieux de plate-forme et par les tris minéralogiques qui leur sont associés. A titre d'exemple, l'importante proportion de kaolinite dans les faciès urgoniens ne résulte pas de conditions particulières d'hydrolyse continentale, mais des conditions hydrodynamiques spécifiques des milieux de plate-forme carbonatée. Dans ce cas, les assemblages sont davantage représentatifs du milieu où s'effectue le dépôt que de celui où s'effectue l'érosion à terre.*

*A d'autres périodes, l'empreinte du paléoenvironnement continental réapparaît. Ainsi, du Valanginien inférieur au Valanginien supérieur le relais des kaolinites par les smectites est probablement dû à un aplanissement progressif du continent nourricier et/ou à une transgression.*

*Enfin, la nature des climats mésozoïques est reflétée grâce à l'homogénéité des assemblages hauteriviens et crétacé supérieur. Au cours de ces périodes de stabilité, l'abondance des smectites d'origine détritique traduit l'existence d'un climat aride (chaud à humidité saisonnière contrastée). Dans le domaine ultrahelvétique, plus profond, les variations minéralogiques reflètent principalement les changements du paléoenvironnement continental. Ainsi, au Barrémo-Aptien (période correspondant aux faciès urgoniens) la structuration des zones alpines internes se manifeste par l'importante proportion d'illite et d'interstratifiés arrachée aux secteurs alluvionnaires déstabilisés.*

*Dans les deux domaines, helvétique et ultrahelvétique, on note la faible proportion de smectites au Jurassique par rapport à la période crétacée. La même différence apparaît dans le Jura méridional. Il semble qu'aux changements de sédimentation régionaux ou locaux se superposent des facteurs d'ampleur plus générale encore mal expliqués (pluviosité, reliefs, etc ...).*

*En résumé, dans les Bauges l'étude des assemblages argileux peut constituer un outil permettant de participer à la reconstitution à la fois des milieux de dépôts marins et des paléoenvironnements continentaux. L'influence de l'un ou de l'autre varie selon les périodes et selon les lieux.*

*Dans le domaine ultrahelvétique, les assemblages essentiellement détritiques reflètent les conditions d'érosion et de pédogenèse continentales. Je pense que l'étude préliminaire entamée sur une coupe de l'unité de Nantbellet devrait être poursuivie sur d'autres coupes de la même unité, levées et corrélées les unes aux autres par Charollais et al., 1981b). La connaissance des assemblages argileux permettrait peut-être de préciser l'évolution paléogéographique du domaine ultra-helvétique.*

### III - CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES

---

Les coupes de Blériers et Daluis, ainsi que les terrains anté-hauteriviens de Vergons ne seront pas étudiés ici, en raison des modifications diagénétiques affectant les assemblages argileux (cf chap. III). Sur les autres coupes, Montclus, Sisteron, Chabrières, Taulanne, et dans les terrains post-valanginiens de Vergons, nous ne considérerons dans les alternances marno-calcaires que la minéralogie des marnes, puisque nous avons vu qu'elle conserve davantage les informations concernant le paléoenvironnement.

#### A - MINERALOGIE DES ARGILES

##### 1) Coupe de Montclus (fig. 50)

Echantillonnée de l'Oxfordien à l'Albien et complétée dans le Cénomaniens à la montagne de Risou, elle présente des minéraux très diversifiés : chlorite, illite, édifices interstratifiés irréguliers (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14c-14v), (14v-14s), vermiculite, smectites, kaolinite, quartz, feldspath, goethite. Les assemblages sont très variables.

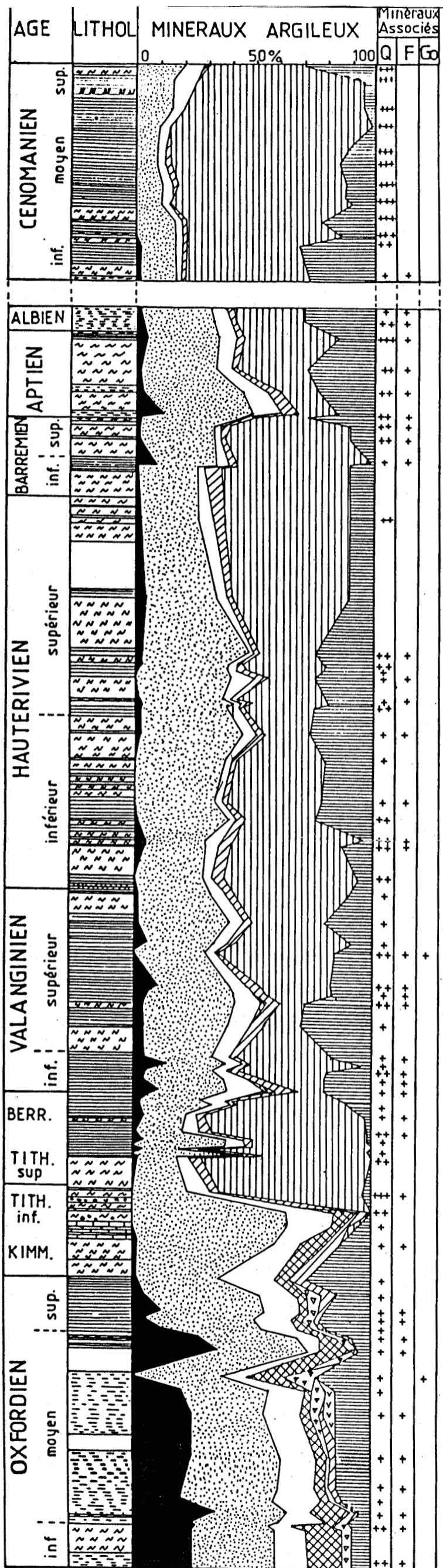
Les cortèges argileux des "Terres Noires" (Oxfordien inférieur et moyen) comprennent de la chlorite, de l'illite, des interstratifiés très variables, de la vermiculite et de la kaolinite. De l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien moyen, la proportion de kaolinite augmente au détriment des édifices (10-14v). A l'Oxfordien supérieur, les assemblages sont peu différents, mais on note une augmentation de la proportion de kaolinite et d'illite au détriment des chlorites.

Durant l'intervalle Kimméridgien - Berriasien, on note d'importants changements minéralogiques. Au Kimméridgien et au Tithonique inférieur, les proportions de chlorite et de kaolinite diminuent au profit de l'illite et des minéraux interstratifiés (fig. 50). Au sommet du Tithonique inférieur, la proportion d'illite diminue alors qu'apparaît un pourcentage élevé de smectites (60 %). Ces derniers minéraux constituent l'essentiel de la fraction argileuse au Berriasien inférieur ; ils tendent à diminuer vers le sommet de cet étage.

Du Valanginien au Barrémien, les assemblages argileux sont constitués de chlorites toujours en faible proportion dans les marnes, d'illite, d'interstratifiés (10-14s) et (14c-14s), de smectites et de kaolinite. Le passage du Berriasien au Valanginien se marque par une diminution de la proportion de smectites et l'augmentation de l'illite et de la kaolinite. A l'Hauterivien, les pourcentages d'illite, de smectite et de kaolinite varient assez fortement, au Barrémien les smectites sont majoritaires.

- Dans les "Marnes Bleues" aptiennes, le pourcentage d'illite et de kaolinite augmente au détriment des smectites. A l'Albien puis au Cénomaniens, la tendance s'inverse, les smectites augmentent progressivement alors qu'illite et kaolinite diminuent.





200 m

Figure 50 : Coupe de Montclus : minéralogie des argiles.

## 2) Coupe de Sisteron (fig. 51)

Echantillonnée à Sisteron pour l'intervalle Kimméridgien - Barrémien, la série a été complétée sur des coupes voisines dans les "Marnes Bleues" (cf chap. I).

Comme à Montclus, les minéraux argileux sont très diversifiés (chlorite, illite, interstratifiés (10-14s), (10-14v), (14c-14s), (14c-14v), (14v-14s), smectites et kaolinite). Pour le Néocomien et le Barrémien, nous n'avons retenu ici que la minéralogie des interbanco marneux.

Au Kimméridgien et au Tithonique inférieur, les assemblages sont dominés par l'illite, les minéraux interstratifiés et la chlorite. Au sommet du Tithonique inférieur, le pourcentage de smectites s'accroît, puis devient très élevé (60 à 75 %) au Tithonique supérieur et au Berriasien.

Du Valanginien au Barrémien, la chlorite est présente en faible proportion dans les marnes (0 à 15 %), elle est associée à de l'illite (30-35 %), des minéraux interstratifiés (10-14s) et (14c-14s) (10 à 20 %), des smectites (20 à 50 %) et à de la kaolinite (10 à 30 %). Du Berriasien au Valanginien, la proportion de smectites décroît fortement au profit de l'illite et de la kaolinite. D'une manière générale, du Valanginien supérieur au Barrémien, la proportion de smectites augmente.

Au Gargasien, le pourcentage des smectites chute, tandis que ceux d'illite et de kaolinite augmentent. Dans les terrains plus récents jusqu'à la base du Cénomanién inférieur, la proportion de smectites augmente aux dépens de l'illite, celui de kaolinite restant relativement constant. Au Cénomanién inférieur le pourcentage de smectites croît encore au détriment à la fois de l'illite et de la kaolinite. Au Cénomanién moyen, on note une augmentation importante de la proportion d'illite. Cet événement est temporaire, et au Cénomanién supérieur et au Turonien, le pourcentage de smectites est à nouveau très élevé (jusqu'à 90 %).

## 3) Coupe de Chabrières

Sur la coupe de Chabrières, l'échantillonnage est moins dense que sur les deux coupes précédentes. Il a surtout porté sur les terrains oxfordiens à tithoniques. Cette coupe comporte plusieurs lacunes d'observation, notamment celle du Berriasien.

De l'Oxfordien au Tithonique inférieur inclus, les assemblages argileux très homogènes sont constitués essentiellement d'illite (70 %) et d'interstratifiés (30 %). Au sommet du Tithonique inférieur, la kaolinite apparaît ; elle devient abondante dans la zone B des calpionelles (fig. 52).

Au Valanginien et à l'Hauterivién, les assemblages observés sur la coupe de Chabrières se caractérisent par leur richesse en smectite, dans les calcaires comme dans les marnes (65 à 85 %). Des traces de chlorite et des proportions faibles d'illite, de (10-14s), de (14c-14s) et de kaolinite accompagnent ces minéraux. On note que les différences minéralogiques entre marnes et calcaires sont plus faibles que sur les autres coupes. Par ailleurs, on n'observe jamais de développement diagénétique de la chlorite dans les calcaires.

Au Barrémien, seules deux marnes et deux calcaires ont été étudiés. La proportion de smectites augmente au détriment de la kaolinite dans les calcaires, ce qui s'accorde avec les correspondances observées au chapitre III. Au sommet du Barrémien, la proportion d'illite augmente de façon importante dans un banc calcaire.

Dans les terrains plus récents, nous n'avons échantillonné que l'Albien supérieur. Les assemblages dominés par les smectites (50 à 60 %)

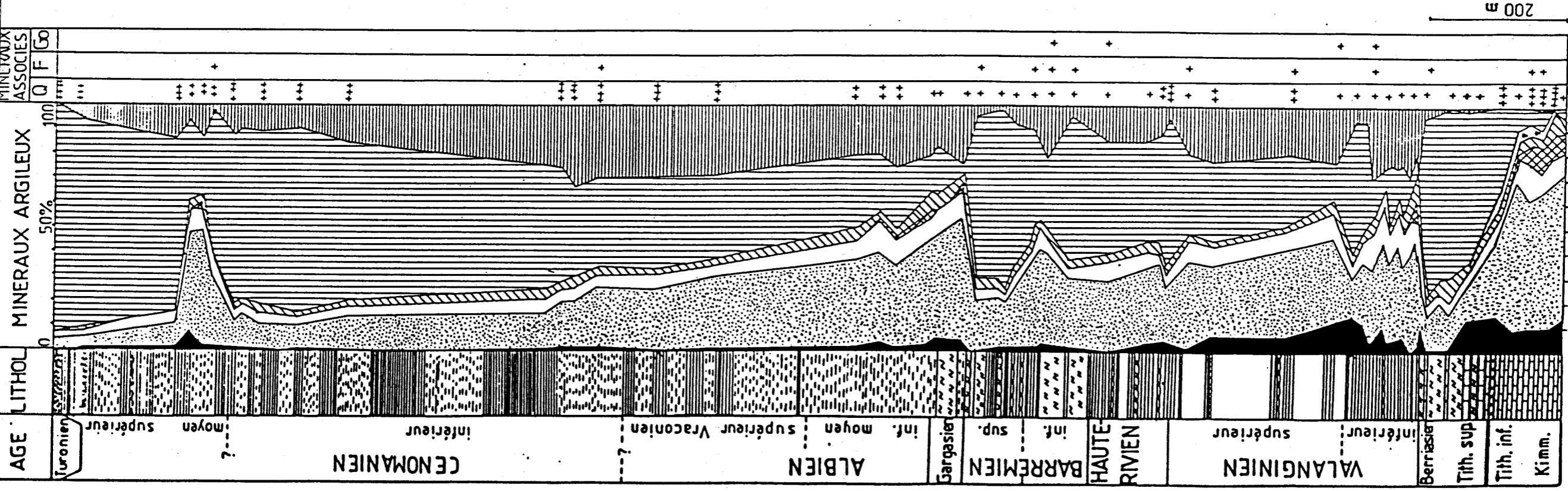


Figure 51 : Coupe de Sisteron : minéralogie des argiles.

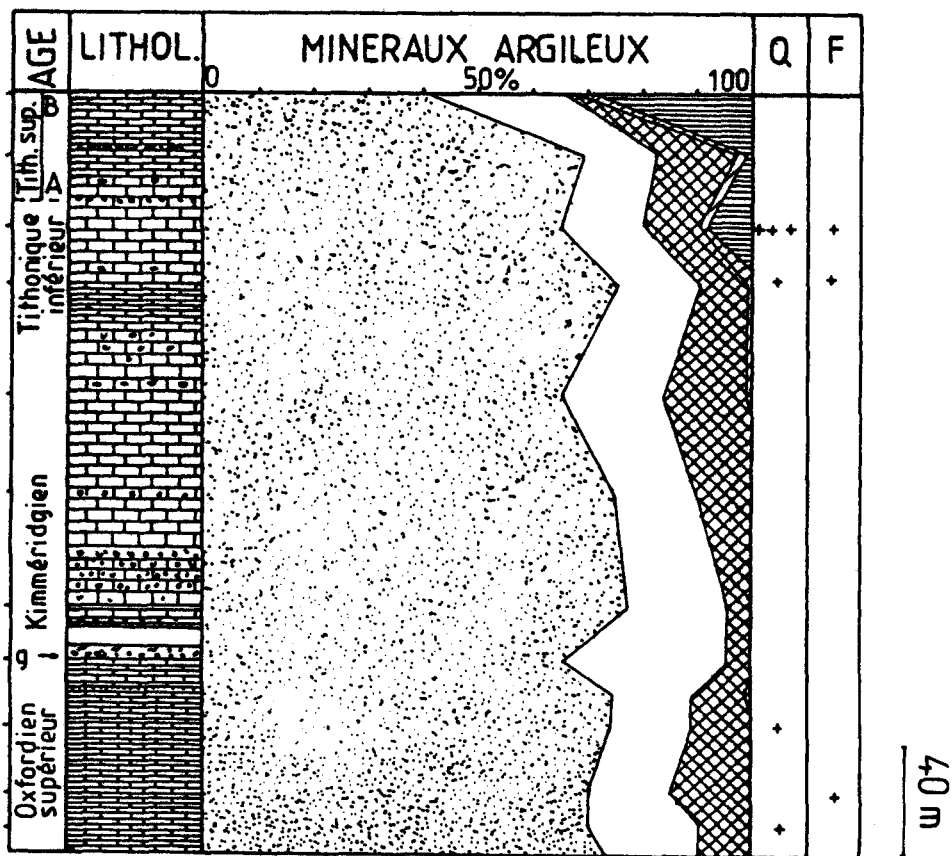


Figure 52 : Coupe de Chabrières : minéralogie des argiles du Jurassique terminal - Berriasien.  
Lithologie détaillée et datations *in* B. Beaudoin 1977.  
g = " pic à Globigérinidés " Kimméridgien inférieur.  
A et B = zones des Calpionelles.

sont relativement homogènes. On trouve également de la kaolinite (15 à 25 %), de l'illite (15 %), de la chlorite (5 %) et des minéraux interstratifiés (10-14s) et (14c-14s).

4) Coupe de Taulanne (fig. 53)

Comme celle de Chabrières, cette coupe est située sur la bordure sud du bassin de sédimentation. Nous l'avons étudiée depuis le Tithonique jusqu'à la base du Valanginien, afin de considérer l'évolution continue des assemblages argileux entre ces périodes. En effet, à Chabrières les assemblages changent considérablement entre le Tithonique et le Valanginien, mais la lacune du Berriasien ne permet pas de saisir les modalités de ce changement.

De l'Oxfordien moyen jusqu'au Tithonique supérieur (zone B des calpionelles), la minéralogie des argiles essentiellement à illite (50 à 70 %) et interstratifiés (25 à 50 %) est remarquablement proche de celle de Chabrières. Dans le Berriasien (zone C), la kaolinite apparaît en forte proportion (jusqu'à 40 %). Dans les terrains plus récents, le pourcentage de smectites devient très élevé : 60 % dans les marnes, 80 à 85 % dans les calcaires.

5) Coupe de Vergons (fig. 44)

A l'Hauterivien, les assemblages sont constitués de chlorite

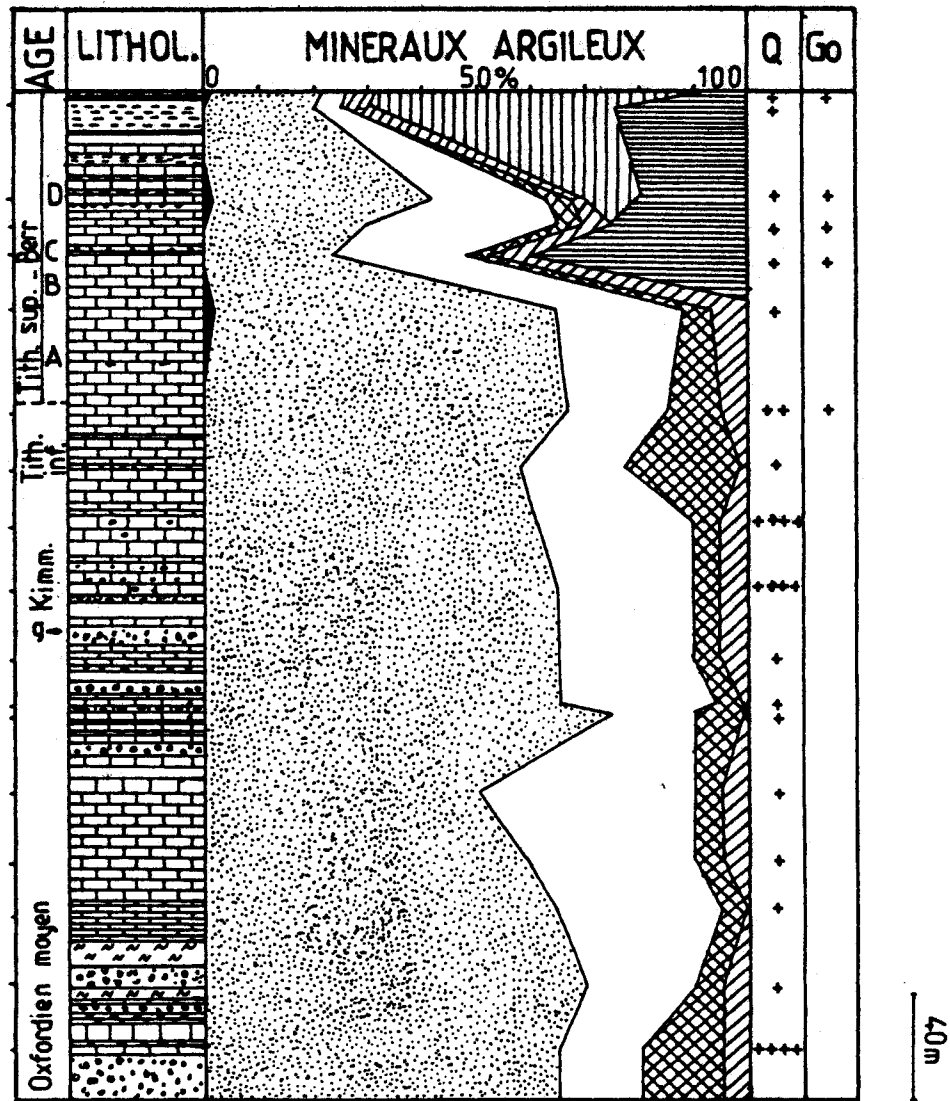


Figure 53 : Coupe de Taulanne : minéralogie des argiles.

Lithologie détaillée et datations *in* B. Beaudoin 1977.

g = " pic à Globigérinidés " Kimméridgien inférieur.

A B C D = zones des Calpionelles.

(10 %), d'illite (30 à 40 %), de minéraux interstratifiés (10-14s) et (14c-14s), de smectites (30 à 50 %) et de kaolinite (10 à 25 %). Au Barrémien, le nombre d'échantillons est faible, mais la proportion de kaolinite paraît diminuer au profit de l'illite et des interstratifiés.

Au Gargasien, la proportion de minéraux primaires (illite et chlorite) augmente aux dépens des smectites. Cette tendance se poursuit au Clansayésien. A l'Albien inférieur, la kaolinite augmente, tandis que le pourcentage de minéraux primaires diminue. Les smectites sont peu abondantes.

Au Cénomaniens et au Turonien, le pourcentage de smectites augmente progressivement. Au Cénomaniens, la kaolinite est assez abondante ; au Turonien, sa présence est sporadique.

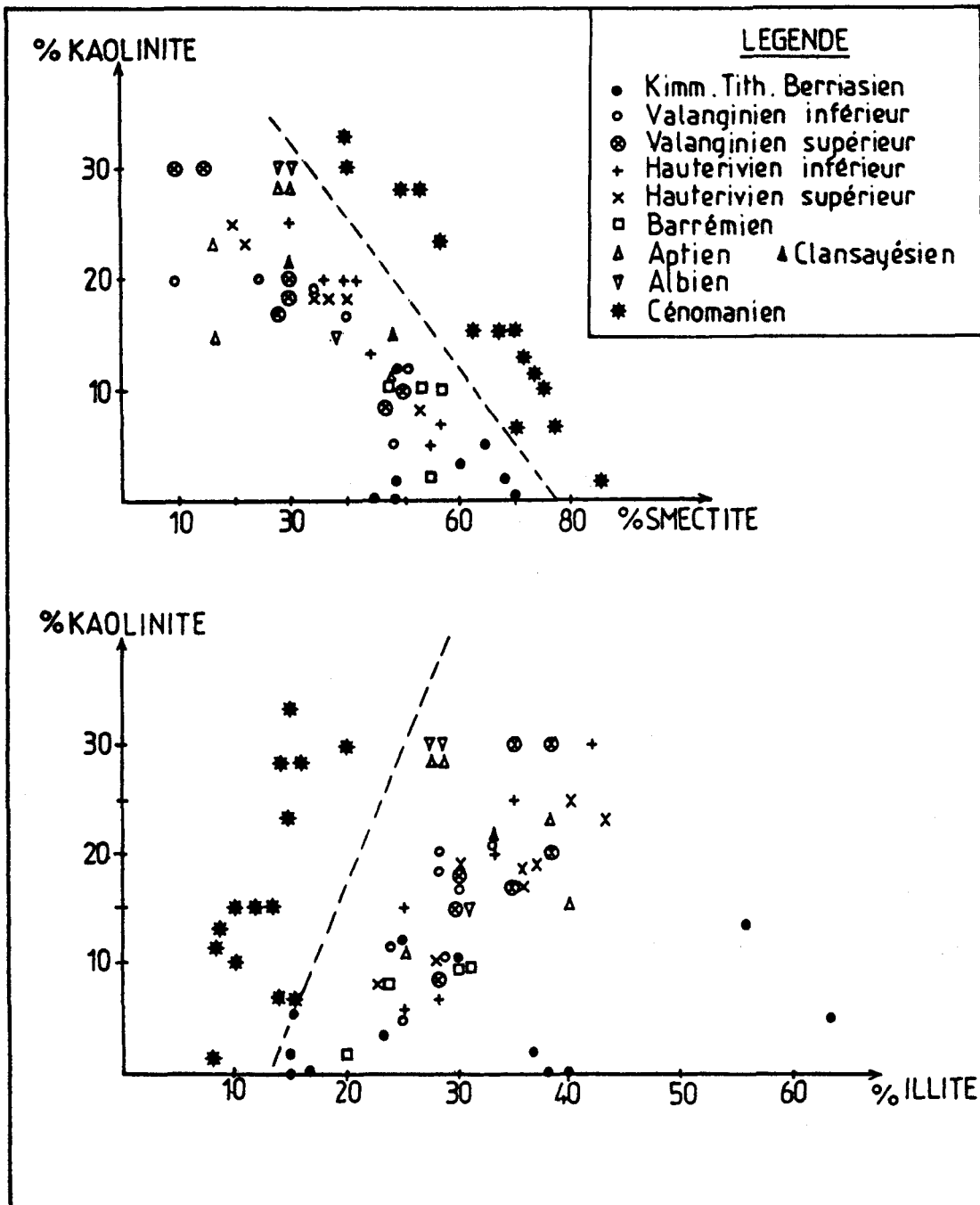
**B - RELATIONS QUANTITATIVES ENTRE LES PRINCIPAUX MINERAUX ARGILEUX**

Pour les terrains post-oxfordiens, nous avons considéré sur les coupes de Montclus, Sisteron et Vergons les relations entre l'abondance des smectites et kaolinites d'une part, entre celles des illites et kaolinites d'autre part (fig. 54a, b et c).

Sur les trois coupes on constate :

- 1) une variation parallèle de l'illite et de la kaolinite ;
- 2) une variation antagoniste des smectites et de la kaolinite ;
- 3) un enrichissement des échantillons cénomaniens à la fois en smectites et en kaolinite par rapport à l'illite.

Spécialement nettes à Montclus (fig. 54a), ces relations présentent quelques particularités dans les autres coupes.



**Figure 54a** : Diagrammes Kaolinite/Smectite et Kaolinite/Illite correspondant aux échantillons prélevés sur la coupe de Montclus.

- A Sisteron, le Cénomaniens moyen est enrichi en illite par rapport aux smectites et à la kaolinite ; en outre les échantillons vraconniens sont associés à ceux du Cénomaniens.(fig. 54b)

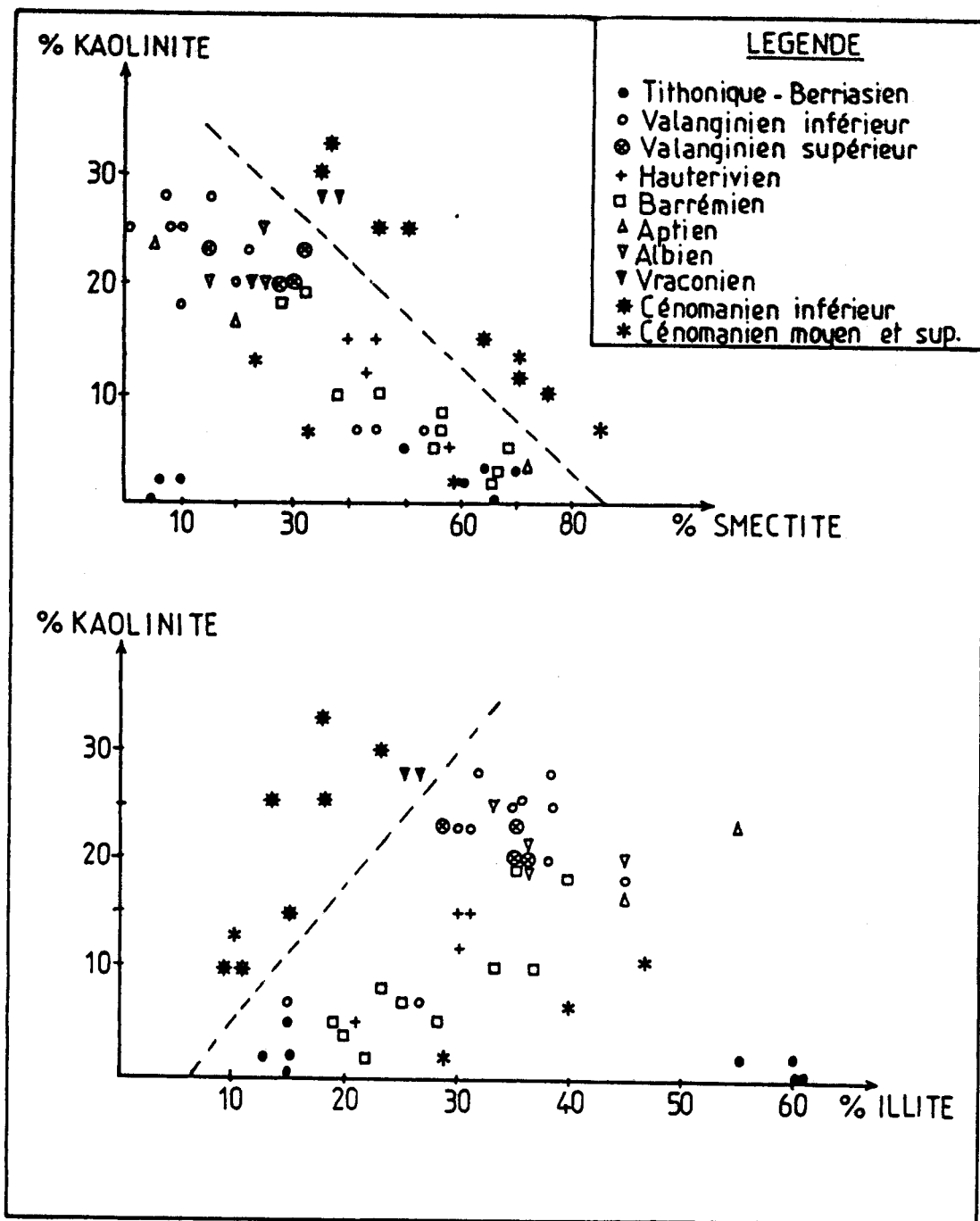


Figure 54b : Diagrammes Kaolinite/Smectite et Kaolinite/Illite correspondant aux échantillons prélevés sur la coupe de Sisteron.

- A Vergons, les relations apparaissent moins nettement en raison de la diagenèse qui affecte les terrains anté-hauteriviens : les smectites sont partiellement transformées en interstratifiés et en illite. On note sur cette coupe l'individualisation des échantillons cénomaniens (fig. 54c).

En résumé, les relations entre minéraux argileux détritiques sont voisines sur les trois coupes. Seules quelques particularités locales les différencient.

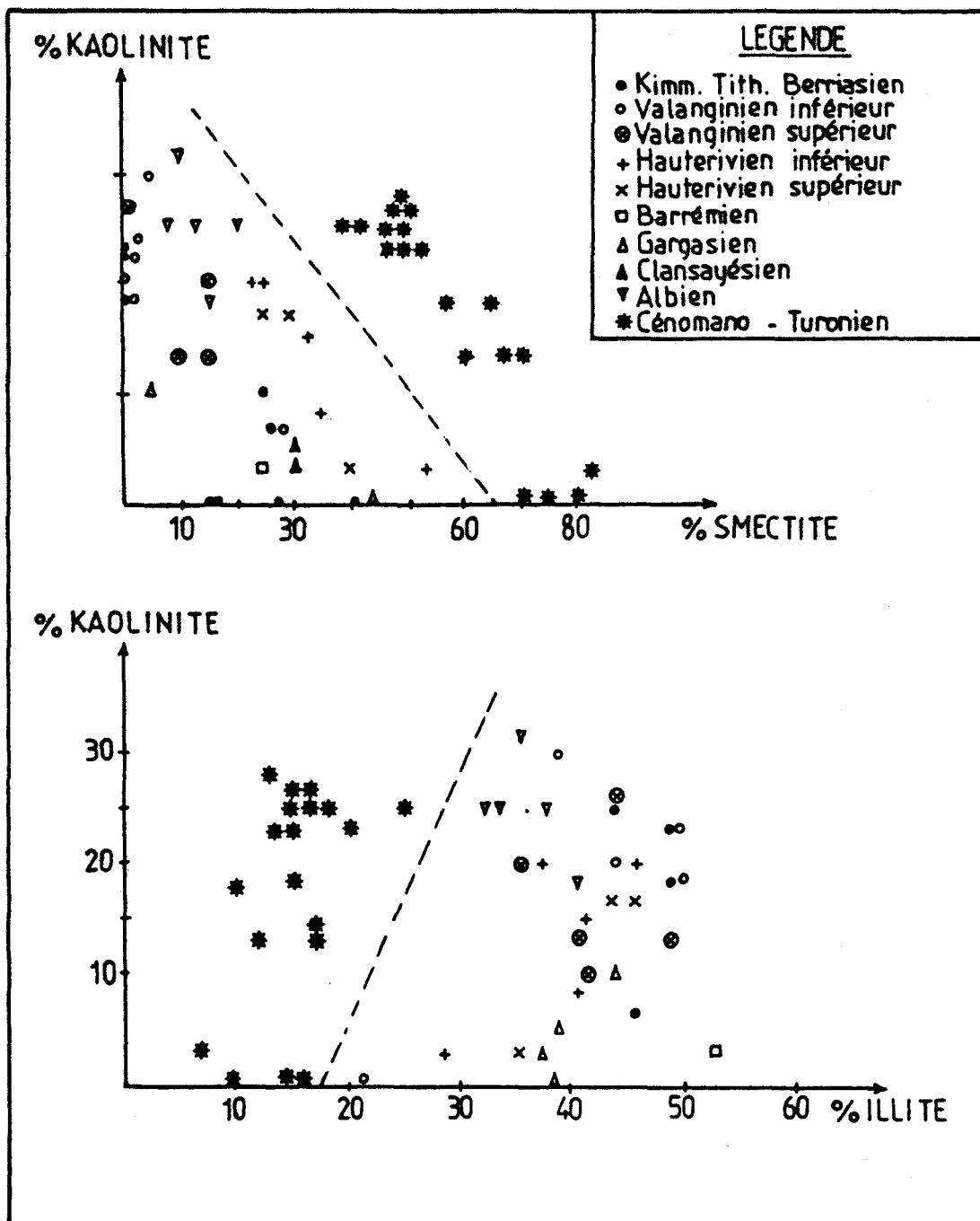


Figure 54c : Diagrammes Kaolinite/Smectite et Kaolinite/Illite correspondant aux échantillons prélevés sur la coupe de Vergons.

L'antagonisme entre les smectites d'une part, et l'ensemble illite-kaolinite d'autre part, paraît déterminé en partie par des changements des conditions d'érosion continentale. Les smectites d'origine pédologique se forment principalement dans les sols mal drainés des parties avales des bassins versants (Paquet, 1970). L'illite et la kaolinite ont des origines distinctes : la première est surtout issue des roches, la seconde des sols bien drainés. La variation parallèle de leur abondance traduit un remaniement simultané des deux types de formations, géologiques et pédologiques. Un tel remaniement résulte fréquemment d'une reprise d'érosion consécutive à un rajeunissement morphologique (Chamley, 1980a ; Deconinck *et al.*, 1982). En effet, dans ce cas, les roches sont soumises à l'érosion active, en même temps que les sols et le continent et peuvent fournir l'apport simultané d'illite et de kaolinite au bassin de sédimentation



L'augmentation parallèle des smectites et de la kaolinite au Cénomaniens reflète une contribution de plus en plus importante des minéraux des sols par rapport aux minéraux des roches. A cette époque, le couvert pédologique important a pu contrarier l'érosion directe des roches. Ceci peut se concevoir sur des morphologies continentales évoluées. Les smectites se forment à l'aval des bassins versants, tandis que les kaolinites se forment plutôt à l'amont. L'exportation simultanée de ces deux minéraux suppose l'existence d'un système hiérarchisé de drainage (Chamley *et al.*, 1980a).

C - EVOLUTION DU POURCENTAGE DE SMECTITES AU COURS DU TEMPS

1) Coupes de Montclus et Sisteron (fig. 55a et b)

Nous considérerons tout d'abord ces deux coupes, car elles ont fait l'objet d'un échantillonnage plus dense et sur une période plus longue que les autres. Rappelons que dans les alternances marno-calcaires nous ne prenons en compte que les échantillons de marnes.

Les courbes d'évolution du pourcentage de smectites sont comparables sur les deux coupes.

- On remarque que les smectites sont abondantes à trois périodes :
- au Tithonique supérieur et au Berriasien ;
  - au Barrémo-Bédoulien ;
  - au Cénomaniens.

Or, la série étudiée est organisée de manière séquentielle. Trois mégaséquences sont distinguées :

- Oxfordien-Tithonique-Berriasien : Mégaséquence I
- Valanginien-Barrémo-Bédoulien : Mégaséquence II
- Aptien-Cénomaniens : Mégaséquence III

Elles se caractérisent par une augmentation vers le haut du pourcentage de calcaire. On remarque précisément que les smectites sont abondantes dans le haut des mégaséquences durant les périodes "calcaires". Chaque mégaséquence est interrompue par une sédimentation plus marneuse (Valanginien inférieur-Aptien), au cours de laquelle le pourcentage de smectites chute brusquement, tandis qu'illite et kaolinite augmentent parallèlement.

2) Coupes de Chabrières et Taulanne

Les courbes d'évolution du pourcentage de smectites sur ces deux coupes diffèrent de celles de Montclus et Sisteron, de trois manières :

- 1) Les smectites apparaissent plus tardivement vers le Valanginien à Chabrières (fig. 56), au Berriasien zone D à Taulanne (fig. 53).

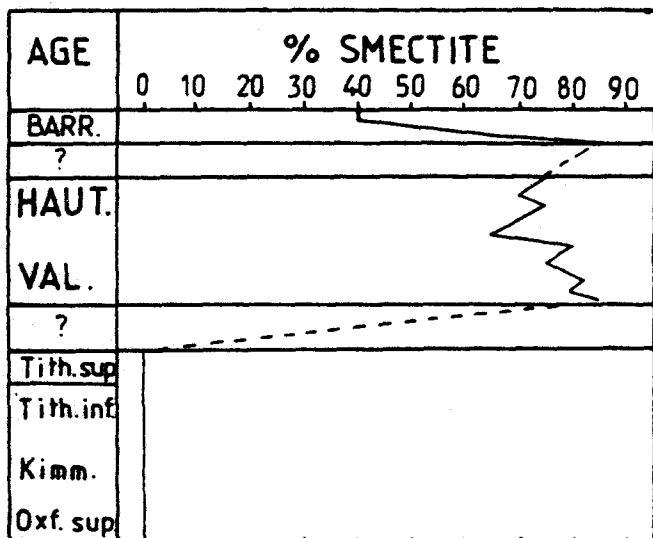


Figure 56 : Coupe de Chabrières : évolution du pourcentage de smectites.

200 m

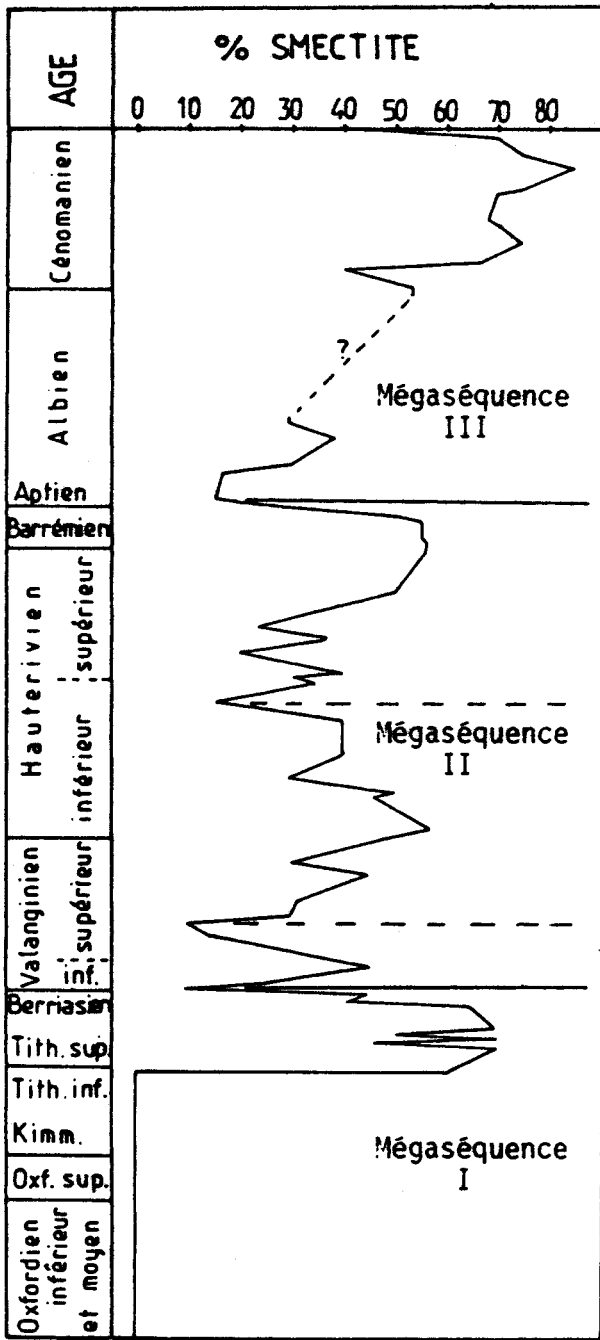


Figure 55a : Coupe de Montclus :  
évolution du pourcentage  
de smectites.

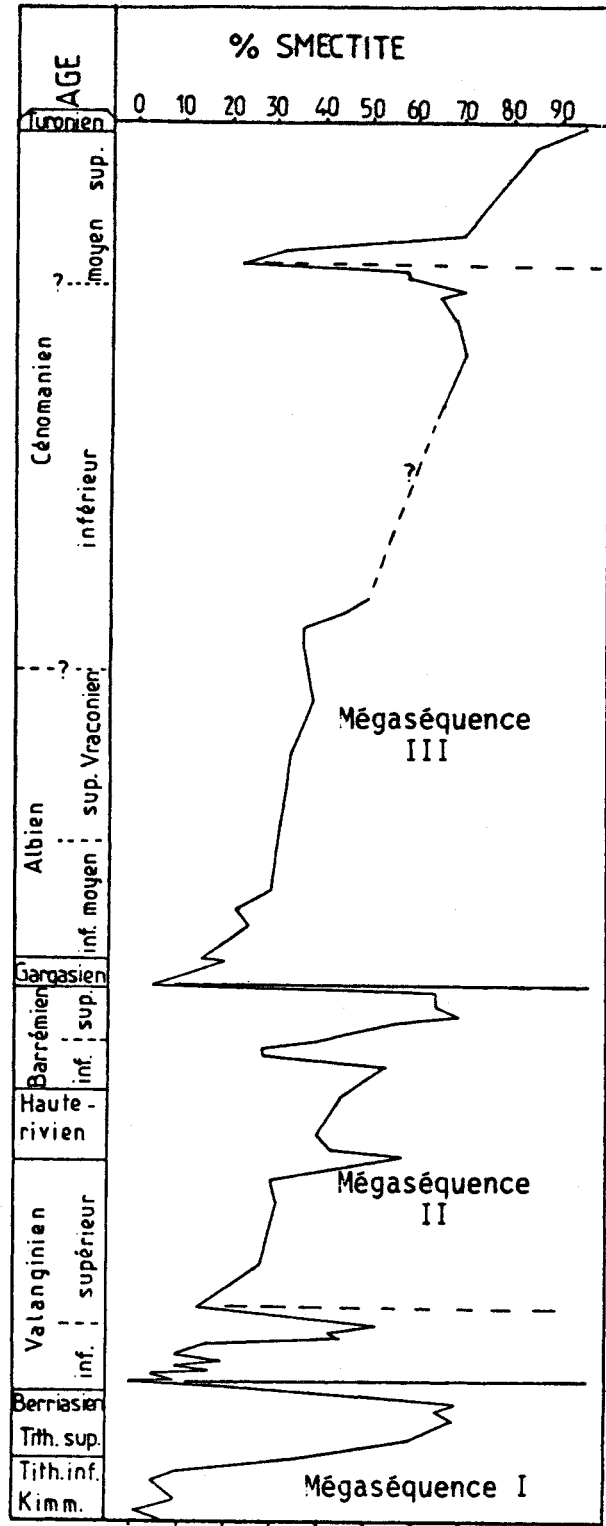


Figure 55b : Coupe de Sisteron :  
évolution du pourcentage  
de smectites.

<sup>2</sup>) Le pourcentage de smectites tend à augmenter durant les périodes à sédimentation marneuse (Berriasien D, Valanginien, Hauterivien).

<sup>3</sup>) Dans le Barrémien sommital de Chabrières, le pourcentage de smectites est relativement faible (40 %), alors qu'il est plus élevé à Montclus et Sisteron (environ 60 %).



D - DISCUSSION - ETUDE DETAILLEE DES MEGASEQUENCES

L'abondance des smectites au Tithonique supérieur - Berriasien et au Barrémien dans les régions de Montclus et Sisteron situées en domaine pélagique, correspond à l'installation successive sur les bordures du bassin, de la plate-forme carbonatée des "calcaires blancs" portlandiens de Provence, puis de la plate-forme urgonienne périvocontienne, dont l'extension maximale se situe au Barrémien-Bédoulien inférieur (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1979) (fig. 57).

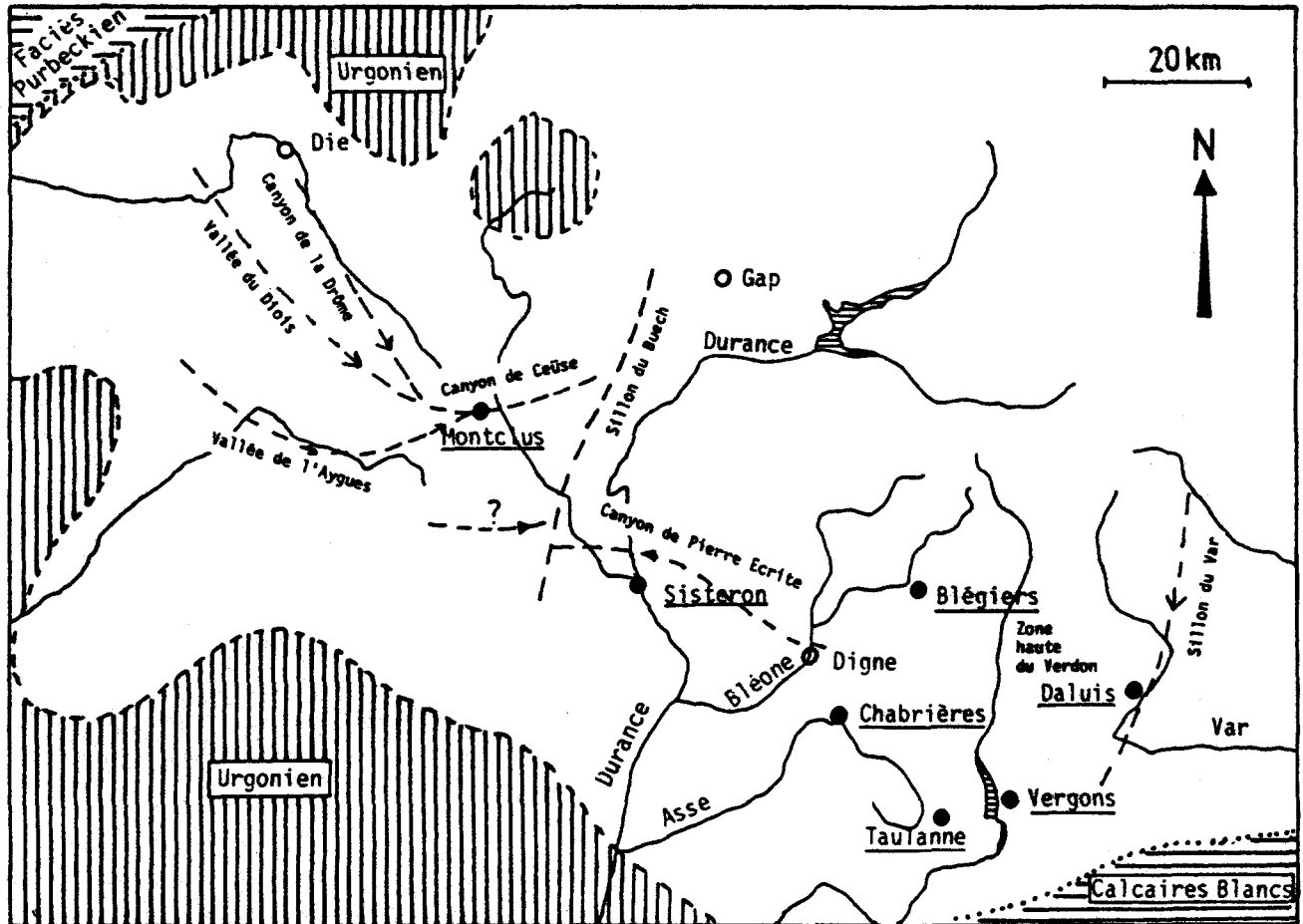


Figure 57 : Carte géographique et paléogéographique du domaine subalpin méridional. (D'après Beaudoin, 1977 et 1980 et Ledoeuff, 1977).

Lors de l'étude du Jura méridional et des Bauges, nous avons vu que les mécanismes de la sédimentation différentielle privilégiaient le dépôt de la kaolinite et de l'illite sur les plates-formes et l'exportation des smectites dans les domaines de bassin. Il est probable que ces mécanismes interviennent également ici et que la progradation des plates-formes entraîne un enrichissement progressif en smectites en domaine pélagique, par piégeage de l'illite et de la kaolinite sur les bordures. En domaine pélagique, le pourcentage de smectites peut ainsi refléter l'évolution et les modalités d'installation des plates-formes. On note également que la proportion de re-sédiments (slumps - débris flow) augmente dans le haut des mégaséquences (Joseph, 1984). Par ailleurs, le matériel resédimenté est surtout pélagique à la base des mégaséquences, alors qu'il remanie parfois du matériel de plate-forme dans les parties sommitales. La fréquence plus grande des slumps associée à l'évolution de nature du matériel resédimenté peut s'expliquer par une plus grande proximité des plates-formes du fait de la progradation.

L'extension de plus en plus importante des plates-formes accentue les tris minéralogiques et explique l'enrichissement relatif en smectites dans le domaine pélagique. Toutefois, on remarque que l'amplitude des variations du pourcentage de smectites est importante depuis la base des mégaséquences (0 à 10 %) vers le haut (60 à 80 %). Or les tris minéralogiques

ne provoquent pas des variations aussi importantes (Gibbs, 1977), il semble donc qu'un ou plusieurs mécanismes se superpose à la sédimentation différentielle.

Dans le bas des mégaséquences, l'augmentation parallèle de l'illite et de la kaolinite traduit une période d'instabilité tectonique ayant entraîné une reprise d'érosion à la fois des roches et des sols. La sédimentation plus marneuse s'accorde avec une telle hypothèse. Ultérieurement, la morphologie continentale évolue vers un aplanissement. En même temps, le confinement des sols s'accroît, les smectites se forment, le flux terrigène diminue, permettant ainsi l'installation des plates-formes carbonatées. Un tel processus explique davantage les variations importantes du pourcentage de smectites du bas vers le haut des mégaséquences.

Notons qu'une régression peut également provoquer une reprise d'érosion par abaissement du niveau de base des cours d'eau. En revanche, une transgression entraîne une diminution d'érosion. Les courbes de Vail *et al.*, 1977 correspondant aux variations eustatiques du niveau marin indiquent un niveau globalement élevé au Berriasien par rapport aux périodes antérieures, et une baisse importante au Valanginien (fig. 58). Le Berriasien correspond justement à une période d'érosion modérée, tandis que le Valanginien, riche en illite et kaolinite, correspond à une reprise de l'érosion. Il est donc possible que l'eustatisme intervienne sur la constitution du stock argileux. Cependant, le contrôle eustatique de la sédimentation argileuse devrait affecter l'ensemble du bassin. Or à Chabrières et Taulanne, la proportion de smectites est élevée au Valanginien, alors qu'elle est faible à Montclus et Sisteron. Il semble donc que le mécanisme général - instabilité tectonique - aplanissement morphologique - progradation des plates-formes - soit prépondérant sur les changements eustatiques du niveau marin. Il convient de préciser ce mécanisme au sein de chaque mégaséquence dont les caractères diffèrent dans le détail.

#### Remarque

La fréquence des slumps est d'autant plus grande que le pourcentage de smectites est élevé. Or, les smectites se forment plutôt dans un contexte tectonique stable. Par conséquent, les slumps ne semblent pas liés à une instabilité des marges du bassin, mais plutôt à des phénomènes de surcharge dus à la progradation des plates-formes.

#### 1) Mégaséquence 1 : Oxfordien - Kimméridgien - Tithonique - Berriasien

Les assemblages argileux évoluent de façon très différente suivant les coupes. A Montclus et Sisteron en domaine pélagique, on peut distinguer deux périodes :

- Oxfordien inférieur à Tithonique basal : peu ou pas de smectites ;
- Sommet du Tithonique inférieur à Berriasien : smectites abondantes.

A Chabrières et Taulanne, il n'existe pas de changement minéralogique à la limite Tithonique inférieur - Tithonique supérieur. L'apparition des smectites est plus tardive et se produit lors du passage à une sédimentation plus marneuse. Il convient de détailler et expliquer l'évolution des assemblages sur chaque coupe. C'est sur celle de Montclus que la mégaséquence I est la plus complète.

#### a) Oxfordien

A Montclus, les assemblages argileux rencontrés dans l'Oxfordien sont comparables à ceux décrits dans les "Terres Noires" des régions alpines (Maurel, 1959 ; Artru, 1965, 1967 et 1972 ; Artru et Gauthier, 1968.

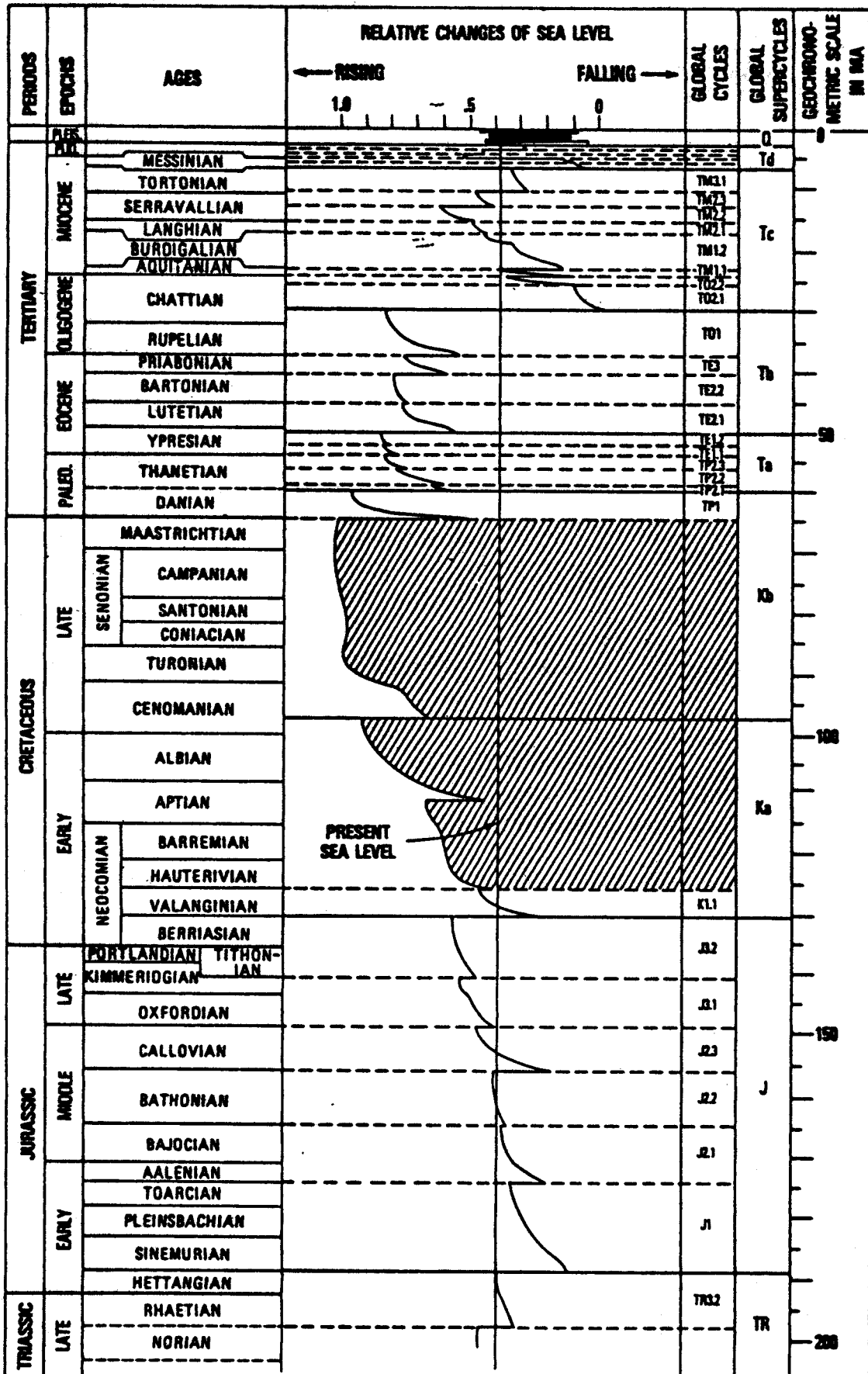


Figure 58 : Variations relatives du niveau marin global depuis le sommet du Trias. (D'après Vail *et al.*, 1977).

Pour Maurel, les chlorites ont une origine diagénétique, alors que pour Artru, les chlorites des "Terres Noires" proviennent de reliefs émergés du domaine alpin. Toutefois, cet auteur note une transformation partielle des minéraux argileux associée à l'amélioration de la cristallinité de l'illite et à la disparition de la kaolinite en direction des zones internes (Dunoyer de Segonzac *et al.*, 1966). La coupe de Montclus est située à l'écart des zones internes et les "Terres Noires" étudiées ici n'ont subi qu'un enfouissement modéré voisin de 2 000 m (Beaudoin, comm. or.). Sur le diagramme kaolinite - chlorite, on remarque la proportion plus élevée de kaolinite à l'Oxfordien supérieur qu'à l'Oxfordien inférieur et moyen. L'augmentation du pourcentage de kaolinite s'effectue au détriment de chlorite (fig. 59), le pourcentage d'illite variant peu.

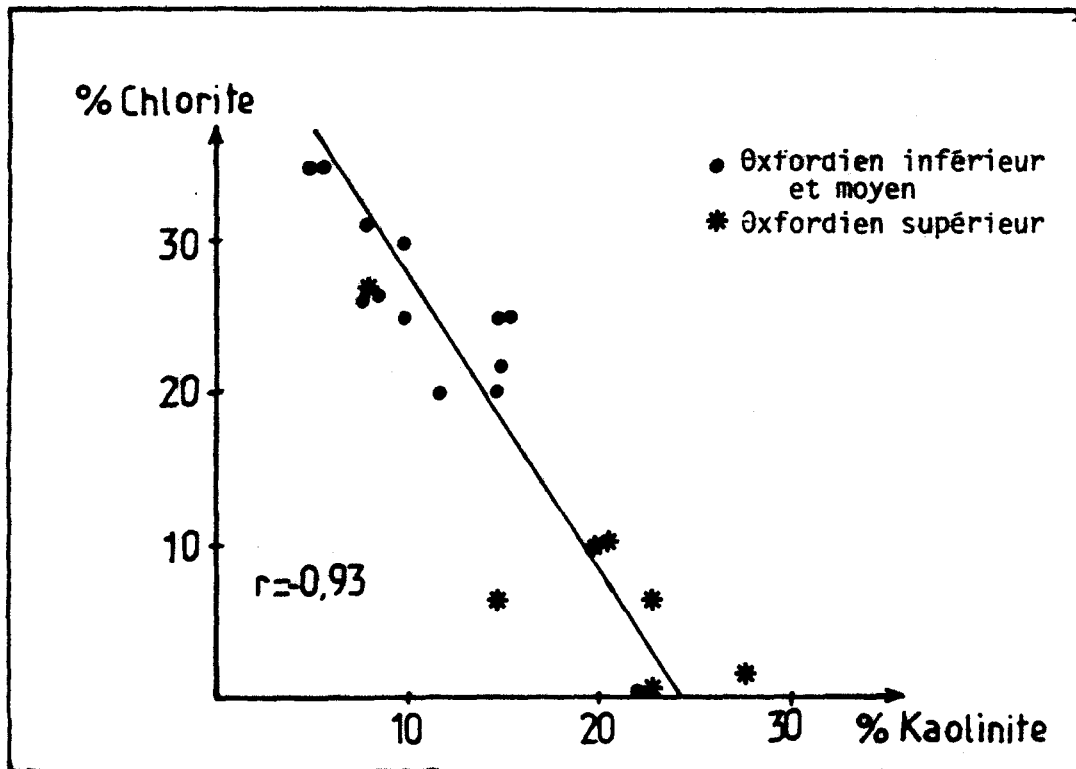


Figure 59 : Diagramme kaolinite/chlorite relatif aux échantillons oxfordiens de Montclus.

Le relais de la chlorite par la kaolinite est indépendant de la lithologie et paraît plutôt d'origine détritique que diagénétique, d'ailleurs, la transformation de kaolinite en chlorite s'effectue préférentiellement dans les milieux poreux et perméables (Karpova et Shevyakova, 1965 ; Long et Néglia, 1968 ; Triplehorn, 1970). L'Oxfordien, essentiellement argileux, ne constitue pas un milieu propice à une telle transformation.

L'abondance des minéraux primaires (illite et kaolinite) traduit une érosion continentale vigoureuse. Les minéraux d'origine pédogénique sont essentiellement constitués de kaolinite et d'interstratifiés irréguliers (10-14s) et (10-14v), ces derniers provenant probablement de l'altération ménagée de l'illite (Millot, 1964).

A l'Oxfordien supérieur, l'augmentation de la proportion de kaolinite par rapport aux chlorites peut avoir deux origines :

1) Elle peut provenir d'une intensification de l'hydrolyse : en effet, durant les périodes chaudes et très humides, la kaolinite se forme dans les sols, tandis que les chlorites sont altérées. Durant les périodes plus froides et/ou plus sèches, les chlorites sont préservées, tandis que la formation de la kaolinite est contrariée (Millot, 1964). De l'Oxfordien infé-

rieur à l'Oxfordien supérieur, les variations des assemblages argileux, pourraient donc correspondre à l'évolution vers un climat globalement plus chaud et plus humide.

<sup>2)</sup> On peut également considérer que l'augmentation de la kaolinite correspond à un développement de sol favorisé par une stabilisation des reliefs. Dans ce cas, le couvert pédologique gêne l'érosion des minéraux des roches (illite et chlorite). La diminution d'érosion associée à ce mécanisme a pu entraîner une diminution de l'intensité du flux terrigène et permettre ainsi le développement d'une sédimentation plus carbonatée à l'Oxfordien supérieur.

Dans le détail, on note que l'augmentation de la proportion de kaolinite s'effectue parallèlement à celle de la proportion de (10-14s), ce qui indique effectivement une action hydrolysante de plus en plus poussée.

En résumé, au cours de l'Oxfordien, les variations relatives des proportions des minéraux argileux semblent traduire une stabilisation des reliefs alimentant les "Terres Noires". Ce mécanisme est peut-être associé à l'évolution vers un climat plus chaud et/ou plus humide.

L'origine des apports terrigènes des "Terres Noires" est probablement à rechercher au nord-est du bassin subalpin au niveau ou au delà des zones alpines (Artru, 1972). En effet, durant le dépôt des "Terres Noires", les bordures du bassin connaissent une sédimentation surtout carbonatée où la fraction terrigène est très faible (Baudrimont et Dubois, 1977).

Sur les coupes de Chabrières et Taulanne, plus proches de la bordure sud du bassin, l'Oxfordien étudié ici est essentiellement carbonaté, la fraction argileuse, constituée surtout d'illite, est peu abondante. Il apparaît donc une différence importante entre les coupes situées en domaine pélagique et celles plus proches des rivages. Les différences dans les assemblages minéralogiques tendent à confirmer que le matériel des "Terres Noires" doit être recherché au nord-est du bassin.

#### b) Kimméridgien - Tithonique inférieur

Sur les quatre coupes étudiées, (Montclus, Sisteron, Chabrières, Taulanne), la proportion d'illite est élevée. Les assemblages sont homogènes dans le bassin, bien que les coupes soient situées dans des domaines paléogéographiques différents (fig. 57). La région de Montclus est alimentée en matériel grossier par le Nord-Ouest, celle de Sisteron par un secteur Est, les deux coupes étant séparées par le sillon du Buëch (fig. 57) (Beaudoin, 1977). Par ailleurs, les coupes de Chabrières et Taulanne sont plus proches de la plate-forme provençale. Il semble donc que la répartition des argiles est indépendante de la configuration du bassin de sédimentation. Ceci est probablement dû à un transport de particules argileuses en suspension, qui détermine une vaste dispersion.

Sur les coupes de Chabrières et Taulanne, les cortèges argileux sont identiques de l'Oxfordien au Tithonique inférieur, ce qui traduit une pérennité des sources terrigènes. En revanche, à Montclus, les sources de kaolinite et de chlorite, minéraux abondants à l'Oxfordien, sont relayées par le même type de sources, essentiellement illitiques, que celles de Chabrières et Taulanne. Le changement minéralogique paraît donc déterminé par un tarissement des sources terrigènes du type de celles qui alimentaient les "Terres Noires" et par un relais par des sources identiques à celles de Chabrières et Taulanne.

Origine de l'illite : L'origine de ce minéral pose problème. L'abondance de l'illite (minéral primaire issu des roches) traduit l'érosion vigoureuse des terres émergées. Dans ce contexte, on observe généralement

1) une diversification des espèces minérales provenant d'horizons différents,  
2) l'association fréquente avec la chlorite, minéral également primaire. Or l'illite constitue 60 à 70 % de la fraction argileuse et n'est associée qu'à des interstratifiés (10-14 Å) (30 %) provenant probablement de l'altération ménagée de l'illite elle-même. Par ailleurs, l'érosion intense s'accorde mal avec la sédimentation carbonatée.

L'illite est probablement issue de l'érosion de roches éruptives ou métamorphiques dépourvues de chlorites. De plus, ces roches devaient être relativement éloignées du domaine qui nous intéresse, puisque l'illite est abondante dans des faciès calcaires fins. Son transport en suspension est envisageable. Par ailleurs, l'érosion devait s'effectuer sur une morphologie continentale suffisamment déclive pour empêcher la pédogenèse. Seule l'altération ménagée de l'illite est possible, elle conduit aux interstratifiés.

#### c) Tithonique supérieur - Berriasien

Contrairement à la période précédente, les assemblages sont variables suivant les coupes. A Montclus et Sisteron, ils sont riches en smectites. A Chabrières et Taulanne, l'illite, abondante au Tithonique supérieur, est relayée ensuite par la kaolinite au Berriasien. Notons que la brutalité de l'augmentation des smectites à Montclus et Sisteron n'est peut-être qu'apparente, car il existe des lacunes : zone A des calpionelles à Montclus, zones A et B à Sisteron.

Au Tithonique - Berriasien, le bassin subalpin est entouré par des fonds marins proches de l'émergence au nord (Purbeckien), par des faciès récifaux à l'Ouest et par la plate-forme provençale au Sud, où se déposent les "calcaires blancs".

Nous avons déjà mentionné que l'installation des plates-formes carbonatées détermine des tris minéralogiques d'autant plus marqués que l'extension de ces formations est importante. L'illite et la kaolinite se déposent préférentiellement sur la plate-forme, tandis que les smectites sont exportées vers le bassin. On peut donc penser que la progradation de la plate-forme provoque, au moins en partie, l'augmentation des smectites dans le domaine de bassin.

Cependant, la forte amplitude de l'augmentation des smectites et les différences minéralogiques importantes entre les coupes de Sisteron et Montclus d'une part, de Chabrières et Taulanne d'autre part, ne peuvent pas s'expliquer uniquement par des mécanismes de sédimentation différentielle qui provoquent habituellement des différences minéralogiques faibles (Gibbs, 1977). Il semble que les sources terrigènes aient été différentes. En effet, la région de Chabrières et Taulanne paraît alimentée par le Sud, la région de Montclus par l'Ouest, celle de Sisteron par un secteur oriental. Ceci est fondé sur les directions d'écoulement du matériel grossier et des slumps (Beaudoin, 1977). La sédimentation argileuse est identique à Chabrières et Taulanne, ce qui s'accorde avec la proximité de ces deux coupes et l'identité des sources terrigènes, mais, l'évolution argileuse est très voisine à Montclus et Sisteron, domaines situés dans des zones paléogéographiques différentes (fig. 57). Il semble donc qu'ici encore, les transits de matériel fin et grossier sont tout à fait distincts. L'identité des assemblages à Montclus et Sisteron résulte certainement de la grande dispersion des argiles. L'importante proportion de kaolinite au Berriasien à Chabrières et Taulanne résulte probablement d'une stabilisation des reliefs méridionaux permettant la formation de sols. L'augmentation importante de smectites à Montclus et Sisteron peut également être déterminée par une pédogenèse active sur les terres émergées peu déclives situées à l'Ouest (Massif-Central). La progradation des plates-formes carbonatées associée à ce phénomène, contribue à accentuer la coupure minéralogique. Par ailleurs, Le Hégarat (1971) note que "l'oscillation transgressive de la mer berriasienne a intéressé de nombreux points du Sud-Est français au-dessus du Berriasien moyen". Une transgression



peut également contribuer à une diminution de l'érosion continentale par relèvement du niveau de base, et par conséquent favoriser la pédogenèse (kaolinite au sud, smectites à l'ouest).

## 2) Mégaséquence II : Valanginien - Barrémo-Bédoulien

Le début de cette mégaséquence se marque à Montclus comme à Sisteron, par un retour à une sédimentation plus marneuse. Cette mégaséquence est elle-même constituée de séquences d'ordre inférieur.

Du bas vers le haut, le pourcentage de smectites augmente, surtout aux dépens de la kaolinite, tandis que la proportion de calcaire augmente par rapport aux marnes, au sein des alternances. Cette évolution semble correspondre à la progradation des plates-formes du Crétacé inférieur qui atteignent leur maximum d'extension au Barrémo-Bédoulien avec l'apparition des faciès urgoniens sur la bordure du bassin. A cette époque, la fosse vocontienne est entourée par la plate-forme carbonatée (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1979). Les mécanismes de la sédimentation différentielle sont particulièrement développés dans l'Urgonien de Provence (Chamley et Masse, 1975). Nous avons vu que dans les Bauges, l'importante proportion de kaolinite dans les faciès urgoniens résultait sans doute de ces mécanismes.

Dans le domaine pélagique, l'influence de la progradation des plates-formes se marque par un enrichissement relatif de la fraction argileuse en smectites.

A la base de la mégaséquence (Valanginien), l'abondance de l'illite et de la kaolinite indique une reprise d'érosion. Ce phénomène résulte probablement d'un rajeunissement morphologique modéré favorisant l'érosion à la fois de la kaolinite formée dans des sols bien drainés et de l'illite arrachée aux roches sous-jacentes. En même temps, ce rajeunissement détermine la disparition des plates-formes du Tithonique. Notons que l'aplanissement morphologique consécutif conduit plutôt à l'élaboration progressive de smectites qu'à celle de kaolinite. Au sein de cette mégaséquence, on remarque à Montclus, comme à Sisteron, l'existence d'une séquence d'ordre inférieur couvrant la période Valanginien inférieur au cours de laquelle le pourcentage de smectites augmente, pour diminuer brutalement à la limite Valanginien inférieur - Valanginien supérieur. Cette limite correspond précisément à l'arrivée de matériel détritique (calcarénites) qui constitue la "zone jaune" (Ledoeuff, 1977). Les calcarénites proviennent de l'Ouest et du Nord-Ouest et sont bien représentées à l'Ouest du sillon du Buëch dans la région de Montclus (fig. 57). A Sisteron, cet événement ne paraît se marquer qu'au niveau des argiles. Cette différence peut résulter d'un transit différent pour le matériel grossier, empruntant les zones sous-marines déprimées et du matériel fin plutôt transporté en suspension. Ici encore, la répartition des argiles paraît indépendante de la morphologie du bassin.

A Chabrières, les smectites abondantes à la base de la mégaséquence présentent une évolution décroissante vers le haut, à l'inverse de Montclus et Sisteron.

L'abondance des smectites au Valanginien et à l'Hauterivien est probablement due à l'existence d'un domaine alluvionnaire situé au Sud et différent de celui alimentant les régions de Montclus et Sisteron. L'abondance des smectites traduit l'érosion de sols mal drainés et la présence d'un continent à morphologie peu accentuée (Pyrénéo-corsu-sarde ?). En revanche, les terres émergées responsables de l'origine des minéraux primaires et de la kaolinite à Montclus et Sisteron devaient présenter une morphologie accentuée. Seule la bordure occidentale du bassin (Massif Central) devait être rajeunie au Valanginien.

Dans le secteur de Chabrières, l'augmentation d'illite aux dépens des smectites au sommet du Barrémien est probablement en relation avec

le rapprochement croissant de la plate-forme urgonienne progradante, peu propice à la décantation des smectites. En fait, la coupe de Chabrières étant en position intermédiaire entre plate-forme et bassin, la sédimentation différentielle contribue cette fois à l'augmentation de l'illite, les smectites sont exportées plus au large. Ceci s'accorde avec les observations de Thomel (1963) qui écrit : "la série crétacée de Chabrières offre des analogies plus étroites avec les faciès néritiques qui s'étendent au Sud (...) qu'avec le domaine vocontien environnant".

3) Mégaséquence III : Gargasien - Cénomanién

Comme la précédente, la troisième mégaséquence débute par une sédimentation essentiellement marneuse. Le retour des marnes s'accompagne d'une diminution importante et brutale de la proportion des smectites au profit de l'illite et de la kaolinite. Ensuite, les smectites augmentent progressivement, tandis que la sédimentation devient de plus en plus carbonatée. L'évolution du pourcentage de smectites est visible à Sisteron, à Montclus et également à Vergons (fig. 60) dont les assemblages de cette période sont détritiques.

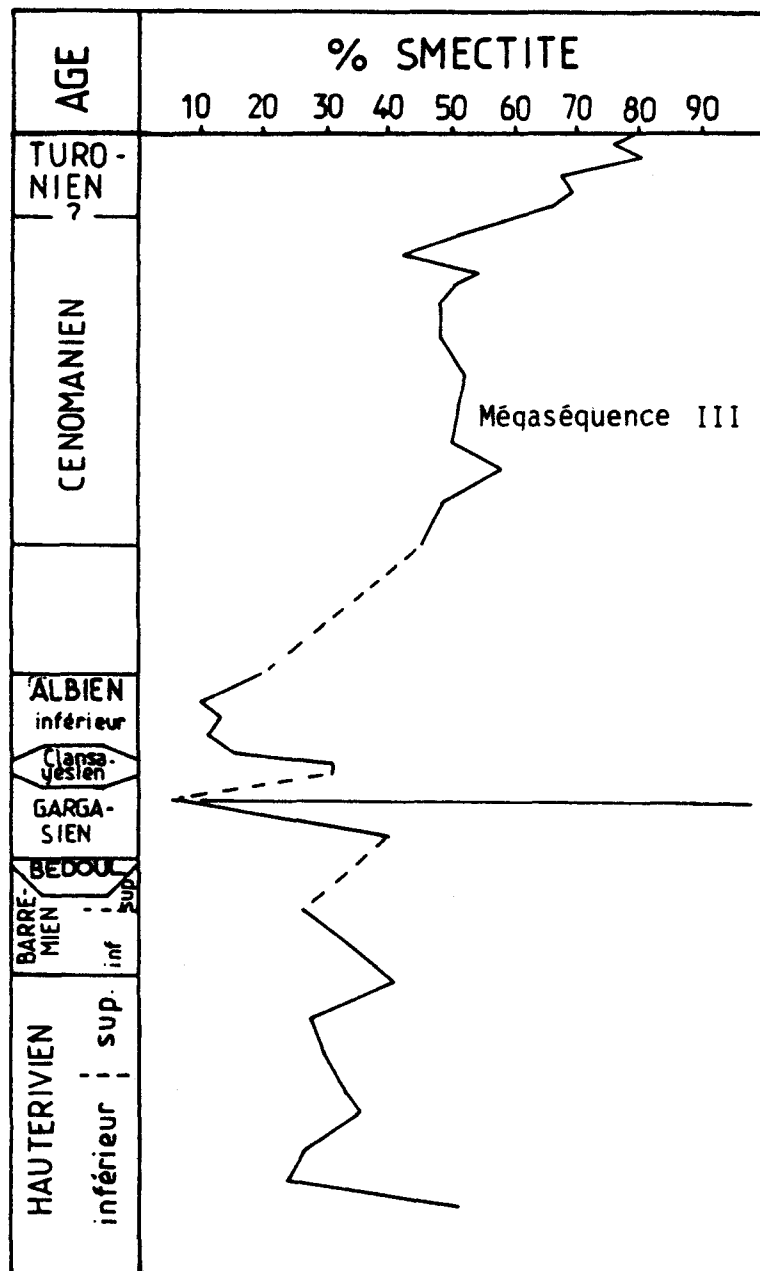


Figure 60 : Coupe de Vergons: évolution du pourcentage de smectite de l'Hauterivien au Turonien.

L'augmentation brutale de la proportion d'illite et de kaolinite à l'Aptien est probablement la conséquence d'une reprise d'érosion. Cet événement est certainement en relation avec l'émergence généralisée de l'isthme durancien à l'Albien, émergence amorcée dès la fin du Barrémien. D'après Blanc et Gouvernet (1967), les phases majeures d'individualisation des paléoreliefs se produisent au Gargasien et au Clansayésien. Pour Masse et Philip (1976), l'émergence générale du "bombement durancien" se produit plus tardivement à l'Albien supérieur - Cénomaniens inférieur. Dans tous les cas, l'instabilité structurale se marque dès le Gargasien et affecte l'ensemble du bassin vocontien. Dans les massifs subalpins septentrionaux on note également, à cette époque, d'importantes venues détritiques grossières constituant les grès glauconieux du Gault. A Sisteron, on remarque au Cénomaniens moyen une forte augmentation d'illite au détriment des smectites. L'illite est associée à un peu de chlorite. La soudaineté de cet événement minéralogique évoque une reprise d'érosion consécutive à un rajeunissement des marges. Un argument en faveur de cette interprétation réside dans l'enregistrement d'"une recrudescence des apports détritiques venus du Massif Central" au Cénomaniens moyen dans le Sud-Est français (Porthault, 1974).

A Sisteron, deux séquences d'ordre inférieur s'observent de part et d'autre de cette coupure minéralogique :

- Gargasien - Cénomaniens inférieur ;
- Cénomaniens moyen - Cénomaniens supérieur.

Notons que les faciès de plate-forme du Cénomaniens situés plus au S-E, entre le massif du Tanneron et le dôme du Barrot, sont organisés en mégaséquences négatives depuis un pôle marneux vers un pôle plus carbonaté : Conard (1980) distingue deux séquences, l'une débutant à l'Albien, l'autre au Cénomaniens moyen. Il y a donc correspondance entre le début des séquences dans les faciès de plate-forme et la diminution de la proportion de smectites dans le domaine pélagique. Ceci conforte l'hypothèse d'une relation entre la progradation des plates-formes carbonatées et la constitution des assemblages argileux en domaine pélagique.

L'évolution des proportions relatives de l'illite, des smectites et de la kaolinite au sein de la mégaséquence III est la plus intéressante à Sisteron, où elle est la plus complète. En bas de séquence, c'est surtout l'illite qui augmente, puis la proportion de ce minéral diminue progressivement vers le haut. Le pourcentage de kaolinite augmente également, mais n'atteint son maximum que plus tardivement à l'Albien. Il existe donc un relais des minéraux des sols par rapport à ceux des roches. Ceci peut s'expliquer par le fait que la déclivité trop importante en début de phase d'instabilité empêche la formation des sols. Par ailleurs, la kaolinite, de préférence formée dans les parties amont des bassins versants, peut difficilement parvenir jusqu'au bassin de sédimentation, tant que les reliefs rajeunis ne permettent pas l'établissement d'un système de drainage suffisamment hiérarchisé (Chamley *et al.*, 1980a). Au Cénomaniens inférieur, la morphologie continentale s'aplanit et le couvert pédologique devient important, comme le suggère l'abondance des smectites et kaolinites. La proportion de smectite augmente fortement en raison du confinement de plus en plus marqué des sols. Les variations des proportions relatives de ces trois minéraux peuvent ainsi refléter les modalités de la pédogenèse et l'évolution morphologique du continent.

#### Remarque

A la base des mégaséquences II et III, illite et kaolinite proviennent probablement d'une reprise d'érosion des terres émergées. Il est également envisageable que ces minéraux proviennent (au moins en partie) du domaine de plate-forme déstabilisé où ils se sont déposés antérieurement en raison des mécanismes de sédimentation différentielle.

## E - CONCLUSIONS

L'étude des diverses coupes des chaînes subalpines méridionales dépourvues de signes appréciables de diagenèse argileuse, permet d'aborder la reconstitution des environnements du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et moyen, à partir de l'évolution géographique et chronologique des assemblages argileux.

Dans le domaine pélagique, le pourcentage de smectites évolue dans le même sens que la proportion de carbonates au sein des séries. On constate une augmentation de la proportion de ces minéraux du bas vers le haut des mégaséquences (fig. 55 a et b). Les périodes à sédimentation carbonatée dans le domaine de bassin correspondent à l'installation des plates-formes sur les bordures. Dans ces milieux, l'illite, la chlorite et la kaolinite se déposent préférentiellement, tandis que les smectites se sédimentent dans le bassin. Les mécanismes de la sédimentation différentielle peuvent donc expliquer l'augmentation du pourcentage de smectites parallèlement à la prograda-tion des plates-formes. Ceci est largement conforté par l'augmentation paral-lèle de la proportion de résédiments qui peut résulter du rapprochement des plates-formes (Joseph, 1984).

La prograda-tion des plates-formes est interrompue par des périodes d'instabilité tectonique (Valanginien - Aptien). Celles-ci se marquent dans la sédimentation argileuse par l'apport d'illite et de kaolinite issues du continent, mais peut-être également du remaniement de sédiments déposés sur les bordures.

Après cette période d'instabilité, le continent s'aplanit progres-sivement, l'apport du matériel terrigène décroît et permet l'installation des plates-formes. En même temps, les conditions de drainage continental s'altè-rent par suite de l'usure des reliefs, permettant la formation de smectites au détriment de la kaolinite, et les tris minéralogiques s'accroissent. L'ac-tion conjuguée de la prograda-tion des plates-formes et de l'aplanissement morphologique de l'arrière-pays conduit ainsi à une forte augmentation de la proportion de smectites vers le haut des mégaséquences (fig. 61).

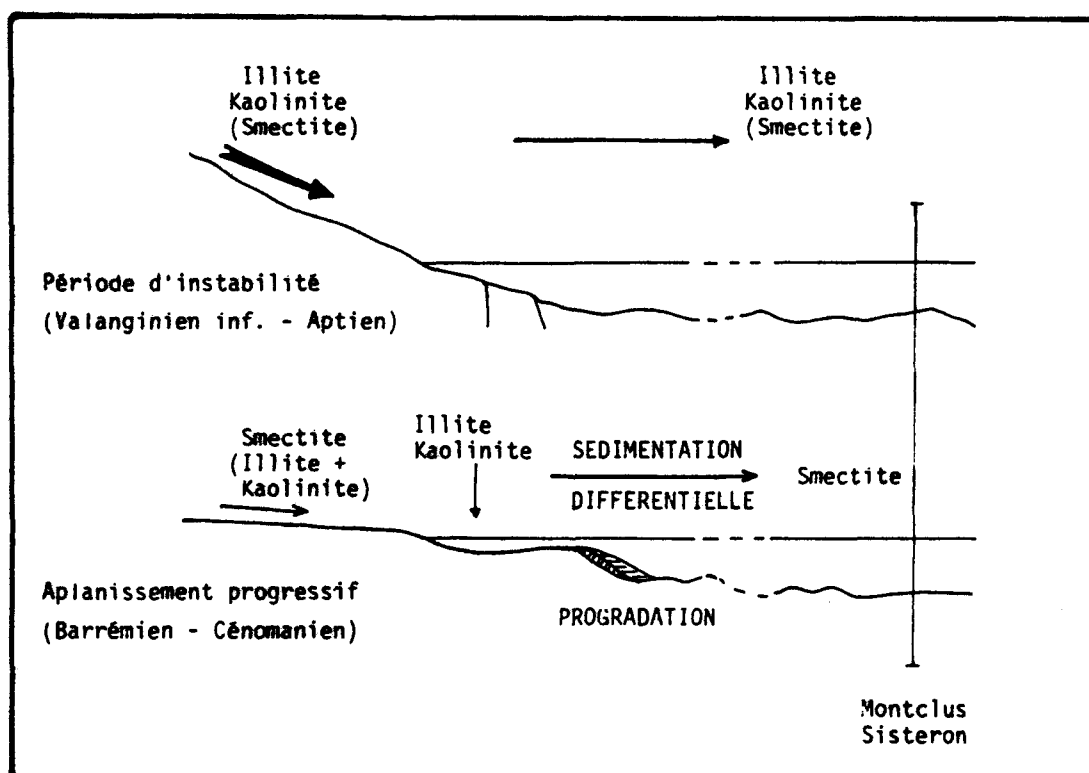


Figure 61 : Représentation schématique des modalités de la sédimentation argileuse dans le domaine subalpin méridional.

Dans le détail, les modalités de la sédimentation argileuse présentent des traits complexes propres à chaque mégaséquence.

Dans la première mégaséquence (Oxfordien - Berriasien), les sources terrigènes changent (disparition des "Terres Noires"), les argiles semblent provenir des zones périvocontiennes du Kimméridgien au Tithonique inférieur. Au Tithonique supérieur, en plus de l'influence de la progradation des plates-formes, se manifeste l'existence de sources terrigènes différentes, alimentant d'une part les secteurs de Montclus et Sisteron, d'autre part ceux de Chabrières et Taulanne.

Au Valanginien, la marge occidentale est instable, tandis qu'au sud, le continent paraît stabilisé. L'Hauterivien et le Barrémien apparaissent comme des périodes d'aplanissement morphologique et de pédogenèse active. Dans ces conditions, la forte proportion de smectites traduit, comme dans les Bauges à l'Hauterivien, un climat moyen à chaud, à humidité saisonnière contrastée (Paquet, 1970).

A l'Aptien, l'influence du bombement durancien se marque dans la sédimentation argileuse par l'arrivée d'illite et de kaolinite. Durant les périodes plus récentes, l'aplanissement des terres émergées contribue à l'augmentation de la proportion de smectites spécialement développées dans les sols mal drainés.

En résumé, au cours du Mésozoïque supérieur, la sédimentation argileuse est contrôlée par les périodes d'instabilité des marges (Valanginien - Aptien) et par la progradation des plates-formes carbonatées. En période de quiescence, elle dépend surtout du contexte climatique.

D'une manière générale, les smectites sont rares au Jurassique, plus abondantes au Crétacé. Rappelons que cette différence existe également dans le Jura méridional et dans les Bauges. Ce phénomène paraît donc général dans le domaine alpin et suggère l'intervention d'influences climatiques distinctes des processus décrits précédemment. Les climats jurassiques seraient globalement plus humides que ceux du Crétacé. Dans tous les cas, les études isotopiques et paléogéographiques indiquent un climat chaud au Jurassique comme au Crétacé (Furon, 1972, Frakes, 1979). Nos données relatives aux assemblages argileux permettent de suggérer une humidité plus constante au Jurassique qu'au Crétacé.

CHAPITRE V

COMPARAISON DU DOMAINE SUBALPIN ET DU DOMAINE  
NORD - ATLANTIQUE.  
SYNTHESE.

Avant de tenter une comparaison des assemblages argileux dans l'Océan Atlantique Nord et dans les massifs subalpins, il convient de rappeler succinctement les grands traits de la sédimentation des argiles dans l'Océan Atlantique.

## I - L'OCEAN ATLANTIQUE NORD

### A - LES FORAGES DU D.S.D.P. ETUDIES.

Les données rassemblées ici reposent sur une analyse bibliographique. Les nombreux forages réalisés depuis une quinzaine d'années par le Glomar - Challenger ont permis de connaître la composition et l'évolution des assemblages argileux depuis l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord au Jurassique terminal.

Le nombre de forages ayant atteint le Jurassique est faible. Nous examinerons les forages suivants : (fig 62)

Marge européenne et africaine :

- Site 416, Leg 50 (Chamley *et al.*, 1980 b)
- Site 367, Leg 41 (Ménières, 1978; Chamley *et al.*, 1980 a; Leroy, 1981; Brosse, 1982)

Marge américaine :

- Sites 111 et 112, Leg 12 (Leroy, 1981)
- Site 105, Leg 11 (Chamley, 1979; Chamley *et al.*, 1980 a; Leroy, 1981)
- Site 534, Leg 76 (Chamley *et al.*, 1983)
- Site 100 et 101, Leg 11 (Leroy, 1981)

Les forages ayant traversé les terrains crétacés sont plus nombreux. Nous examinerons, outre les précédents, les forages suivants de la marge européenne et africaine :

- Site 400 et 402, Leg 48 (Debrabant *et al.*, 1979; Chamley, 1979; Chamley et Robert, 1982)
- Site 398, Leg 47B (Chamley *et al.*, 1978 et 1979; Chamley, 1979; Berthou *et al.*, 1982)
- Site 397, Leg 47A (Chamley et Giroud d'Argoud, 1979)

### B - ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX DE L'ATLANTIQUE

#### 1) Influences diagénétiques

Les influences de la diagenèse d'enfouissement sur les minéraux argileux n'ont pas été reconnues dans les forages du D.S.D.P. en Atlantique Nord (Chamley, 1979).

Les néoformations ou les transformations de minéraux argileux sont peu importantes et dans tous les cas très locales. Il s'agit généralement de néoformations de smectites ou de sépiolite par altération du basalte océanique (Chamley et Bonnot-Courtois, 1981; Leroy, 1981), de verres ou de cendres volcaniques (Desprairies et Bonnot-Courtois, 1980). Notons que la corrensite peut se former par métamorphisme au contact du basalte (Chamley *et al.*, 1983).

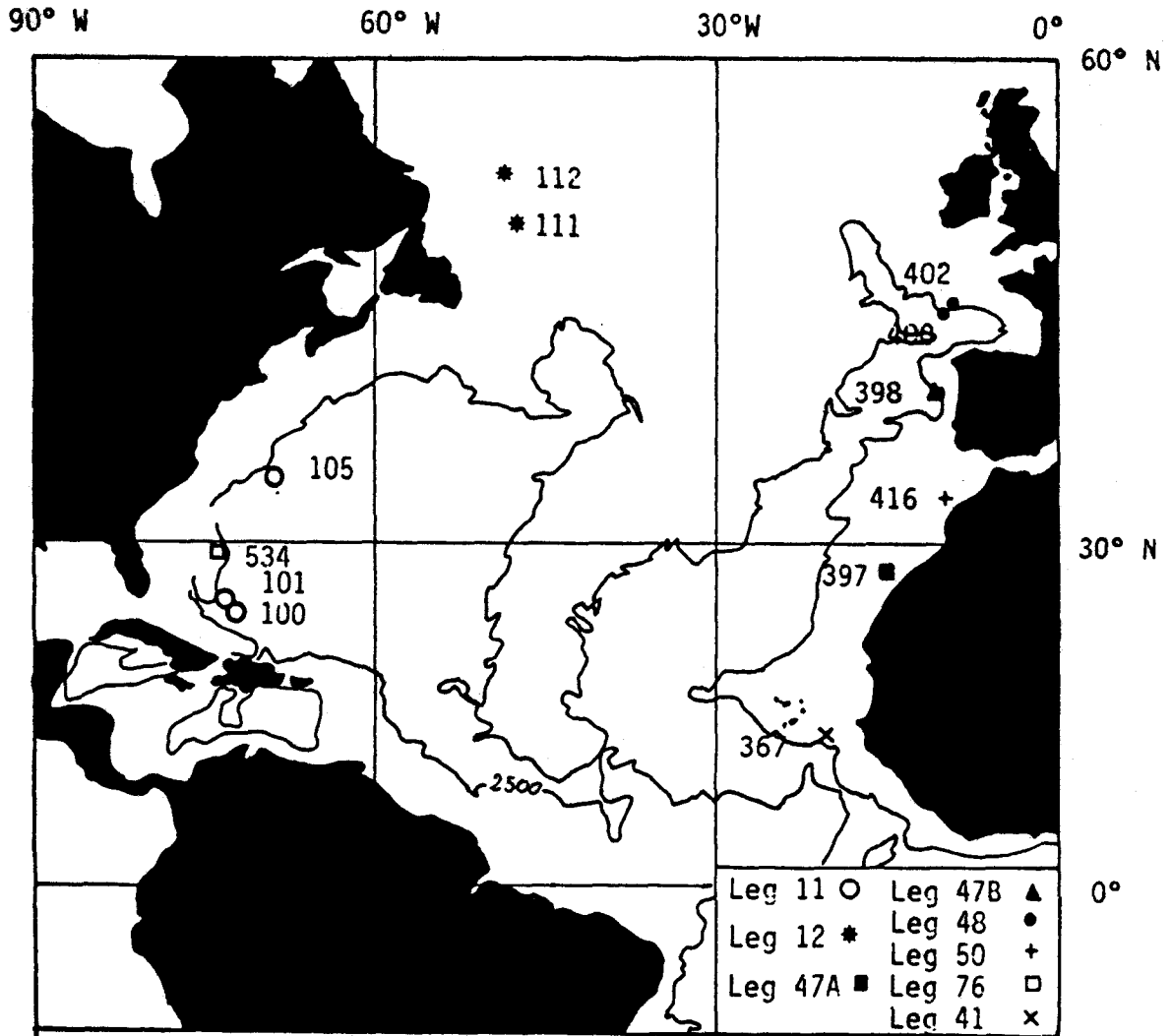


Figure 62 : Localisation des sites du D.S.D.P. étudiés.

Dans les sédiments riches en matière organique (Black-Shales), les modifications n'affectent que la pyrite, la clinoptilolite, l'opale et les carbonates. Les minéraux argileux ne paraissent pas modifiés (Chamley et Robert, 1982). Dans les milieux évaporitiques ou sous influence de ceux-ci, les minéraux argileux détritiques peuvent subir des transformations mais elles sont réduites dans l'espace et le temps (Chamley et Debrabant, 1983). Enfin, dans l'Albo-Aptien et le Paléogène au moins, des smectites floconneuses sont partiellement "recristallisées" en smectites lattées (Holtzapffel, 1983, Holtzapffel et Chamley, 1983). Cette modification ne semble pas augmenter le pourcentage total de smectites dans les sédiments.

## 2) Influences détritiques

L'essentiel des minéraux argileux de l'Océan Atlantique a une origine détritique. Par conséquent, les fluctuations des proportions des minéraux au cours du temps reflètent principalement les environnements continentaux contemporains du dépôt des argiles en mer. Examinons la constitution et la signification des assemblages argileux du domaine atlantique.



C - CONSTITUTION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX DE L'OCEAN ATLANTIQUE

1) Jurassique supérieur

Les assemblages argileux du domaine Nord-Atlantique sont marqués au Jurassique supérieur par l'abondance des minéraux primaires (illite et chlorite) et des minéraux interstratifiés, par rapport aux minéraux issus d'une pédogenèse active (smectite et kaolinite). (ex. site 416, fig. 63)

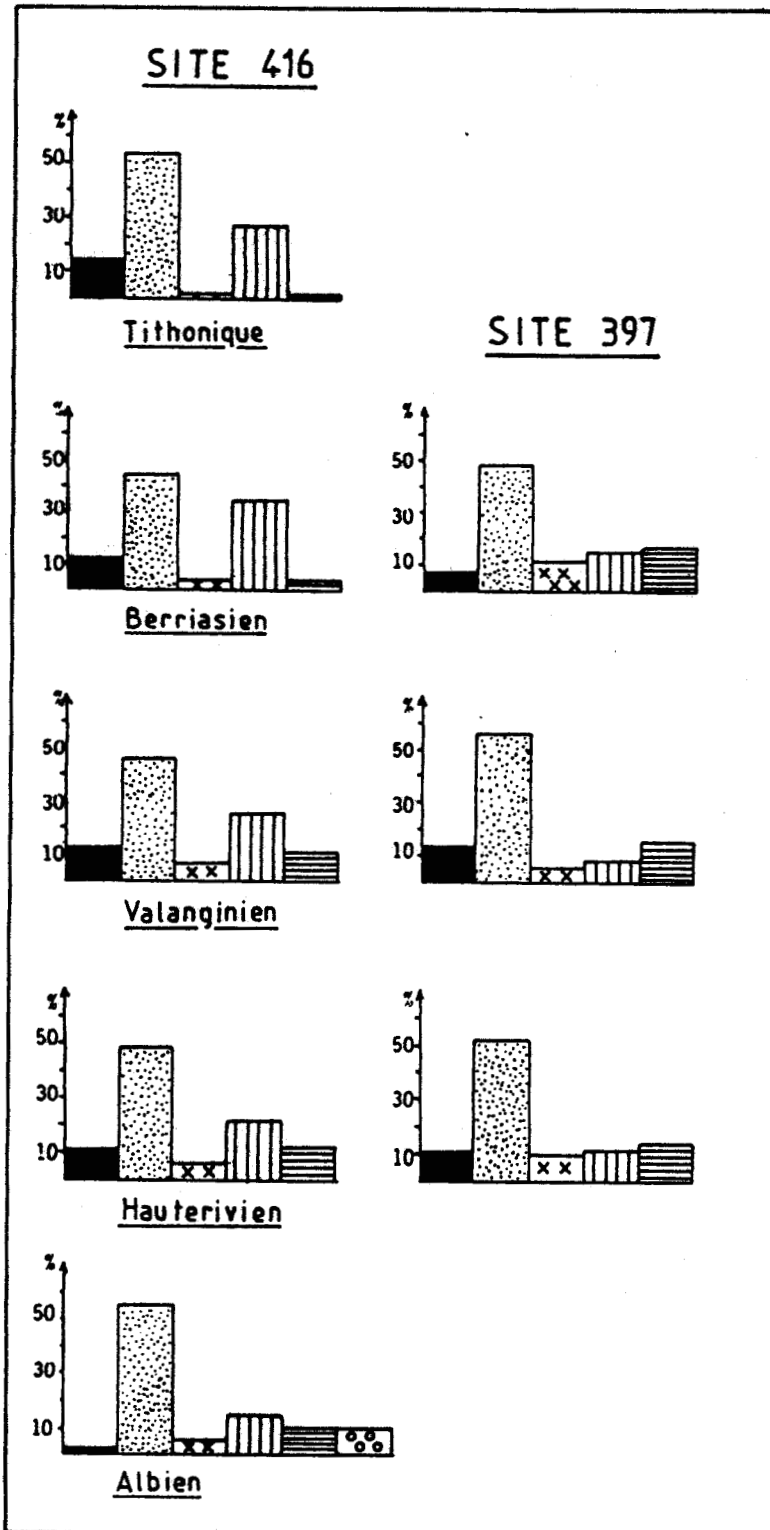


Figure 63 : Zonation minéralogique (données moyennes) des sites 416 et 397 du D.S.D.P.

Aux minéraux primaires sont parfois associées des quantités importantes de palygorskite reprise depuis les bordures de l'océan (site 101, Leroy, 1981). Aux sites 534 (fig. 64) et 105, sur la marge américaine, les minéraux primaires sont abondants respectivement au Callovien et à l'Oxfordien. Dans les périodes plus récentes du Jurassique supérieur, la proportion de smectites augmente.

L'abondance des minéraux primaires au Jurassique supérieur traduit l'érosion mécanique des marges déstabilisées à la suite de l'ouverture de l'océan (Chamley, 1979 et 1981)

## 2) Crétacé inférieur (Néocomien et Barrémien)

Sur la marge européenne et africaine, les assemblages argileux sont variables selon les sites. Aux sites 416 et 397 situés au large de l'Afrique du Nord ce sont plutôt les minéraux primaires (illite et chlorite) et la kaolinite qui dominent (fig. 63).

Aux sites 398, sur la marge ibérique et au site 367 au large du Cap Vert, les assemblages sont dominés par les smectites (fig. 65).

Aux sites 416 et 397, la forte proportion d'illite est interprétée comme la conséquence de l'instabilité de la marge Nord-occidentale de l'Afrique en relation avec les phases d'élargissement de l'Océan Atlantique (Chamley *et al.*, 1980 a). Ailleurs, l'augmentation importante de smectites au Crétacé inférieur correspond à la relaxation tectonique et à l'aplanissement morphologique des continents, permettant le développement de sols mal drainés sous climat chaud à humidité saisonnière contrastée.

Sur la marge américaine, les smectites sont toujours les minéraux dominants au Crétacé inférieur. Ces minéraux représentent environ 80% de la fraction argileuse; ils sont associés à l'illite et à de faibles proportions de minéraux interstratifiés, de chlorites, de kaolinite et d'argiles fibreuses. (fig. 64).

Quelques périodes se distinguent par un enrichissement en minéraux primaires à la fin de l'Hauterivien et au début du Barrémien, à la fois au site 105 (marge américaine) et au site 367 (marge africaine). Ces arrivées de minéraux primaires sont attribuées à des phases majeures d'élargissement océanique qui contrarient la formation de smectites dans les sols en raison d'une instabilité des reliefs marginaux.

## 3) Apvien - Albien - Crétacé supérieur.

Cette période correspond en partie au dépôt des "Black-Shales". (Graciansky *et al.*, 1982). Les smectites sont généralement très abondantes (80 à 90% de la fraction argileuse) sauf au site 416 au large des côtes marocaines où l'illite est encore abondante. Dans les autres sites, des venues temporaires d'illite parfois associée à la kaolinite troublent la monotonie des assemblages argileux. Elles correspondent à des périodes d'instabilité tectonique. Au Campanien ou au Maestrichtien, la proportion de minéraux primaires augmente par rapport aux smectites. Cet événement paraît en relation avec le développement des circulations océaniques méridiennes, consécutif de l'ouverture de l'Atlantique Nord-occidental. (Chamley, 1979; Chamley et Robert, 1979).

L'Albien se caractérise par la fréquence de la palygorskite, notamment aux sites 398, 400, 402 et 416. (fig. 63 et 65). La palygorskite est essentiellement détritique, elle est exportée vers le bassin de sédimentation au même titre que les minéraux primaires lors des périodes d'instabilité ou de transgression, depuis les bassins marginaux semi-clos où elle se forme (Chamley, 1979).

En résumé, les assemblages argileux du domaine Atlantique Nord sont essentiellement détritiques et reflètent les paléoenvironnements continentaux.

Le Jurassique se caractérise par l'abondance des minéraux primaires qui traduisent une érosion physique active des marges. Au Crétacé, les smectites sont très abondantes en contexte tectonique calme. Elles traduisent alors

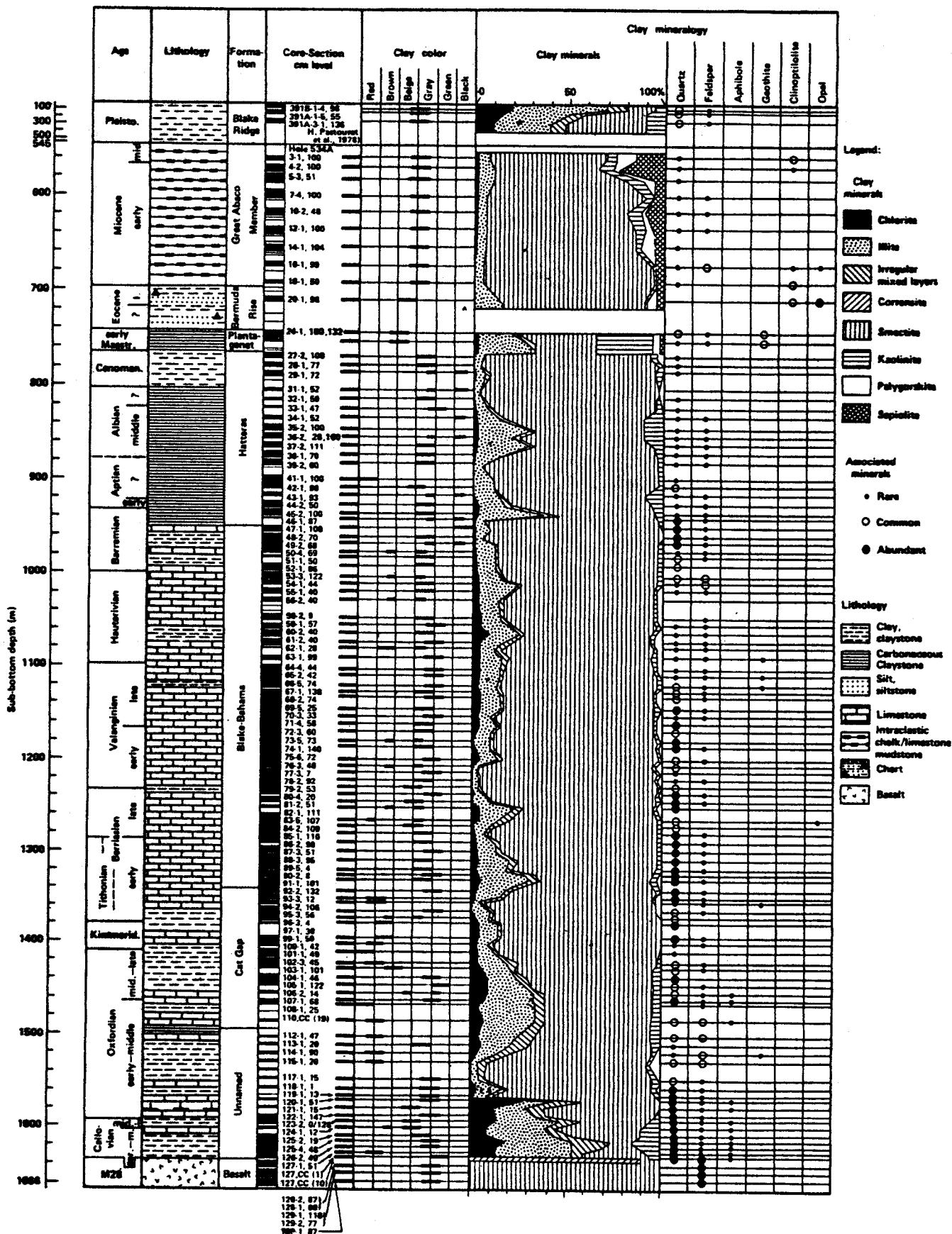


Figure 64 : Site 534 A : Minéralogie des argiles. In Chamley et al., 1983.

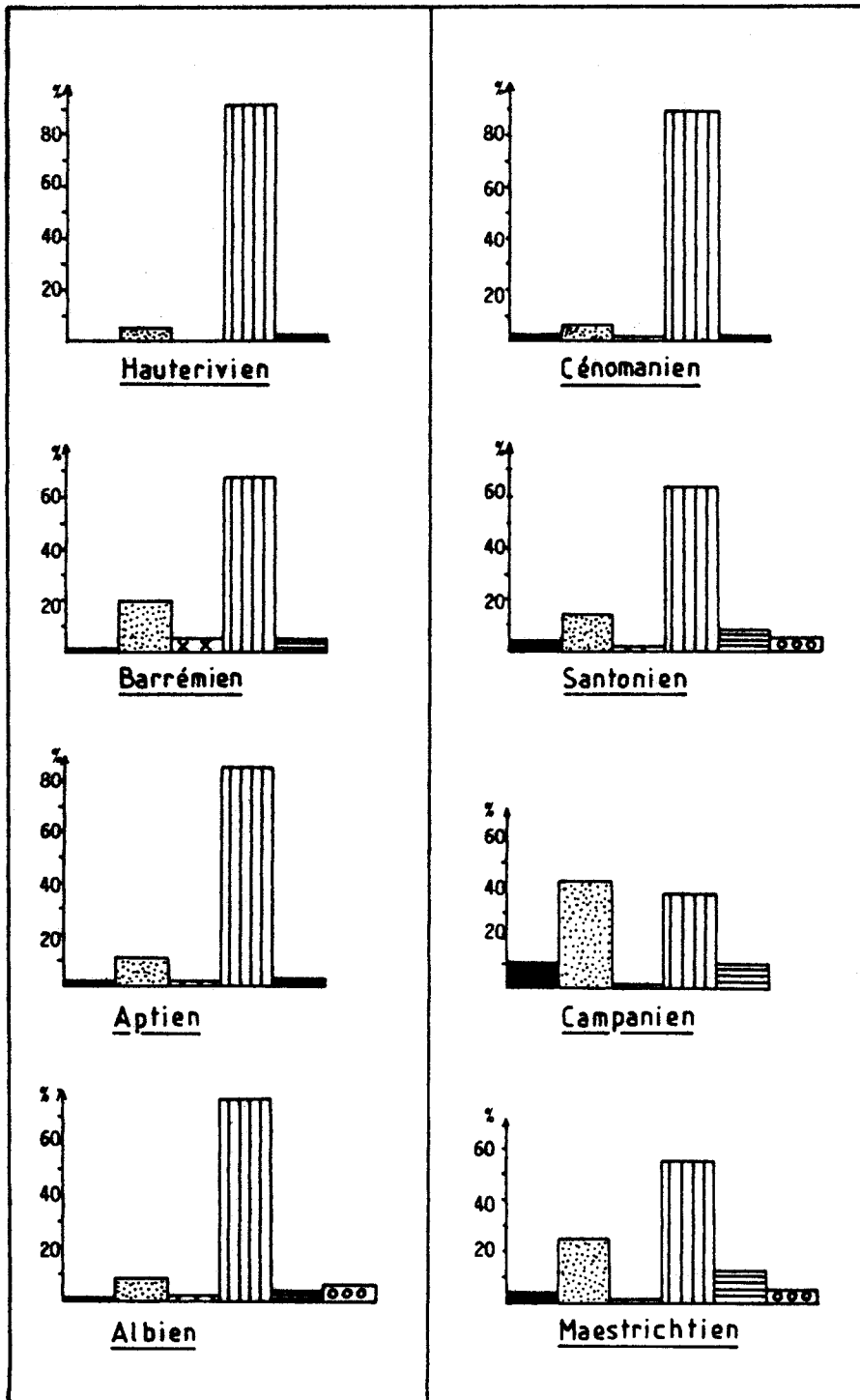


Figure 65 : Zonation minéralogique (données moyennes) du site 398 du D.S.D.P.

l'existence de climats chauds à humidité saisonnière contrastée. Lors des phases majeures de " spreading ", l'illite, parfois la kaolinite et/ou la palygorskite augmentent soit en raison de l'instabilité des marges soit en raison du développement de courants méridiens.

Les assemblages argileux fournissent donc des informations tectoniques, morphologiques, climatiques et courantologiques. De plus, leurs successions permettent de saisir les modalités de la pédogenèse et de l'évolution des bassins versants.

## II - COMPARAISON AVEC LE DOMAINE SUBALPIN ET LE JURA MERIDIONAL

### A - LES ASSEMBLAGES ARGILEUX DU JURA MERIDIONAL ET DES BAUGES.

Comme pour le domaine Atlantique, nous avons calculé les pourcentages moyens des minéraux argileux pour chaque période afin d'obtenir une zonation minéralogique.

#### 1) Jurassique supérieur (Oxfordien, Portlandien-Tithonique)

Les assemblages sont riches en illite et minéraux interstratifiés. La kaolinite est abondante dans le Jura méridional, quasiment absente du domaine subalpin septentrional (fig. 66). Les mécanismes de la sédimentation différentielle semblent au moins en partie responsables de cette différence.

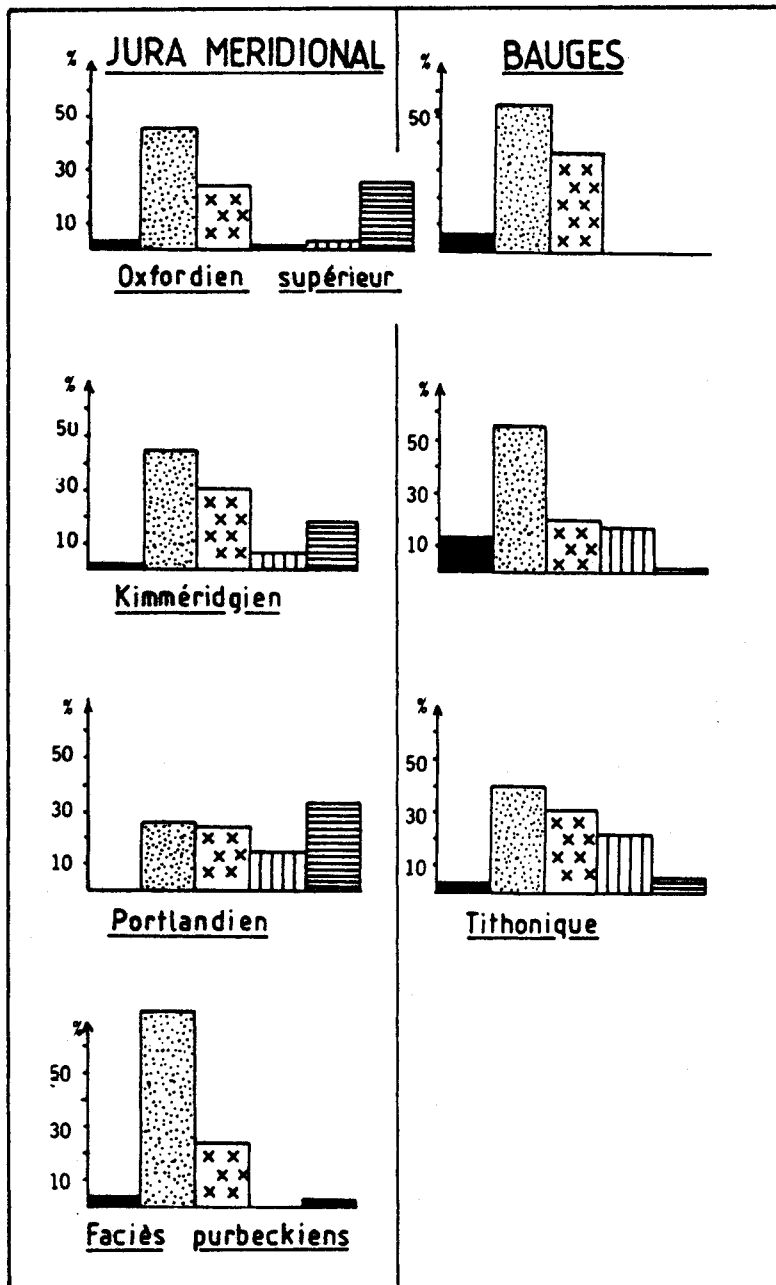


Figure 66 : Zonation minéralogique du Jurassique terminal du Jura méridional et des Bauges.

Le Jura est en effet recouvert par une mer épicontinentale où peuvent se développer, notamment au Portlandien, des faciès récifaux en milieux agités propices à un enrichissement relatif en kaolinite au détriment des autres minéraux exportés vers le bassin.

Les assemblages des Bauges dominés par les minéraux primaires et les édifices interstratifiés sont comparables à ceux de l'Atlantique à la même période. Dans l'Atlantique, les cortèges argileux reflètent l'instabilité des premiers stades de l'ouverture (Chamley, 1979). Dans le Boulonnais, le Jurassique supérieur se caractérise également par une instabilité chronique des marges (Deconinck *et al.*, 1982). Il est possible que cette instabilité se marque dans le domaine alpin.

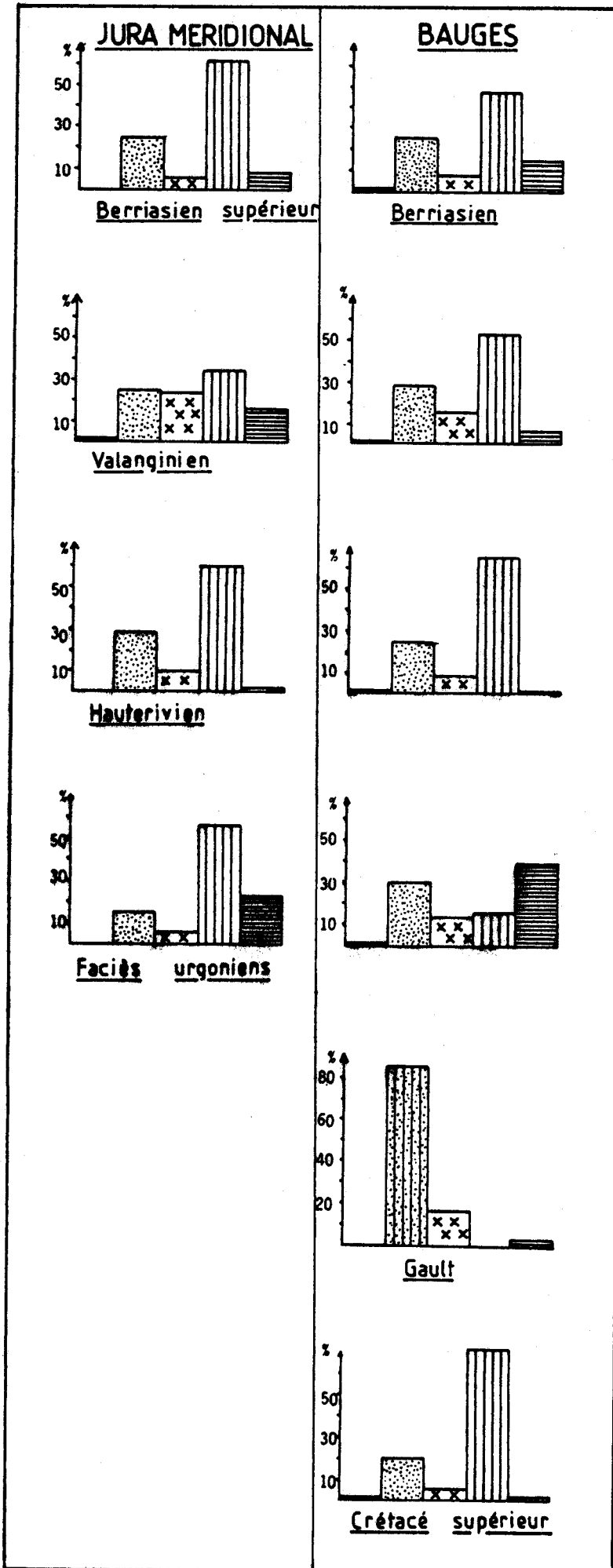
Au sein de l'instabilité d'ensemble, on note toutefois de l'Oxfordien au Tithonique, une augmentation relative de la proportion des minéraux de pédogenèse (interstratifiés, smectites, kaolinite) par rapport aux minéraux primaires (illite et chlorite). Les smectites notamment augmentent de l'Oxfordien au Portlandien dans le Jura méridional, de l'Oxfordien au Tithonique dans les Bauges. Cette évolution comparable dans le domaine Atlantique Nord peut traduire une tendance progressive vers une diminution de l'activité tectonique.

La régression purbeckienne se marque particulièrement bien au niveau des assemblages argileux. L'illite, très abondante dans le Jura méridional traduit une reprise d'érosion certainement due à l'abaissement du niveau de base des cours d'eau. Dans le Boulonnais, ces faciès se caractérisent par une diversification minérale qui traduit également une reprise de l'érosion des roches et des sols de domaines alluviaux variés (Deconinck *et al.*, 1982)

## 2) Crétacé

Par rapport au Jurassique, l'abondance des smectites caractérise la période néocomienne dans le domaine émergé étudié. L'augmentation de la proportion de ces minéraux s'effectue au détriment de celles de l'illite et des minéraux interstratifiés. La chlorite est toujours rare (fig. 67). Dans l'Atlantique, le Crétacé inférieur se marque également dans la plupart des sites par une très forte proportion de smectites qui correspond à la stabilisation et à la relaxation tectonique des marges (sites 398, 367, 105 et 534 par exemple) (Chamley *et al.*, 1979; Chamley *et al.*, 1980a; Chamley *et al.*, 1983). Dans le domaine alpin, les pourcentages de smectites sont rarement aussi élevés que dans le domaine atlantique et certaines périodes (Valanginien, par exemple) se caractérisent par la fréquence de l'illite et de la kaolinite. Les smectites augmentent donc dans les deux domaines mais en plus forte proportion dans le domaine atlantique (le pourcentage moyen de ces minéraux atteint parfois plus de 80%). Cette différence est probablement due à l'existence de terres émergées pourvoyeuses de minéraux primaires et de kaolinite proches du domaine alpin (Massif Central), et à des zones instables propres à ce domaine. Par ailleurs, l'instabilité enregistrée localement dans l'Océan Atlantique au large des côtes marocaines (sites 416 et 397) durant l'ensemble du Crétacé inférieur ne se marque pas dans le domaine alpin. La sédimentation argileuse des deux domaines comporte donc des analogies mais elle enregistre des périodes d'instabilité tectonique apparemment indépendantes et propres à chaque secteur.

L'augmentation importante de la proportion de smectites au passage Jurassique - Crétacé dans les deux domaines est probablement due à une période de quiescence affectant aussi bien les marges atlantiques que téthysienne. Il est également envisageable que les climats aient été plus arides au Crétacé qu'au Jurassique favorisant ainsi la formation pédogénique des smectites. Les données relatives aux températures sont nombreuses au Jurassique et au Crétacé (Furon, 1972; Frakes, 1979). Le climat est toujours chaud, mais les données concernant la répartition de la pluviosité sont inexistantes, nous reviendrons plus loin sur ce problème (§ III. 5.).



**Figure 67** : Zonation minéralogique du Crétacé du Jura méridional et des Bauges.

Les faciès de la plate-forme urgonienne se caractérisent par la fréquence et l'abondance de la kaolinite. On note cependant la grande variabilité des assemblages en raison de la dépendance étroite entre le milieu de dépôt et la proportion relative des minéraux argileux (cf. Chap. IV, § II. C.). Dans l'Atlantique, la kaolinite est rare durant la période barrémo-aptienne. Cette rareté est justement en partie attribuée par Chamley *et al.*, (1980a) à un piégeage de ce minéral sur les plates-formes carbonatées. La dépendance entre milieux de dépôt et minéralogie des argiles n'autorise donc pas une comparaison des assemblages argileux atlantiques et subalpins en termes de paléoenvironnements continentaux.

De même, la minéralogie des argiles des faciès du Gault subalpin ne peut être comparée à celle de l'Atlantique à la même période puisque l'illite provient de granules glauconitiques.

Dans tous les étages du Crétacé supérieur, les smectites sont très abondantes dans le domaine occidental des Bauges. (fig. 67). Dans l'Atlantique, ces minéraux sont généralement abondants à cette époque sauf au Campanien-Maestrichtien (ex : sites 398 et 534) où la proportion de minéraux primaires augmente. Cet événement paraît en relation avec le développement de circulations courantologiques Nord - Sud (Chamley et Robert, 1979) et n'a donc aucune raison de se produire dans le domaine subalpin dont les assemblages riches en smectites reflètent les conditions de pédogenèse.

## B - LES ASSEMBLAGES ARGILEUX DES CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES : COMPARAISON AVEC L'OCEAN ATLANTIQUE.

Comme pour le Jura méridional et les Bauges, nous avons calculé les pourcentages moyens des minéraux argileux sur les coupes de Montclus et Sisteron, étudiées de façon continue sur une longue période.

### 1) Jurassique supérieur

Comme dans l'Océan Atlantique, le Jura méridional et les Bauges, le Jurassique des chaînes subalpines méridionales se caractérise par l'abondance des minéraux primaires et des édifices interstratifiés (fig. 68). Il existe d'autres analogies avec le Jura méridional ou les Bauges :

- présence de vermiculite à l'Oxfordien ;
- augmentation de la proportion de smectites au Tithonique.

La vermiculite apparaît de façon sporadique et toujours en faible proportion, mais caractérise la période oxfordienne dans le domaine alpin. Ce minéral représente probablement un stade intermédiaire de l'évolution des minéraux primaires vers les smectites lors des processus de pédogenèse (Millot, 1964). Il se pourrait que les climats oxfordiens n'aient pas permis une évolution complète vers les smectites au cours de l'altération. L'association de la vermiculite avec des pourcentages relativement élevés d'interstratifiés appuie cette hypothèse. L'augmentation de la proportion moyenne de smectites au Tithonique a, comme nous l'avons vu précédemment, au moins deux origines :

- progradation des plates-formes carbonatées ;
- aplanissement morphologique.

### 2) Crétacé

Par rapport au Jurassique, cette période se caractérise dans les domaines Atlantique et Alpin, par l'ubiquité des smectites.



Le Berriasien des chaînes subalpines méridionales, sommet de la mégaséquence I est très riche en smectites en domaine pélagique. Ce fait résulte probablement de la continuité des processus amorcés au Tithonique, c'est-à-dire aplanissement morphologique associé aux mécanismes de la sédimentation différentielle. L'augmentation de smectites au Crétacé dans le domaine Atlantique et dans le domaine Alpin a donc certainement une origine commune (relaxation tectonique et aplanissement morphologique). Etant donné le caractère général de l'invasion des smectites au Crétacé, on peut penser que la période crétacée correspond à l'instauration d'un climat plus alternant sur le plan de l'humidité favorisant ainsi la formation de smectites dans les sols.

Dans le domaine pélagique des chaînes subalpines méridionales, les assemblages argileux varient considérablement depuis le bas vers le haut des mégaséquences (cf chap. IV). Dans l'Atlantique, les assemblages sont relativement plus homogènes. Ceci peut provenir du fait que les forages du D. S. D. P. ont traversé des séries très éloignées des rivages, mais aussi du fait de l'existence des plates-formes carbonatées d'extension importante dans le domaine alpin. De plus, l'influence de sources détritiques proches (Massif Central, Pyrénéo-Corso-Sarde) provoque des variations importantes. La proximité des terres émergées est d'ailleurs attestée par la relative abondance de la kaolinite par rapport au domaine Atlantique.

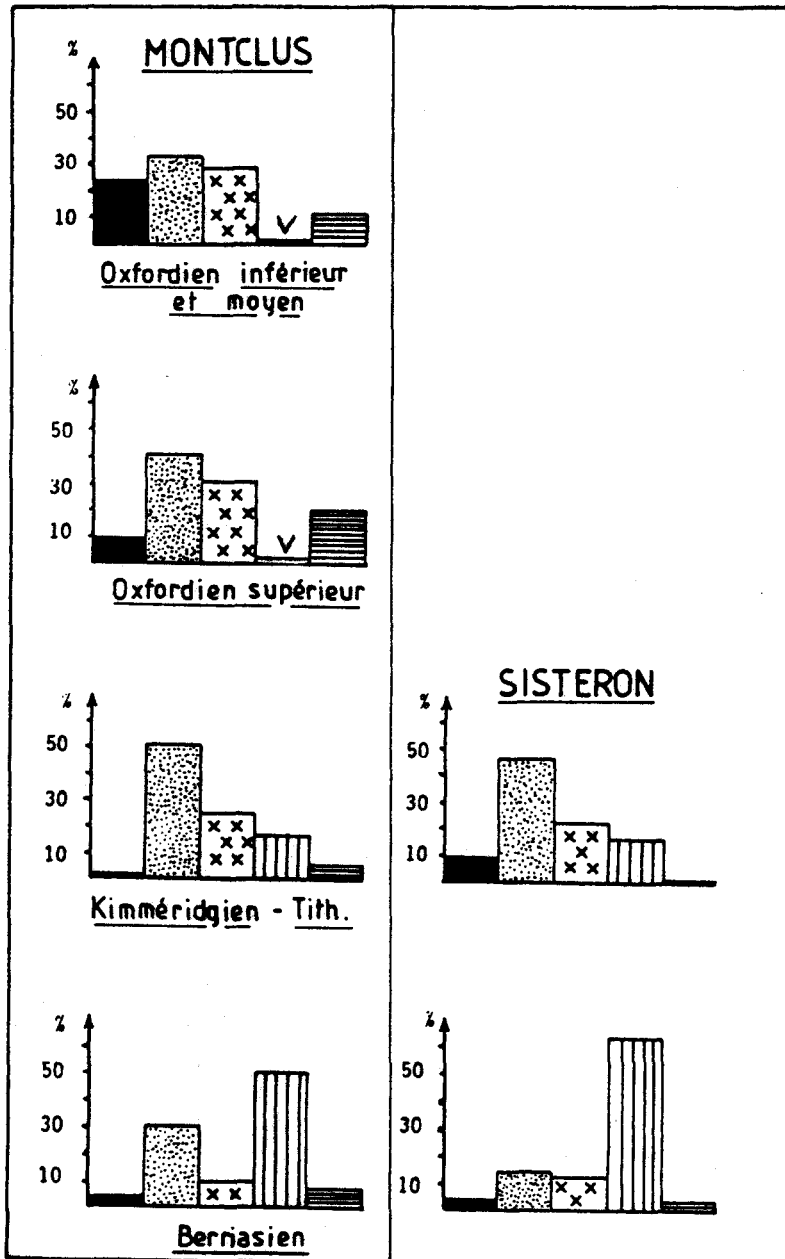


Figure 68 : Zonation minéralogique du Jurassique terminal-Berriasien (Mégaséquence D) des chaînes subalpines méridionales.

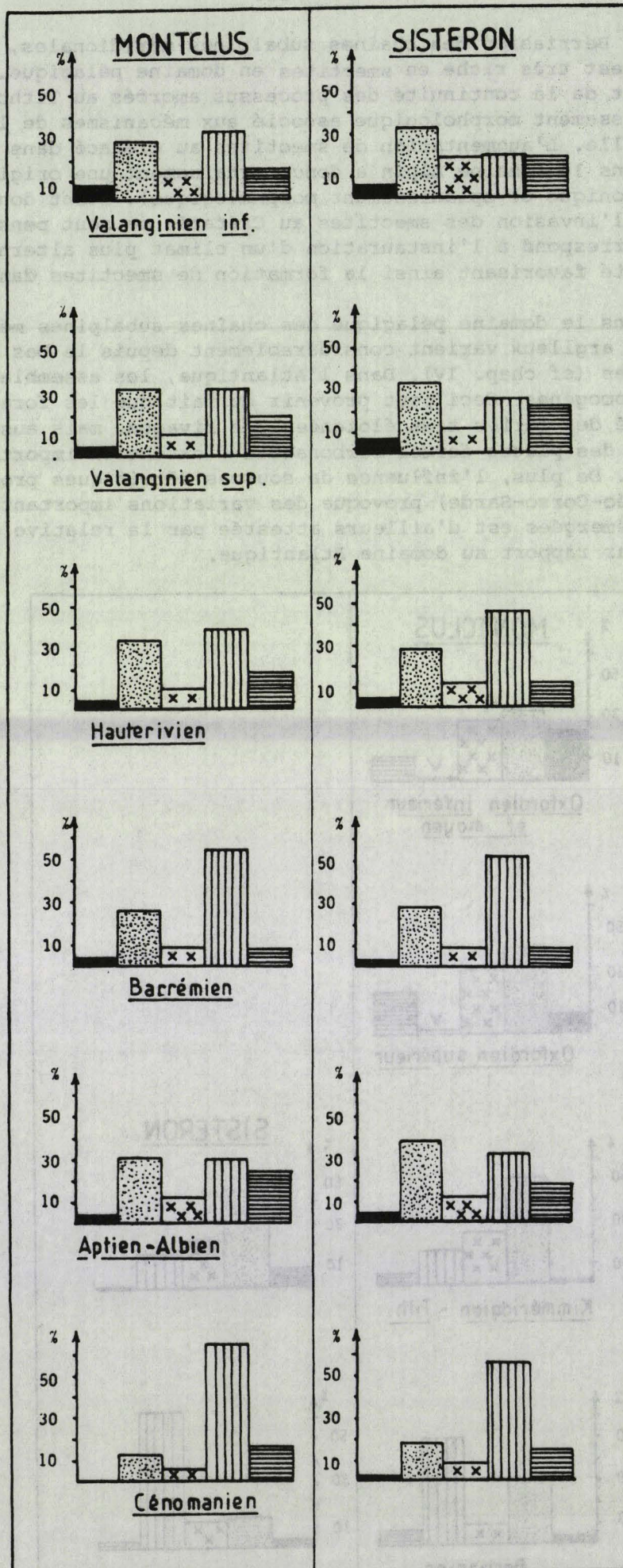


Figure 69 : Zonation minéralogique des mégaséquences II et III des chaînes subalpines méridionales.

### III - SYNTHÈSE

La composition et les variations des assemblages argileux du Mésozoïque supérieur du Jura méridional, des massifs subalpins septentrionaux et des chaînes subalpines méridionales résultent d'influences diagénétiques diverses et de l'évolution paléogéographique. Les influences diagénétiques sont beaucoup plus marquées que dans l'Atlantique et ont généralement des causes très différentes.

#### A - INFLUENCES DE LA DIAGÈNESE

##### 1) Diagenèse précoce

Dans les Bauges, elle se manifeste dans le Gault où les processus de glauconitisation masquent totalement la constitution des assemblages argileux originels. Dans les chaînes subalpines méridionales, les bancs calcaires du Barrémien de Sisteron contiennent des smectites lattées. Il semble s'agir d'une "recristallisation" de smectites floconneuses pré-existantes. En effet, dans l'Atlantique, Holtzapffel (1983) a décrit des smectites lattées comparables aux nôtres et a montré qu'elles provenaient de l'évolution de smectites floconneuses détritiques. La proportion de smectites lattées est trop faible dans le Barrémien de Sisteron pour expliquer les différences minéralogiques observées entre marnes et calcaires.

##### 2) Diagenèse tardive

Les causes de la diagenèse tardive sont variables suivant les secteurs du domaine subalpin, mais elles entraînent toujours la disparition des smectites, parfois de la kaolinite, au profit de l'illite et de la chlorite, en direction des zones internes.

Dans les massifs subalpins septentrionaux, il semble que la mise en place des unités pré-alpines ait provoqué l'enfouissement nécessaire aux transformations, dans l'autochtone à l'Est de la faille d'Arcalod dans les Bauges. L'influence du métamorphisme alpin se superpose à l'enfouissement tectonique, notamment dans les parties les plus internes (Aravis). L'influence conjuguée de ces deux facteurs conduit à une homogénéisation des assemblages argileux vers l'illite et la chlorite.

Dans les chaînes subalpines méridionales, les influences de la diagenèse sont plus complexes; aux phénomènes propres aux massifs subalpins septentrionaux, influence du métamorphisme et superpositions tectoniques (coupe de Blégiers) s'ajoutent les effets de l'enfouissement sédimentaire (coupes de Daluis et Vergons). Dans l'Océan Atlantique, l'effet de la diagenèse thermodynamique est nul, aucune influence liée à l'enfouissement sédimentaire n'a été identifiée (Chamley, 1979). Dans les secteurs des Alpes plus éloignés des influences métamorphiques ou dans les séries sédimentaires moins enfouies les transformations diagénétiques sont gouvernées par des phénomènes chimiques complexes intervenant au sein des alternances marno-calcaires. Ils conduisent dans les calcaires à une transformation des smectites en chlorite. Les marnes conservent plus durablement les assemblages argileux détritiques. Lorsque pression et température augmentent, les smectites des interbancs marneux évoluent à leur tour en minéraux interstratifiés et en illite.

Dans les séries alternantes de l'Océan Atlantique, les différences minéralogiques entre marnes et calcaires sont moindres (Jouchoux, 1984). D'une manière générale, il n'existe pas dans ce domaine de relation étroite entre la lithologie et la minéralogie des argiles. (Chamley, 1979 et 1981)

#### B - INFLUENCES CONTEMPORAINES DU DÉPÔT

Les influences du paléoenvironnement sur la composition des assemblages sont très variées et de même type que celles reconnues dans l'Océan

Atlantique :

- Instabilité tectonique des marges et aplanissement morphologique.
- Evolution des bassins versants.
- Changement des sources terrigènes.
- Progradation des plates-formes carbonatées et sédimentation différentielle.
- Climat.

Tous ces facteurs interfèrent dans la sédimentation argileuse, certains d'entre eux prédominant à certaines périodes et tendant à masquer les autres.

1) Instabilité tectonique et aplanissement morphologique

a) Instabilité tectonique

L'instabilité tectonique des marges se caractérise dans le domaine alpin comme dans le domaine atlantique par l'augmentation de la proportion de minéraux primaires et de kaolinite aux dépens des smectites. L'instabilité tectonique se manifeste particulièrement à deux périodes :

- Valanginien.
- Aptien-Albien.

a<sup>1</sup>) Valanginien

A la base de cet étage, on note dans les Bauges comme dans le domaine vocontien une relative abondance de la kaolinite et de l'illite associée à une sédimentation à dominante marneuse. Cette instabilité s'accompagne localement par des venues de matériel grossier (calcarénites), mais la grande dispersion des argiles permet un enregistrement à plus grande distance des phénomènes.

Par ailleurs, il semble que l'instabilité du Valanginien se marque sur la marge occidentale du domaine vocontien (Massif Central) mais pas du tout sur sa marge sud qui paraît en situation de quiescence.

a<sup>2</sup>) Aptien - Albien

L'instabilité se marque différemment dans la sédimentation suivant les domaines. Dans les massifs subalpins septentrionaux, la sédimentation est essentiellement gréseuse, la glauconie associée gêne l'identification des assemblages argileux. Dans le domaine vocontien, l'illite et la kaolinite augmentent comme au Valanginien alors que la sédimentation devient plus marneuse. Toutefois, contrairement au Valanginien, cette instabilité affecte l'ensemble du bassin dès l'Aptien inférieur, probablement en relation avec les premiers mouvements duranciens (Blanc et Gouvenet, 1967). L'émergence générale du bombement durancien se produit plus tardivement (Albien supérieur-Cénomaniens inférieur) (Masse et Philip, 1976). Au cours de cette évolution on constate un changement des cortèges minéralogiques. A l'Aptien, l'illite est relativement abondante et prévient probablement d'une reprise d'érosion de roches cristallines émergées (Massif Central, Maures, Pyrénéo-corsu-sarde) (Giroud d'Argoud *et al.*, 1976). A l'Albien, la proportion de ce minéral diminue tandis que la kaolinite et les smectites augmentent. Ces minéraux peuvent provenir de roches anciennes portées à l'émergence ou de pédogenèse développées sur les terres nouvellement émergées, disposées en bande Est-Ouest, et résultant d'une très légère compression (Masse et Philip, 1976).

b) Aplanissement morphologique

Après les périodes d'instabilité marquées par l'augmentation d'illite et de kaolinite, l'érosion diminue sur le continent dont la morphologie devient de moins en moins accentuée. (Hauterivien, Barrémien, Cénomaniens) Les smectites se forment alors dans les sols. La sédimentation devient de plus en plus carbonatée probablement en raison de la diminution du flux terrigène, les plates-formes s'installent. Cette évolution est particulièrement nette dans le domaine vocontien.

## 2) Evolution des bassins versants

Lors des phases majeures d'instabilité, la proportion d'illite augmente davantage que celle de kaolinite. Ce phénomène est probablement dû à l'immaturité des bassins versants après les périodes d'instabilité. En effet, le développement de kaolinite nécessite une longue histoire et des sols évolués (Millot, 1964) et par ailleurs l'exportation de ce minéral suppose l'existence d'un système hiérarchisé de drainage des bassins versants. Ce phénomène peut également résulter d'une érosion régressive du continent, depuis les parties avales vers les domaines amonts où se forme préférentiellement la kaolinite. Ce type d'évolution s'observe également en Atlantique au Jurassique supérieur, où l'instabilité des marges du jeune océan paraît contrarier la formation de kaolinite dans les sols (Chamley *et al.*, 1980 b).

Dans le domaine subalpin, on note l'absence d'argiles fibreuses (palygorskite ou sépiolite) quelle que soit la période considérée. Or, en Atlantique, ces minéraux existent notamment à l'Albien ou au Crétacé supérieur (sites 398 et 367 par exemple). A notre connaissance, ces minéraux n'ont pas été décrits dans le Crétacé subalpin. Récemment, Machhour et Philip (1984) signalent des traces de palygorskite dans les faciès de type "Black-shales" du Vraconien-Cénomancien proche de Toulon. La quasi-absence de ces minéraux dans le Sud-Est de la France ne semble pas résulter d'une cause climatique puisque ces minéraux existent à des latitudes voisines. C'est plutôt l'absence de bassins marins nécessaires aux concentrations ioniques et bien connus en bordure du domaine atlantique qui paraît responsable du non-développement des argiles fibreuses. Notons qu'au Crétacé supérieur, les marges atlantiques fonctionnaient en extension alors que la compression affectait déjà les marges alpines (Graciansky *et al.*, 1979). Les différences morphologiques des bassins versants marginaux atlantiques et alpins, peuvent en conséquence expliquer l'absence d'argiles fibreuses dans le domaine subalpin. La présence d'argiles fibreuses pourrait constituer un marqueur indirect du fonctionnement en extension des marges océaniques.

## 3) Changements de sources terrigènes.

Certains changements minéralogiques très rapides ne peuvent s'expliquer que par un changement des sources terrigènes. C'est le cas dans le Jura méridional au Berriasien supérieur où les smectites apparaissent brutalement et en forte proportion. Notons que ce changement peut avoir une cause tectonique ou plutôt épéirogénique (basculement de la plate-forme). Contrairement aux périodes d'instabilité décrites précédemment, ces mouvements épéirogéniques conduisent ici à une augmentation de la proportion de smectites dont l'apport est permis par un changement des sources alluvionnaires.

Dans le domaine vocontien, le passage des Terres Noires à la barre tithonique s'accompagne d'un changement des sources détritiques. Il correspond à un tarissement des sources nord-orientales et à une alimentation en illite à partir des régions périvocontiennes.

## 4) Progradation des plates-formes carbonatées et sédimentation différentielle.

Les mécanismes de la sédimentation différentielle ont une grande importance dans la constitution des assemblages argileux, aussi bien dans le Jura méridional et les Bauges que dans le bassin vocontien. Dans l'Océan Atlantique, ces phénomènes n'ont pas été identifiés, peut-être en raison de l'éloignement des rivages des forages du D.S.D.P. De toute façon, les processus de sédimentation différentielle sont probablement moins marqués en raison de l'inexistence de plate-forme carbonatée d'extension très importante.

Dans le domaine subalpin et le Jura méridional, la sédimentation différentielle est particulièrement nette dans les milieux de plate-forme carbonatée. Dans le Jura méridional (Darsac, 1983 et Viéban, 1983) il est

possible de relier microfaciès sédimentaires et constitution des assemblages argileux. Schématiquement, kaolinite et illite sont plus abondantes dans les parties internes de la plate-forme tandis que les smectites sont exportées au large. Dans ces conditions, les assemblages argileux renseignent davantage sur le milieu marin que sur les paléoenvironnements continentaux.

Dans le domaine vocontien, la progradation des plates-formes paraît s'enregistrer par une augmentation relative des smectites. Il s'agit donc ici du mécanisme inverse de celui observé sur les plates-formes carbonatées où, au fur et à mesure de la progradation, illite et kaolinite augmentent. Ceci constitue une différence fondamentale avec le domaine atlantique où la sédimentation différentielle est généralement un phénomène secondaire.

### 5) Climats

L'influence des climats du Mésozoïque supérieur se manifeste à plusieurs échelles à travers les assemblages argileux.

- Au niveau des alternances marno-calcaires; il semble que les bancs calcaires enrichis en smectites se déposent durant des périodes chaudes à humidité saisonnière contrastée, tandis que les marnes plus riches en illite et kaolinite, correspondent plutôt à des périodes chaudes mais à humidité plus régulièrement répartie au long de l'année. Ceci ne s'accorde pas avec les cycles climatiques décrit par Darmedru (1982), mais s'accorde avec l'opinion de Jouchoux (1984) qui écrit : " Dans l'hypothèse d'un contrôle climatique de la genèse des séries alternantes, il faudrait admettre un climat plus chaud et plus humide pendant le dépôt des marnes "

- En contexte tectonique calme, les assemblages argileux sont susceptibles de refléter le climat de l'époque. Les assemblages relativement homogènes dans le domaine subalpin apparaissent à l'Hauterivien et au Crétacé supérieur. Les smectites sont dominantes et reflètent par conséquent un climat moyen chaud à forts contrastes saisonniers de l'humidité, c'est à dire les mêmes climats que ceux déduit des assemblages atlantiques.

- Globalement on remarque, dans le Jura méridional, les Bauges et les chaînes vocontiennes, que les smectites sont rares au Jurassique, beaucoup plus abondantes au Crétacé. En Chartreuse, Fournier (1978) note que sur certaines coupes, les smectites sont rares à la base du Tithonique supérieur (zone A des calpionelles) beaucoup plus abondantes au sommet du Tithonique et au Berriasien (zones B et C des calpionelles). Dans le Nord de la France, les smectites sont peu abondantes au Jurassique par rapport au Crétacé (Decommer, 1981). Sur le plateau suisse et sur la bordure Sud-Est du Jura, Persoz (1982) remarque un pourcentage moyen plus élevé des smectites au Crétacé inférieur (36%) par rapport au Malm (11%). Ces différences suggèrent que les climats jurassiques étaient différents de ceux du Crétacé. La différence porte probablement sur la pluviosité plutôt que sur la température car, la kaolinite est fréquente au Jurassique (Terres Noires par exemple). Il semble que les précipitations devaient être plus régulièrement réparties au long de l'année sinon plus abondantes au Jurassique qu'au Crétacé.

Dans l'Océan Atlantique, on note également une proportion moindre de smectites au Jurassique, mais ce fait paraît déterminé par l'instabilité tectonique des marges. L'éventuelle différence climatique entre Jurassique et Crétacé est donc masquée dans l'Atlantique par l'influence tectonique.

### 6) Conclusions

De nombreux facteurs interfèrent dans la sédimentation argileuse du domaine subalpin. Leur importance relative varie selon les périodes et les lieux. Le tableau XI récapitule les mécanismes dominant la sédimentation du Mésozoïque supérieur dans chaque domaine étudié. On constate que les mécanismes de la sédimentation différentielle tiennent une place très importante surtout dans les domaines de plate-forme mais également dans le domaine pélagique aux périodes où l'extension des plates-formes est maximale.

|                        | <u>JURA MERIDIONAL</u>  | <u>BAUGES</u>  | <u>CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES</u>                           |                                       |
|------------------------|---|--|--|---------------------------------------|
| CRETACE SUPERIEUR      | -----   | Aplanissement continental - Pédogenèse active.                   | -----  | CLIMAT                                |
| CENOMANIEN             | -----   | ?  | Aplanissement - Pédogenèse - Sédimentation différentielle        | CHAUD<br>A<br>HUMIDITE<br>SAISONNIERE |
| ALBIEN                 | -----   | Instabilité tectonique   | Instabilité tectonique   |                                       |
| APTIEN                 | Sédimentation différentielle                                    | Sédimentation différentielle                                     |  |                                       |
| BARREMIEN              |   |  |  |                                       |
| HAUTERIVIEN            | Pédogenèse active.  | Aplanissement - Pédogenèse active.                               | Aplanissement - Pédogenèse active.                               |                                       |
| VALANGINIEN            | Sédimentation différentielle                                    | Instabilité tectonique   | Instabilité tectonique (marge occidentale)                       | CONTRASTE                             |
| BERRIASIEN             | Changement des sources terrigènes-Sédimentation différentielle. | Changement des sources terrigènes. Sédimentation différentielle. | Changement des sources terrigènes. Sédimentation différentielle. |                                       |
| TITHONIQUE PORTLANDIEN | Sédimentation différentielle.                                   |  |  |                                       |
| KIMMERIDGIEN           | Erosion active.   | Erosion active.  | Pédogenèse et érosion active.                                    | CHAUD<br>A<br>HUMIDITE<br>CONSTANTE   |
| OXFORDIEN              |   |  |  |                                       |

Tableau XI : Récapitulation des facteurs prépondérants du paléoenvironnement intervenant sur la sédimentation argileuse.  
(Les hachures correspondent aux périodes où l'expression des climats est la plus nette.)

CONCLUSIONS GENERALES



La constitution des assemblages argileux étudiée sur environ 1 000 échantillons du Jurassique supérieur et du Crétacé du Jura méridional et du domaine subalpin résulte de causes diverses de nature diagénétique et paléogéographique.

### 1) DIAGENESE

Dans la chaîne des Aravis et à l'Est de la faille d'Arcalod dans le massif des Bauges, les assemblages argileux, relativement homogènes quelle que soit la période considérée sont dominés par l'illite et la chlorite. Ces minéraux proviennent en partie de la transformation de smectites et/ou de kaolinite. Les évolutions minéralogiques s'effectuent par l'intermédiaire de minéraux interstratifiés souvent subréguliers et parfois vermiculitiques. Dans les Bauges, l'absence de gradient diagénétique Ouest-Est traduit une empreinte modérée du métamorphisme alpin. La diagenèse paraît plutôt en relation avec l'enfouissement provoqué par la superposition tectonique des unités pré-alpines. Dans le massif des Bauges, on distingue :

- 1) un domaine situé à l'Est de la faille d'Arcalod où les assemblages argileux sont profondément transformés ;
- 2) un secteur situé à l'Ouest de la faille d'Arcalod où les minéraux argileux, essentiellement hérités reflètent les conditions de sédimentation.

Dans les chaînes subalpines méridionales, les modalités de la diagenèse des minéraux argileux sont plus complexes. Dans certains bancs calcaires du Barrémien de Sisteron, une partie des smectites floconneuses est recristallisée en smectites lattées. Ce processus diagénétique précoce ne semble pas déterminer une augmentation de la proportion totale de smectites. Dans les secteurs éloignés des influences thermodynamiques et dans les niveaux peu enfouis, les smectites des bancs calcaires sont parfois partiellement transformées en chlorite par l'intermédiaire d'édifices interstratifiés (14c-14s) subréguliers (coupes de Montclus et de Sisteron). Dans les interbancs marneux les transformations minéralogiques sont nulles ou très faibles, les assemblages argileux sont essentiellement hérités.

Sur les coupes de Daluis et Vergons, relativement proches des zones internes métamorphisées, l'influence de l'enfouissement sédimentaire détermine des transformations minérales d'intensité variable suivant les périodes. Les smectites notamment sont transformées en chlorite et en illite par l'intermédiaire d'édifices interstratifiés diversifiés, parfois subréguliers.

Dans le secteur de Blégiers, les assemblages argileux sont homogènes quelle que soit la période considérée. Ils sont constitués d'illite, de chlorite et de minéraux interstratifiés et sont tout à fait comparables à ceux du domaine oriental des Bauges. L'influence du métamorphisme alpin et/ou de l'enfouissement tectonique paraît responsable de ces transformations minéralogiques.

En résumé, les causes de la diagenèse sont multiples. Elles sont surtout liées à la lithologie lorsque l'empreinte thermodynamique est faible. Les smectites sont alors partiellement transformées en chlorites. Quand la pression et la température augmentent, les smectites, puis la kaolinite, sont totalement transformées. Trois facteurs déterminent l'élévation de pression et de température :

- proximité de zones métamorphiques ;
- enfouissement sédimentaire ;
- enfouissement tectonique.

Ces trois facteurs agissent de façon indépendante, antagoniste ou concomitante sur les assemblages argileux. Dans tous les cas, ils conduisent à la disparition des smectites et de la kaolinite en direction des zones internes.

## 2) PALEOENVIRONNEMENT

Son influence s'exerce dans les domaines non diagénetiques : Jura méridional, Bauges occidentales, klippe de Sulens, coupes de Montclus, Sisteron, Chabrières et Taulanne.

La sédimentation argileuse est contrôlée par de nombreux facteurs dont l'importance respective varie selon le lieu et l'âge :

- L'instabilité tectonique se manifeste dans les Bauges et dans les chaînes subalpines méridionales au Valanginien et à l'Aptien-Albien. Au Valanginien, elle conduit à une sédimentation marneuse riche en illite et kaolinite. A l'Aptien-Albien, elle se traduit par une sédimentation silico-clastique dans les Bauges, par une sédimentation marneuse dans les chaînes subalpines méridionales.

Après les périodes d'instabilité, l'aplanissement du continent nourricier permet le développement de sols mal drainés où se forment les smectites. Parallèlement, l'érosion et le flux terrigène diminuent, permettant le développement d'une sédimentation plus carbonatée.

- Les mécanismes de la sédimentation différentielle (dépôt des minéraux primaires et de la kaolinite sur les bordures, exportation des smectites vers le large) sont essentiels pour comprendre l'évolution temporelle et spatiale des assemblages argileux dans le domaine subalpin. L'influence importante de ces processus est à opposer au rôle mineur des tris minéralogiques survenant dans les parties du Domaine Atlantique étudiées à la faveur des forages du D. S. D. P.

- L'évolution des bassins versants s'enregistre dans la sédimentation argileuse, notamment après les périodes d'instabilité tectonique. Durant les premiers stades du rajeunissement morphologique les minéraux primaires (illite et chlorite) augmentent, puis la kaolinite prend le relais, traduisant ainsi une stabilisation des reliefs et la hiérarchisation des bassins versants.

L'absence d'argiles fibreuses dans le domaine subalpin s'oppose à la fréquence de ces minéraux dans l'Océan Atlantique. Cette absence paraît liée à l'inexistence de bassins marginaux semi-clos où se forment les argiles fibreuses plutôt qu'à un climat défavorable à la formation de ces minéraux.

- L'expression des climats apparaît à plusieurs échelles à travers la composition des cortèges argileux :

+ Les assemblages argileux relativement homogènes et riches en smectites du Crétacé indiquent durant les périodes de stabilité tectonique et de pédogenèse, un climat moyen chaud à humidité saisonnière contrastée. L'ubiquité et la proportion souvent élevée de smectites au Crétacé s'opposent à la rareté ou au faible pourcentage moyen de ces minéraux au Jurassique terminal. Cette différence connue dans d'autres régions de l'Europe occidentale, pourrait avoir une origine climatique. Un climat plus régulièrement humide ou globalement plus humide au Jurassique terminal qu'au Crétacé est envisageable.

+ Les alternances marno-calcaires largement développées dans le Crétacé inférieur du domaine subalpin paraissent refléter des périodes à humidité saisonnière plus contrastée pour les bancs calcaires, plus constante pour les interbancs marneux, la température étant élevée dans les deux cas.

Les séries mésozoïques étudiées présentent de grandes similitudes entre les domaines Atlantique Nord et subalpin du point de vue de la signification des assemblages argileux détritiques. Quant à la composition des assemblages argileux, des différences qualitatives et quantitatives apparaissent entre les deux domaines :

- absence d'argiles fibreuses dans le domaine subalpin ;
- plus grande abondance de la kaolinite dans le domaine subalpin probablement liée à la proximité de terres émergées ;
- pourcentage moyen de smectites souvent plus élevé dans le domaine atlantique ;
- amplitude des variations minéralogiques généralement plus faible dans le domaine atlantique.

De plus, il faut souligner l'apparente indépendance entre l'évolution des domaines atlantique et alpin.

### 3) PERSPECTIVES

Parmi les voies de recherche susceptibles de préciser les études présentées dans ce travail, soulignons particulièrement l'intérêt de développer les études horizontales, c'est-à-dire restreintes dans le temps mais d'extension géographique importante.

Sur le plan de la diagenèse, il conviendrait :

- 1) d'effectuer une zonation précise des influences diagénétiques dans les massifs subalpins des Bauges et des Bornes ;
- 2) de préciser les modalités de transformations minéralogiques dans les alternances marno-calcaires.

En ce qui concerne le paléoenvironnement, l'étude des assemblages argileux couplée à celle des microfaciès peut permettre de déterminer les évolutions séquentielles dans les domaines de plate-forme exempts de diagenèse (Jura méridional, Bauges). Dans le domaine pélagique des chaînes subalpines méridionales, un échantillonnage dense des coupes permettrait de préciser la signification des séquences et de les corrélérer à celles du domaine de plate-forme.

Enfin, les changements minéralogiques intervenant au voisinage de la limite Jurassique-Crétacé devraient être précisés afin de faire la part des diverses influences du paléoenvironnement.

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

TABLE DES MATIERES

## BIBLIOGRAPHIE

- ADATTE T. et RUMLEY G., 1984 .- Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Sainte Croix (V.D.), Cressier et du Landeron N.E. *Bull. Soc. Neuchâteloise de Sciences Naturelles*. t. 107, p. 221 - 239.
- ANONYME, 1978 .- Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X. *Publ. int. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 27 p.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., CHAROLLAIS J., CONRAD M. A., COTILLON P., FERRY S., MASSE J.-P. et PEYBERNES B., 1979 .- Paléogéographie des calcaires urgoniens du Sud de la France. *Géobios*, mém. spéc., n° 3, p. 363-383, 7 fig.
- ARTRU P., 1965 .- Sur la présence de dolomite dans les "Terres Noires" de l'anticlinorium de Laragne (Hautes-Alpes). Interprétation paléoocéanographique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. VII, p. 769-772.
- ARTRU P., 1967 .- Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les Terres Noires jurassiques d'Embrun à la vallée du Rhône (France). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 20, 4, p. 211-222.
- ARTRU P., 1972 .- Les Terres Noires du Bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. *Thèse Etat, Lyon*, 173 p.
- ARTRU P., DUNOYER DE SEGONZAC G., COMBAZ A. et GIRAUD A., 1969 .- Variations d'origine sédimentaire et évolution diagénétique des caractères palynologiques et géochimiques des Terres Noires jurassiques en direction de l'arc alpin (France, Sud-Est). *Bull. Centre Rech. Pau - S. N. P. A.*, 3, 2, p. 357-376.
- ARTRU P. et GAUTHIER J., 1968 .- Evolution géochimique et diagénétique d'une série miogéosynclinale (Lias inférieur à Berriasien) d'après l'étude du sondage de Valvignères (France, Sud-Est). *Bull. Centre Rech. Pau - S. N. P. A.*, 2, 1, p. 101-116.
- BAUDRIMONT A. F. et DUBOIS P., 1977 .- Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le sud-est de la France. *Bull. Centre Rech. Pau - S. N. P. A.*, 1,1, p. 261-308, 24 fig., 1 tabl.
- BEAUDOIN B., 1977 .- Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. *Thèse Etat, Caen*, 339 p.
- BEAUDOIN B., 1980 .- Le bassin subalpin (au Mésozoïque). In *Mém. B. R. G. M.*, n° 107, p. 284-291.
- BEAUDOIN B., BIE J., CONARD M., GUY B. et LE DOEUFF D., 1974 .- Essai d'analyse des rythmes dans des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVI, p. 634-642.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. et GIGOT P., 1975a .- Alpes méridionales françaises : reconstitution du bassin de sédimentation. *IXème Congr. intern. Sédimentologie*, livret-guide, exc. 7, Nice, 221 p.
- BEAUDOIN B., LE DOEUFF D. et PINAULT M., 1975b .- Les glissements synsédimentaires (slumping) : un mécanisme essentiel au Jurassique terminal-Néocomien du SE de la France. *IXème Congr. intern. Sédimentologie*, thème 6, p. 221-227, Nice.
- BERNER R. A., 1971 .- *Principles of chemical sedimentology*. McGraw-Hill, 240 p.
- BERTHOU P. Y., BLANC P. et CHAMLEY H., 1982 .- Sédimentation argileuse comparée au Crétacé moyen et supérieur dans le bassin occidental portugais et sur la marge voisine (site 398 D. S. D. P.) : Enseignements paléogéographiques et tectoniques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, p. 461-472.
- BLANC J.-J. et GOUVERNET C., 1967 .- L'isthme durancien en Basse-Provence occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. IX, p. 631-639.

- BONHOMME M., CLAUER N., COTILLON P., et LUCAS J., 1969.- Datation rubidium-strontium de niveaux glauconieux du Crétacé inférieur de Haute Provence : mise en évidence d'une diagenèse. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 22, 4, p. 235-247.
- BOUQUILLON A., 1984.- Stratigraphie, paléoenvironnement et diagenèse dans le primaire sédimentaire des forages profonds du Nord de la France. D.E.A. Lille, 51 p.
- BRINDLEY G.W. et BROWN G., 1980.- *Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification*. Mineralogical Society. Londres, 495 p.
- BROSSE E., 1982.- Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "Black-Shales" du Crétacé dans l'Atlantique Central Nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. *Thèse doct. ing.* Paris, 474 p.
- BRUCKNER W.D., 1953.- Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 23, n° 4, p. 235-237.
- BURST J.F. 1969.- Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull.* vol. 53, p. 73-93.
- CAILLERE S., HENIN S., et RAUTUREAU M., 1982.- *Minéralogie des argiles II classification et nomenclature*, Masson, Paris, 189 p.
- CALATAYUD P., 1981.- Alluvionnement argileux dans deux bassins versants du Nord de la France. D.E.A. Lille, texte ronéo., 49 p.
- CAROZZI A., 1950.- Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. *Arch. Sci. Genève*, vol. 3, fasc. 1-2, p. 1-76.
- CAROZZI A., 1955.- Some remarks on cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 25, n° 1, p. 78-79.
- CHAMLEY H., 1966.- *Guide technique du laboratoire de géologie marine*. Document interne, station marine d'Endoume et centre d'océanographie. Luminy, Marseille, 168 p.
- CHAMLEY H., 1971.- Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Sci. Géol., Strasbourg*, Mém. 35, 225 p.
- CHAMLEY H., 1979.- North atlantic clay sedimentation and paléoenvironnement since the late jurassic. Reprint from: Deep drilling results in the atlantic ocean; continental margins and paleoenvironment. *Maurice Ewing Series* . 3, Amer. Geoph. Union. Publ. Ed. M. Talwani, W. Hay, W.B.F. Ryan: p. 342 - 361.
- CHAMLEY H., 1981.- Long-term trends in clay deposition in the ocean. *Oceanologica Acta, Proceedings 26 th International Geological Congress, Geology of the oceans symposium*. Paris, p. 105 - 110
- CHAMLEY H. et BONNOT-COURTOIS C., 1981.- Argiles authigènes et terrigènes de l'Atlantique et du Pacifique N.W. (Leg 11 et 58 D.S.D.P.) : Apport des terres rares. *Oceanologica Acta*, vol. 4, n° 2, p. 229-238.
- CHAMLEY H. et DEBRABANT P., 1983.- Héritage de minéraux métamorphiques et diagenèse dans le mésozoïque inférieur de la marge atlantique du Maroc. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 296, p. 651 - 656.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., CANDILLIER A. M. et FOULON J. 1983.- Clay mineralogical and inorganic geochemical stratigraphy of Blake Bahama Basin since the Callovian, Site 534, Deep Sea Drilling Project, Leg 76. *Init. Reports D.S.D.P.*, vol. LXXVI, p. 437 - 451.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J., GIROUD D'ARGOUD G., LATOUCHE C., MAILLET N. MAILLOT H. et SOMMER F. 1979.- Mineralogy and geochemistry of cretaceous and cenozoic atlantic sediments off the iberian peninsula (Site 398, D.S.D.P. Leg 47B). *Init. Reports D.S.D.P.*, vol. XLVII, Part 2, p. 429 - 449.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J. et MAILLOT H. 1978.- Minéralogie et géochimie des sédiments secondaires et cénozoïques de la marge atlantique Nord- orientale. (Legs 47B, 48, 50, D.S.D.P.) *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n° 4, p. 401 - 410.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J. et LEROY P. 1980a.- Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 D.S.D.P) *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n° 5, p. 745 - 755.

- CHAMLEY H. et GIROUD D'ARGOUD G., 1979 .- Clay mineralogy of site 397, south of Canary Islands. (D.S.D.P., Leg 47A). *Init. Reports, D.S.D.P.*, vol. XLVII, Part 1, p. 595 - 601.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G., et ROBERT C. 1980b .- Clay mineralogy of cretaceous and cenozoic sediments off the moroccan margin, Deep sea drilling project sites 415 and 416. *Init. Reports D.S.D.P. vol.II* p. 715 - 723.
- CHAMLEY H., FROGET C. H. et PORTIER J. 1973 .- Minéraux argileux de roches sols et sédiments fluviatiles dans le bassin versant du Haut-Verdon. (Alpes de Haute Provence). *Sci. Géol. Bull.*, 26, 4, p. 279 - 303.
- CHAMLEY H. et MASSE J.P. 1975 .- Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments barrémiens et bédouliens de Provence. *IXème Congr. intern. Sédimentologie, Nice, thème 1*, p. 24 - 31.
- CHAMLEY H. et ROBERT C., 1979 .- Late cretaceous to early paleogene environmental evolution expressed by the atlantic clay sedimentation. *In : Cretaceous - Tertiary Boundary Events Symposium*. Ed. W.K. Christensen et T. Birkelund II Univ. Copenhagen.
- CHAMLEY H. et ROBERT C., 1982 .- Paleoenvironmental significance of clay deposits in atlantic Black-Shales. *In : SCLANGER, S.O., CITA, M.B., (Ed.), Nature and origin of cretaceous carbon-rich faciès, Academic Press*. p. 101 - 112.
- CHAROLLAIS J., 1966 .- Note préliminaire sur le Crétacé moyen dans le massif des Bornes (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 262, p. 42 -44.
- CHAROLLAIS J., ARNAUD-VANNEAU A., BUSNARDO R., CLAVEL B., DONZE P., FAUCONNIER D., MANIVIT H., OERTLI H.J., SEPTFONTAINE M., STEINHAUSER N. et STRASSER A., 1981a .- Groupe français du Crétacé Réunion en Haute-Savoie. *Livret guide. Publ. Dept. Géol et Paléontologie de l'université de Genève. Série guide géologique n° 1.169* p.
- CHAROLLAIS J., ROSSET J., BUSNARDO R., MANIVIT H. et REMANE J., 1981b.- Stratigraphie du Crétacé en relation avec les formations qui encadrent l'Unité de Nantbellet (= nappe inférieure sensu lato de la klippe de Sulens) Haute - Savoie, France. *Géologie alpine*, t. 57 p. 15 - 91.
- CHAROLLAIS J., VILLOUTREYS de O. et DAVAUD E., 1978 .- Note préliminaire sur le " Gault helvétique " des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Géol. Médit.*, t. V, n° 1, p. 55 - 64.
- COMMISSARIAT A L'ENERGIE ATOMIQUE, 1963 .- Commission d'établissement des méthodes d'analyses du commissariat à l'énergie atomique. n° 140 65, Edit. C.E.A.
- CONARD M., 1980 .- Les faciès de plate-forme du Cénomaniens entre le massif du Tanneron et le dôme de Barrot (S.E. France). *Géol. Médit.*, t. VII, n° 3, p. 277 - 281.
- COTILLON P., 1971 .- Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. B.R.G.M.*, n° 68, 313 p.
- COTILLON P., DARMEDRU C., FERRY S. et RIO M., 1982 .- De l'éocrétacé à bancs et interbancs aux marnes bleues gargaso-albiennes : Pas de coupure dans le contrôle cyclique de la sédimentation en domaine vocontien (France S.E.). *9ème Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris, Soc. Géol. France édit. p. 157.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M., 1979 .- A la recherche des facteurs oscillants de la sédimentation marine ancienne par l'étude des alternances marno-calcaires. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 289, p. 1121 - 1124.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M., 1980 .- Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France S.E.) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n° 5, p. 735 - 744.

- COTILLON P. et RIO M. 1984 .- Cyclicité comparée du Crétacé inférieur pélagique dans les chaînes subalpines méridionales (France S.E.), l'Atlantique central (site 534 D.S.D.P) et le golfe du Mexique (sites 535 et 540 D.S.D.P.); implications paléoclimatiques et application aux corrélations stratigraphiques transthéthysiennes. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXVI, p. 47 - 61.
- DARMEDRU C., 1982 .- La microfaune dans les alternances marne-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *Thèse 3ème Cycle*, Lyon I, 154 p., 111 Fig., 3 pl.
- DARMEDRU C., 1984 .- Variations du taux de sédimentation et oscillations climatiques lors du dépôt des alternances marne-calcaire pélagiques; exemple du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, p. 63 -70.
- DARMEDRU C., COTILLON P. et RIO M., 1982 .- Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations avec les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, n° 3, p. 627 - 640.
- DARSAC C., 1983 .- La plate - forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie. *Thèse 3ème cycle*, Grenoble, 319 p.
- DEBELMAS J., 1974 .- *Les Alpes franco - italiennes* : In Géologie de la France II. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin édit., 544 p.
- DEBELMAS J., et KERCKHOVE C., 1980 .- Les Alpes franco-italiennes. *Géol. Alpine.*, t. 56, p. 21 - 58.
- DEBRABANT P. et CHAMLEY H., 1982 .- Influences océaniques et continentales dans les premiers dépôts de l'Atlantique Nord. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, n° 3, p. 473 - 486.
- DEBRABANT P., DELBART S. et LEMAGUER D., 1984 .- Microanalyses géochimiques de minéraux argileux - application à l'étude de quelques sédiments prélevés en Atlantique Nord, à la base des forages du D.S.D.P. *Clay minerals*, à paraître.
- DECOMMER H., 1981 .- Etude palynoplantologique et cadre sédimentologique du Jurassique et du Crétacé du Nord de la France. *Thèse 3ème cycle*, Lille, 232 p.
- DECONINCK J.F. 1982 .- Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral boulonnais. *D.E.A.*, Lille, texte ronéo, 55 p.
- DECONINCK J.F., CHAMLEY H., DEBRABANT P. et COLBEAUX J.P., 1982 .- Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Ann. Soc. géol. Nord.*, t. CII, p. 145 - 152.
- DECONINCK J.F. et CHAMLEY H., 1983 .- Héritage et diagenèse des minéraux argileux dans les alternances marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine subalpin. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 297, p. 589 - 594.
- DEER W.A., HOWER R.A. et ZUSSMANN J., 1963 .- *Rock Forming Minerals. Vol. 3 Sheet silicates*. Longmans Ed., Londres, 270 p.
- DELAMETTE M., 1982 .- Recherches sur le méso-Crétacé subalpin entre Annecy et la frontière franco-suisse. *Thèse 3ème cycle*, Lyon I, 320 p.
- DELBART S., 1983 .- Microanalyse géochimique de particules sédimentaires de taille argileuse. *D.E.A.*, Lille, texte ronéo, 52 p.
- DESPRAIRIES A., 1983 .- Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application à l'étude des sédiments. *Clay minerals*, 18, p. 165 -175.
- DESPRAIRIES A. et BONNOT - COURTOIS C., 1980 .- Relation entre la composition des smectites sous marines et leur cortège de terres rares. *Earth and Pl. Sc. Lett.*, 48, p. 124 - 130.
- DONZE P., 1958 .- Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la " fosse vocontienne " (massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grand - Causses, Provence, Alpes maritimes). *Thèse Etat*, Lyon, 221 p.



- DOUDOUX B., 1973 .- Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). *Ann. Centre universitaire de Savoie.*, t. I, p. 125 -139.
- DOUDOUX B., MERCIER de LEPINAY B. et TARDY M., 1982 .- Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 295, p. 63 - 68.
- DREYFUSS M., 1954 .- Considérations sur la genèse des bancs dans les sédiments marins. *Ann. Soc géol. Nord*, t. LXXIV, p 95 - 105.
- DUNOYER de SEGONZAC G., 1969 .- Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 29, 320 p.
- DUNOYER de SEGONZAC G., ARTRU P. et FERRERO J., 1966 .- Sur une transformation de minéraux argileux dans les Terres Noires du bassin de la Durance. Influence de l'orogénie alpine. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 262, p. 2401 - 2404.
- EDER W., 1982 .- Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone-marl alternations (Devonian and Carboniferous Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany). In *Einsele and Seilacher, Cyclic and Event Stratification*. p. 98 - 112.
- ENAY R., 1966 .- L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. Etude stratigraphique. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, Fasc. VIII, t. 1, 323 p.
- ENAY R. et DONZE P., 1972 .- Notice explicative de la carte géologique Seyssel à 1/50000ème. *B.R.G.M.*
- ELTCHANINOFF-LANCELOT C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P. et TARDY M., 1982 .- Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont-Blanc et Belledune (Savoie-Alpes occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, p. 817 - 830.
- ESQUEVIN J., 1969 .- Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.*, 3, p. 147 -154.
- FAUGERES J.C., LANG J., LUCAS G. et PERRIAUX J., 1970 .- Contribution à l'étude des faciès détritiques du Crétacé moyen du Vercors. *Géol. alpine*, t. 46, p. 77 - 86.
- FERRY S., 1976 .- Cônes d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drôme. Implications structurales. *Thèse 3ème cycle*, Lyon, 144 p.
- FERRY S., 1979 .- Alternances marno-calcaires : comparaison du contenu minéralogique et faunique des bancs et interbancs dans le Barrémien vocontien (S-E de la France). *7ème Réunion. Ann. Sci. Terre*, Lyon, Soc. Géol. France édit. p. 189.
- FERRY S., COTILLON P. et RIO M., 1983 .- Diagenèse croissante des argiles dans des niveaux isochrones de l'alternance calcaire-marne valanginienne du bassin vocontien. Zonation géographique. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 297, p. 51 - 56.
- FOURNIER M., 1978 .- Etude sédimentologique des dépôts tithoniques et berriasiens dans les environs de Grenoble. *Rapport interne*, Ecole des Mines de Paris, 68 p.
- FRAKES L.A. 1979 .- *Climates throughout geological time*. Elsevier, Amsterdam 310 p.
- FUCHTBAUER H. et GOLDSCHMIDT M., 1959 .- Die Tonminerale der Zechsteinformation. *Beitr. Mineral. Petrol.*, 6, p. 320 - 345.
- FURON R., 1972 .- *Eléments de paléoclimatologie*. Vuibert, Paris, 216 P.
- GARDUNO - MONROY V. H., 1981 .- Contribution à l'étude géologique de la partie méridionale du massif des Bauges. Savoie - France. *Thèse doct. ing.*, Paris, 195 p.
- GIBBS R.J., 1977 .- Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 47, n° 1, p. 237 - 243.
- GIGNOUX M., 1950 .- Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 230, n° 8, p. 693 -698.

- GIROUD d'ARGOUD G., CHAMLEY H. et MASSE J.P., 1976 .- Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments de l'Aptien supérieur de Provence. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 282, p. 1673 - 1675.
- GOGUEL J., 1944 .- Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. France.*, t. XLIV, n° 215, p. 39 - 50.
- GOGUEL J., 1953 .- *Les Alpes de Provence*. Hermann Edit. Paris, 124 p.
- GRACIANSKY de P.C., BOURBON M., CHARPAL de O., CHENET P.Y. et LEMOINE M. 1979 . Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France.*, (7), t. XXI, n° 5, p. 663 - 674.
- GRACIANSKY de P.C., BROUSSE E., DEROO G., HERBIN J.P., MONTADERT L., MULLER C., SIGAL J. et SCHAAF A. 1982 .- Les formations d'âge crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique : Paléogéographie et milieux de dépôt. *Rev. Inst. Fr. Pétrole.*, vol. 37, n° 3, p. 275 - 336.
- HALLAM A., 1964 .- Origin of the limestone-shale rythm in the Blue Lias of England : a composite theory. *J. Géol.*, vol. 72, n° 2, p. 157 - 169.
- HELLER - KALLAI L., YARIV S. et RIEMER M., 1973 .- The formation of hydroxy interlayers in smectites under the influence of organic bases. *Clay Minerals*, vol. 10, p. 35 - 40.
- HIRTZ P., 1949 .- L'anticlinal du Gros Foug au Nord de Serrières en Chautagne (Savoie). *Bull. Soc. géol. France.*, (5), t. 9, p. 161 - 166.
- HOFFERT M., 1980 .- Les " argiles rouges des grands fonds " dans le Pacifique centre est. Authigenèse, transport, diagenèse. *Sci. Géol., Strasbourg*, Mém. n° 61, 231 p.
- HOFFMAN J. et HOWER J., 1979 .- Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers : application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A. *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist.*, Special publication, n° 26, p. 55 - 79.
- HOLTZAPFFEL T., 1981 .- Minéralogie des argiles dans les roches ante-Crétacé supérieur d'Othrys (Grèce continentale). *D.E.A.*, Lille, texte ronéo, 52 p.
- HOLTZAPFFEL T., 1983 .- Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du domaine Nord-Atlantique. *Thèse 3ème cycle*, Lille, 164 p.
- HOLTZAPFFEL T. et CHAMLEY H., 1983 .- Morphologie et genèse de smectites albo-aptiennes et paléogènes de l'Atlantique Nord : héritage et recristallisation. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 296, p. 1599 - 1602.
- (X) HOWER J., ESLINGER E., HOWER M. et PERRY E., 1976 .- Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment, 1, Mineralogical and chemical evidence. *Géol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 725 - 737.
- JAFFREZO M., 1980 .- Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie, extension des résultats à la Mésogée. *Thèse Etat*, Paris, 614 p.
- JOSEPH P., 1984 .- Position des slumpings dans l'évolution sédimentaire du Malm-Crétacé subalpin. *Rapport interne*, Ecole des Mines de Paris.
- JOUCHOUX A., 1984 .- Minéralogie et géochimie des sédiments pélagiques alternants calcaire-marne du Crétacé inférieur du bassin vocontien (Sud-Est de la France) et du site 535 du D.S.D.P. (Sud-Est du golfe du Mexique). *Thèse 3ème cycle*, Lyon I, 166 p.
- KARPOVA G.V. et SHEVYAKOVA E.P., 1965 .- Epigenetic features specific to the transitional region of the Greater Donets downwarp. *Dokl. Acad. Sci. U.S.S.R., Earth Sci. Sect.*, 160 (4), p. 40 - 43.
- KISCH H.J., 1983 .- Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In : *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. vol.II, p. 289 -494, Elsevier, Amsterdam.

- KOPORULIN V.I., 1972 .- Catagenic changes in sandy-pebbly Upper Cretaceous rocks, Penzhinsk Bay area, Kamchatka. *Lithol. Miner. Resour.* vol. 7, n° 2, p. 231 - 238.
- KUBLER B., 1964 .- Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Fr. Pétrole.*, vol. 19, p. 1093 - 1112.
- KUBLER B., 1966 .- La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Colloque Neuchâtel, Etages tectoniques*, p. 105 - 122.
- KUBLER B., 1973 .- La corrensite, indicateur possible du milieu de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.*, 7, (2), p. 543 - 556.
- KUBLER B., 1984 .- Cristallinité de l'illite et diagenèse, révision. *5ème congrès européen de sédimentologie*, p. 242.
- KULBICKI G. et MILLOT G., 1960 .- L'évolution de la fraction argileuse des grès pétroliers cambro-ordovicien du Sahara central. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.* 13, 4, p. 147 - 156.
- LE DOEUFF D., 1977 .- Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales. *Thèse 3ème cycle*, Paris, 239 p.
- LE HEGARAT G., 1971 .- Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon.*, n° 43, 576 p.
- LEROY P., 1981 .- Contribution à l'étude de la sédimentation argileuse sur les marges de l'océan atlantique nord depuis le Jurassique supérieur. *Thèse 3ème cycle*, Lille, 146 p.
- LOMBARD A., 1956 .- *Géologie sédimentaire. Les séries marines*. Paris, Masson, 722 p.
- LOMBARD A., 1972 .- *Séries sédimentaires. Genèse, évolution*. Paris, Masson, 425 p.
- LONG G. et NEGLIA S., 1968 .- Composition de l'eau interstitielle des argiles et diagenèse des minéraux argileux. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 23, p. 53 - 69.
- LUCAS J., 1962 .- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 23, 202 p.
- LUCAS J. et ATAMAN G., 1968 .- Mineralogical and geochemical study of clay mineral transformations in the sedimentary Triassic Jura basin (France). *Clays clay mineral.*, 16 (5), p. 365 - 372.
- MACHHOUR L. et PHILIP J., 1984 .- Faciès de type "Black-Shales" et laminites de l'Albien de la région de Toulon (S.E. France). *5ème Congrès européen de sédimentologie*. p. 260 - 261.
- MAILLOT H., 1983 .- Les paléoenvironnements de l'Atlantique Sud : Apports de la géochimie sédimentaire. *Soc. géol. Nord, Publ. n° 9*, 316 p.
- MANGIN J.P., 1963 .- Etude des phénomènes actuels d'érosion, de transport et de sédimentation conduisant à des dépôts alternants. *C.R. Soc. géol. Fr.*, t. 5, p. 153 - 155.
- MASSE J.P. et PHILIP J., 1976 .- Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : Révision du concept d'isthme durancien. *Rev. Géogr. Phys. et de Géol. Dynam.*, 2, vol. XVIII, fasc. 1, p. 49 - 66.
- MAUREL P., 1959 .- Etude minéralogique de quelques marnes oxfordiennes. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 82, p. 276 - 284.
- MELIERES F., 1978 .- X-Ray mineralogy studies, Leg 41, Deep Sea Drilling Project, Eastern North Atlantic Ocean. *Init. Reports, D.S.D.P.*, vol. XLI, p. 1065 - 1086.
- MILLOT G., 1964 .- *Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie*. Masson, Paris, 499 p.
- MOULLADE M., 1966 .- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon.*, n° 15, 369 p.
- MOUTY M., 1966 .- Le Néocomien dans le Jura méridional. *Thèse Sc. Genève, Publ. Lab. Géol. Univ. Genève.* n° 160, 256 p.

- NAGELSCHMIDT G. 1938 .- On the atomic arrangement and variability of the members of the montmorillonite group. *Min. Mag.*, vol. 25, p. 140.
- NOEL D., 1968 .- Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (fosse vocontienne, Basses Alpes). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 266, p. 1223 - 1225.
- ODIN G.S., 1975 .- Les glauconies : Constitution, formation, âge. *Thèse Etat, Univ. P et M. Curie.*, Paris, 245 p.
- PAIRIS B., PAIRIS J.L. et PORTHAULT B., 1973 .- Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges. Alpes de Haute Savoie. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 276, p. 1131 - 1132.
- PAQUET H., 1970 .- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 30, 206 p.
- PERRY E.D. et HOWER J., 1970 .- Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. *Clays clay Minerals.*, 18, p. 165 - 177.
- PERRY E.D. et HOWER J., 1972 .- Late stage deshydration in deeply buried pelitic sediments. *Am. Assoc. Petr. Géol. Bull.*, vol. 56, n° 10, p. 2013 - 2021.
- PERSOZ F., 1982 .- Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du plateau suisse et de la bordure Sud Est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. *Mat. Carte géol. Suisse.*, n° 155, 52 p.
- PERSOZ F., et REMANE J., 1976 .- Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le bassin vocontien. *Eclog. géol. Helv.*, vol. 69/1, p. 1 - 38.
- PINTA M., 1971 .- *Spéctrométrie d'absorption atomique. I et II.* Masson, Paris.
- PINTA M. et RIANDEY C., 1970 .- Les effets de matrice sur le dosages des traces par absorption atomique. In : *Dosage des éléments à l'état de traces dans les roches et autres substances minérales naturelles.* C.N.R.S., 464 p.
- PORTHAULT B., 1974 .- Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France Sud Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. *Thèse Etat, Lyon*, 340 p.
- POWERS M.C., 1959 .- Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalence level. *Clays and Clay minerals.*, 6th Nat. Conf., p. 309 - 326.
- REMANE J., 1966 .- Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. *Bull. Soc. géol. France.*, (7), t. VIII, p. 448 - 453.
- ROBERT C., 1982 .- Modalités de la sédimentation argileuse en relation avec l'histoire de l'Atlantique Sud. *Thèse Etat, Aix-Marseille*, 141 p.
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOURMAKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.J. et SCHAUB H., 1976 .- Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute Savoie, France). *Eclog. géol. Helv.*, vol. 69/2, p. 359 - 402.
- SANTOS NARVAEZ J.M., 1980 .- Contribution à l'étude géologique des chainons externes Nord-occidentaux du massif de Chartreuse (Savoie). *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris*, 170 p.
- SINGER A., 1980 .- The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Sc. Rev.*, 15, p. 303 - 326.
- SINGER A. et MULLER G., 1983 .- Diagenesis in argillaceous sediments. In : *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2, p. 115 - 212.
- STEINHAUSER N. et CHAROLLAIS J., 1971 .- Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du "Valanginien" de la région neuchateloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Géobios*, 4/1, p. 7 - 59.
- TANGRI A.K., 1980 .- Paléopentes, glissements synsédimentaires et reconstitution de bassin dans le domaine vocontien (Valanginien - Hauterivien de la zone subalpine méridionale des Alpes occidentales françaises). *Thèse 3ème cycle, Grenoble*, 196 p.
- THIEDE J., PASTOURET L. et MELGUEN M., 1974 .- Sédimentation profonde au large du delta du Niger (golfe de Guinée). *C.R. Acad. Sc.*, t. 278, p. 987 - 990.

- THOMEL G., 1963 .- Le Crétacé des environs de Chabrières (Basses-Alpes) *Bull. Soc. géol. France.*, (7), t. V, p. 333 - 344.
- THUNELL R.C., 1976 .- Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep sea sediments. *Geology*, vol. 4, p. 525 - 528.
- TOWE K.M. 1962 .- Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 32, n° 1, p. 26.
- TRAUTH D., EHRET G., EBERHART J.P. et WEBER F., 1977 .- Microscopie électronique et minéraux argileux. Résultats obtenus et orientations actuelles. *Publ. Int. Inst. géol. Strasbourg.* 16 p.
- TRIPLEHORN D.M., 1970 .- Clay mineral diagenesis in Atoka (Pennsylvanian) sandstones, Crawford County, Arkansas. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 40, p. 838 - 847.
- VAIL P. R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S., 1977 .- Global cycles of relative changes of sea level. *Am. Assoc. Petrol. Geologist. Mem.* 26, p. 83 - 98.
- VIEBAN F., 1983 .- Installation et évolution de la plate-forme urgonienne (Hauterivien à Bédoulien) du Jura méridional aux chaînes subalpines (Ain, Savoie, Haute - Savoie). *Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie. Thèse 3ème cycle*, Grenoble, 293 p.
- WATERLOT B., 1970 .- Sur le niveau pseudobréchique fossilifère de l'Albien des Bauges (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sc., Paris*, t. 271, p. 567 - 569.
- WHITEHOUSE G., JEFFREY L.M. et DEBBRECHT J.D., 1960 .- Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. *Clays and Clay Minerals.*, vol. 7, p. 1 - 79.
- WILSON M.D. et PITTMAN E.D., 1977 .- Authigenic clays in sandstones: recognition and influences on reservoirs properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 47, n° 1, p. 3 - 31.

## LISTE DES FIGURES

|   | page |
|---|------|
| Figure 1 : Localisation des secteurs étudiés dans le cadre géologique des Alpes occidentales.....                         | 2    |
| Figure 2 : Schéma structural des massifs subalpins savoyards et du Jura méridional.....                                   | 4    |
| Figure 3 : Schéma structural des chaînes subalpines méridionales.....   | 8    |
| Figure 4 : Localisation des coupes étudiées.....  | 12   |
| Figure 5 : Délimitation du domaine vocontien et localisation des coupes étudiées.....                                     | 13   |
| Figure 6 : Localisation des coupes étudiées dans les "Marnes Bleues"....  | 14   |
| Figure 7a : Coupe d'Avellard : minéralogie des argiles.....   | 21   |
| Figure 7b : Coupe des Gorges de la Reysse : minéralogie des argiles....   | 21   |
| Figure 7c : Coupe des Garins : minéralogie des argiles.....   | 21   |
| Figure 7d : Coupe de la Motte en Bauges : minéralogie des argiles.....  | 21   |
| Figure 8a : Coupe du Pécloz : minéralogie des argiles.....  | 23   |
| Figure 8b : Coupe des Gorges de Seythenex : minéralogie des argiles....   | 23   |
| Figure 8c : Coupe de la Clusaz : minéralogie des argiles.....   | 23   |
| Figure 8d : Coupe de Nancy sur Cluses : minéralogie des argiles.....  | 23   |
| Figure 9 : Exemples de raies (060) des smectites du Crétacé supérieur des Bauges.....                                     | 24   |
| Figure 10 : Répartition des assemblages argileux du Crétacé supérieur des massifs subalpins savoyards.....                | 25   |
| Figure 11 : Diffractogramme correspondant aux assemblages du domaine oriental.....  | 26   |
| Figure 12 : Coupe de l'anticlinal du Mont Durand et minéralogie des argiles.....  | 30   |
| Figure 13 : Carte géologique de Flumet au col des Aravis.....   | 30   |
| Figure 14 : Diagramme d'Esquevin relatif aux échantillons oxfordiens à valanginiens .....                                 | 31   |
| Figure 15 : Barrémien de Sisteron - Alternance A : minéralogie des argiles.....   | 35   |
| Figure 16 : Barrémien de Sisteron - Alternance A : diffractogrammes caractéristiques des marnes et des calcaires.....     | 36   |
| Figure 17 : Variations de la teneur en smectites en fonction de la granulométrie.....                                     | 37   |
| Figure 18 : Raie (060) des smectites des bancs calcaires du Barrémien de Sisteron.....                                    | 37   |
| Figure 19 : Barrémien de Sisteron - Alternance B : minéralogie des argiles.....   | 39   |
| Figure 20 : Barrémien de Montclus : minéralogie des argiles.....  | 40   |
| Figure 21 : Berriasien de St Alban-Leyse : minéralogie des argiles....  | 41   |
| Figure 22 : Berriasien de St Alban-Leyse : diffractogrammes caractéristiques des marnes et des calcaires.....             | 41   |
| Figure 23 : Minéralogie des argiles dans un faisceau à contournement (slumping) dans l'Hauterivien de Montclus.....       | 44   |
| Figure 24 : Hauterivien de Montclus : minéralogie des argiles.....  | 45   |
| Figure 25 : Berriasien de Montclus ( zone D ) : minéralogie des argiles.  | 47   |
| Figure 26 : Berriasien de Montclus ( zone D ) : diagramme Chlorite/Smectite.....  | 46   |
| Figure 27 : Diffractogramme d'un banc calcaire présentant le minéral "corrensite".....                                    | 48   |
| Figure 28 : Diffractogrammes réalisés sur essai glycolé de différentes fractions granulométriques d'un banc calcaire..... | 49   |
| Figure 29 : Evolution des rapports 17/15 et 17/10 dans les différentes fractions granulométriques étudiées.....           | 50   |
| Figure 30 : Berriasien de Montclus ( zone D ) : diagramme Chlorite/CaCO <sub>3</sub> .....                                | 51   |

|   |     |
|---|-----|
| Figure 31 : Berriasien de Montclus (zone D) : diagramme illite + kaolinite/ $\text{CaCO}_3$ dans les interbanes marneux.....            | 51  |
| Figure 32 : Berriasien de Montclus (zone C) : minéralogie des argiles.....  | 52  |
| Figure 33 : Berriasien de Vergons : minéralogie des argiles.....  | 53  |
| Figure 34 : Berriasien de Vergons : diffractogrammes caractéristiques des marnes et des calcaires.....                                  | 54  |
| Figure 35 : Valanginien de Daluis : minéralogie des argiles.....  | 55  |
| Figure 36 : Valanginien de Daluis : diagramme chlorite/ $\text{CaCO}_3$ .....   | 56  |
| Figure 37 : Valanginien de Daluis : granulométrie des interbanes marneux.....   | 56  |
| Figure 38 : Barrémien de Chavailles : minéralogie des argiles.....  | 57  |
| Figure 39 : Berriasien de Vergons : diffractogramme de la fraction argileuse d'un banc calcaire contenant des chlorites ferrifères..... | 60  |
| Figure 40 : Berriasien de Vergons : géochimie d'un banc calcaire et de deux interbanes marneux.....                                     | 61  |
| Figure 41 : Berriasien de Montclus : diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{MgO}$ .....                   | 62  |
| Figure 42 : Diffractogrammes caractéristiques des assemblages argileux du Tithonique-Berriasien de Blégiers.....                        | 68  |
| Figure 43 : Coupe de Daluis : Minéralogie des argiles.....  | 69  |
| Figure 44 : Coupe de Vergons : Minéralogie des argiles.....   | 72  |
| Figure 45 : Diagramme d'Esquevin relatif aux échantillons de Blégiers et Daluis.....  | 75  |
| Figure 46 : Coupe du Val de Fier : Minéralogie des argiles.....   | 78  |
| Figure 47 : Comparaison des courbes d'évolution des microfaciès et du pourcentage de smectites.....                                     | 80  |
| Figure 48 : Colonne stratigraphique et minéralogique synthétique du secteur méridional des Bauges.....                                  | 84  |
| Figure 49 : Coupe de St Ferréol à Nantbellet : Minéralogie des argiles.....   | 86  |
| Figure 50 : Coupe de Montclus : Minéralogie des argiles.....  | 90  |
| Figure 51 : Coupe de Sisteron : Minéralogie des argiles.....  | 92  |
| Figure 52 : Coupe de Chabrières : Minéralogie des argiles du Jurassique terminal - Berriasien.....                                      | 93  |
| Figure 53 : Coupe de Taulanne : Minéralogie des argiles.....  | 94  |
| Figure 54a : Diagrammes Kaolinite/Smectite et Kaolinite/Illite correspondant aux échantillons prélevés sur la coupe de Montclus.....    | 95  |
| Figure 54b : Diagrammes Kaolinite/Smectite et Kaolinite/Illite correspondant aux échantillons prélevés sur la coupe de Sisteron.....    | 96  |
| Figure 54c : Diagrammes Kaolinite/Smectite et Kaolinite/Illite correspondant aux échantillons prélevés sur la coupe de Vergons.....     | 97  |
| Figure 55a : Coupe de Montclus : évolution du pourcentage de smectites.....   | 99  |
| Figure 55b : Coupe de Sisteron : évolution du pourcentage de smectites.....   | 99  |
| Figure 56 : Coupe de Chabrières : évolution du pourcentage de smectites.....  | 98  |
| Figure 57 : Carte géographique et paléogéographique du domaine subalpin méridional (d'après Beaudoin 1977, 1980 et Ledoëuff, 1977)..... | 100 |
| Figure 58 : Variations relatives du niveau marin global depuis le sommet du Trias (d'après Vail <i>et al.</i> , 1977).....              | 102 |
| Figure 59 : Diagramme Kaolinite/Chlorite relatif aux échantillons oxfordiens de Montclus.....   | 103 |
| Figure 60 : Coupe de Vergons : évolution du pourcentage de smectites de l'Hauterivien au Turonien.....                                  | 107 |
| Figure 61 : Représentation schématique des modalités de la sédimentation argileuse dans le domaine subalpin méridional.....             | 109 |
| Figure 62 : Localisation des sites du D.S.D.P. étudiés.....   | 112 |
| Figure 63 : Zonation minéralogique (données moyennes) des sites 416 et 397 du D.S.D.P.....  | 113 |
| Figure 64 : Site 534a : minéralogie des argiles. <i>In Chamley et al.</i> , 1983.....   | 115 |

|  |     |
|--|-----|
| Figure 65 : Zonation minéralogique (données moyennes) du site 398 du D.S.D.P..   | 116 |
| Figure 66 : Zonation minéralogique du Jurassique terminal du Jura méridional et des Bauges.....                                | 117 |
| Figure 67 : Zonation minéralogique du Crétacé du Jura méridional et des Bauges.....  | 119 |
| Figure 68 : Zonation minéralogique du Jurassique terminal-Berriasien (Mégaséquence I) des chaînes subalpines méridionales..... | 121 |
| Figure 69 : Zonation minéralogique des mégaséquences II et III des chaînes subalpines méridionales.....                        | 122 |



## LISTE DES TABLEAUX

|  | Page |
|--|------|
| Tableau I : Paramètres utilisés en diffraction X .....   | 16   |
| Tableau II : Minéralogie des argiles dans les lauzes à Bryozoaires du synclinal de Couz .....  | 22   |
| Tableau III : Minéralogie des argiles dans le Crétacé supérieur de l'unité de Nantbellet (klippe de Sulens) .....  | 24   |
| Tableau IV : Minéralogie des argiles du Tithonique-Berriasien de St-Pierre-d'Albigny .....   | 28   |
| Tableau V : Minéralogie des argiles de l'Urgonien et de l'Albien du synclinal de Tamié .....   | 29   |
| Tableau VI : Moyennes des analyses géochimiques réalisées dans le Berriasien de Montclus .....   | 62   |
| Tableau VII : Récapitulation des processus sédimentaires et diagénétiques intervenant au sein des alternances marno-calcaires .....  | 66   |
| Tableau VIII : Col du Chat : composition des assemblages argileux ..   | 79   |
| Tableau IX : Comparaison de la composition de la fraction argileuse < 2 $\mu\text{m}$ et de la sous-fraction < 1 $\mu\text{m}$ des échantillons à faciès urgonien contenant de la kaolinite .... | 82   |
| Tableau X : Secteur d'Allèves : composition des assemblages argileux .....   | 85   |
| Tableau XI : Récapitulation des facteurs prépondérants du paléoenvironnement intervenant sur la sédimentation argileuse .....  | 127  |

## TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS.

LEGENDE DES FIGURES ET TABLEAUX.

### CHAPITRE I : INTRODUCTION - PRESENTATION DU DOMAINE D'ETUDE.

|   |   |
|---|---|
| I - CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE.....    | 3 |
| II - CADRE GEOLOGIQUE.....                | 3 |
| A - MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX..... | 3 |
| 1) Cadre structural.....                  | 3 |
| 2) Stratigraphie.....                     | 5 |
| a) Jurassique supérieur.....              | 5 |
| b) Crétacé inférieur.....                 | 5 |
| c) Gault.....                             | 5 |
| d) Crétacé supérieur.....                 | 5 |
| e) Conclusions.....                       | 6 |
| B - JURA MERIDIONAL SAVOISIEN.....        | 6 |
| 1) Cadre structural.....                  | 6 |
| 2) Stratigraphie.....                     | 6 |
| a) Malm.....                              | 6 |
| b) Crétacé inférieur.....                 | 7 |
| c) Conclusion.....                        | 7 |
| C - CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES.....  | 7 |
| 1) Cadre structural.....                  | 7 |
| 2) Stratigraphie.....                     | 8 |
| a) Malm.....                              | 8 |
| b) Crétacé inférieur.....                 | 9 |
| c) Crétacé supérieur.....                 | 9 |
| d) Conclusions.....                       | 9 |

### CHAPITRE II : ECHANTILLONNAGE - LOCALISATION DES COUPES METHODES D'ETUDES.

|   |    |
|---|----|
| I - ECHANTILLONNAGE.....                          | 11 |
| A - FREQUENCE DE L'ECHANTILLONNAGE.....           | 11 |
| B - PRECAUTIONS D'ECHANTILLONNAGE.....            | 11 |
| 1) Problèmes liés à l'altération.....             | 11 |
| 2) Problèmes liés à la présence de glauconie..... | 11 |
| II - LOCALISATION DES COUPES.....                 | 12 |
| A - JURA MERIDIONAL.....                          | 12 |
| B - MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX.....         | 12 |
| 1) Bauges.....                                    | 13 |
| 2) Bornes-Aravis.....                             | 13 |
| C - CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES.....          | 13 |
| III - METHODES D'ETUDES.....                      | 15 |
| A - INTRODUCTION.....                             | 15 |
| B - ANALYSES GRANULOMETRIQUES AU SEDIGRAPH.....   | 15 |
| C - TECHNIQUES MINERALOGIQUES.....                | 15 |
| 1) Préparation des échantillons.....              | 15 |
| 2) Diffraction des rayons X.....                  | 15 |
| a) Appareillage.....                              | 15 |
| b) Pratique.....                                  | 15 |

|  |    |
|--|----|
| 3) Microscopie électronique à transmission.....            | 16 |
| D - TECHNIQUES GEOCHIMIQUES.....                           | 17 |
| 1) Spectrométrie d'absorption atomique et moléculaire..... | 17 |
| 2) Calcimétrie.....  | 17 |
| 3) Microsonde électronique.....                            | 17 |
| E - EXAMEN DE LAMES MINCES.....                            | 17 |

## CHAPITRE III : ORIGINE ET SIGNIFICATION DES MINERAUX ARGILEUX : PART DE L'HERITAGE ET DE LA DIAGENESE.

|  |    |
|--|----|
| I - ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX DES SEDIMENTS ET DES ROCHES.....   | 18 |
| A - HERITAGE.....  | 18 |
| B - TRANSFORMATIONS.....   | 18 |
| C - NEOFORMATIONS.....   | 19 |
| D - CONCLUSIONS.....   | 19 |
| II - PART DE L'HERITAGE ET DE LA DIAGENESE DANS LA CONSTITUTION DES<br>ASSEMBLAGES ARGILEUX DES MASSIFS SUBALPINS SAVOYARDS..... | 20 |
| A - COMPOSITION ET REPARTITION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX DANS<br>LE CRETACE SUPERIEUR.....  | 20 |
| 1) Les synclinaux externes des Bauges.....   | 20 |
| 2) Le flanc occidental du synclinal de Thônes (coupe du<br>calvaire de Thônes ).....   | 20 |
| 3) Le synclinal de Couz (Chartreuse occidentale).....  | 20 |
| 4) Les synclinaux internes des Bauges et la chaîne des<br>Aravis.....  | 22 |
| 5) Le Crétacé supérieur de la klippe de Sulens.....  | 22 |
| B - LE DOMAINE NORD OCCIDENTAL : ORIGINE DES SMECTITES.....  | 24 |
| 1) Approche cristallochimique.....   | 24 |
| 2) Morphologie et origine des smectites.....   | 25 |
| C - LE DOMAINE SUD ORIENTAL : ORIGINE DES ILLITES ET CHLORITES.....  | 26 |
| 1) Hypothèse d'une origine détritique.....   | 26 |
| 2) Hypothèse d'une origine diagénétique.....   | 26 |
| a) Les minéraux interstratifiés.....   | 26 |
| b) Données de la microscopie électronique.....   | 27 |
| c) Contexte structural.....  | 27 |
| d) Arguments relatifs aux formations ante-Crétacé<br>supérieur.....  | 28 |
| e) Diagenèse des minéraux argileux dans les Bornes<br>et les Aravis.....   | 29 |
| D - CONCLUSIONS.....   | 32 |
| III - DISTRIBUTION DES MINERAUX ARGILEUX DANS LES ALTERNANCES MARNO-<br>CALCAIRES.....   | 33 |
| A - ORIGINE DES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES.....   | 33 |
| 1) Les dépôts gravitaires.....   | 33 |
| 2) Les fluctuations de l'environnement.....  | 33 |
| a) Variations périodiques de la profondeur du milieu.....  | 33 |
| b) Variations des proportions d'apports terrigènes et<br>biogènes.....   | 34 |
| B - ASSEMBLAGES ARGILEUX DES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES DU<br>DOMAINE SUBALPIN.....   | 34 |
| 1) Relations entre smectites et niveau calcaire.....   | 35 |
| a) Le Barrémien de Sisteron.....   | 35 |
| a <sup>1</sup> ) Premier type d'alternance.....  | 35 |
| a <sup>2</sup> ) Second type d'alternance.....   | 38 |
| b) Le Barrémien de Montclus.....   | 38 |
| c) Le Berriasien de St Alban-Leyse.....  | 39 |
| c <sup>1</sup> ) Minéralogie de la fraction argileuse.....   | 39 |
| c <sup>2</sup> ) Données de la microscopie électronique.....   | 42 |

|   |    |
|---|----|
| 2) Signification de l'augmentation de smectites dans les calcaires.....                       | 42 |
| a) Part de l'héritage et de l'authigenèse.....  | 42 |
| b) Hypothèses relatives à l'augmentation de smectites détritiques dans les calcaires.....     | 42 |
| c) Conclusion.....  | 45 |
| 3) Relations entre smectites, chlorites et niveaux calcaires: Résultats minéralogiques.....   | 45 |
| a) L'Hauterivien de Montclus.....   | 45 |
| b) Le Berriasien de Montclus.....   | 46 |
| b <sup>1</sup> ) Berriasien supérieur (zone D des calpionelles).....                          | 46 |
| b <sup>2</sup> ) Berriasien (zone C des calpionelles).....                                    | 52 |
| c) Le Berriasien de Vergons.....  | 52 |
| c <sup>1</sup> ) Minéralogie de la fraction argileuse.....                                    | 52 |
| c <sup>2</sup> ) Les minéraux interstratifiés.....  | 53 |
| c <sup>3</sup> ) Minéralogie des argiles au sein des bancs et des interbancs.....             | 54 |
| d) Le Valanginien de Daluis.....  | 54 |
| e) Le Barrémien de Chavailles.....  | 57 |
| 4) Origine de l'augmentation de chlorite dans les calcaires..                                 | 57 |
| a) Hypothèse détritique.....  | 57 |
| b) Hypothèse diagénétique.....  | 58 |
| b <sup>1</sup> ) Aspects minéralogiques.....  | 58 |
| b <sup>2</sup> ) Contexte géologique.....   | 58 |
| c) Conclusion.....  | 59 |
| 5) La chloritisation des smectites dans les alternances : Aspect géochimique.....             | 59 |
| a) Nature des chlorites.....  | 59 |
| b) Recherche de gradient géochimique.....   | 60 |
| c) Comparaison géochimique du Berriasien zone C et zone D de Montclus.....                    | 61 |
| d) Données des analyses à la microsonde électronique...62                                     |    |
| d <sup>1</sup> ) Caractéristiques chimiques des minéraux argileux des interbancs marneux..... | 63 |
| d <sup>2</sup> ) Caractéristiques chimiques des minéraux argileux des bancs calcaires.....    | 64 |
| e) Discussion.....  | 64 |
| IV - LES COUPES DE BLEGIERS, DALUIS ET VERGONS : PART DE L'HERITAGE ET DE LA DIAGENESE.....   | 67 |
| A - COUPE DE BLEGIERS : MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE...67                             |    |
| 1) Diffraction des rayons X.....  | 67 |
| 2) Microscopie électronique à transmission.....   | 67 |
| B - COUPE DE DALUIS : MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE.....68                             |    |
| C - COUPE DE VERGONS : MINERALOGIE DE LA FRACTION ARGILEUSE....71                             |    |
| 1) Résultats.....   | 71 |
| 2) Evolution du pourcentage de smectites.....   | 71 |
| 3) Evolution du pourcentage de kaolinite.....   | 71 |
| D - DISCUSSION.....   | 73 |
| 1) Coupe de Blégers.....  | 73 |
| 2) Coupe de Daluis.....   | 73 |
| 3) Coupe de Vergons.....  | 74 |
| 4) Comparaison des coupes.....  | 75 |
| a) Intensité de la diagenèse.....   | 75 |
| b) Variations d'origine détritique.....   | 76 |
| E - Conclusions.....  | 76 |

CHAPITRE IV : EVOLUTION TEMPORELLE ET SPATIALE DES ASSEMBLAGES ARGILEUX DETRITIQUES.

|     |   |     |
|-----|---|-----|
| I   | - JURA MERIDIONAL.....  | 77  |
|     | A - COUPE DU VAL DE FIER : MINERALOGIE DES ARGILES.....                     | 77  |
|     | B - COL DU CHAT.....  | 79  |
|     | C - DISCUSSION.....   | 79  |
|     | D - CONCLUSIONS.....  | 82  |
| II  | - MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX.....                                     | 83  |
|     | A - BAUGES.....   | 83  |
|     | 1) Secteur méridional : Minéralogie des argiles.....                        | 83  |
|     | 2) Secteur d'Allèves.....   | 83  |
|     | B - DOMAINE ULTRA HELVETIQUE.....   | 83  |
|     | C - DISCUSSION.....   | 85  |
|     | 1) Coupe du Col des Prés.....   | 85  |
|     | 2) Coupe de St Ferréol à Nantbellet.....                                    | 87  |
|     | D - CONCLUSIONS.....  | 88  |
| III | - CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES.....                                      | 89  |
|     | A - MINERALOGIE DES ARGILES.....  | 89  |
|     | 1) Coupe de Montclus.....   | 89  |
|     | 2) Coupe de Sisteron.....   | 91  |
|     | 3) Coupe de Chabrières.....   | 91  |
|     | 4) Coupe de Taulanne.....   | 93  |
|     | 5) Coupe de Vergons.....  | 93  |
|     | B - RELATIONS QUANTITATIVES ENTRE LES PRINCIPAUX MINERAUX ARGILEUX.....     | 95  |
|     | C - EVOLUTION DU POURCENTAGE DE SMECTITES AU COURS DU TEMPS.....            | 98  |
|     | 1) Coupe de Montclus et Sisteron.....                                       | 98  |
|     | 2) Coupe de Chabrières et Taulanne.....                                     | 98  |
|     | D - DISCUSSION - ETUDE DETAILLEE DES MEGASEQUENCES.....                     | 100 |
|     | 1) Mégaséquence I : Oxfordien - Kimméridgien - Tithonique - Berriasien..... | 101 |
|     | a) Oxfordien.....   | 101 |
|     | b) Kimméridgien - Tithonique inférieur.....                                 | 104 |
|     | c) Tithonique supérieur - Berriasien.....                                   | 105 |
|     | 2) Mégaséquence II : Valanginien - Barrémo-Bédoulien.....                   | 106 |
|     | 3) Mégaséquence III : Gargasien - Cénomaniens.....                          | 107 |
|     | E - CONCLUSION.....   | 109 |

## CHAPITRE V : COMPARAISON DU DOMAINE SUBALPIN ET DU DOMAINE NORD-ATLANTIQUE - SYNTHESE.

|    |   |     |
|----|---|-----|
| I  | - L'OCEAN ATLANTIQUE NORD.....  | 111 |
|    | A - LES FORAGES DU D. S. D. P. ETUDIES.....   | 111 |
|    | B - ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX DE L'ATLANTIQUE.....  | 111 |
|    | 1) Influences diagénétiques.....  | 111 |
|    | 2) Influences détritiques.....  | 112 |
|    | C - CONSTITUTION DES ASSEMBLAGES ARGILEUX DE L'OCEAN ATLANTIQUE.....  | 113 |
|    | 1) Jurassique supérieur.....  | 113 |
|    | 2) Crétacé inférieur (Néocomien et Barrémien).....  | 114 |
|    | 3) Aptien - Albien - Crétacé supérieur.....   | 116 |
| II | - COMPARAISON AVEC LE DOMAINE SUBALPIN ET LE JURA MERIDIONAL.....   | 117 |
|    | A - LES ASSEMBLAGES ARGILEUX DU JURA MERIDIONAL ET DES BAUGES.....  | 117 |
|    | 1) Jurassique supérieur (Oxfordien - Portlandien - Tithonique).....   | 117 |
|    | 2) Crétacé.....   | 118 |
|    | B - LES ASSEMBLAGES ARGILEUX DES CHAINES SUBALPINES MERIDIONALES - COMPARAISON AVEC L'OCEAN ATLANTIQUE..... | 120 |
|    | 1) Jurassique supérieur.....  | 120 |
|    | 2) Crétacé.....   | 120 |

|   |     |
|---|-----|
| III - SYNTHESE.....   | 123 |
| A - INFLUENCES DE LA DIAGENESE.....   | 123 |
| 1) Diagenèse précoce.....   | 123 |
| 2) Diagenèse tardive.....   | 123 |
| B - INFLUENCES CONTEMPORAINES DU DEPOT.....   | 123 |
| 1) Instabilité tectonique et aplanissement morphologique...124                          |     |
| a) Instabilité tectonique.....  | 124 |
| a <sup>1</sup> ) Valanginien.....   | 124 |
| a <sup>2</sup> ) Aptien - Albien .....  | 124 |
| b) Aplanissement morphologique.....   | 124 |
| 2) Evolution des bassins versants.....  | 125 |
| 3) Changement des sources terrigènes.....   | 125 |
| 4) Progradation des plates-formes carbonatées et sédimenta-<br>tion différentielle..... | 125 |
| 5) Climats.....   | 126 |
| 6) Conclusions.....   | 126 |

### CONCLUSIONS GENERALES

|                              |     |
|------------------------------|-----|
| I - DIAGENESE.....           | 129 |
| II - PALEOENVIRONNEMENT..... | 130 |
| III - PERSPECTIVES.....      | 131 |

|                    |     |
|--------------------|-----|
| BIBLIOGRAPHIE..... | 133 |
|--------------------|-----|

|                        |     |
|------------------------|-----|
| LISTE DES FIGURES..... | 142 |
|------------------------|-----|

|                         |     |
|-------------------------|-----|
| LISTE DES TABLEAUX..... | 145 |
|-------------------------|-----|

|                         |     |
|-------------------------|-----|
| TABLE DES MATIERES..... | 146 |
|-------------------------|-----|

### PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

### ANNEXES

LES TECHNIQUES DE MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION

PHOTO 1 - Examen de la préparation au microscope électronique à transmission. On remarque les amorphes (A) d'aspect fibreuse et les cristaux (C) d'aspect plus homogène. Elles sont accompagnées de quelques particules d'impuretés (I) d'aspect noir.

PLANCHES

PHOTO 2 - Mêmes échantillons que la photo 1, mais à un grossissement plus élevé.

PHOTOGRAPHIQUES

PHOTO 3 - Examen de la préparation au microscope électronique à transmission. On remarque les amorphes (A) d'aspect fibreuse et les cristaux (C) d'aspect plus homogène. Elles sont accompagnées de quelques particules d'impuretés (I) d'aspect noir.

MICROSCOPIE ELECTRONIQUE A TRANSMISSION

PHOTO 4 - Examen de la préparation au microscope électronique à transmission. On remarque les amorphes (A) d'aspect fibreuse et les cristaux (C) d'aspect plus homogène. Elles sont accompagnées de quelques particules d'impuretés (I) d'aspect noir.

PLANCHE I

CRETACE SUPERIEUR DES MASSIFS SUBALPINS SEPTENTRIONAUX

- PHOTO. 1 - Echantillon du domaine occidental des Bauges.  
Vue générale de la préparation au microscope électronique à transmission.  
On remarque les smectites (SM) d'aspect floconneux, très abondantes. Elles sont accompagnées de quelques particules d'illite (I) d'aspect moiré.
- PHOTO. 2 - Même échantillon: Détail des particules de smectites.
- PHOTO. 3 - Echantillon du domaine oriental des Bauges.  
et 4 La fraction argileuse est constituée d'illite, de chlorite et d'édifices interstratifiés. Les minéraux sont difficilement différenciables.  
Noter les bordures fréquemment nettes et les contours sub-hexagonaux des minéraux phylliteux.



PLANCHE I

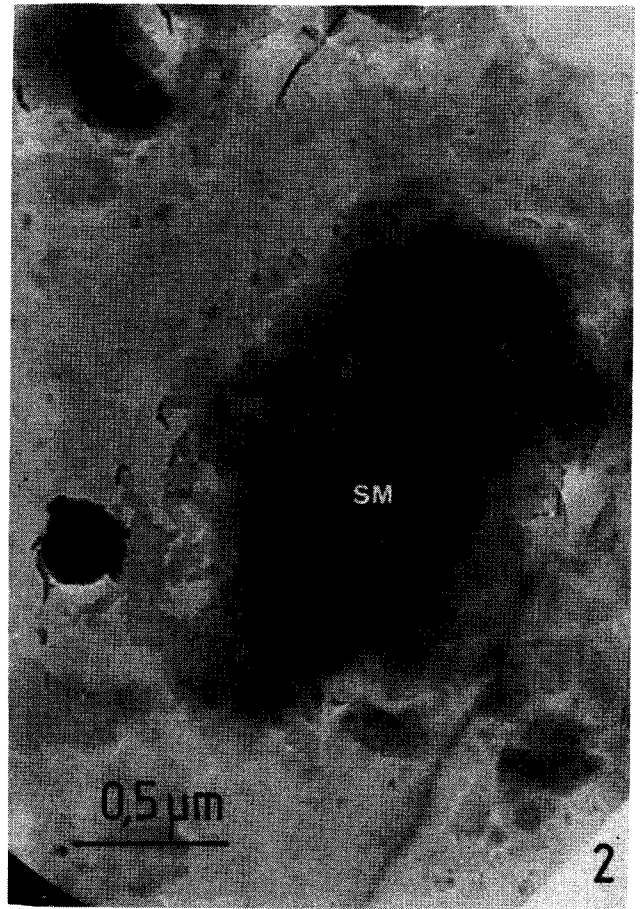
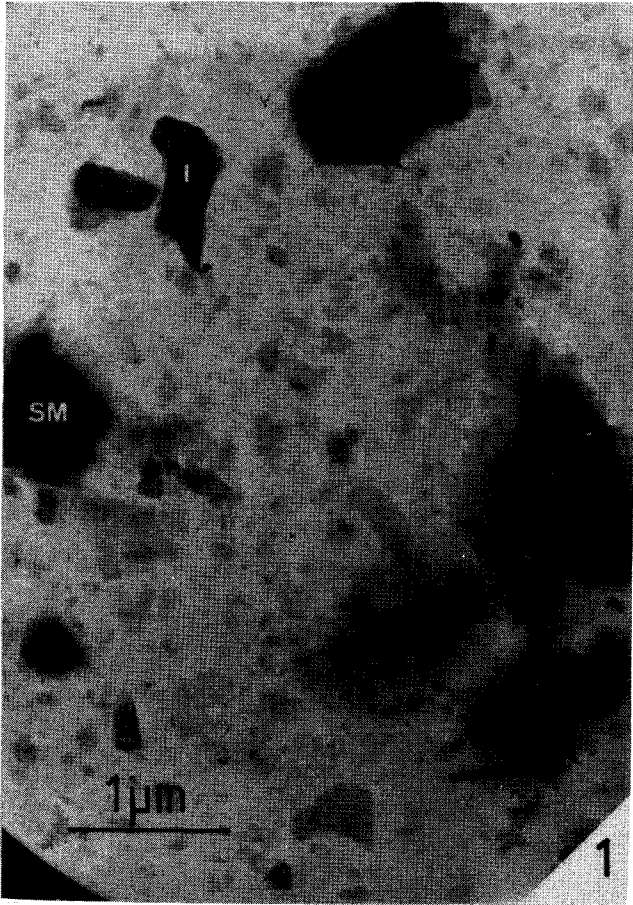


PLANCHE II

BERRIASIEN - COL DES ARAVIS

PHOTO. 5 et 6 - Echantillon constitué d'illites et de chlorites très bien cristallisées.  
Noter les contours hexagonaux à sub-hexagonaux des minéraux argileux traduisant une régularisation des réseaux cristallins sous forte empreinte thermodynamique. (anchizone)

PLANCHE II

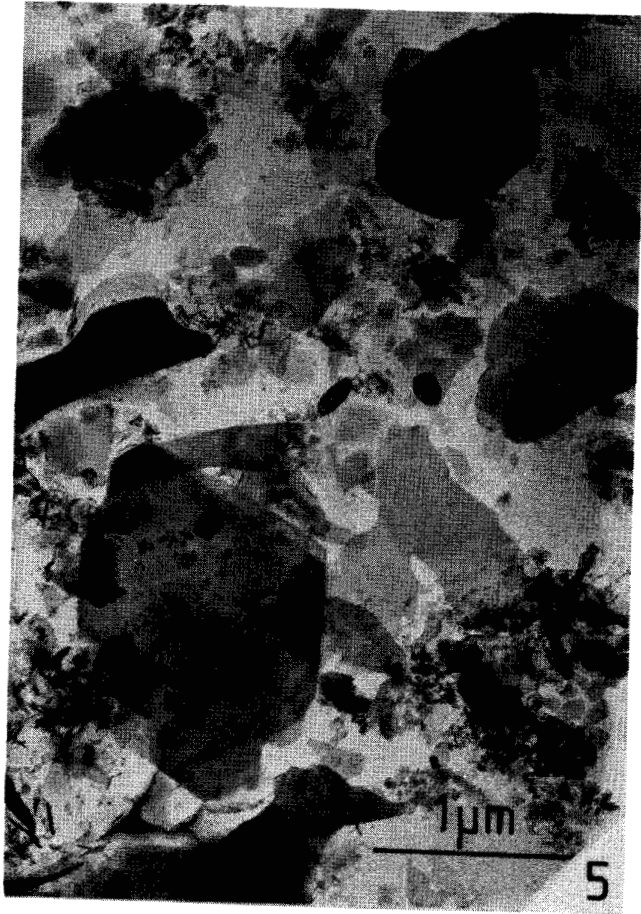


PLANCHE III

BARREMIEN - SISTERON

PHOTO. 7 - Interbanc marneux.

Vue générale de la préparation au microscope électronique à transmission.

On remarque les smectites (SM) d'aspect toujours floconneux accompagnées de particules d'illite (I) aux bords nets et d'aspect moiré.

PHOTO. 8 - Même échantillon : détail des particules de smectites confirmant l'aspect floconneux de ces minéraux.

PHOTO. 9 - Banc calcaire.

Vue générale de la préparation au microscope électronique à transmission.

On note la présence de smectites lattées ( $SM_L$ ) ainsi que la finesse des particules.

PHOTO. 10 - Même échantillon.

Détail d'une particule de smectite lattée ( $SM_L$ ).

PLANCHE III

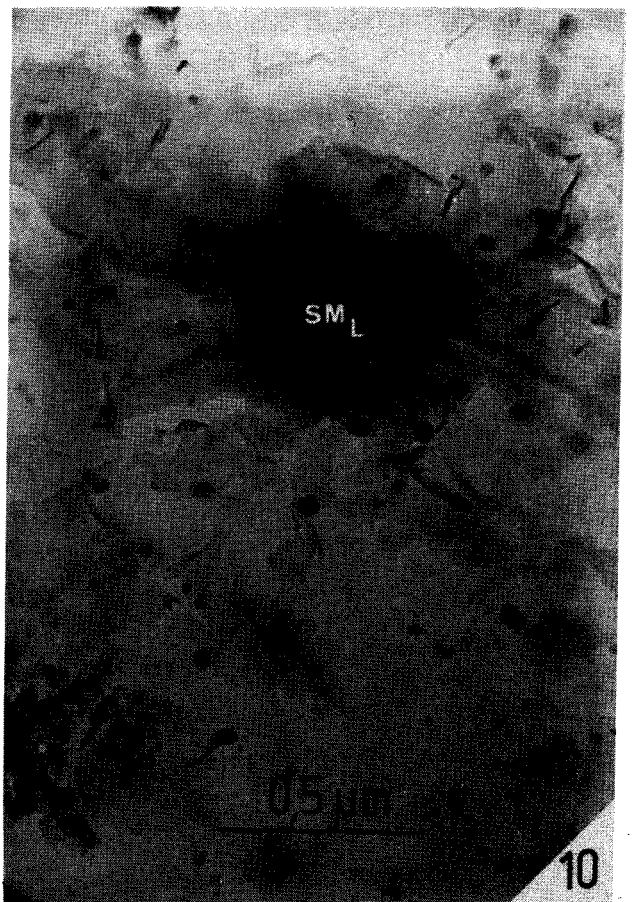
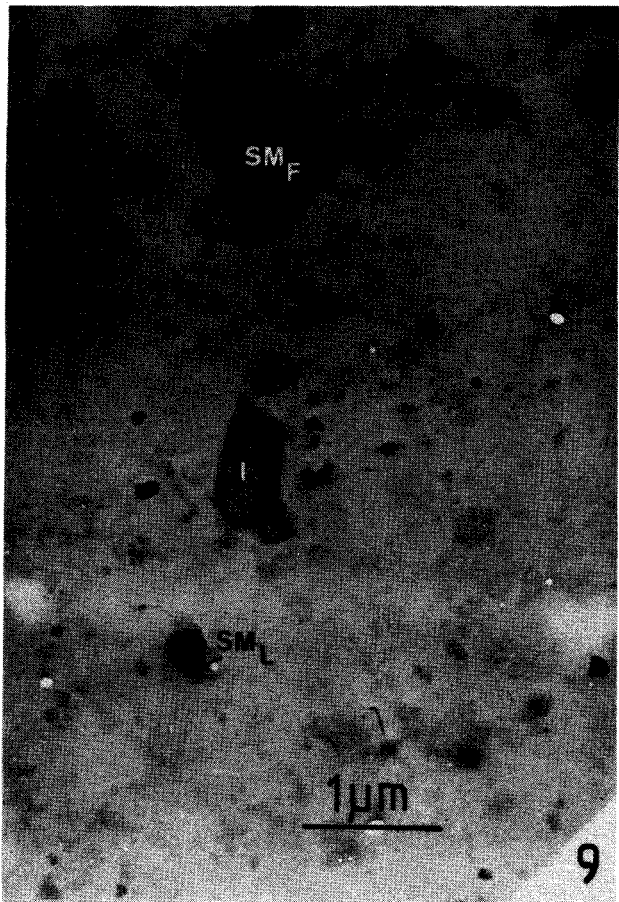
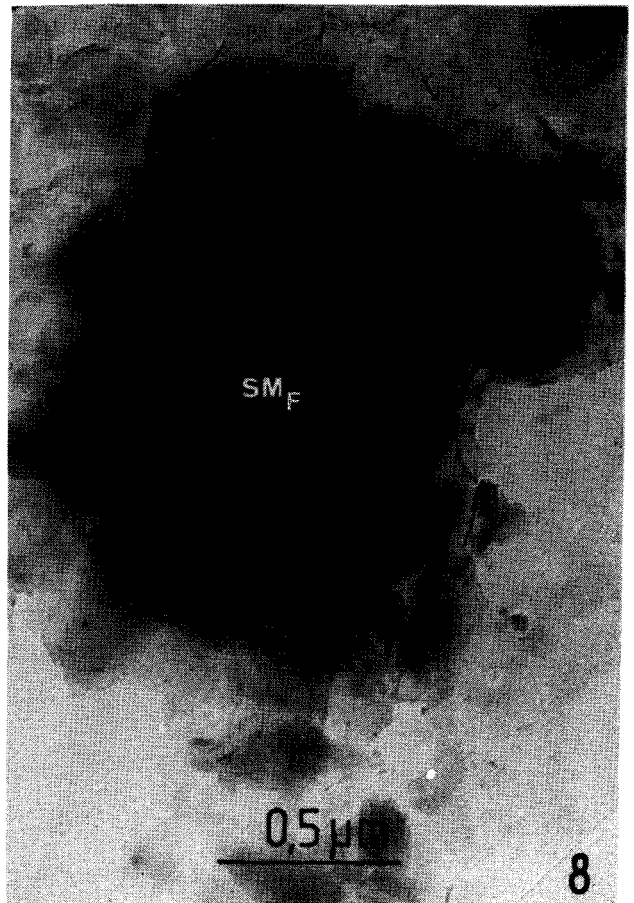
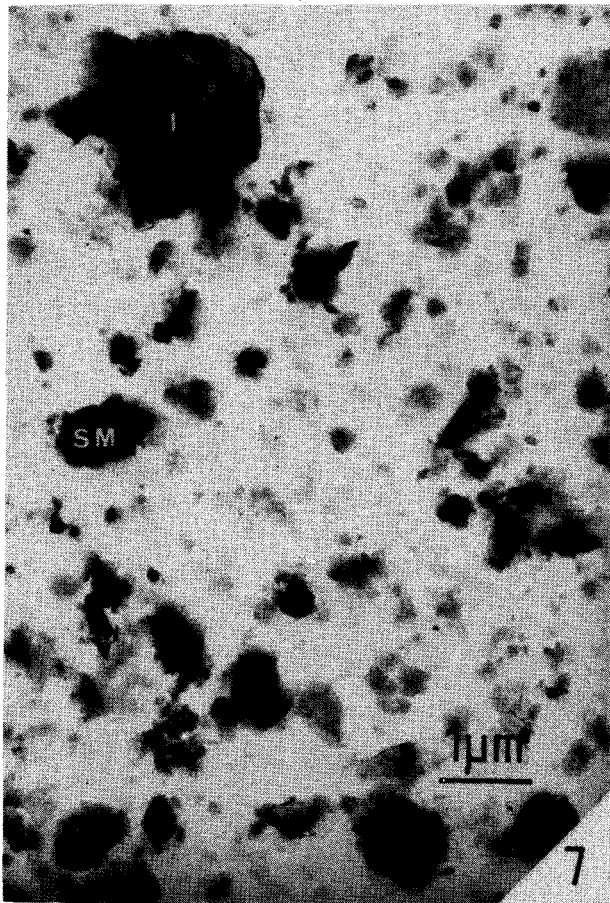


PLANCHE IV

BARREMIEN - SISTERON

PHOTO. 11 - Banc calcaire.

Vue générale de la préparation au microscope électronique à transmission montrant l'association de smectites floconneuses ( $SM_F$ ) et de smectites lattées ( $SM_L$ ). Ces dernières sont relativement peu abondantes et leur authigenèse ne peut expliquer à elle seule, les différences minéralogiques observées entre marnes et calcaires. Malheureusement, le nombre et la finesse des particules, ne permettent pas de quantifier les proportions relatives des deux types morphologiques de smectites.

PHOTO. 12 - Interbanc marneux.

Vue générale de la préparation au microscope électronique à transmission.

Noter l'absence de smectites lattées et la taille plus importante des minéraux argileux que dans les bancs calcaires.

PLANCHE IV

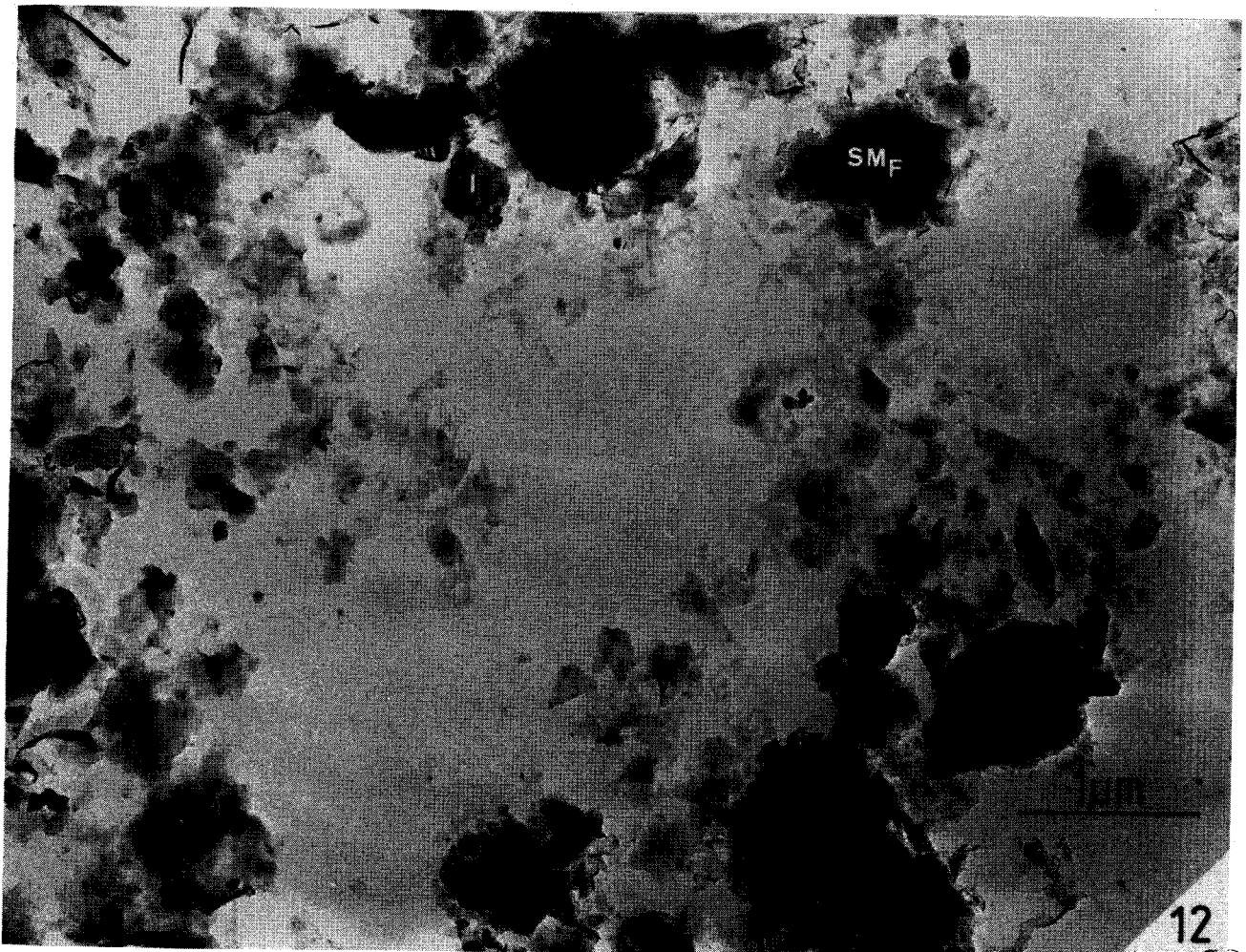
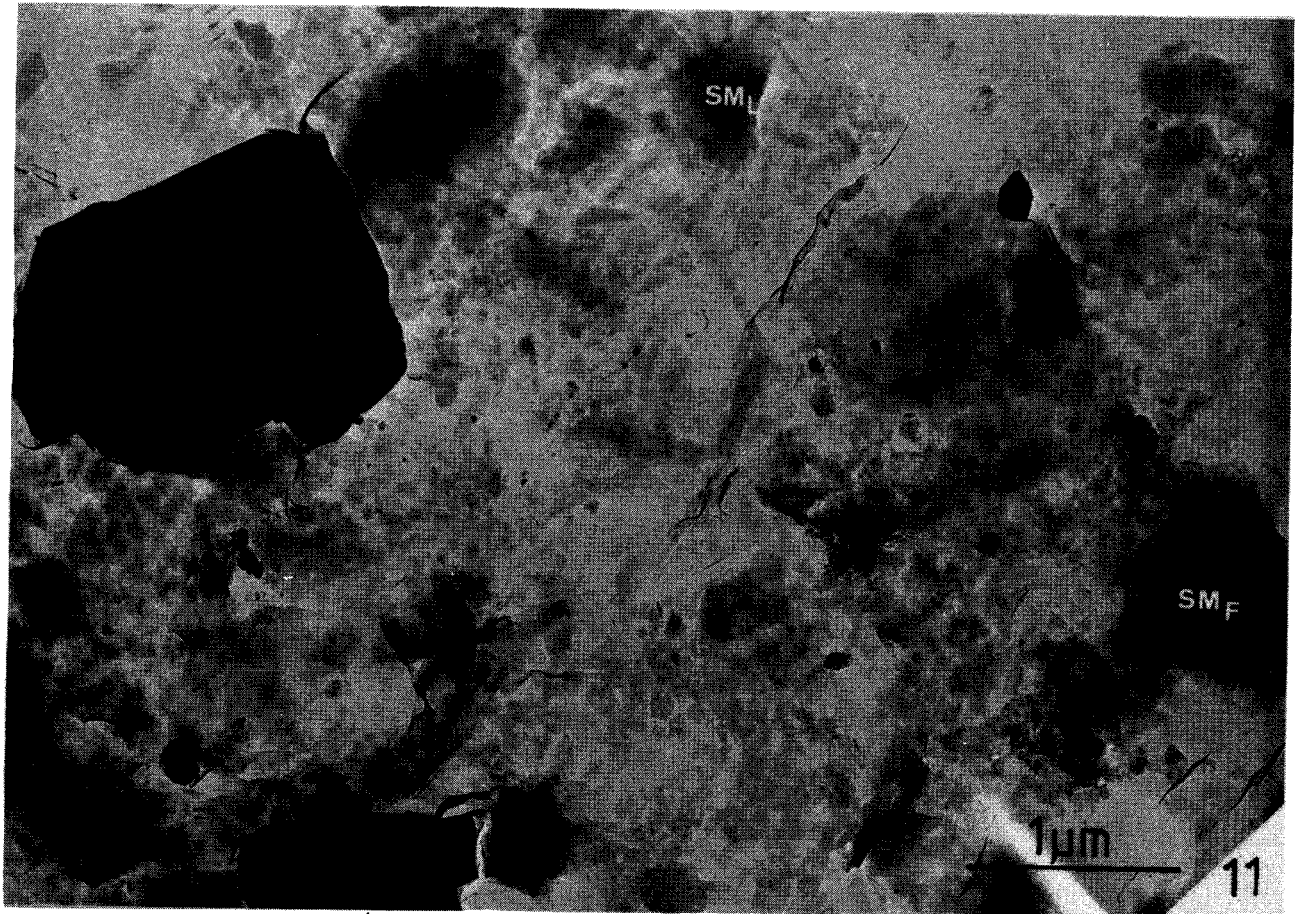


PLANCHE V

BERRIASIEN - SAINT-ALBAN LEYSSE - BAUGES

PHOTO. 13 - Interbanc marneux.

Vue générale de la fraction argileuse au microscope électronique à transmission.

Association de smectites (SM) toujours floconneuses, d'illite (I) et de kaolinite. Les particules de ce minéral sont de très petite taille.

PHOTO. 14 - Banc calcaire.

Vue générale de la fraction argileuse au microscope électronique à transmission.

Par rapport à l'interbanc marneux, on note la finesse des particules argileuses. Contrairement aux bancs calcaires barrémiens de Sisteron, il n'existe pas de smectites lattées. Toutes les smectites sont floconneuses et leur origine essentiellement détritique.



PLANCHE V

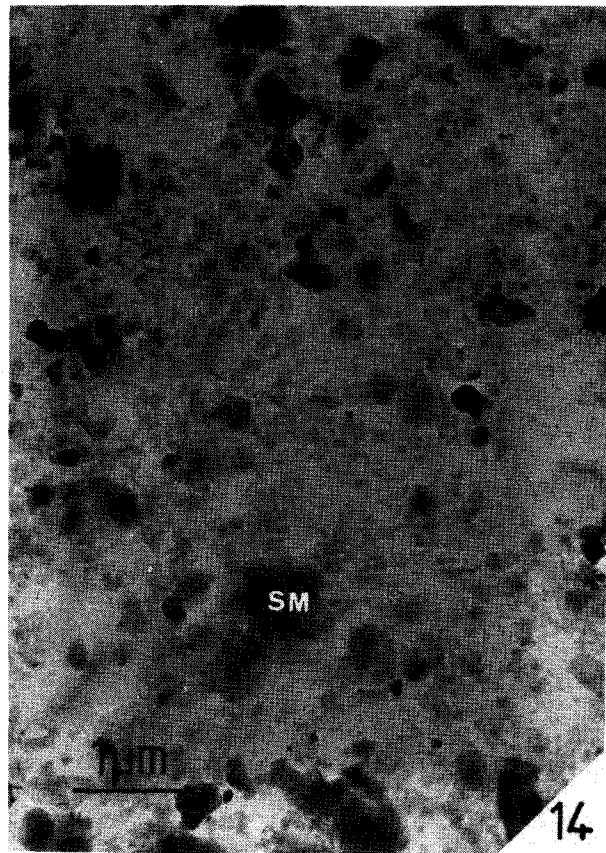
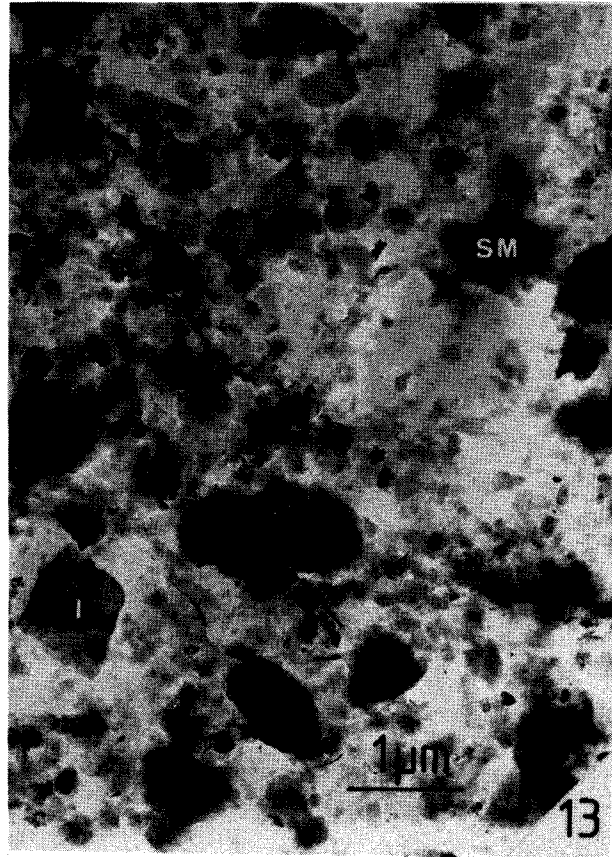


PLANCHE VI

BERRIASIEN DE MONTCLUS - ZONE D

PHOTO. 15 - Banc calcaire.

Vue générale de la fraction argileuse au microscope électronique à transmission montrant le minéral " corrensite" ( C-S ).

PHOTO. 16 - Même échantillon.

Détail de la particule argileuse d'aspect intermédiaire entre smectite et chlorite (C-S). On remarque <sup>1)</sup> le contour sub-hexagonal de la particule et les bords nets sur la partie droite de la photographie rappelant une chlorite, <sup>2)</sup> l'aspect floconneux de la partie gauche de la photographie rappelant une smectite.

PHOTO. 17 - Interbanc marneux.

Vue générale de la fraction argileuse au microscope électronique à transmission.

On note ici encore la plus grande taille des particules argileuses, par rapport à celles des bancs calcaires.

PLANCHE VI

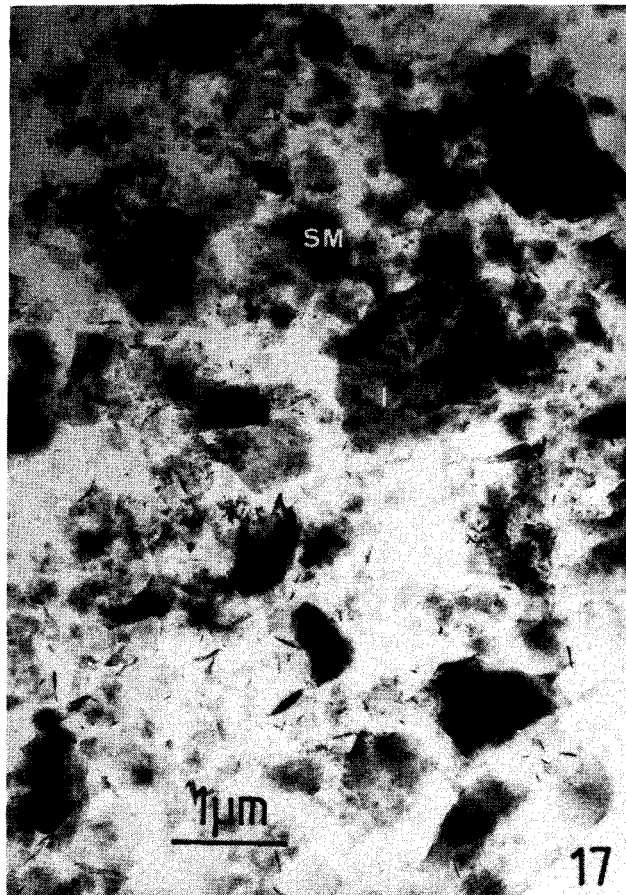
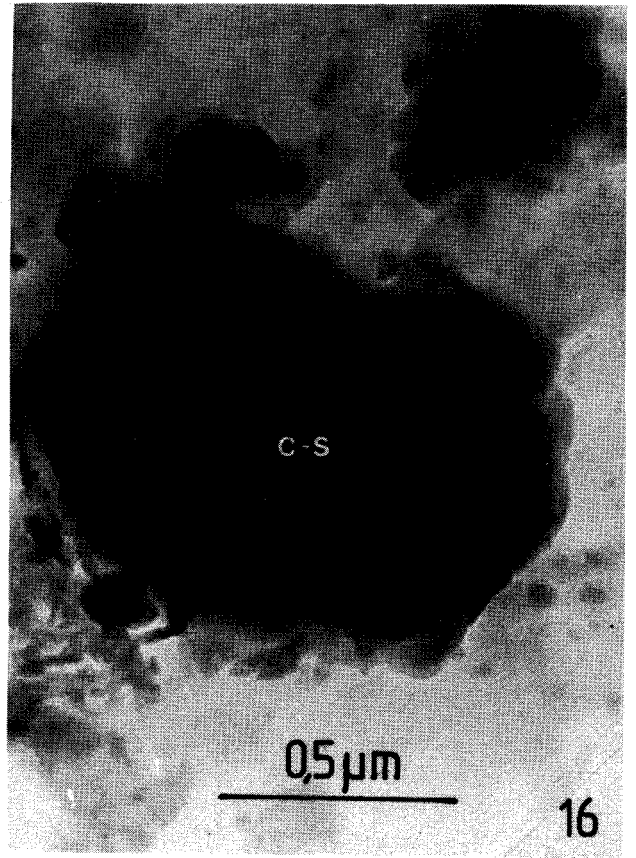
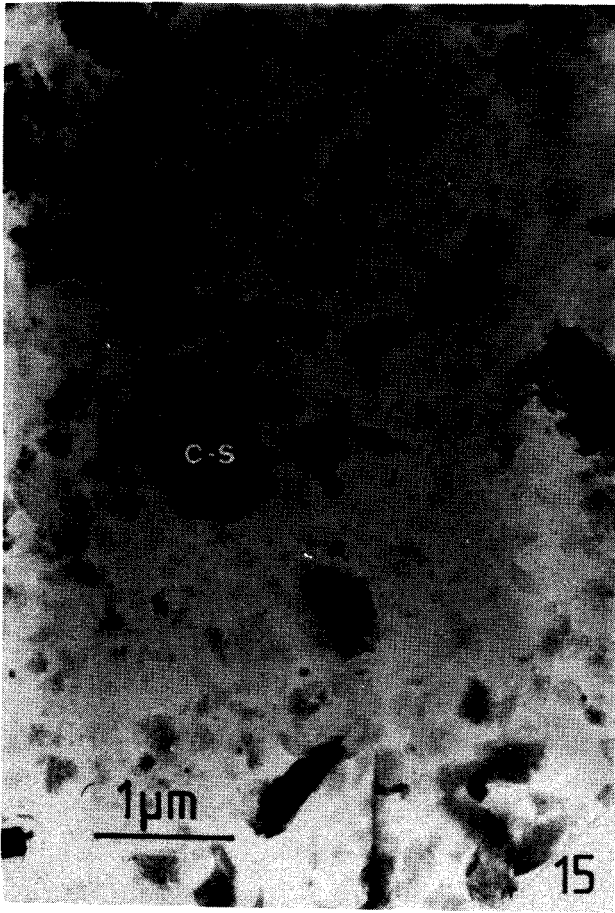


PLANCHE VII

COUPE DE BLEGIERS

PHOTO. 18 et 19 - Aspects caractéristiques de la fraction argileuse des échantillons du secteur de Blégiers. Les assemblages sont constitués d'illite, de chlorite et d'édifices interstratifiés. Les bords des minéraux sont toujours nets. L'aspect des minéraux sur la photographie n° 19 est à rapprocher de celui visible sur la photographie n° 3 relative au Crétacé supérieur de la partie orientale des Bauges. Dans les deux cas, les assemblages ont une origine diagénétique.

PLANCHE VII



COORDONNÉES LAMBERT DES COURSES ETUDIÉES

| Cours               | Carte 1/50000ème     | Coordonnées Lambert  |
|---------------------|----------------------|----------------------|
| Val de l'Isère      | Seysse               | x = 874,0 y = 109,7  |
| Col du Chat         | Chambéry             | x = 877,2 y = 82,8   |
| Col des Prés        | Chambéry             | x = 890,7 y = 77,7   |
| Gorges de la Vézère | Chambéry             | x = 887,3 y = 68,4   |
| Le Fourier          | Chambéry             | x = 884,4 y = 74,4   |
| St-Pierre d'Albigny | Albertville          | x = 900,2 y = 70,8   |
| Alfort              | Emilly               | x = 892,2 y = 69,7   |
| Avellan             | Annecy-Ugine         | x = 894,7 y = 100,3  |
| Des Granges         | Albertville          | x = 890,2 y = 87,7   |
| Leont des Portes    | Albertville          | x = 900,0 y = 84,8   |
| La Roche en Sauge   | Albertville          | x = 895,2 y = 83,8   |
| Colonne de l'Isère  | Annecy-Ugine         | x = 900,1 y = 104,0  |
| Lecloux             | Albertville          | x = 901,0 y = 78,2   |
| Gorges de Seythenex | Annecy-Ugine         | x = 894,7 y = 100,3  |
| La Cluse            | Annecy-Ugine         | x = 917,3 y = 107,4  |
| Mont Grand          | Cluses               | x = 877,0 y = 108,2  |
| Nancy/Cluses        | Cluses               | x = 885,2 y = 122,8  |
| Thoiry              | St Germain les Balns | x = 911,7 y = 97,0   |
| Col des Arvins      | Annecy-Ugine         | x = 911,2 y = 104,0  |
| Coye de St Pierre   | Annecy-Ugine         | x = 910,2 y = 91,0   |
| St Jean de Cour     | Montsalvan           | x = 872,6 y = 86,4   |
| Blagny              | La Javie             | x = 927,0 y = 111,7  |
| Chablans            | Digne                | x = 914,0 y = 127,7  |
| Colle               | Entrevaux            | x = 928,2 y = 200,8  |
| Montain             | Levens               | x = 908,7 y = 240,1  |
| Blagny              | Blagny               | x = 889,2 y = 114,4  |
| Tarlier             | Montauroux           | x = 928,2 y = 182,8  |
| Verdon              | Catalane             | x = 940,0 y = 188,02 |

**ANNEXES**

ANNEXE 1COORDONNEES LAMBERT DES COUPES ETUDIEES

| Coupe                               | Carte 1/50000éme     | Coordonnées Lambert |            |
|-------------------------------------|----------------------|---------------------|------------|
| Val de Fier                         | Seyssel              | x = 874,0           | y = 109,3  |
| Col du Chat                         | Chambéry             | x = 873,2           | y = 82,8   |
| Col des Près                        |                      |                     |            |
| Gorges de la Reysse                 | Chambéry             | x = 890,7           | y = 71,7   |
| Le Fornet                           | Chambéry             | x = 887,3           | y = 68,4   |
| St-Alban Laysse                     | Chambéry             | x = 884,4           | y = 71,4   |
| St-Pierre d'Albigny                 | Albertville          | x = 900,5           | y = 70,8   |
| Allèves                             | Rumilly              | x = 892,5           | y = 89,7   |
| Avellard                            | Annecy-Ugine         | x = 894,7           | y = 100,3  |
| Les Garins                          | Albertville          | x = 896,3           | y = 82,7   |
| Dent des Portes                     | Albertville          | x = 900,0           | y = 84,8   |
| La Motte en Bauges                  | Albertville          | x = 895,2           | y = 83,8   |
| Calvaire de Thônes                  | Annecy-Ugine         | x = 909,3           | y = 104,0  |
| Pécloz                              | Albertville          | x = 903,0           | y = 76,5   |
| Gorges de Seythenex                 | Annecy-Ugine         | x = 894,7           | y = 100,3  |
| La Clusaz                           | Annecy-Ugine         | x = 917,3           | y = 107,4  |
| Mont Durand                         | Cluses               | x = 917,0           | y = 108,5  |
| Nancy/Cluses                        | Cluses               | x = 885,9           | y = 122,8  |
| Flumet                              | St Gervais les Bains | x = 923,7           | y = 97,0   |
| Col des Aravis                      | Annecy-Ugine         | x = 920,5           | y = 104,0  |
| Coupe de St Ferréol<br>à Nantbellet | Annecy-Ugine         | x = 910,5           | y = 93,0   |
| St Jean de Couz                     | Montmélian           | x = 872,6           | y = 56,5   |
| Blégiers                            | La Javie             | x = 927,0           | y = 217,7  |
| Chabrières                          | Digne                | x = 914,0           | y = 197,7  |
| Daluis                              | Entrevaux            | x = 958,3           | y = 200,6  |
| Montclus                            | Serres               | x = 866,7           | y = 240,3  |
| Sisteron                            | Sisteron             | x = 888,5           | y = 214,4  |
| Taulanne                            | Moustiers            | x = 929,8           | y = 183,8  |
| Vergons                             | Castellane           | x = 940,0           | y = 188,05 |

ANNEXE 2

Tableau A

Analyses géochimiques du Berriasien de Vergons (roche totale) m = marne c = calcaire.

| Echantillons: | SiO <sub>2</sub> : | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | CaO :  | MgO : | Na <sub>2</sub> O: | K <sub>2</sub> O : | TiO <sub>2</sub> : | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : | Sr :  | Mn :  | Zn :   | Li :  | Ni : | Cr : | Co : | Cu : | Pb : | V : |
|---------------|--------------------|----------------------------------|----------------------------------|--------|-------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------------------|-------|-------|--------|-------|------|------|------|------|------|-----|
| m J 15        | :23.10:            | 8.80:                            | 2.00:                            | 31.66: | 1.33: | 0.19:              | 0.95:              | 0.33:              | nd :                            | 389 : | 274 : | 363 :  | 104 : | 43 : | 50 : | 12 : | 23 : | 26 : | 70  |
| c J 16        | : 5.50:            | 2.04:                            | 1.23:                            | 46.90: | 1.13: | 0.12:              | 0.19:              | 0.07:              | nd :                            | 552 : | 300 : | 1089 : | 22 :  | 23 : | 19 : | 45 : | 11 : | 44 : | 20  |
| m J 17        | :16.30:            | 5.97:                            | 1.58:                            | 35.86: | 1.52: | 0.16:              | 0.69:              | 0.24:              | nd :                            | 468 : | 237 : | 79 :   | 75 :  | 40 : | 36 : | 16 : | 17 : | 28 : | 50  |
| c J 18        | : 5.50 :           | 1.90:                            | 1.12:                            | 46.56: | 1.10: | 0.12:              | 0.20:              | 0.07:              | nd :                            | 531 : | 289 : | 68 :   | 23 :  | 24 : | 21 : | 24 : | 11 : | 44 : | 20  |
| m J 19        | :16.50:            | 6.38:                            | 1.70:                            | 36.16: | 1.57: | 0.16:              | 0.73:              | 0.29:              | nd :                            | 452 : | 331 : | 89 :   | 78 :  | 40 : | 39 : | 16 : | 18 : | 33 : | 50  |
| c J 20        | : 7.40:            | 2.51:                            | 1.24:                            | 45.48: | 1.05: | 0.12:              | 0.19:              | 0.07:              | nd :                            | 605 : | 300 : | 1741 : | 23 :  | 23 : | 22 : | 46 : | 10 : | 40 : | 20  |
| m J 21        | :19.20:            | 7.36:                            | 1.99:                            | 34.67: | 1.66: | 0.17:              | 0.73:              | 0.25:              | nd :                            | 489 : | 242 : | 300 :  | 80 :  | 38 : | 39 : | 16 : | 20 : | 24 : | 50  |
| c J 22        | : 5.90:            | 1.97:                            | 1.27:                            | 45.25: | 0.84: | 0.13:              | 0.17:              | 0.06:              | nd :                            | 558 : | 321 : | 137 :  | 19 :  | 23 : | 20 : | 40 : | 12 : | 41 : | 20  |
| m J 23        | :21.20:            | 8.15:                            | 1.95:                            | 32.74: | 1.37: | 0.20:              | 0.83:              | 0.16:              | nd :                            | 463 : | 295 : | 68 :   | 89 :  | 41 : | 43 : | 14 : | 20 : | 20 : | 50  |
| c J 24        | : 6.60:            | 2.24:                            | 1.34:                            | 45.94: | 0.89: | 0.13:              | 0.18:              | 0.08:              | nd :                            | 626 : | 331 : | 110 :  | 21 :  | 22 : | 19 : | 19 : | 11 : | 41 : | 20  |

Analyses géochimiques du Berriasien de Vergons (fraction argileuse)

|           |         |        |       |       |       |       |       |       |      |       |       |       |       |       |       |      |      |      |     |
|-----------|---------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|-----|
| J 15 < 2μ | :52.60: | 25.70: | 4.60: | 0.89: | 2.68: | 0.30: | 2.10: | 0.70: | nd : | 163 : | 89 :  | 147 : | 291 : | 91 :  | 193 : | 21 : | 39 : | 34 : | 190 |
| J 16 < 2μ | :49.50: | 23.66: | 8.08: | 0.73: | 3.95: | 0.25: | 1.90: | 0.66: | nd : | 158 : | 79 :  | 174 : | 243 : | 98 :  | 151 : | 22 : | 40 : | 38 : | 170 |
| J 17 < 2μ | :51.70: | 24.97: | 5.09: | 0.85: | 3.00: | 0.25: | 2.20: | 0.74: | nd : | 184 : | 74 :  | 258 : | 287 : | 96 :  | 197 : | 25 : | 25 : | 39 : | 180 |
| J 18 < 2μ | :49.80: | 23.24: | 7.38: | 1.09: | 3.71: | 0.24: | 1.77: | 0.63: | nd : | 158 : | 58 :  | 142 : | 241 : | 89 :  | 159 : | 24 : | 30 : | 36 : | 180 |
| J 19 < 2μ | :51.90: | 24.93: | 4.75: | 0.77: | 2.92: | 0.28: | 2.49: | 0.74: | nd : | 163 : | 68 :  | 121 : | 295 : | 91 :  | 188 : | 22 : | 19 : | 29 : | 200 |
| J 20 < 2μ | :50.70: | 23.26: | 7.82: | 0.75: | 3.91: | 0.28: | 1.96: | 0.64: | nd : | 158 : | 74 :  | 205 : | 242 : | 87 :  | 160 : | 20 : | 38 : | 30 : | 190 |
| J 21 < 2μ | :50.90: | 25.23: | 4.15: | 0.71: | 2.59: | 0.29: | 2.26: | 0.70: | nd : | 158 : | 79 :  | 205 : | 278 : | 87 :  | 181 : | 20 : | 18 : | 23 : | 210 |
| J 22 < 2μ | :49.40: | 23.13: | 9.61: | 0.75: | 3.80: | 0.25: | 1.74: | 0.60: | nd : | 132 : | 79 :  | 410 : | 216 : | 91 :  | 143 : | 27 : | 47 : | 31 : | 180 |
| J 23 < 2μ | :52.20: | 25.88: | 4.70: | 0.72: | 3.06: | 0.29: | 2.31: | 0.68: | nd : | 174 : | 79 :  | 231 : | 270 : | 84 :  | 172 : | 15 : | 15 : | 14 : | 190 |
| J 24 < 2μ | :47.70: | 23.15: | 9.33: | 0.83: | 3.93: | 0.29: | 1.89: | 0.63: | nd : | 163 : | 105 : | 274 : | 227 : | 101 : | 160 : | 18 : | 44 : | 30 : | 180 |

Tableau B

Analyses géochimiques d'un banc et de deux interbancs berriasien de Vergons (roche totale).

m = marne c = calcaire.

| Echantillons: | SiO <sub>2</sub> : | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | CaO :  | MgO : | Na <sub>2</sub> O: | K <sub>2</sub> O : | TiO <sub>2</sub> : | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : | Sr :  | Mn :  | Zn :  | Li :  | Ni : | Cr : | Co : | Cu : | Pb : | V : |
|---------------|--------------------|----------------------------------|----------------------------------|--------|-------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|-----|
| m J 81        | :13.70:            | 4.81:                            | 1.87:                            | 42.07: | 1.06: | 0.14:              | 0.85:              | 0.20:              | nd :                            | 510 : | 337 : | 247 : | 51 :  | 30 : | 40 : | 16 : | 18 : | 39 : | 50  |
| m J 80        | :13.80:            | 5.15:                            | 1.50:                            | 41.01: | 1.10: | 0.12:              | 0.71:              | 0.18:              | nd :                            | 515 : | 289 : | 68 :  | 53 :  | 29 : | 30 : | 18 : | 16 : | 33 : | 50  |
| m J 79        | :18.10:            | 7.03:                            | 1.99:                            | 37.28: | 1.25: | 0.14:              | 1.18:              | 0.25:              | nd :                            | 494 : | 331 : | 74 :  | 73 :  | 37 : | 49 : | 16 : | 19 : | 44 : | 60  |
| c J 16 H      | : 9.70:            | 3.23:                            | 1.56:                            | 46.33: | 0.99: | 0.07:              | 0.53:              | 0.11:              | nd :                            | 563 : | 268 : | 53 :  | 33 :  | 25 : | 27 : | 22 : | 13 : | 43 : | 30  |
| c J 16 HM     | : 8.40:            | 2.75:                            | 1.63:                            | 48.06: | 0.92: | 0.09:              | 0.42:              | 0.09:              | nd :                            | 552 : | 295 : | 58 :  | 26 :  | 27 : | 30 : | 17 : | 13 : | 44 : | 30  |
| c J 16 M      | : 9.00:            | 2.88:                            | 1.46:                            | 47.73: | 0.97: | 0.07:              | 0.45:              | 0.10:              | nd :                            | 558 : | 289 : | 121 : | 29 :  | 25 : | 27 : | 22 : | 13 : | 42 : | 30  |
| c J 16 BM     | : 9.10:            | 2.95:                            | 1.24:                            | 46.50: | 0.90: | 0.13:              | 0.48:              | 0.11:              | nd :                            | 547 : | 321 : | 168 : | 30 :  | 26 : | 28 : | 28 : | 15 : | 56 : | 30  |
| c J 16 B      | :10.10:            | 3.43:                            | 1.41:                            | 45.58: | 0.94: | 0.06:              | 0.54:              | 0.12:              | nd :                            | 547 : | 400 : | 53 :  | 34 :  | 28 : | 32 : | 34 : | 14 : | 37 : | 30  |
| m J 75        | :23.10:            | 8.88:                            | 1.74:                            | 33.23: | 1.27: | 0.20:              | 1.48:              | 0.28:              | nd :                            | 431 : | 268 : | 116 : | 92 :  | 37 : | 57 : | 12 : | 24 : | 35 : | 70  |
| m J 74        | :28.20:            | 10.79:                           | 2.11:                            | 29.46: | 1.38: | 0.21:              | 1.83:              | 0.33:              | nd :                            | 421 : | 263 : | 132 : | 115 : | 44 : | 64 : | 19 : | 27 : | 41 : | 90  |
| m J 73        | :26.80:            | 10.49:                           | 2.62:                            | 29.76: | 1.33: | 0.19:              | 1.78:              | 0.33:              | nd :                            | 410 : | 226 : | 95 :  | 108 : | 43 : | 62 : | 15 : | 24 : | 40 : | 80  |



ANNEXE 2 SUIITE

Tableau C

Analyses géochimiques du Berriasien (zone C) de Montclus (roche totale) m = marne c = calcaire

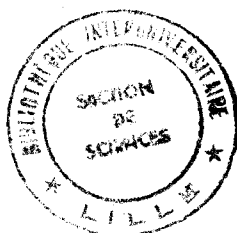
| Echantillons: | SiO <sub>2</sub> : | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | CaO :  | MgO : | Na <sub>2</sub> O: | K <sub>2</sub> O : | TiO <sub>2</sub> : | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : | Sr :  | Mn :  | Zn : | Li : | Ni : | Cr : | Co : | Cu : | Pb : | V :  |
|---------------|--------------------|----------------------------------|----------------------------------|--------|-------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------------------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| c M 133       | : 2.80:            | 0.72:                            | 0.45:                            | 51.44: | 0.59: | 0.04:              | 0.09:              | 0.04:              | nd :                            | 363 : | 221 : | 32 : | 5 :  | 16 : | 15 : | 33 : | 12 : | 36 : | 30 : |
| m 134         | : 14.70:           | 5.56:                            | 1.62:                            | 39.79: | 1.22: | 0.12:              | 1.13:              | 0.21:              | nd :                            | 300 : | 200 : | 68 : | 39 : | 35 : | 34 : | 16 : | 37 : | 40 : | 50 : |
| c 135         | : 4.40:            | 1.24:                            | 0.14:                            | 51.53: | 0.63: | 0.06:              | 0.19:              | 0.06:              | nd :                            | 347 : | 200 : | 74 : | 9 :  | 18 : | 20 : | 18 : | 15 : | 40 : | 30 : |
| m 136         | : 16.20:           | 5.78:                            | 1.41:                            | 39.40: | 1.21: | 0.09:              | 1.20:              | 0.22:              | nd :                            | 305 : | 195 : | 63 : | 42 : | 39 : | 32 : | 17 : | 44 : | 38 : | 50 : |
| c 137         | : 4.50:            | 0.89:                            | 0.53:                            | 51.64: | 0.53: | 0.08:              | 0.13:              | 0.05:              | nd :                            | 368 : | 268 : | 58 : | 6 :  | 22 : | 17 : | 20 : | 14 : | 40 : | 30 : |
| m 138         | : 16.90:           | 6.20:                            | 1.92:                            | 38.71: | 1.26: | 0.11:              | 1.22:              | 0.20:              | nd :                            | 316 : | 242 : | 63 : | 47 : | 38 : | 29 : | 16 : | 34 : | 39 : | 50 : |
| c 139         | : 4.30:            | 0.88:                            | 0.33:                            | 51.45: | 0.53: | 0.07:              | 0.15:              | 0.05:              | nd :                            | 352 : | 284 : | 32 : | 6 :  | 19 : | 15 : | 17 : | 15 : | 33 : | 30 : |

Analyses géochimiques du Berriasien (zone D) de Montclus (roche totale) m = marne c = calcaire

| Echantillons: | SiO <sub>2</sub> : | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | CaO :  | MgO : | Na <sub>2</sub> O: | K <sub>2</sub> O : | TiO <sub>2</sub> : | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> : | Sr :  | Mn :  | Zn :  | Li : | Ni : | Cr : | Co : | Cu : | Pb : | V :  |
|---------------|--------------------|----------------------------------|----------------------------------|--------|-------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------------------------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| m M 93        | : 12.00:           | 3.93:                            | 1.61:                            | 42.98: | 0.81: | 0.07:              | 0.69:              | 0.15:              | nd :                            | 352 : | 231 : | 100 : | 25 : | 25 : | 35 : | 13 : | 25 : | 59 : | 40 : |
| c 92          | : 5.50:            | 1.51:                            | 0.85:                            | 49.78: | 0.64: | 0.02:              | 0.22:              | 0.07:              | nd :                            | 373 : | 247 : | 189 : | 10 : | 22 : | 22 : | 36 : | 13 : | 42 : | 20 : |
| m 91          | : 15.80:           | 5.09:                            | 1.91:                            | 40.88: | 0.89: | 0.09:              | 0.93:              | 0.21:              | nd :                            | 347 : | 205 : | 110 : | 33 : | 28 : | 44 : | 14 : | 24 : | 43 : | 40 : |
| c 90          | : 5.50:            | 1.46:                            | 0.89:                            | 49.23: | 0.71: | 0.05:              | 0.21:              | 0.07:              | nd :                            | 400 : | 263 : | 121 : | 10 : | 19 : | 20 : | 21 : | 11 : | 42 : | 10 : |
| m 89          | : 21.20:           | 7.31:                            | 1.63:                            | 35.93: | 1.11: | 0.15:              | 1.38:              | 0.28:              | nd :                            | 337 : | 274 : | 100 : | 46 : | 42 : | 53 : | 18 : | 28 : | 49 : | 60 : |
| c 88          | : 6.20:            | 1.53:                            | 0.80:                            | 49.33: | 0.63: | 0.09:              | 0.24:              | 0.07:              | nd :                            | 379 : | 284 : | 53 :  | 10 : | 21 : | 19 : | 42 : | 13 : | 40 : | 20 : |

Analyses microchimiques des particules argileuses.

|                                    | Na <sub>2</sub> O: | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | SiO <sub>2</sub> : | K <sub>2</sub> O : | CaO : | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : | TiO <sub>2</sub> : | MgO : |
|------------------------------------|--------------------|----------------------------------|--------------------|--------------------|-------|----------------------------------|--------------------|-------|
| <u>Interbanc marneux</u>           | :                  | :                                | :                  | :                  | :     | :                                | :                  | :     |
| <u>illites</u>                     | :                  | :                                | :                  | :                  | :     | :                                | :                  | :     |
| particules très potassiques        | : 0.61:            | 35.19:                           | 48.06:             | 11.27:             | 0.25: | 2.83:                            | 0.32:              | 1.21  |
| particules moyennement potassiques | : 0.49:            | 29.89:                           | 51.63:             | 8.42:              | 0.51: | 5.15:                            | 0.54:              | 2.59  |
| particules peu potassiques         | : 0.51:            | 31.27:                           | 53.36:             | 5.56:              | 0.40: | 3.93:                            | 0.17:              | 4.02  |
| <u>chlorites</u>                   | :                  | :                                | :                  | :                  | :     | :                                | :                  | :     |
| particules peu ferrifères          | : 0.42:            | 25.58:                           | 37.95:             | 2.74:              | 0.63: | 23.75:                           | 0                  | 8.85  |
| particules très ferrifères         | : 0                | 19.75:                           | 25.53:             | 0.69:              | 0.27: | 44.23:                           | 0.16:              | 7.86  |
| <u>Banc calcaire</u>               | :                  | :                                | :                  | :                  | :     | :                                | :                  | :     |
| <u>illites</u>                     | :                  | :                                | :                  | :                  | :     | :                                | :                  | :     |
| particules alcalines               | : 0.91:            | 34.24:                           | 51.95:             | 7.93:              | 0.18: | 2.33:                            | 0.23:              | 1.89  |
| particules intermédiaires          | : 0.69:            | 28.30:                           | 50.94:             | 6.09:              | 0.17: | 8.67:                            | 0.17:              | 4.88  |
| particules ferro-magnésiennes      | : 0.45:            | 26.37:                           | 51.09:             | 2.57:              | 0.28: | 13.18:                           | 0.13:              | 5.62  |
| chlorites                          | : 0.24:            | 22.59:                           | 33.46:             | 0.51:              | 0.19: | 32.08:                           | 0.17:              | 10.21 |



## RESUME

Les assemblages argileux du Mésozoïque supérieur (Malm - Crétacé) du domaine subalpin et du Jura méridional sont étudiés par diffraction des rayons X, microscopie électronique à transmission et analyses géochimiques (absorption atomique, microsonde).

Les évolutions spatiales et temporelles importantes des assemblages argileux dépendent d'influences diverses de la diagenèse et du paléoenvironnement.

L'influence diagénétique se manifeste dans les Aravis et dans les Bauges à l'Est de la faille d'Arcalod. La diagenèse, en relation avec la superposition tectonique des unités pré-alpines et le métamorphisme alpin, conduit à la transformation des smectites en illites et chlorites par l'intermédiaire d'édifices interstratifiés.

Dans les chaînes subalpines méridionales, les processus diagénétiques sont plus complexes : dans les bancs calcaires des alternances du Crétacé inférieur, modérément enfouies et situées à l'écart des zones internes, une partie des smectites est transformée en chlorite. Lorsque l'enfouissement augmente et en direction du domaine alpin métamorphisé, les smectites et la kaolinite disparaissent au profit d'illite et de chlorite, cette dernière étant d'autant plus ferrifère que l'empreinte thermodynamique est plus marquée.

Dans les domaines exempts de manifestations diagénétiques, les assemblages argileux détritiques conduisent à préciser les conditions de sédimentation et le paléoenvironnement. Dans la plupart des cas, la constitution des assemblages argileux dépend du milieu de dépôt, notamment dans les domaines de plate-forme. Ceci résulte des mécanismes de la sédimentation différentielle qui favorisent, d'une part le dépôt des minéraux primaires et de la kaolinite sur les plates-formes et les bordures, d'autre part la décantation des smectites dans les domaines plus profonds. Ces mécanismes paraissent beaucoup plus marqués que dans le domaine Atlantique.

Dans le domaine pélagique des chaînes vocontiennes, l'évolution des assemblages argileux résulte principalement d'une succession de périodes d'instabilité tectonique caractérisées par une sédimentation marneuse riche en illite et kaolinite, et d'aplanissement morphologique associé à la progradation des plates-formes carbonatées et marqué par une sédimentation plus calcaire riche en smectites.

L'expression des climats apparaît à plusieurs échelles. Au long de la période Malm-Crétacé, les climats sont toujours chauds mais paraissent plus arides ou à humidité plus irrégulièrement répartie au Crétacé qu'au Jurassique terminal. Au niveau des alternances marno-calcaires qui résultent au moins en partie d'oscillations climatiques, le climat paraît chaud et à humidité contrastée durant le dépôt des calcaires, toujours chaud mais à humidité plus constante lors du dépôt des marnes.

**MOTS-CLES :** Minéraux argileux - Alpes occidentales - Jura - Océan Atlantique Nord - Jurassique supérieur - Crétacé - Sédimentologie - Diagenèse - Paléoenvironnement.

## ABSTRACT

X-ray diffraction analysis, transmission electron microscopy, geochemical and microprobe analysis are performed on Upper Mesozoic clay assemblages of the subalpine area and Southern Jura (SE France).

The large variations of the clay assemblages depend on both diagenetic processes and detrital supply.

Well developed diagenetic processes appear in the Aravis Chain and in the Eastern part of the Bauges (East of the Arcalod Fault). The processes chiefly consisting in the transformation of smectites into chlorites and illites, are probably connected with a tectonic burial caused by the surimposition of pre-alpine formations and by the alpine metamorphism.

In the Southern subalpine mountains diagenetic processes are more complex. In the Western part of the area, and in slightly buried marl-limestone alternations of the Lower Cretaceous smectites are partly transformed into chlorites in the limestone beds. When the depth of burial increases or toward the metamorphic alpine areas, smectites and kaolinite disappear and are replaced by illites and iron-rich chlorites.

When diagenetic processes are weak or absent, the assemblages are mainly detrital. In most cases, the composition of clay assemblages depend on differential settling processes, especially in the platform areas, where illite and kaolinite are preferentially deposited. This result strongly differs from the North Atlantic Basins where such a mechanism rarely occurred.

In the pelagic Realm of Vocontian mountains, the evolution of the clay assemblages was the result of tectonic rejuvenations of adjacent land-masses, leading to marly, illite and kaolinite-rich series. During quiet periods, relaxation associated with progradation of carbonated platform led to calcareous, smectite-rich sedimentation.

The climatic evolution appears at several scales. The Malm-Cretaceous period is marked by hot climates. The humidity rather seasonally constant during the Jurassic period, appears to have been more contrasted during the Cretaceous. The limestone-marl alternations partly result from climatic fluctuations. During the deposition of limestone beds, the climate was hot and arid, during the marl sedimentation, the humidity was probably more constant along the time.

**KEY-WORDS :** Clay mineral - Western Alps - Jura mountains - North Atlantic - Upper Jurassic - Cretaceous - Sedimentology - Diagenesis - Paléoenvironnement.