

50376  
1991  
28

67 985

50376  
1991<sub>648</sub>  
28

# THESE

présentée à

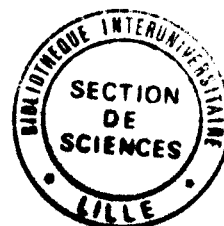
**L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES  
DE LILLE FLANDRES-ARTOIS**

pour obtenir le titre de DOCTEUR de l'UNIVERSITE

en GEOSCIENCES

par

**Lahcen DAOUDI**



**Sédimentation et diagenèse des argiles  
du Jurassique-supérieur à l'Eocène  
dans le bassin du Haut Atlas occidental  
(Maroc).**

soutenue le 18 janvier 1991 devant la commission d'examen:

|              |                                       |
|--------------|---------------------------------------|
| Président:   | <b>H. CHAMLEY</b>                     |
| Rapporteurs: | <b>J. BEAUCHAMP<br/>J. REY</b>        |
| Examineurs:  | <b>B. BEAUDOIN<br/>J.F. DECONINCK</b> |
| Invité:      | <b>B. LHAMYANI</b>                    |

**-AVANT PROPOS-**

Avant d'exposer les résultats de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui m'ont apporté leur aide :

En premier lieu, Mr le professeur H. CHAMLEY, qui m'a permis de faire cette étude; il m'a accueilli chaleureusement au sein de son laboratoire et n'a cessé de m'encourager. Je le remercie très sincèrement.

Monsieur J.F. DECONINCK, maître de conférence à l'université de Lille I; qui a bien voulu suivre de très près l'ensemble de mes résultats. Sa grande compétence et son soutien m'ont beaucoup aidé dans tous les aspects de cette thèse dont il a toujours accepté avec gentillesse de corriger les premiers brouillons, malgré ses multiples tâches. Je tiens à lui exprimer ma profonde gratitude pour le temps qu'il m'a consacré et les conseils qu'il m'a prodigués.

Monsieur le professeur J. BEAUCHAMP, c'est grâce à lui que j'ai pu faire cette étude. Il m'a enseigné la géologie pendant les quatre années universitaires à Marrakech et a bien voulu suivre mes résultats de D.E.A. Il veut bien aujourd'hui être le rapporteur de ce travail, qu'il en soit chaudement remercié.

Monsieur le professeur J. REY, qui a bien voulu m'accompagner sur le terrain. Il a, de plus, accepté avec gentillesse le rôle de rapporteur de ce travail, je lui en suis très reconnaissant.

Monsieur le professeur B. BEAUDOIN; a bien voulu faire parti de ce jury après avoir manifesté de l'intérêt pour cette étude; je le remercie vivement.

Monsieur le Professeur P. DEBRABANT, c'est lui qui m'a initié à la recherche. Il a bien voulu s'occuper de moi pendant mon D.E.A. durant l'absence de Monsieur H. CHAMLEY. Je lui en suis très reconnaissant.

Je tiens à remercier également les membres du laboratoire de sédimentologie-paléontologie de la faculté des sciences de Marrakech, en particulier K. TAJ EDDINE, qui a accepté avec gentillesse de m'accompagner sur le terrain, de même que les membres du département de géologie de la faculté des sciences d'Agadir en particulier B. LHAMYANI qui a accepté de juger ce travail.

Mr P. RECOURT, ingénieur CNRS, dont la haute compétence, la rapidité et l'efficacité m'ont été d'un grand secours. Je le remercie de sa gentillesse, de son humour et pour tout le temps qu'il m'a consacré.

La réalisation matérielle de ce mémoire a été possible grâce aux soins et à la compétence de Mesdames BREBION, DUJARDIN et Messieurs BALLENGHIEN et CARPENTIER.

Mes remerciements vont également à tous mes amis aussi bien du laboratoire et de l'U.F.R. que de la résidence : K. ANOUAR, A. BOUQUILLON, X. CAPET, P. CLABAUT, H. COULON, S. DEWEZ, N. FAGEL, A. KHATIR, B. KIDOU, B. OUAHMAN, M.M. SAIDI, A. TRENTESSEUX, O. VICAIRE... Je n'oublierai pas de remercier M. MAATE et L. HANICH pour leur aide pendant la préparation de la soutenance. Enfin, j'associe A. HAFID, A. SOULAIMANI et mon cousin A. ABALOUN pour les services qu'ils m'ont rendus.

Pendant mon stage de terrain, j'ai bénéficié de l'accueil chaleureux des villageois (berbères) de la région. Je les remercie sincèrement de leur hospitalité.

Enfin, je tiens à remercier I. TISON pour son aide et son soutien moral pendant les différentes étapes de l'élaboration de ce mémoire.

L'avant propos de ce mémoire est l'occasion pour moi de remercier mes parents, mon oncle Larbi, mon frère Mohamed et sa famille mon frère Abdellah, mes soeurs, mes cousins et tous les membres de ma famille; c'est à eux que je dédie cet ouvrage.

## RESUME

Les assemblages argileux des sédiments Jurassique supérieur à Eocène du Haut Atlas occidental (Maroc) sont étudiés par diffraction des rayons X, analyses chimiques, analyses thermiques différentielles et microscopie électronique (transmission et balayage). La constitution des assemblages argileux étudiés sur environ 1000 échantillons répartis sur plusieurs coupes disposées de part et d'autre du Haut Atlas, est conditionnée à la fois par des effets diagénétiques et par l'évolution des environnements de dépôt dans le Golfe atlasique.

Les modifications diagénétiques subies par les cortèges argileux sont importantes et variées.

- Dans les faciès évaporitiques du Golfe atlasique (Cénomaniens d' Afensou, Sénonien de Tafinegoult et d' Afensou et complexe évaporitique du Tithonique d' Imin'tanout) la diagénèse affecte particulièrement les minéraux smectitiques dont l'évolution vers la corrensite est de plus en plus poussée en profondeur.

- L'influence de la diagénèse d'enfouissement affecte essentiellement les minéraux smectitiques, mais s'exprime de manières variables. Dans la coupe d' Agadir, les smectites des sédiments marins évoluent en profondeur en chlorite et illite dont la cristallinité s'améliore. En revanche, les smectites des sédiments déposés en milieu confiné évaporitique (coupe d' Afensou) se transforment en profondeur plutôt en corrensite.

- Les néoformations d'argiles en milieu poreux sont également fréquentes dans les séries gréseuses et dolomitiques du Golfe atlasique. Elles s'expriment généralement par la croissance de kaolinites plus rarement de smectites.

Les influences détritiques sur la composition des assemblages argileux du Haut Atlas occidental dépendent de la combinaison de trois facteurs principaux:

- Les apports de minéraux primaires (illite et chlorite) issus de l'Anti Atlas, de la Méséta et du massif ancien du Haut Atlas, résultent à la fois de l'instabilité des marges liée à l'ouverture de l'Atlantique, de l'évolution du Golfe atlasique et de la surrection de la chaîne du Haut Atlas. Le Crétacé supérieur et l'Eocène correspondent à des périodes plus stables permettant le développement de couvertures pédologiques à smectite et l'individualisation de milieux confinés favorables à la genèse d'argiles fibreuses.

- Du point de vue climatique, les données de la minéralogie des argiles suggèrent l'existence d'un climat chaud à alternance de périodes sèches et humides.

- Enfin, les variations du niveau de la mer à différentes échelles semblent conditionner en partie la constitution des cortèges argileux détritiques. Les relations complexes entre minéralogie des argiles et fluctuations eustatiques dépendent en particulier du milieu de dépôt.

Mots clefs: Minéraux argileux, Haut Atlas occidental, Maroc, Diagenèse, Sédimentation, Jurassique supérieur, Crétacé, Eocène, Paléoenvironnement.

## ABSTRACT

X-ray diffraction, transmission and scanning electron microscopy, chemical and thermal analysis are performed on Late Jurassic to Eocene clay assemblages of the western High Atlas (Morocco). The composition of the clay assemblages is mainly controlled both by diagenetic processes and environmental evolution of the Atlas Gulf during the Cretaceous.

Important and various diagenetic changes affect the clay minerals.

- In evaporitic facies (Cenomanian at Afensou, Senonian at Tafinegoult, and Tithonian evaporitic complex of Imin'tanout) smectite are progressively replaced by various mixed layers (mainly corrensite) with depth of burial.

- On the Agadir section, smectites are also transformed with depth into chlorite and illite whose crystallinity is improving with depth.

- Clay neoformation (kaolinite and smectite) in pore spaces occurs in sandstones and dolomitic formations of the Atlas Gulf.

Detrital influences on the clay mineralogical succession of western High Atlas depend on three main factors :

- The inputs of illite and chlorite coming from the Anti Atlas, the Meseta and the High Atlas result from the destabilization of the Atlantic margins, caused by the opening of the Atlantic, Atlas Gulf evolution, and the rejuvenation of the High Atlas range. Upper Cretaceous and Eocene correspond to more stable periods leading to the formation of smectite-rich paleosols and confined environments which favored genesis of fibrous clays.

- Clay mineralogy of Cretaceous sediments suggests a warm and a seasonally humid climate.

- Finally sea level changes at different scales appear to control partly the input of clay minerals. Complex relationships between clay minerals and eustatic movements are related with depositional environments.

Key words : Clay minerals, western High Atlas, Morocco, Diagenesis, Sedimentation, Upper Jurassic, Cretaceous, Eocene, Paleoenvironment.



TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION ..... 1

**CHAPITRE I- PRESENTATION DU DOMAINE ETUDIE**

**I- DOMAINES STRUCTURAUX DU NORD DU MAROC ..... 5**

    A- ANTI ATLAS ..... 5

    B- MESETA ..... 6

    C- HAUT ATLAS ET MOYEN ATLAS..... 6

    D- CONCLUSION ..... 6

**II- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE..... 7**

    A- DEFINITION DU SECTEUR ETUDIE ..... 7

    B- LIMITES ET EXTENSIONS..... 7

    C- ASPECTS GEOGRAPHIQUES ..... 8

        1- Géomorphologie ..... 8

        2- Climat ..... 8

        3- Végétation ..... 8

        4- Habitants..... 8

**III- CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE..... 9**

    A- HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN DU GOLFE ATLASIQUE..... 9

        1- Genèse et évolution du bassin..... 9

        2- Relation avec la formation de l'Atlantique..... 11

        3- Esquisse géologique du Haut Atlas occidental ..... 13

            a- Unités géologiques..... 13

            b- Extension du bassin en mer ..... 14

        4- Conclusion ..... 15

    B- APERCU HISTORIQUE SOMMAIRE ET TRAVAUX EN COURS ..... 15

    C- CONCLUSION..... 16

**CHAPITRE II- DESCRIPTION DES COUPES ETUDIEES**

INTRODUCTION..... 21

**I- ZONE SUD ATLASIQUE ..... 22**

    A- DESCRIPTION DES COUPES..... 22

        1- Coupe d'Agadir ..... 22

        2- Coupe d'Askouti..... 26

        3- Coupe d'Afensou..... 28

        4- Coupe de Tafinegoult ..... 30

        5- Coupe d'Aoulouz ..... 31

    B- EVOLUTION VERTICALE ET HORIZONTALE DES FACIES..... 31

|   |    |
|---|----|
| <b>II- ZONE NORD ATLASIQUE</b> .....                          | 34 |
| <b>A- LOCALISATION DES COUPES ET LITHOLOGIE</b> .....         | 34 |
| 1- Coupe d'Imin'Tanout .....                                  | 34 |
| 2- Coupe d'Amizmiz .....                                      | 37 |
| 3- Coupe d'Asni .....   | 38 |
| <b>B- EVOLUTION VERTICALE ET HORIZONTALE DES FACIES</b> ..... | 39 |
| <b>C- CONCLUSION</b> .....                                    | 41 |
| <b>III- SYNTHESE PALEO GEOGRAPHIQUE</b> .....                 | 41 |
| <b>A- COUPES LONGITUDINALES DU BASSIN</b> .....               | 41 |
| <b>B- COUPE TRANSVERSALE</b> .....                            | 44 |
| <b>C- ORIGINE DES MATERIAUX</b> .....                         | 44 |

|   |
|---|
| <b>CHAPITRE III- TECHNIQUES ET METHODES D'ETUDE</b> |
|---|

|   |    |
|---|----|
| <b>I- ECHANTILLONNAGE</b> .....                           | 49 |
| <b>II- DIFFRACTION DES RAYONS X</b> .....                 | 49 |
| <b>A- PRINCIPE ET APPAREILLAGE</b> .....                  | 49 |
| 1- Principe.....  | 49 |
| 2- Appareillage.....                                      | 50 |
| <b>B- TECHNIQUE DE PREPARATION DES ECHANTILLONS</b> ..... | 51 |
| 1- Préparation des poudres et interprétations .....       | 51 |
| 2- Préparation des pattes et agrégats orientés.....       | 51 |
| <b>C- TRAITEMENT DES DONNEES</b> .....                    | 52 |
| 1- Analyse semi quantitative .....                        | 52 |
| 2- Indices de cristallinité.....                          | 52 |
| <b>III- TECHNIQUES GEOCHIMIQUES</b> .....                 | 53 |
| <b>A- CALCIMETRIE</b> .....                               | 53 |
| <b>B- GEOCHIMIE DE LA ROCHE TOTALE</b> .....              | 53 |
| <b>IV- ANALYSE THERMIQUE DIFFERENTIELLE</b> .....         | 54 |
| <b>A- PRINCIPE</b> .....                                  | 54 |
| <b>B- APPAREILLAGE</b> .....                              | 55 |
| <b>C- PREPARATION DES ECHANTILLONS</b> .....              | 55 |
| <b>D- UTILISATION DES RESULTATS</b> .....                 | 55 |

|                                  |    |
|----------------------------------|----|
| V- MICROSCOPIE ELECTRONIQUE..... | 58 |
| A- EN TRANSMISSION.....          | 58 |
| B- EN REFLEXION (BALAYAGE).....  | 58 |
| VI- MICROSCOPE OPTIQUE .....     | 58 |

|   |
|---|
| <p><b>CHAPITRE IV- SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS<br/>LA ZONE SUD ATLASIQUE</b></p> |
|---|

|  |     |
|--|-----|
| INTRODUCTION .....   | 63  |
| I- RESULTATS MINERALOGIQUES .....                                  | 66  |
| A- DESCRIPTION DES CORTEGES ARGILEUX.....                          | 66  |
| 1- Coupe d'Agadir .....  | 66  |
| 2- Coupe d'Askouti.....  | 68  |
| 3- Coupe d'Afensou.....  | 70  |
| a- Minéralogie des argiles.....                                    | 70  |
| b- Relation lithologie / minéralogie des argiles .....             | 73  |
| 4- Coupe de Tafinegoult .....                                      | 73  |
| 5- Coupe d'Aoulouz .....   | 74  |
| B- COMPARAISONS ET CONCLUSIONS .....                               | 76  |
| II- SIGNIFICATION DES CORTEGES ARGILEUX .....                      | 78  |
| A- BASSIN D'AGADIR .....   | 78  |
| 1- Coupe d'Agadir .....  | 78  |
| a- Zone I: Jurassique supérieur .....                              | 78  |
| b- Zone II: Berriasien-Albien p.p.....                             | 82  |
| c- Zone III: Albien p.p.-Cénomanién .....                          | 86  |
| d- Zone IV: Turonien-Coniacien p.p. ....                           | 86  |
| e- Zone V: Coniacien p.p.-Maastrichtien.....                       | 87  |
| 2- Coupe d'Askouti.....  | 88  |
| a- Zone II: Valanginien-Albien p.p.....                            | 88  |
| b- Zone III: Albien p.p.-Cénomanién .....                          | 90  |
| c- Zone IV: Turonien-Coniacien p.p.....                            | 90  |
| d- Zone V: Sénonien .....  | 91  |
| e- conclusion.....   | 92  |
| B- BASSIN D'ERGUITA.....   | 92  |
| 1- Origine des interstratifiés et de la corrensité d'Afensou ..... | 92  |
| a- Introduction .....  | 92  |
| b- Distribution verticale des interstratifiés.....                 | 94  |
| c- Origine .....   | 101 |
| d- Mode de formation.....  | 103 |
| d.1- Contrôle lithostatique .....                                  | 103 |
| d.2- Influence du milieu de sédimentation .....                    | 106 |
| e- Comparaison avec les travaux anciens .....                      | 108 |
| f- Conclusion .....  | 109 |
| 2- Héritage et paléoenvironnement .....                            | 111 |
| III- CONCLUSIONS ET SYNTHESE PALEO GEOGRAPHIQUE.....               | 116 |

**CHAPITRE V- SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS  
LA ZONE NORD ATLASIQUE**

|  |     |
|--|-----|
| <b>I- COUPE DE L'OUED TLIT</b> .....                 | 121 |
| <b>A- PRESENTATION</b> .....                         | 123 |
| <b>B- STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE</b> .....          | 124 |
| <b>C- MINERALOGIE DES ARGILES</b> .....              | 126 |
| 1- Influences diagénétiques .....                    | 126 |
| 2- Influences détritiques .....                      | 127 |
| 3- Interprétation .....                              | 129 |
| 4- Conclusion .....                                  | 129 |
| <b>II- COUPES AU SUD DE LA PLAINE DU HAOUZ</b> ..... | 130 |
| <b>A- RESULTATS MINERALOGIQUES</b> .....             | 130 |
| 1- Coupe d'Imi n'tanout.....                         | 130 |
| 2- Coupe d'Amizmiz .....                             | 132 |
| 3- Coupe d'Asni .....                                | 134 |
| 4- Comparaisons et conclusions .....                 | 136 |
| <b>B- SIGNIFICATION DES CORTEGES ARGILEUX</b> .....  | 138 |
| 1- Zone I (hauterivien supérieur-vraconien) .....    | 138 |
| a- Influences diagénétiques .....                    | 138 |
| b- Origine possible du magnésium .....               | 143 |
| c- Héritage et paléoenvironnement .....              | 145 |
| 2- Zone II (cénomaniens) .....                       | 146 |
| a- Au niveau d'Imin'tanout.....                      | 146 |
| b- Vers l'Est d'Imin'tanout.....                     | 149 |
| 3- Zone III (barre turonienne) .....                 | 149 |
| a- origine des dolomies.....                         | 151 |
| b- relation kaolinite-carbonates .....               | 154 |
| 4- Zone IV (Sénonien).....                           | 158 |
| a- Au niveau d'Imin'tanout.....                      | 158 |
| b- Au niveau d'Amizmiz et d'Asni.....                | 158 |
| 5- Zone V et passage Crétacé-Tertiaire .....         | 159 |
| <b>C- CONCLUSION</b> .....                           | 160 |

**CHAPITRE VI- CONCLUSIONS GENERALES: ESSAI DE  
SYNTHESE SUR L'ORIGINE DES ARGILES DU GOLFE  
ATLASIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR A L'EOCENE.**

|  |     |
|--|-----|
| <b>I- EFFETS DIAGENETIQUES</b> .....             | 163 |
| <b>A- DIAGENESE EN MILIEU EVAPORITIQUE</b> ..... | 163 |
| <b>B- DIAGENESE D'ENFOUISSEMENT</b> .....        | 164 |
| <b>C- DIAGENESE EN MILIEUX POREUX</b> .....      | 166 |

|  |            |
|--|------------|
| <b>II- INFLUENCES DETRITIQUES ET DES MILIEUX DE DEPOTS .....</b> | <b>167</b> |
| <b>A- INFLUENCES DES MILIEUX DE DEPOT .....</b>                  | <b>167</b> |
| <b>B- INFLUENCES DETRITIQUES .....</b>                           | <b>168</b> |
| 1- Instabilité tectoniques .....                                 | 168        |
| 2- Influences climatiques .....                                  | 169        |
| 3- Variations eustatiques .....                                  | 170        |
| a- Mécanisme de sédimentation différentielle.....                | 170        |
| b- Evaporation et confinement .....                              | 171        |
| c- Influence de l'érosion.....                                   | 171        |
| 4- Evolution morphologique .....                                 | 172        |
| <br>   |            |
| <b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>  | <b>177</b> |
| <b>LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX .....</b>                       | <b>191</b> |
| <b>ANNEXES .....</b>   | <b>197</b> |



## INTRODUCTION

Le travail présenté dans ce mémoire a pour but de décrire et d'expliquer l'évolution temporelle et spatiale des assemblages argileux dans le Haut Atlas occidental, depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'Eocène. Il a été réalisé au laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale de Lille dans le cadre du programme Dynamique et Bilan de la terre (D.B.T.).

Le bassin du Haut Atlas occidental, comme la plupart des bassins Ouest africains, constitue un bon exemple pour étudier le développement et l'évolution d'une marge continentale passive. Il est caractérisé par la diversité des conditions de sédimentation puisqu'on passe de sédiments marins vers l'Ouest, près de la côte actuelle, aux formations évaporitiques et continentales vers l'Est. Ceci nous a conduit à examiner des coupes disposées selon un transect Ouest-Est, à la fois sur le flanc Sud et sur le flanc Nord du Haut Atlas.

Le travail effectué s'est attaché à la reconstitution des environnements de dépôts du bassin du Haut Atlas occidental (Golfe atlasique) principalement à partir de l'étude des assemblages argileux.

Ce mémoire est divisé en six parties:

1) Présentation du secteur étudié: les cadres géographique et géologique du Haut Atlas occidental ont été décrits.

2) Présentation des coupes: la lithologie et les attributions stratigraphiques de chaque coupe sont détaillées. Une synthèse concernant l'évolution horizontale et verticale des faciès est établie.

3) Méthodes d'étude: cette partie concerne l'échantillonnage ainsi que les méthodes et techniques analytiques mises en oeuvre pour caractériser les propriétés minéralogiques et chimiques des sédiments et des argiles.

4) Sédimentation argileuse dans la zone Sud atlasique: après un rappel succinct des différentes origines possibles des minéraux argileux, une analyse détaillée de la fraction argileuse est établie pour chaque coupe. La part des influences détritiques et diagénétiques est recherchée avant de faire une reconstitution paléogéographique du flanc Sud.

5) Sédimentation argileuse dans la zone Nord atlasique: Le même plan que pour le chapitre précédent a été suivi. Deux points fondamentaux sont particulièrement détaillés:

- la relation entre les variations des cortèges argileux et les variations eustatiques, au cours du Barrémien/Aptien.

- la néoformation d'argiles dans des milieux poreux.

6) Synthèse sur l'origine diagénétique des argiles et sur les reconstitutions des environnements Crétacé-Eocène du Golfe atlasique.



**CHAPITRE - I :**

**PRESENTATION DU DOMAINE ETUDIE.**



## CHAP. I- PRESENTATION DU DOMAINE ETUDIE

### I- DOMAINES STRUCTURAUX DU NORD DU MAROC

Sur la moitié Nord du Maroc, quatre domaines ayant eu une histoire géologique différente peuvent être distingués. Se sont, du Sud vers le Nord, l'Anti Atlas, le Haut et le Moyen Atlas, la Méséta et enfin le Rif que nous ne présenterons pas puisque l'histoire géologique de ce domaine n'intervient pas dans le cadre de cette étude (Fig.1).

#### A- L'ANTI ATLAS

A part quelques ondulations hercyniennes et de très faibles mouvements épeirogéniques, l'Anti Atlas est demeuré stable depuis la fin du Précambrien (Choubert et Marçais, 1952; Choubert et Faure Muret, 1962; Michard, 1976; Wallbrecher, 1988). Il forme une structure en relief à la bordure Nord de la plate-forme africaine. Il est constitué de séries précambriennes granitisées et métamorphisées recouvertes de Cambrien inférieur assez épais. Vers le Sud les séries paléozoïques sont beaucoup plus épaisses. Le Mésozoïque n'y est pas préservé sauf dans la partie orientale (Michard 1976). La sédimentation mésozoïque enregistrée dans la région du Haut Atlas indique que l'Anti Atlas formait un paléorelief à cet époque (Stets et Wurster, 1982). Il représentait une source détritique vers les bassins environnants.

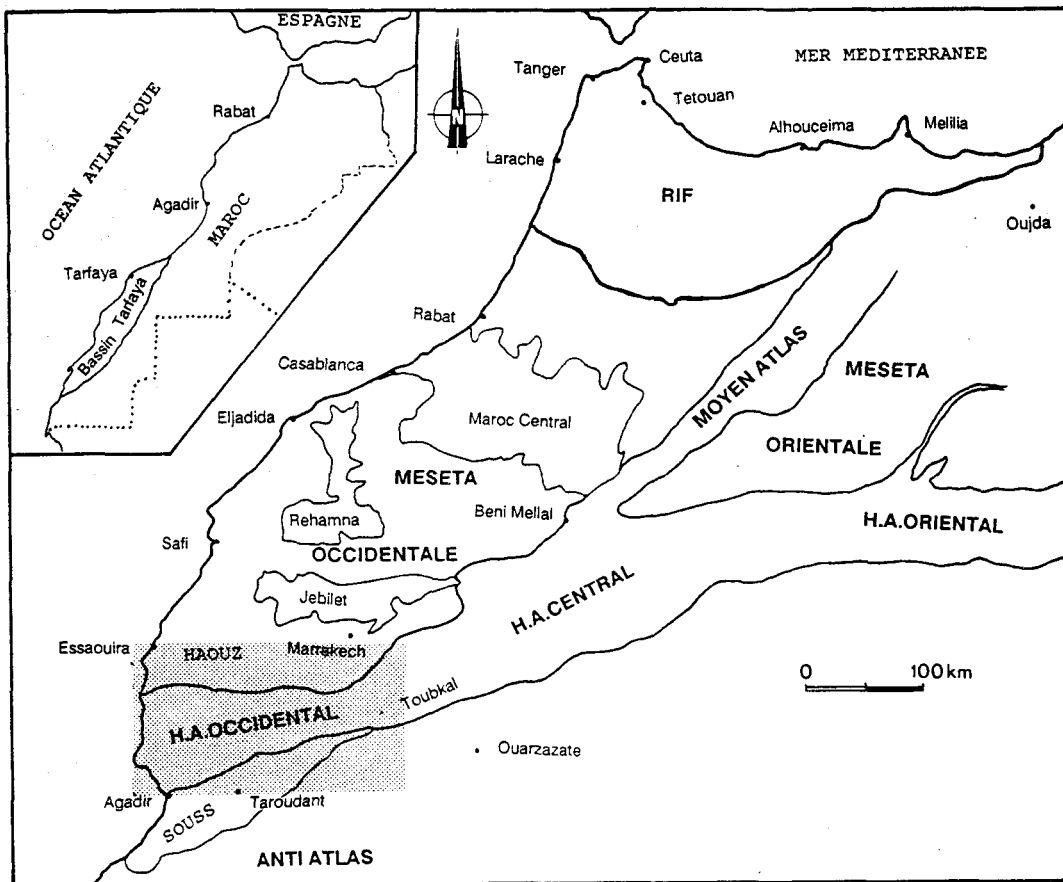


Fig. 1: Domaines structuraux du Maroc; situation du secteur étudié.



## B- LA MESETA

Elle est restée stable pratiquement depuis la fin des mouvements hercyniens (Michard, 1976). Le socle paléozoïque de la Méséta occidentale affleure en plusieurs régions: Jebilet, Rehamna et le Maroc Central (Fig.1). Ces massifs sont affectés de failles et de plis d'intensité variable de direction générale Nord Est-Sud Ouest. Des massifs granitiques d'âge hercynien affleurent à travers la couverture paléozoïque. Les sédiments mésozoïques couvrent localement le Paléozoïque, ceci résulte du paléorelief formé par la Méséta à cette époque (Wurster et Stets, 1982). Ces sédiments mésozoïques sont très peu affectés par des plis et failles. Au Nord du Haut Atlas et au Sud Est du Moyen Atlas, la Méséta orientale s'étend vers l'Est en direction de l'Algérie. Dans sa partie Ouest, des affleurements granitiques et métamorphiques ont pris naissance également durant l'orogénèse hercynienne. Ainsi la Méséta, comme l'Anti Atlas constituent des domaines stables durant le Mésozoïque et le Cénozoïque.

## C- LE HAUT ATLAS ET LE MOYEN ATLAS

Le Haut Atlas s'étend dans une direction WSW-ENE et limite directement au Sud la plate-forme africaine. Il atteint des altitudes importantes (4156 m Jbel Toubkal). Au niveau de la ville de Béni Mellal a lieu la bifurcation entre le Haut Atlas et le Moyen Atlas (structure montagneuse de direction générale NE-SW). Le socle précambrien, granité et métamorphisé, identique à celui de l'Anti Atlas affleure au niveau du Toubkal (Choubert et Faure Muret, 1962). Vers l'Ouest et le Nord Ouest, les séries paléozoïques d'une épaisseur importante sont affectées par des intrusions granitiques d'âge hercynien (Schaer, 1964; Termier et Termier, 1971).

Contrairement aux domaines stables (Méséta et Anti Atlas), les sédiments mésozoïques sont largement développés au niveau des deux flancs Sud et Nord du Haut Atlas surtout vers la partie occidentale. Les reliefs actuels du Haut Atlas sont la conséquence de la surrection des séries anciennes (Précambrien et Paléozoïque) lors de l'orogénèse alpine. Cette surrection est accompagnée par la formation de part et d'autre du Haut Atlas de bassins marginaux étroits, remplis par des sédiments récents (Tertiaire et Quaternaire): il s'agit du bassin du Haouz au Nord et du bassin du Souss au Sud (Ambroggi, 1963). Des failles très importantes séparent le Haut Atlas de ces bassins bordiers (accidents Nord et Sud atlasique) (Ambroggi et Neltner, 1952; Choubert et Marçais, 1952; Choubert et Faure Muret, 1962; Michard, 1976). Au Sud, l'accident le plus important est celui de Tizi n'Test séparant le Haut Atlas de l'Anti Atlas vers l'Est et du bassin du Souss vers l'Ouest (Proust *et al.*, 1977).

## D- CONCLUSION

L'évolution des principales unités tectoniques du Maroc septentrional peut être définie comme suit: durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, l'Anti Atlas ainsi que la Méséta représentaient des blocs stables avec des reliefs assez accusés. Par contre, le Haut Atlas et le Moyen Atlas sont demeurés mobiles. Les apports détritiques du bassin du Haut Atlas occidental proviendront donc principalement des reliefs formés par la Méséta au Nord, par l'Anti Atlas au Sud et par le massif ancien du Haut Atlas, à l'Est.

## II- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE

### A- DEFINITION DU SECTEUR ETUDIE

Le Haut Atlas, chaîne intracontinentale, constitue une barrière montagneuse beaucoup plus longue que large ( 800 km de long / 40 à 80 km de large). Bien que les sommets proches de 4000 m n'y soient pas rares, la chaîne conserve un aspect lourd et massif. C'est la chaîne la plus élevée de toute l'Afrique du Nord. Les géographes y ont distingué trois parties de longueur comparable; le Haut Atlas occidental, le Haut Atlas central et le Haut Atlas oriental (Roch, 1930; Michard, 1976) (Fig.1). L'étude envisagée concerne uniquement le Haut Atlas occidental.

### B- LIMITES ET EXTENSIONS

le Haut Atlas occidental s'élève depuis la côte atlantique à l'Ouest jusqu'au segment le plus haut de toute la chaîne culminant au Jbel Toubkal (4156 m) à l'Est. Il est limité au Nord par la plaine du Haouz et au Sud par la plaine du Souss. Le domaine d'étude couvre en partie les provinces d'Agadir, d'Essaouira, de Marrakech et de Taroudant (Fig.2).

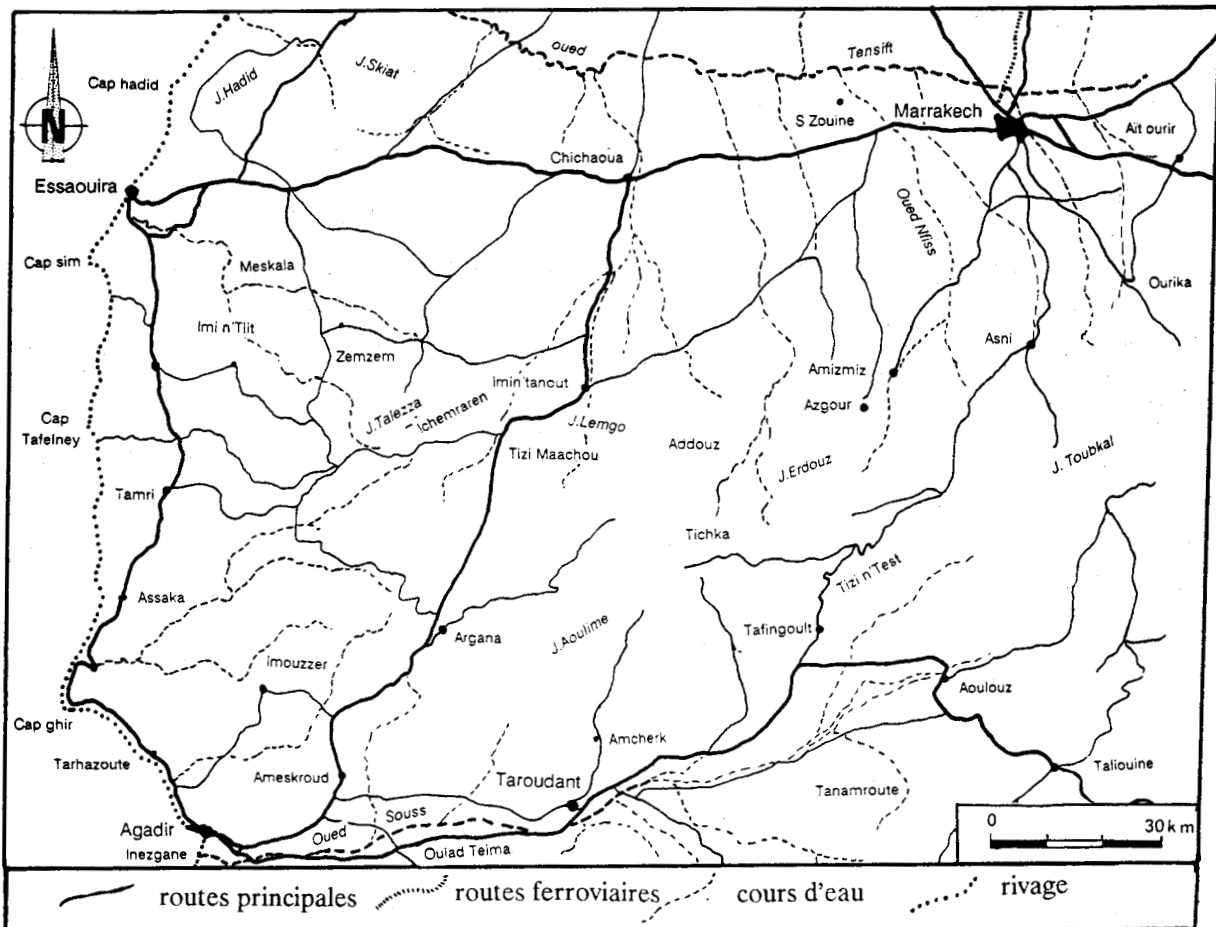


Fig. 2: Cadre géographique du domaine étudié

## C- ASPECTS GEOGRAPHIQUES.

### 1- Géomorphologie

Le Haut Atlas occidental montre une coupe transversale Nord-Sud dissymétrique, le versant Sud étant beaucoup plus abrupt que le versant Nord (Dresch *et al.*, 1952; Riser et Chardon, 1981; Ouahman, 1988).

Sur le versant du Souss (Sud), les cours d'eau importants sont moins nombreux que sur le versant Nord qui fait face à la plaine du Haouz, par conséquent le bassin versant alimentant l'Oued Souss est beaucoup plus réduit (Dijon, 1968) (Fig.2).

### 2- Climat

En général, notre terrain d'étude est soumis à un climat complexe résultant de l'interférence de trois facteurs (Dijon, 1968):

- Une barrière montagneuse très élevée.
- La proximité de l'océan atlantique sur lequel le secteur d'étude s'ouvre largement.
- Une latitude saharienne à climat très aride au Sud.

En effet, le massif du Haut Atlas occidental bloque les fronts froids qui se développent sur l'ensemble du Maroc atlantique au Nord. Ainsi, le flanc Sud jouit d'un climat beaucoup plus ouvert sur les influences sahariennes avec un régime de vents chauds appelés Chergui. Dans sa partie Ouest, la région reçoit des brises de mer qui pénètrent dans l'intérieur de 20 à 30 km.

En ce qui concerne les précipitations, elles sont fort variables aussi bien dans l'espace que d'une année à l'autre. Certaines régions reçoivent des précipitations importantes qui permettent une culture dans les vallées et sur des terrasses.

### 3- Végétation

La combinaison des domaines géographiques et climatiques très contrastés autour du Haut Atlas occidental, et plus particulièrement la partie Sud et la partie Ouest, permet le développement d'une flore diversifiée. Elle est caractérisée par le développement d'une plante appelée l'Arganier (*Argania spinosa*). C'est un arbre qualifié de fossile vivant, présentant une croissance très lente. L'âge moyen des individus est de 250 ans. Cette région est la seule du monde où l'on peut le rencontrer.

### 4- Habitants

Les habitants sont principalement des berbères qui utilisent le langage Tachelhit, et qui vivent principalement du pâturage et de l'agriculture. Je les remercie au passage pour leur hospitalité.

### III- CADRE GEOLOGIQUE DE L'ETUDE

#### A- HISTOIRE GEOLOGIQUE DU BASSIN DU GOLFE ATLASIQUE

##### 1- Genèse et évolution du bassin (Fig.3)

L'histoire du bassin commence effectivement à partir du Trias où prend naissance le rifting continental, selon une géosuture préexistante: zone de failles de Tizi n'Test (Proust *et al.*, 1977). Le graben du rift atlasique ainsi formé est bordé par des failles normales et escarpements (Van Houten, 1977; Brown, 1980). Le matériel détritique alimentant le bassin provient des domaines adjacents (Méséta et Anti Atlas) sous forme de cônes alluviaux. Des évaporites prennent naissance dans les dépressions peu profondes (Thompson, 1976; Le Pichon *et al.*, 1977). Par la suite de la distension du rift, on assiste à la mise en place de laves basaltiques formant de grandes étendues au toit du Trias (Michard, 1976) (Fig.3-A).

Durant le Jurassique, l'apport continental continue. A la suite de l'élévation du niveau de la mer, l'Atlantique a envahi le bassin. Ainsi, sur les flancs du rift des structures récifales (Patch Reef) se sont développées (Dresnay, 1971). Le taux de subsidence est localement supérieur aux taux de sédimentation (Fig.3-B).

Au Crétacé inférieur et moyen, la subsidence du Rift atlasique continue. Une sédimentation marine très étendue s'est développée loin vers l'Est; on parle alors de "Golfe atlasique" (Roch, 1930; Choubert et Faure Muret, 1962; Behrens *et al.*, 1978; Stamm et Thein, 1982; Stets et Wurster, 1982; Wurster et Stets, 1982). Les structures adjacentes bordant ce Golfe (Anti Atlas au Sud et Méséta au Nord) sont en partie envahies par la mer (Wurster et Stets, 1982). Durant les périodes de régressions, l'apport du matériel détritique dans le Golfe se fait surtout par l'Est et le Sud sous forme de cônes fluviaux et de deltas progradants (Fig.3-C)

Au Crétacé supérieur, des dépôts continentaux et de mer peu profonde sont en alternance. La carte de Duffaud (1966), les données d'Ambroggi (1963), de Michard (1976) ainsi que les travaux de l'équipe allemande (Below, 1976; Brix, 1976; Schmitz, 1977; Wellpott, 1977; Behrens *et al.*, 1978), suggèrent qu'au Turonien, la subsidence du bassin du Rift atlasique arrive à sa fin. Durant le Sénonien et le Tertiaire, on assiste à un important changement de l'évolution structurale; il s'agit de la surrection du Haut Atlas occidental, accompagnée par la transformation de failles normales marginales en failles inverses (Proust *et al.*, 1977; Froitzheim *et al.*, 1988) (Fig.3-D). Les sédiments mésozoïques déposés au centre du Golfe subissent une érosion et donnent naissance, de part et d'autre, à des formations sédimentaires permettant le remplissage de bassins marginaux (le Souss au Sud et le Haouz au Nord).

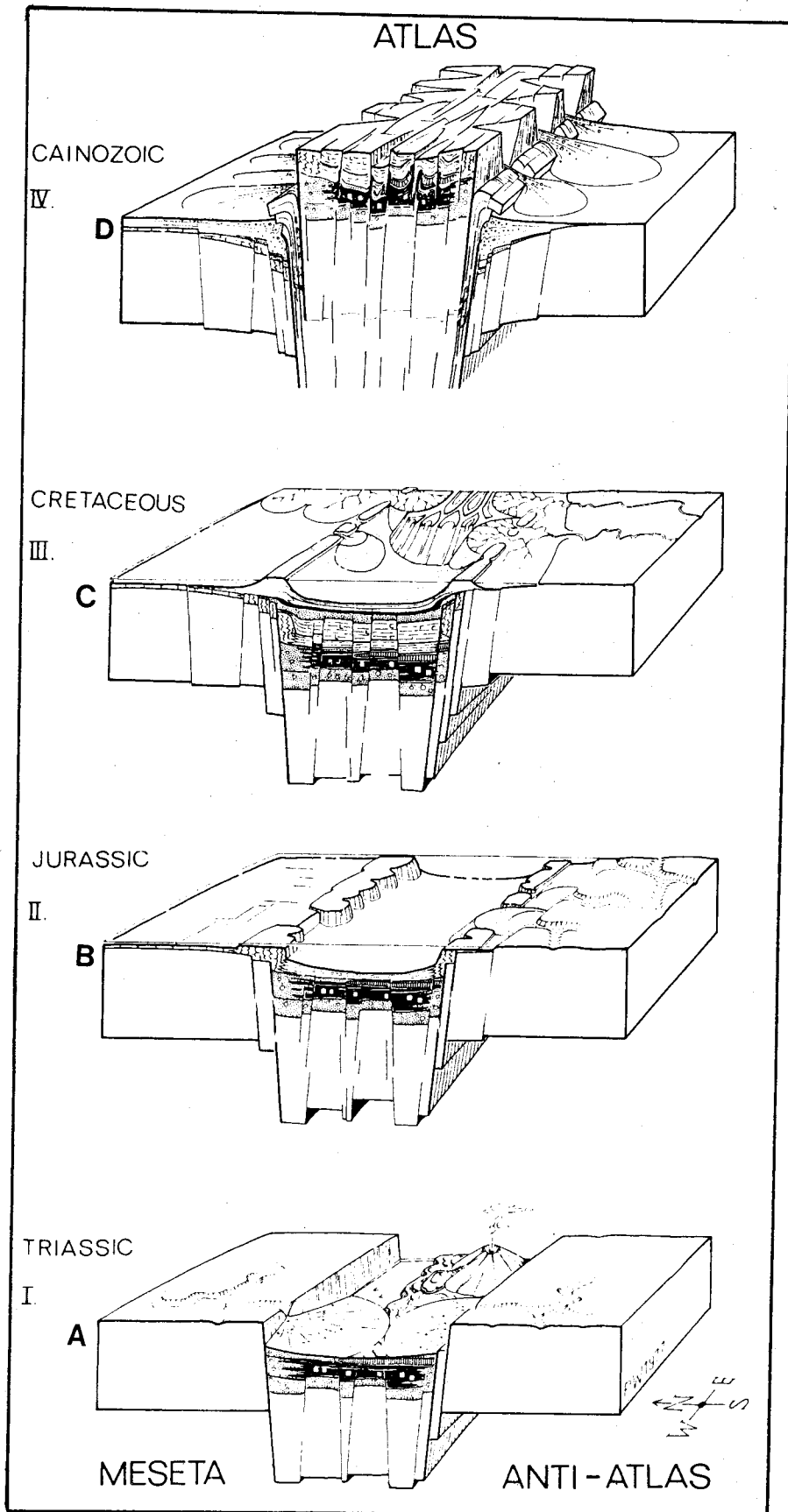


Fig. 3: Blocs diagrammes représentant l'évolution géologique du Haut Atlas (d'après Wurster et Stets, 1982).



En conclusion la transformation du rift atlasique en chaîne de montagne s'est produite uniquement par inversion des processus (tectonique de bloc) (Michard *et al.*, 1975). Les mouvements latéraux permettant des raccourcissements importants ont été également observés (Laville *et al.*, 1977).

## 2- Relation avec la formation de l'Atlantique

La phase majeure du rifting atlantique Nord a lieu au Carnien (Trias supérieur) (Cousminer et Manspeizer, 1977). On peut donc supposer une origine synchrone des deux systèmes de rift atlasique et atlantique (Stets et Wurster 1982). D'après ces deux auteurs une importante bifurcation se serait produite au niveau de la latitude des îles Canaries donnant naissance au rift atlasique entre la Méséta et l'Anti Atlas. Une autre bifurcation ayant pris naissance au niveau de la ville de Beni Mellal serait à l'origine du Moyen Atlas (Fig.4). La direction de séparation est déterminée par des géosutures préexistantes, telle que la faille de Tizi n'Test.

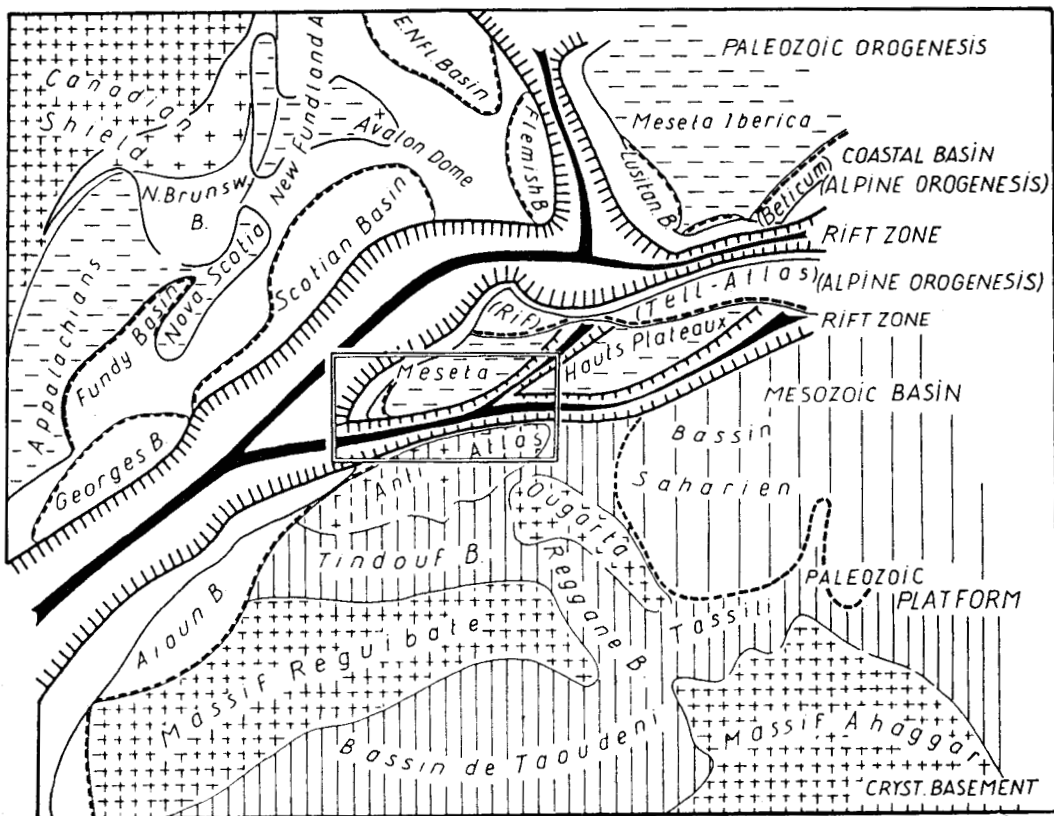


Fig. 4: Système atlasique et atlantique; stade initial de la formation des rifts (d'après Wurster et Stets, 1982).

Des différences significatives commencent à se manifester entre le rift atlasique et le rift atlantique durant le Jurassique et le Crétacé.

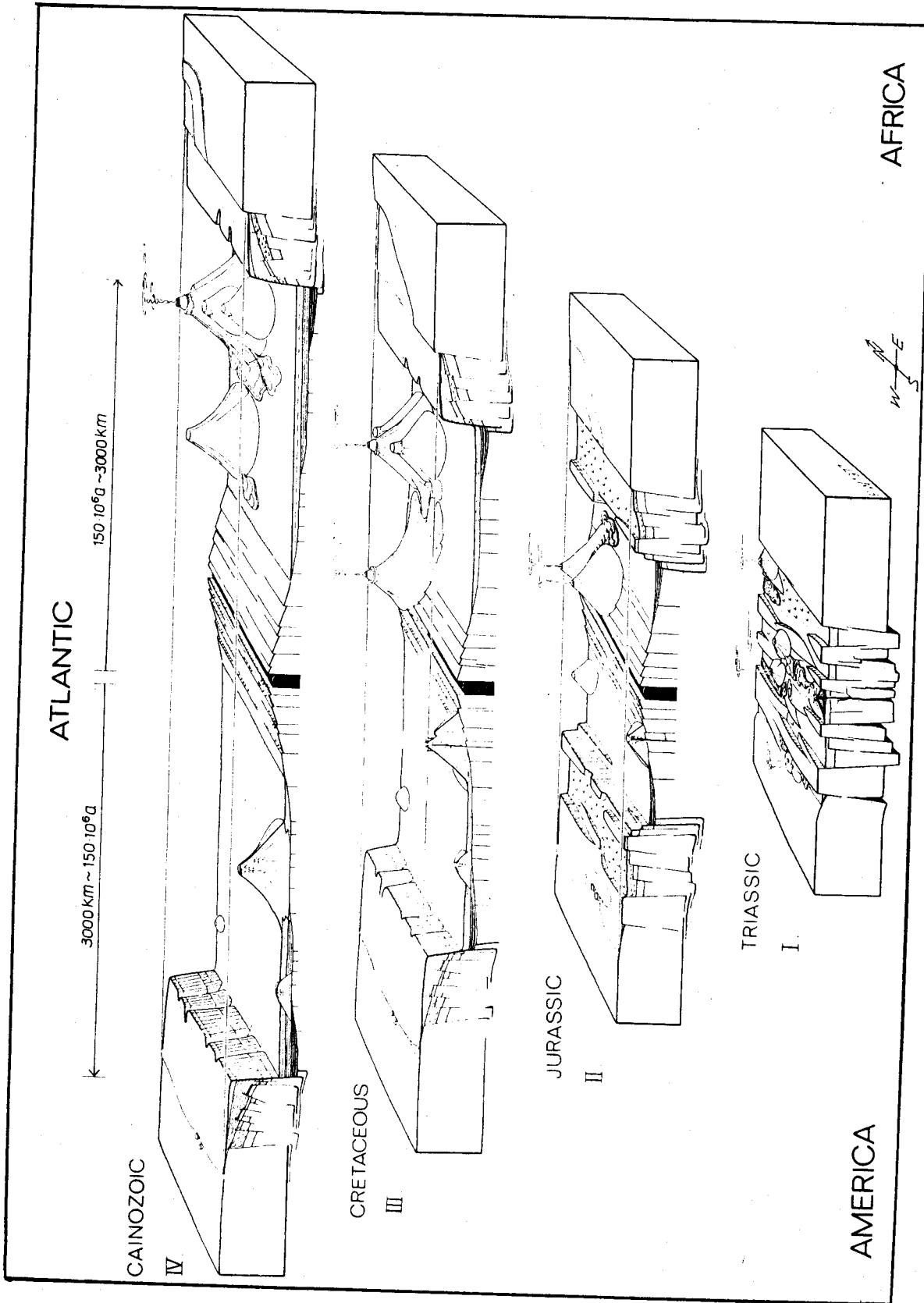


Fig. 5: Blocs diagrammes représentant l'évolution géologique de l'Océan atlantique (d'après *Wurster et Stets, 1982*).

- Au niveau du rift atlantique (Fig.5), le "spreading" de la croûte océanique ainsi que la subsidence des marges continentales contrôlent l'évolution structurale du rift océanique (Thompson, 1976; Le Pichon *et al.*, 1977; Sclater *et al.*, 1977). Une sédimentation continue prend place le long de la plate-forme africaine, depuis le bassin de Tarfaya (Wiedmann *et al.*, 1978; Von Rad et Einsele, 1980; Ranke *et al.*, 1982) et le long de la côte Ouest marocaine (Fig.1).

- Au niveau du rift intra-continental atlasique, la subsidence continue durant le Crétacé surtout au niveau de sa partie occidentale, elle résulte de l'approfondissement du Golfe. Contrairement au rift atlantique l'extension horizontale est négligeable. Les oscillations du niveau de la mer et la différenciation des blocs basculés à l'intérieur du rift sont responsables de la distribution des faciès (Wurster et Stets 1982). Le rift évolue ainsi jusqu'au Turonien où la subsidence prend fin.

Après le Turonien, l'évolution des deux systèmes de rift diverge considérablement. L'évolution orogénique du système atlasique contraste définitivement avec le spreading atlantique. L'extension horizontale du domaine atlantique est accompagnée par la subsidence de la marge continentale passive Nord Ouest africaine.

### 3- Esquisse géologique du Haut Atlas occidental

#### a- Unités géologiques

Le bassin du Haut Atlas occidental peut être divisé en trois domaines: la zone haute centrale, le flanc Nord atlasique et le flanc Sud atlasique (Ambroggi, 1963) (Fig.6).

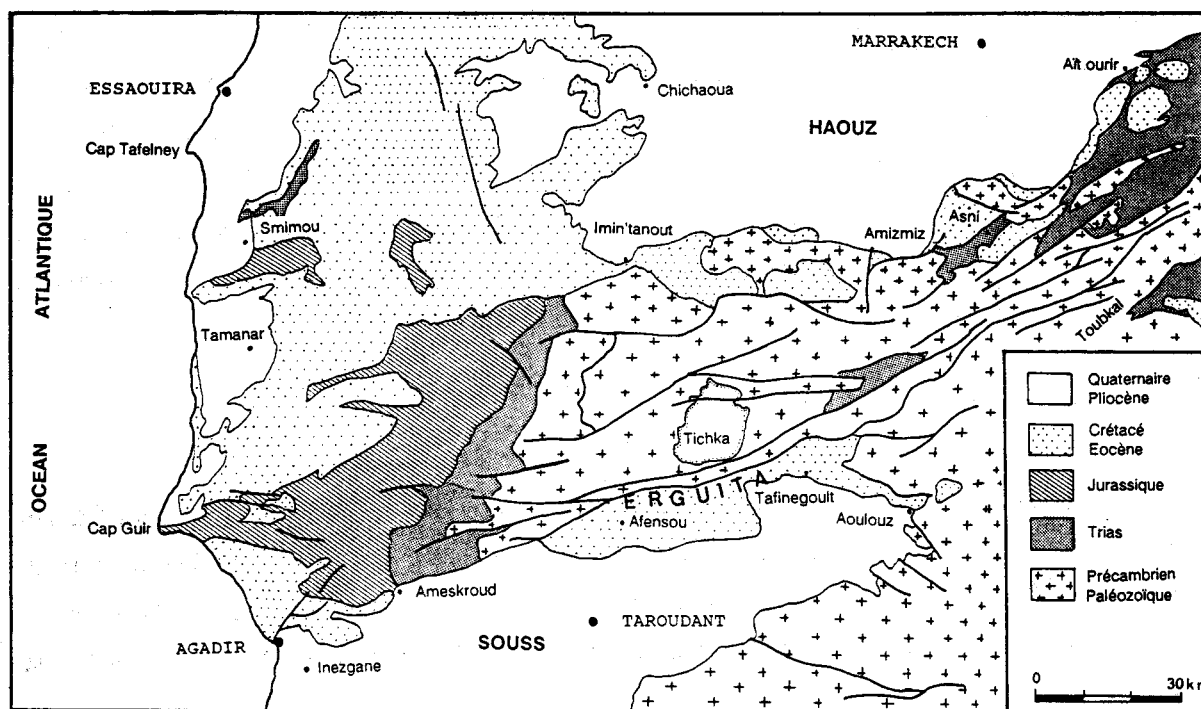


Fig. 6: Cadre géologique du secteur étudié

### \* Zone haute centrale

Elle constitue l'axe de la chaîne, c'est le prolongement occidental de la chaîne alpine du Haut Atlas où ne sont conservés que les terrains les plus anciens. De l'Est vers l'Ouest on trouve des terrains de plus en plus récents.

- Le Précambrien affleure largement à l'extrême Est, au niveau de Toubkal, prolongeant celui de l'Anti Atlas. Il supporte une série paléozoïque en général plissée (Choubert et Marçais, 1952; Choubert et Faure Muret, 1962).

- Le Paléozoïque est profondément affecté par la tectonique et le métamorphisme hercynien. Au sommet de la série se met en place le massif granito-dioritique de Tichka (Michard, 1976; Schaer, 1988).

- Le Trias discordant sur le Paléozoïque est principalement constitué par des séries rouges évaporitiques et détritiques. Il constitue le couloir d'Argana (Van Houten, 1977; Brown, 1980).

- Le Jurassique, largement développé vers l'Ouest, atteint l'Atlantique au niveau du Cap Rhir.

### \*Flanc Nord et flanc Sud

Les coupes constituant l'objet de cette étude sont levées au niveau de ces deux domaines. Il s'agit de zones beaucoup moins montagneuses qui présentent des faciès très variés d'âge Jurassique supérieur-Crétacé. Sur le flanc Nord, ces affleurements sont plus étendus vers l'Ouest (bassin d'Essaouira) par contre vers l'Est, ils sont plus fragmentaires (Imin'tanout, Amizmiz et Asni). Sur le flanc Sud atlasique, on distingue le bassin d'Agadir vers l'Ouest et le bassin d'Erguita vers l'Est (Fig.6).

Des variations d'épaisseur et de faciès s'observent entre l'Est et l'Ouest. En effet, vers l'Ouest les séries sont plus épaisses avec des faciès plus profonds alors que vers l'Est les séries sont beaucoup moins épaisses avec des faciès plus détritiques et plus évaporitiques. La zone profonde du bassin serait donc située vers l'Ouest et la zone de rivage vers l'Est.

### b- Extension du bassin en mer

L'étude des séquences sismiques montre que le bassin mésozoïque se prolonge sous l'océan (Hinz *et al.*, 1982). Au plateau continental, large de 15 à 40 km, succède un talus dont la morphologie semble correspondre à la structure terrestre du bassin. Ce talus montre une pente relativement régulière. Toutefois, des anomalies sont à signaler entre le Cap Rhir et le Cap Tafelney où le relief est très tourmenté.

#### 4- Conclusion

Il en résulte que le Haut Atlas occidental en général et le bassin Essaouira-Agadir ou bassin de Haha en particulier sont à la fois sous l'influence des deux systèmes atlasique et atlantique.

- Jusqu'au Turonien, le secteur subit une subsidence qui résulte à la fois de l'ouverture de l'Atlantique et de la distention atlasique.

- A partir du Turonien, le Golfe atlasique est sous l'effet antagoniste de la subsidence par suite du spreading atlantique, et de la compression en relation avec la surrection atlasique.

#### B- APERÇU HISTORIQUE SOMMAIRE ET TRAVAUX EN COURS.

L'étude stratigraphique du Crétacé du Haut Atlas occidental a été ébauchée entre 1902 et 1921 par A. Brives, L. Gentil, W. Killian et P. Lemoine. Il s'agissait alors de simples reconnaissances éparées. Les véritables bases ont été jetées par E. Roch à la suite de recherches effectuées sur le terrain de 1925 à 1930 qui lui ont permis de reconnaître tous les étages du Crétacé.

Mettant à profit ces données, R. Ambroggi a pu apporter au cours de quinze années de recherches sur le terrain (1942 - 1956) certaines précisions qui ont fait l'objet d'un mémoire élaboré en 1963. Les subdivisions stratigraphiques sont fondées presque uniquement sur des niveaux à Ammonites dont les déterminations reviennent à M. Breistroffer (1963). Les Travaux de Cartographie géologiques les plus récents ont été effectués par la société chérifienne des pétroles (Duffaud *et al.*, 1971).

De 1975 à 1982, un travail en groupe de l'institut géologique de l'Université de Bonn a été consacré à la reconstitution paléogéographique du Crétacé (Behrens *et al.*, 1978; Brix, 1981; Behrens et Siehl, 1982; Wurster et Stets, 1982; Stamm et Thein 1982). Ce travail correspond à l'activité offshore du Deep Sea Drilling Project (IPOD / DSDP) du Glomar Challenger. Le but principal de cette activité est d'établir une subdivision lithologique et stratigraphique des séries crétacés. Pour cela plusieurs méthodes ont été employées: géophysique, paléontologie, minéralogie et géochimie. Ce travail a été fait en coopération avec Wiedmann et son équipe de 1978 à 1982. L'essentiel de ces travaux a été regroupé dans un ouvrage intitulé "The Geology of The Northwest African Continental Margin".

Depuis 1985 a lieu l'intervention d'une action intégrée Franco-Marocaine qui lie les Universités de Toulouse (J. Rey, laboratoire de géologie sédimentaire et paléontologie) et de Marrakech (K. Taj-Eddine, laboratoire de stratigraphie et paléontologie). Elle a pour but:

1- Une bonne connaissance des unités lithostratigraphiques du Jurassique supérieur et du Crétacé, avec un calage chronostratigraphique très précis. Ceci est déjà acquis pour le Jurassique terminal-Crétacé basal dans l'ensemble du domaine (Calpionelles, Ammonites) et pour les terrains barrémiens à albiens sur la bordure Nord du Golfe atlasique (Ammonites, Echinides).

2- Une bonne connaissance du contrôle tectonique aux diverses époques.

3- Une reconstitution des environnements bio-sédimentaires fondée sur l'exploitation des données paléoécologiques.

4- Enfin, une interprétation des évolutions sédimentaires fondée sur les concepts de Vail, réalisable grâce au calage chronostratigraphique et assurée par une très bonne correspondance avec la charte de Haq *et al.*, (1987). Ceci est parfaitement reconnu pour le passage Jurassique-Crétacé ainsi que dans le Barrémien-Albien sur la bordure Nord du Golfe atlasique.

### C- CONCLUSION

Durant la période étudiée (Crétacé), le bassin du Golfe atlasique a subi un grand changement dans l'évolution structurale.

- Au Crétacé inférieur et moyen, le bassin connaît une subsidence importante. Une sédimentation marine très épaisse s'y développe dans la partie occidentale, alors que dans la partie orientale la sédimentation a plutôt une tendance continentale. L'alimentation du bassin en éléments détritiques se fait principalement par les reliefs de l'Anti Atlas au Sud, de la Méséta au Nord et du massif ancien à l'Est.

- A partir du Turonien, la subsidence du bassin s'arrête, puis la surrection de la partie centrale du Golfe commence.

Les apports détritiques du Sénonien proviennent donc, d'une part, des domaines stables (Méséta et Anti Atlas), d'autre part de la partie centrale du Golfe plus particulièrement vers l'Est (le massif du Toubkal et de Tichka).

**CHAPITRE - II :**

**PRESENTATION DES COUPES ETUDIEES.**







## LEGENDE DE LA LITHOLOGIE

|  |                          |  |                   |
|--|--------------------------|--|-------------------|
|  | Calcaire massif          |  | Marne             |
|  | Calcaire lité            |  | Marne phosphatée  |
|  | Calcaire dolomitique     |  | Marne siliceuse   |
|  | Calcaire siliceux        |  | Marne gypseuse    |
|  | Calcaire lumachellique   |  | Marne dolomitique |
|  | Calcaire phosphaté       |  | Marne gréseuse    |
|  | Calcaire marneux         |  | Lie-de-vin        |
|  | Calcaire gréseux         |  | Argile            |
|  | Calcaire conglomératique |  | Argile gypseuse   |
|  | Dolomie                  |  | Argile gréseuse   |
|  | Dolomie marneuse         |  | Grès              |
|  | Dolomie gréseuse         |  | Grès marneux      |
|  | Phosphate meuble         |  | Grès dolomitique  |
|  | Gypse                    |  | Grès calcaire     |
|  | Socle paléozoïque        |  | Grès argileux     |
|  |                          |  | Conglomérat       |



## CHAP. II- PRESENTATION DES COUPES ETUDIEES

### Introduction

Afin d'étudier l'évolution spatiale et temporelle des cortèges argileux du Golfe atlasique au Jurassique supérieur-Eocène, 8 coupes situées de part et d'autre de la chaîne du Haut Atlas occidental ont été étudiées. Sur le flanc Sud (zone Sud atlasique), les coupes d'Agadir, Askouti, Afensou, Tafinegout et Aoulouz ont été étudiées selon un transect Ouest/Est. Sur le flanc Nord (zone Nord atlasique) on distingue d'Ouest en Est, les coupes d'Imin'tanout, Amizmiz et Asni (Fig.7).

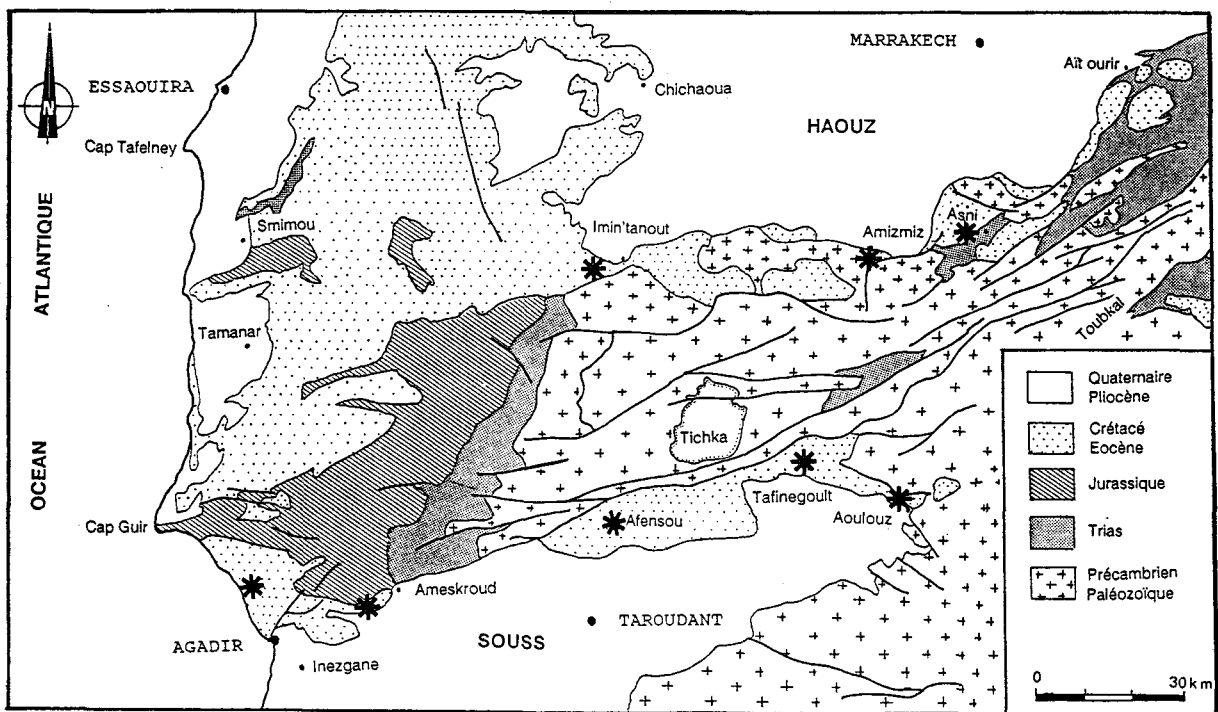


Fig. 7: Localisation des coupes étudiées

Du point de vue stratigraphique, ces coupes ont été reprises par l'équipe allemande (Wiedman, Wurster, Stets, Behrens, Siehl, Brix, Butt, Stamm) de 1978 à 1982. Le Crétacé inférieur a fait, en plus, l'objet d'études de stratigraphie séquentielle notamment au niveau d'Essaouira, Imi n'tanout, Amizmiz et Agadir (Rey *et al.*, 1985; Rey et Taj Eddine, 1989; Gharib, 1989). Enfin une étude magnétostratigraphique a été effectuée sur les coupes d'Askouti, Amizmiz, Afensou par Krumsiek (1982).

## I- ZONE SUD ATLASIQUE

### A- DESCRIPTION DES COUPES

Les cinq coupes de la zone Sud atlasique sont regroupées selon deux secteurs géographiquement distincts. Vers l'Ouest, le bassin d'Agadir comprenant les coupes d'Agadir et d'Askouti. Vers l'Est le bassin d'Erguita, dans lequel trois coupes ont été prélevée: la coupe d'Afensou, la coupe de Tafinegoult et la coupe d'Aoulouz (Fig.7).

#### 1- COUPE D'AGADIR

Il s'agit en réalité d'une coupe composite réalisée à partir de quatre coupes stratigraphiquement complémentaires (Daoudi, 1987) (Fig.8):

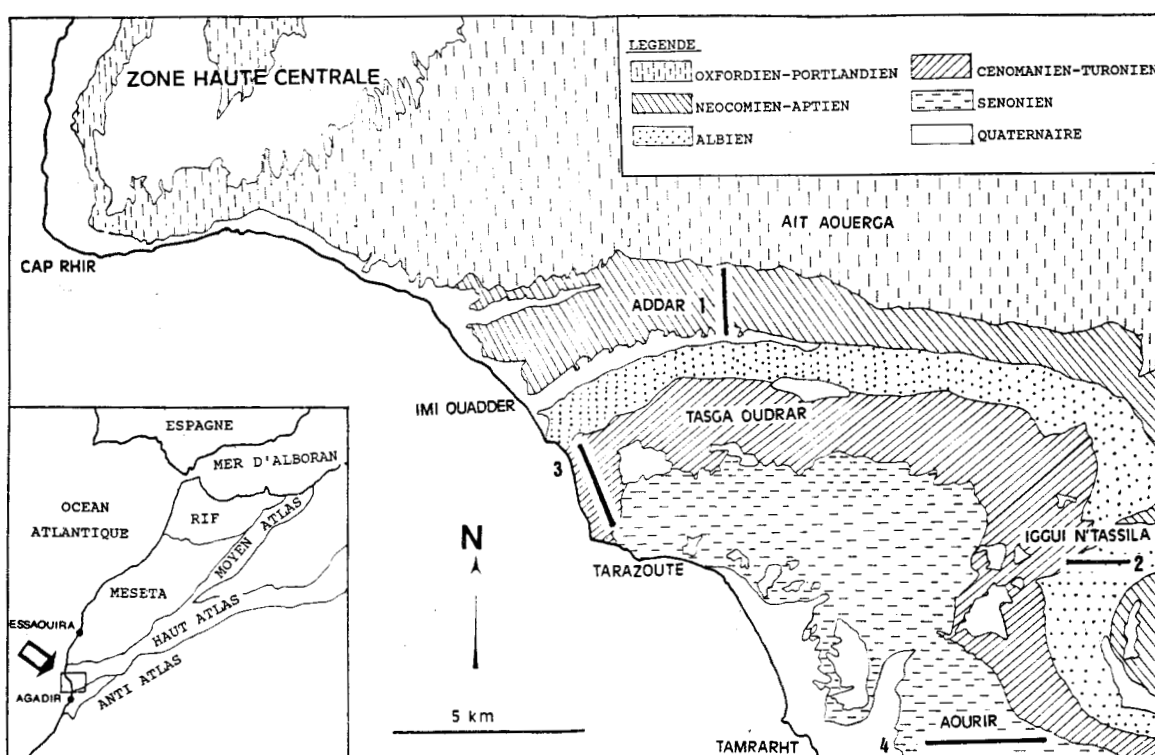


Fig. 8: Localisation des coupes d'Agadir

-coupe d'Addar : de direction N-S, elle se situe à 9 km de l'Océan atlantique. Elle comprend une série allant du Portlandien p.p. jusqu'au Clansayésien (Fig.9-a).

-coupe d'Iggui n'Tassila : située sur la route Agadir-Imouzzer, cette coupe présente une direction E-W. Seul l'Albien y a été échantillonné. (Fig.9-b).

-coupe de Tarazoute : l'échantillonnage a été fait sur la côte, le long de la route Essaouira-Agadir dans une coupe N-NW, S-SE. Cette coupe a été principalement étudiée dans le Cénomanién. (Fig.9-c).

-coupe d'Aourir : située également sur la route Agadir-Imouzzer, cette coupe comprend le Turonien et le Sénonien. La direction générale est E-W. (Fig.9-d).

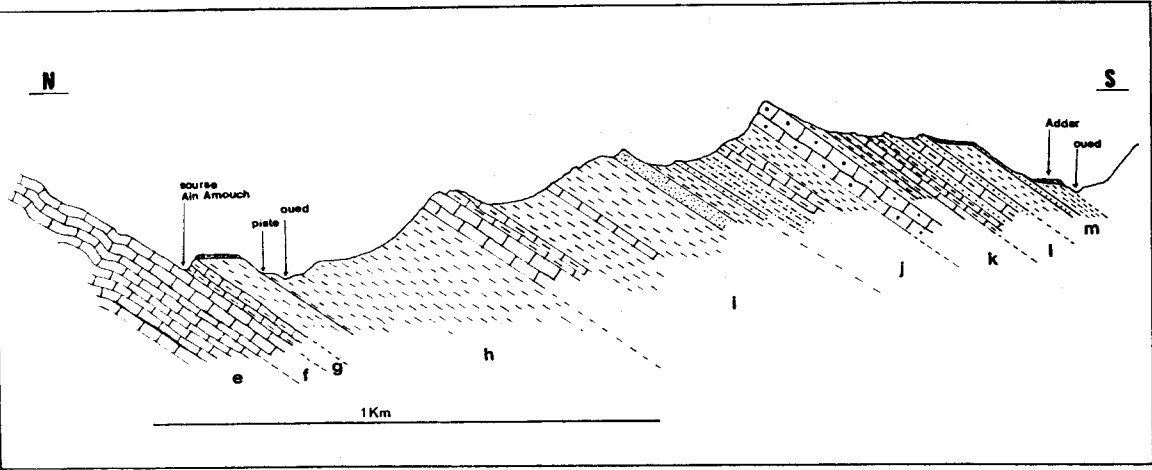


Fig. 9-a: Coupe du Crétacé inférieur d'Ain Amouch.

e-Portlandien supérieur. f-Berriasien. g-Valanginien inférieur. h-Valanginien supérieur, Hauterivien inférieur. i-Hauterivien supérieur. j-Barrémien. k-Bédoulien. l-Gargasien. m-Clansayésien.

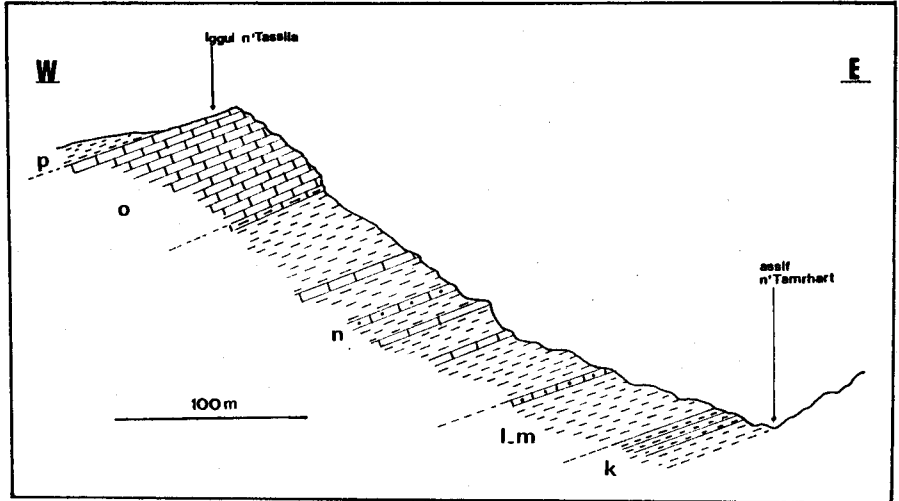


Fig. 9-b: Coupe de l'Albien d'Iggui n'Tassila.

k-Bédoulien. l-m-Gargasien, Clansayésien. n-Albien inférieur. o-Albien supérieur. p-Cénomaniens.

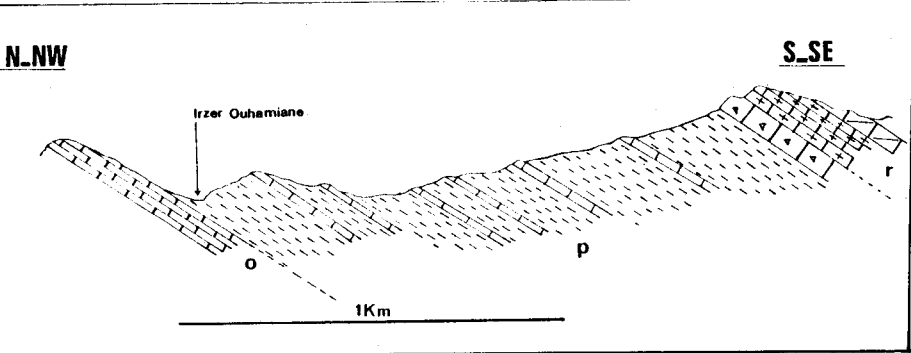


Fig. 9-c: Coupe du Cénomaniens le long de la côte.

o-Albien supérieur. p-Cénomaniens. r-Turonien.

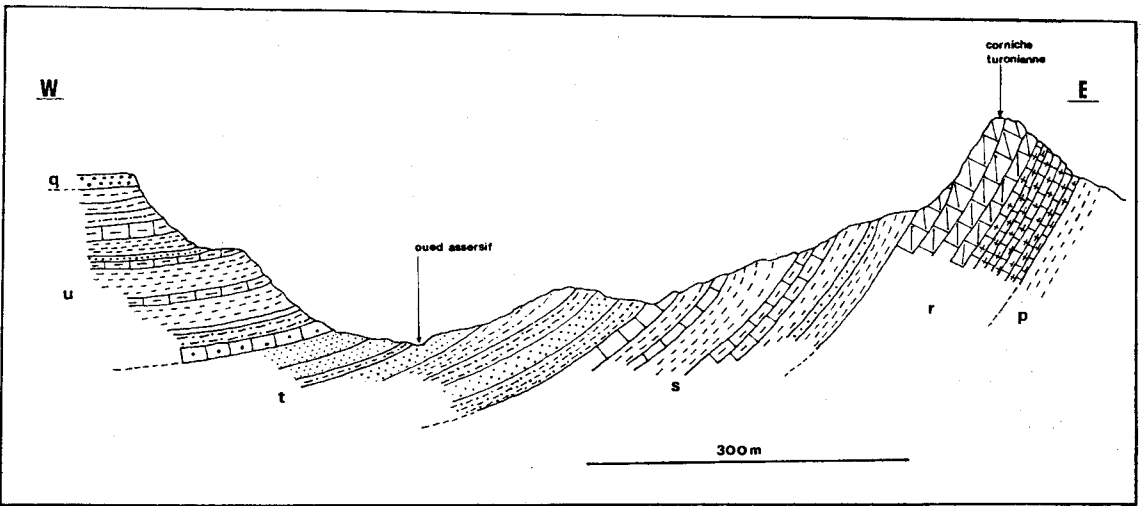


Fig. 9-d: Coupe du Crétacé supérieur d'Aourir.

p-Cénomaniens. r-Turonien. s-Coniacien santonien. t-Campanien. u-Maastrichtien. q-Quaternaire.

Le Crétacé de la région d'Agadir est épais d'environ 2500 m (Fig.10). Pour le Portlandien et le Crétacé inférieur, le calage stratigraphique est fondé sur les travaux de Wiedmann *et al.* (1978), Betar (1988) et Rey & Taj Eddine (1989). Pour le Crétacé moyen et supérieur les données paléontologiques sont celles d'Ambroggi (1963) reprises par Wiedmann *et al.* (1982).

**Le Berriasien** est constitué par des marnes vertes à la base et par des calcaires gréseux et micritiques au sommet. Son épaisseur est de 10 à 12 m. La limite Jurassique supérieur-Berriasien a été récemment précisée grâce aux Calpionelles (Rey et Taj Eddine, 1989).

**Le Valanginien inférieur**, puissant de 10 à 15 m, est constitué de marno-calcaire gris, ayant fourni une faune d'Ammonites permettant de distinguer localement les parties inférieure et supérieure (Ambroggi 1963).

**Le Valanginien supérieur-Hauterivien** représente la série la plus épaisse du Crétacé inférieur. Il est constitué par des marnes vertes dont la puissance atteint et même dépasse 200 m, deux barres de calcaires compacts passant à des grès s'y intercalent. La faune de Céphalopodes particulièrement abondante permet de distinguer l'Hauterivien inférieur, caractérisé par *Leopoldia biassalensis* et l'Hauterivien supérieur, caractérisé par *Pseudotheurmannia angulicostata* (Ambroggi, 1963).

**Le Barrémien** est constitué de marnes comparables à celles de l'Hauterivien. Les Ammonites ont également abouti à la subdivision en Barrémien inférieur (*Nicklesia*) et Barrémien supérieur (*Heteroceras montanum*).

**L'Aptien** présente des subdivisions stratigraphiques fondées principalement sur les Ammonites:

- le Bédoulien (20 m) est formé à la base de grès lités avec de grandes variations latérales d'épaisseur. Ce banc est surmonté de marnes vertes et lie-de-vin, puis enfin des calcaires détritiques de teintes beiges avec des Ammonites (*Procheloniceras albrechti-amstriae*).
- le Gargasien (25 m) est constitué par des marno-calcaires intercalés de bancs gréseux ocre. Il est caractérisé par une espèce ammonite; *Anoceras nisus*.
- le Clansayésien (25 m) est représenté par des marnes d'un vert sombre montrant des niveaux gréseux roux ferrugineux. La faune est caractérisée par *Hypacanthoplites jacobi*.

**L'Albien** présente une puissance totale qui est en moyenne de 200 m. On y distingue deux ensembles:

- Au dessus des marnes vertes et grises du Clansayésien se sont déposées en continuité de sédimentation des marnes vertes où les niveaux gréseux sont plus rares. Ces dépôts représentent l'Albien inférieur et moyen caractérisés par *Beudanticeras revoili* pour l'Albien inférieur et *Oxytropidoceras mirapelianum* pour l'Albien moyen (Ambroggi, 1963).
- Le second ensemble est plutôt calcaire et forme de grandes falaises. Cette formation est caractérisée par *Hysterocheras orhgyi* (Ambroggi et Breistroffer, 1959).

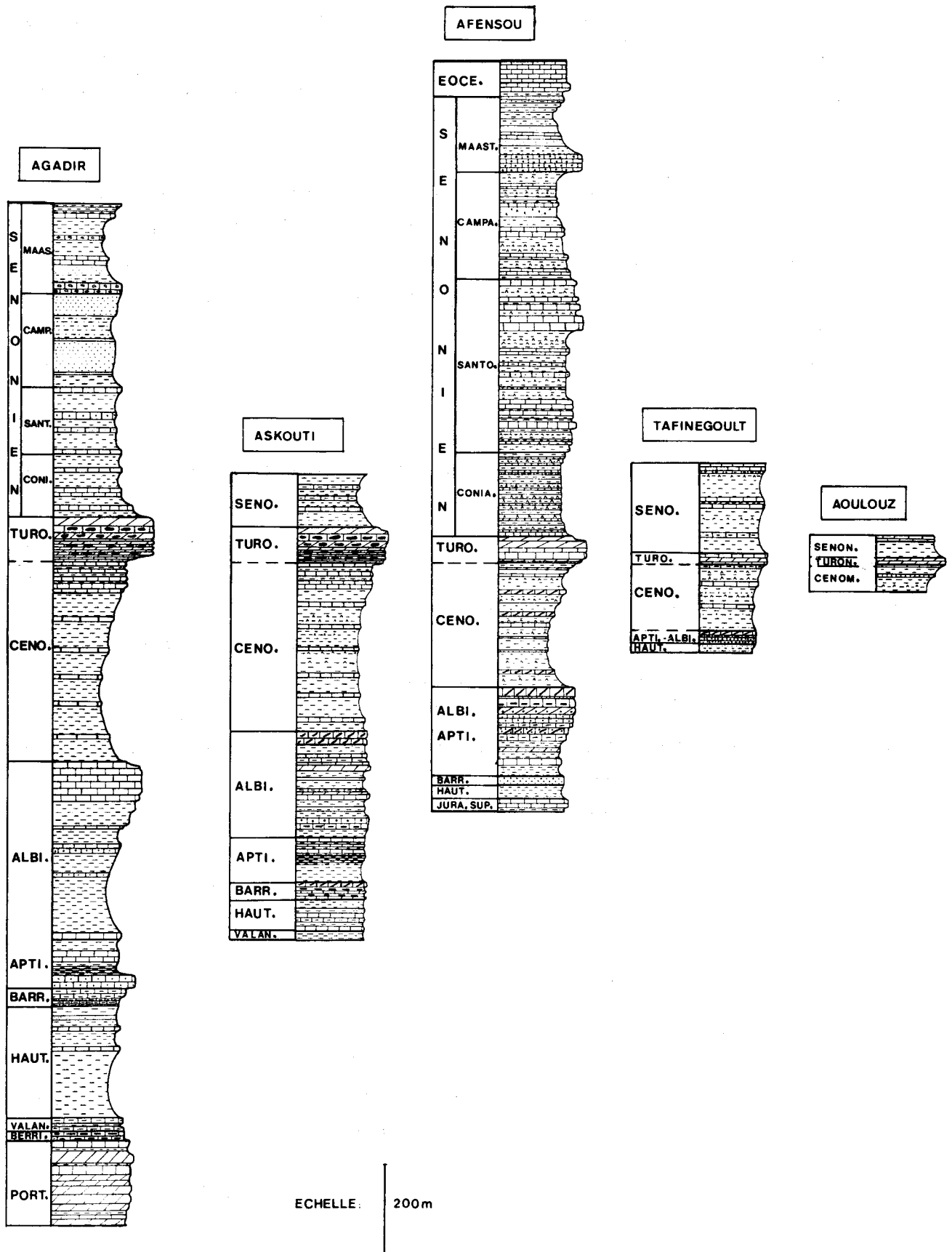


Fig. 10: Coupes synthétiques du flanc Sud atlasique

**Le Cénomani** est formé d'une série de marnes jaunes, coupée de quelques bancs calcaires, qui surmonte l'Albien. Cette série n'a jamais livré qu'une faune banale à prédominance d'huîtres, les espèces les plus caractéristiques sont *Exogyra delettei* et *Alectryonia syphax*. Sa puissance totale est en moyenne de 350 m.

**Le Turonien** est sous forme d'une corniche importante et bien individualisée, très caractéristique dans le paysage. Cette corniche est formée de deux parties d'égales épaisseurs:

- vers la base, des calcaires lités gris clair ou blancs feuilletés avec des bancs de silex fauves ou bruns parfois blancs, l'épaisseur est de 30 m. La limite entre le Cénomani et le Turonien serait située à la base de cette série. (Wiedmann *et al.*, 1978; Butt, 1982).
- au sommet, on trouve des calcaires dolomitiques en gros bancs contenant également du silex sous des formes différentes.

**Le Sénonien** est représenté dans le Haut Atlas occidental par ses quatre sous étages classiques:

- le Coniacien succède au Turonien avec une limite lithologique nette. Il est formé de marnes jaunes intercalées de calcaires gris blanc, sa puissance est de 80 m. On y trouve *Hemitissotia tursoi*, *Plesiotissotia dullai* (Ambroggi et Breistroffer, 1959).
- le Santonien offre un faciès comparable à celui du Coniacien. Les calcaires sont légèrement gréseux. L'épaisseur du Santonien est de 70 m et il est caractérisé par *Texanites texanus*.
- le Campanien daté par Foraminifères (Ambroggi, 1963) est représenté par une formation tendre de sable et de grès jaune d'une épaisseur de 100 m. Il contient *Globotruncana stuarti*, *Globorotalites michelini*, *Fronticularia arichiadiana*, *Tribachia tricharinata*.
- le Maastrichtien est constitué par des marnes siliceuses blanches à silex à la base et par des marnes jaunes verdâtres au sommet. Sa puissance totale est de 150 m.

Vers le Nord, le Maastrichtien est riche en phosphates qui remplacent progressivement la silice.

## 2- COUPE D'ASKOUTI

### a- Présentation de la coupe

Située à 20 km à l'Est d'Agadir et à 10 km à l'Ouest du village d'Ameskroud, la coupe d'Askouti a été levée sur le flanc Sud de l'anticlinal du Jbel Lgouz. Le Crétacé affleure dans une vallée au Sud du village d'Askouti (Fig.11). La coupe, de direction générale N-S, a été étudiée du point de vue biostratigraphique (Butt *et al.*, 1982) et magnétostratigraphique (Krumtsiek, 1982).



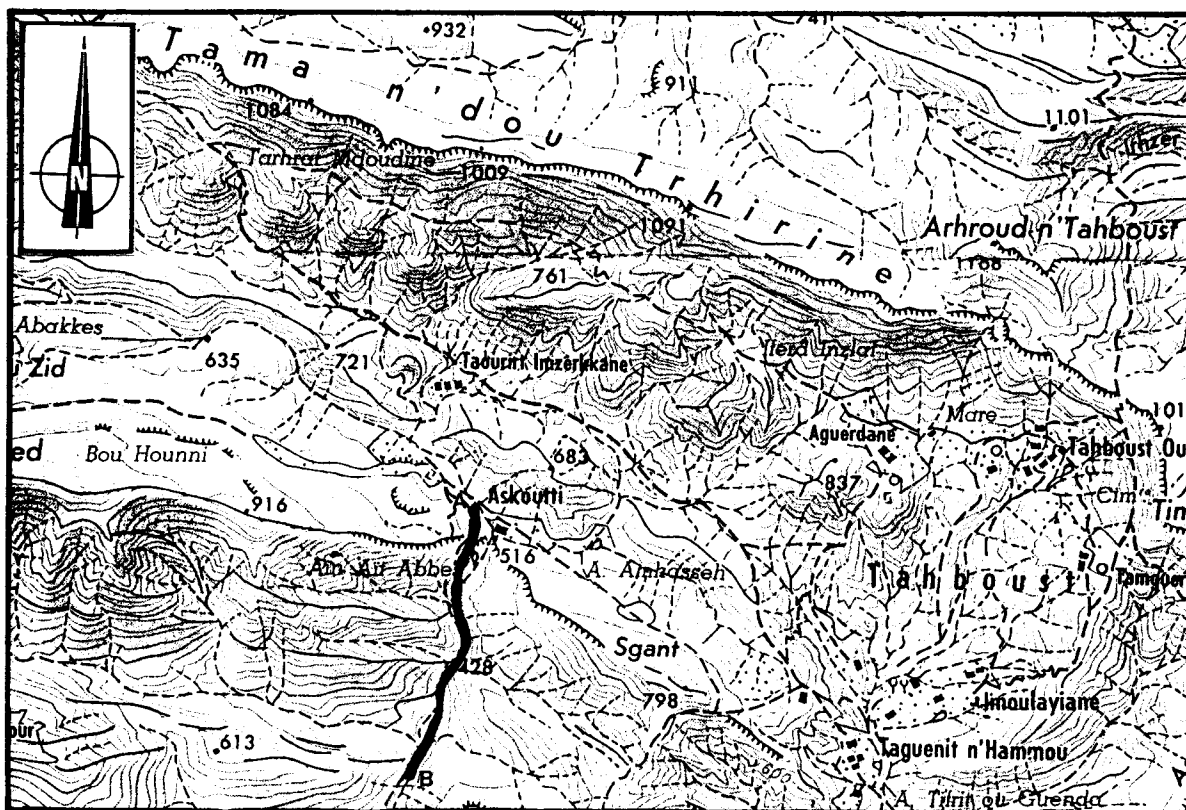


Fig. 11: Situation géographique de la coupe d' Askouti (Carte du Maroc 1/50000; feuille Imouzzet Ida Ou Tanane).

A-B: Valanginien-Sénonien p.p.

#### b- Stratigraphie et lithologie

La coupe d'Askouti comprend le Crétacé inférieur, le Crétacé moyen et la base du Crétacé supérieur. L'épaisseur totale de la coupe est d'environ 1000 m (Fig.10).

**Le Valanginien** (20 m) est constitué principalement d'une alternance de marnes et de calcaires. L'espèce caractérisant ce niveau est *Buccirentata italica*, on y trouve également quelques spécimens de *Triplasia* (Butt et al, 1982)

**L'Hauterivien**, épais de 70 m, peut être subdivisé en deux ensembles. L'ensemble inférieur est constitué par des calcaires à Coraux en place, débris de Brachiopodes et Echinoïdes. L'ensemble supérieur est formé de marnes rouges. Les Foraminifères caractéristiques sont *Dorothia Kummi*, *Ammodiscus* et *Lenticulina* (Butt et al. 1982).

**Le Barrémien** débute par un niveau conglomératique, intercalé de marnes, surmonté de marnes et de calcaires dolomitiques en alternances. L'épaisseur est d'environ 40 m. Trois espèces caractérisent le Barrémien: *Chofatella décipiens*, *Dorothia Kummi* et *Trochammina depressa*. (Butt et al., 1982) .

atteindre 5 mm. Il est surmonté d'une série assez épaisse de marnes grises, et un niveau fin de marnes rouges. L'Aptien supérieur est formé d'intercalations marno-calcaires avec *Globigerinelloides ferrolensis*, *Clavihedbergella bizonae* et *Globigerinelloides blowi* (Butt et al., 1982). L'Aptien peut dépasser 100 m par endroits.

**L'Albien** se décompose en deux parties:

-à la base on trouve des marnes vertes à grises intercalées de bancs calcarénitiques et de calcaires gréseux.

-la partie supérieure est constituée de marnes grises et jaunes avec intercalations de quatre grandes barres de calcaires dolomitiques chacune d'une épaisseur de 15 à 20 m. Des niveaux de calcaires et de calcaires gréseux s'y intercalent également. L'épaisseur totale de l'ensemble est de 240 m.

Du point de vue biostratigraphique, l'Albien inférieur est pauvre en foraminifères planctoniques; les Foraminifères benthiques y sont très fréquents et très diversifiés. Les espèces planctoniques sont *Ticinella bijaouensis*, *Favusella washitensis*, *Hedbergella amabilis*. Les espèces benthiques sont *Vulvulineria gracillima*, *Epistonima spinulifera*. L'Albien moyen et supérieur n'a pas livré d'espèces planctoniques, par contre les espèces benthiques, assez abondantes, sont représentées par *Vulvulineria gracillima*, et *Pseudonosaria humilis*. (Butt et al., 1982).

L'ensemble **Cénomano-Turonien** est formé de deux unités lithologiques distinctes :

- vers la base, on trouve des marnes jaunes intercalées de bancs calcaires et de calcarénites riches en faunes benthiques (Echinoïdes, mollusques). L'épaisseur est d'environ 300 m. On y trouve également quelques niveaux de dolomites et de marnes rouges à gypse. Les foraminifères caractéristiques sont *Quinqueloculina*, *Cuneolina*, *Daxia*, *Gibratina texana* et *Gavelinopsis*.

- vers le sommet, comme c'est le cas à Agadir, on trouve un massif de calcaires à silex et de dolomies. Cette formation représente un horizon stratigraphique de référence dans le Crétacé du Haut Atlas occidental. En effet, le changement lithologique coïncide avec la limite biostratigraphique qui peut être corrélé dans toute la région du Haut Atlas occidental (Wiedmann et al., 1978; Butt, 1982). Cette formation montre un microfaciès biomicritique à foraminifères *Hedbergella lehmani* (zone à grande globigérines du Turonien inférieur proposée par Van Hinte, 1976). Cette zone est également identifiée dans les faciès occidentaux du Golfe atlasique (Wiedmann et al., 1978; Butt, 1982). Au niveau d'Askouti, son épaisseur est de 80 m.

**Le Sénonien** est représenté uniquement par sa base formée de marnes vertes intercalées de quelques bancs calcaires.

### 3- COUPE D'AFENSOU

Située au Nord de Taroudant, environ à 75 km à l'Est d'Agadir, la coupe d'afensou présente une séquence sédimentaire allant du Jurassique supérieur à l'Eocène avec la juxtaposition d'influences marines et terrigènes. La série Crétacée est exposée dans la vallée de l'Oued Ait Lhaj au cœur de l'anticlinal d'Amzaourou (Fig.12).

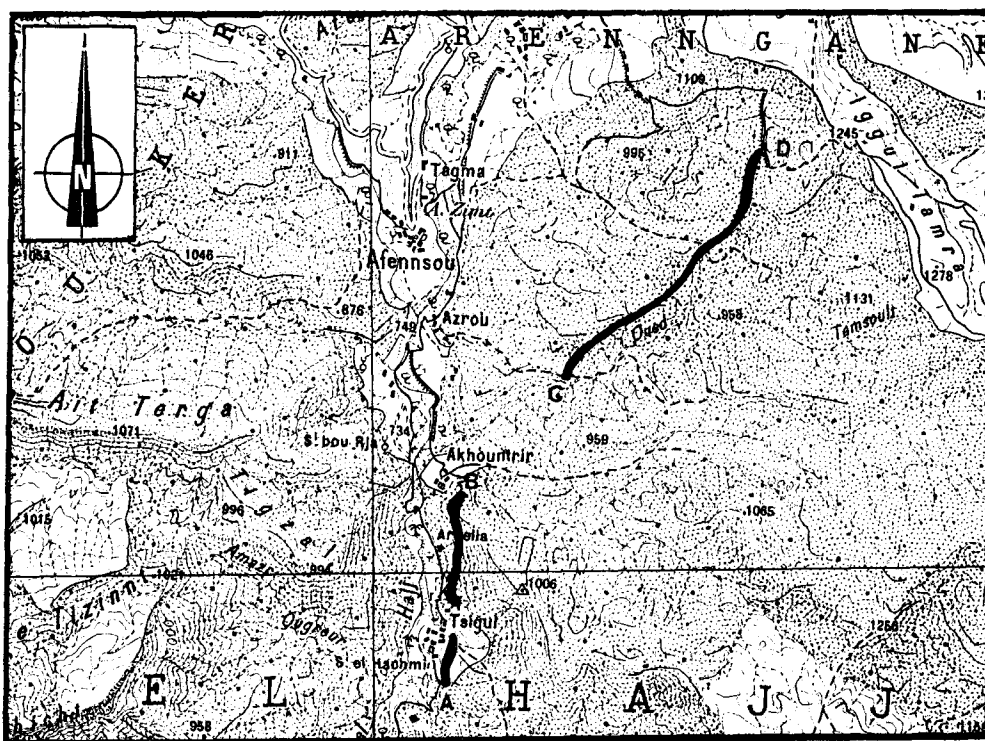


Fig. 12: Situation géographique de la coupe d'Afensou (Carte du Maroc 1/50000; feuille Tamaloukt).

*A-B: Jurassique supérieur-Turonien; C-D: Sénonien-Eocène*

La stratigraphie n'est déterminée que par analogie de faciès par rapport à la coupe d'Agadir (Schmitz, 1977; Behrens *et al.*, 1978; Brix, 1981; Wurster et Stets, 1982). Ces attributions stratigraphiques ont été confirmées par la magnétostratigraphie (Krumstiek, 1982).

La série commence par une formation rouge, surmontée par un niveau carbonaté, reposant sur le Paléozoïque. Cette formation est attribuée au Jurassique supérieur (30 m d'épaisseur). Une deuxième formation rouge de 20 m d'épaisseur serait attribuée à l'Hauterivien. Le Barrémien est représenté par une formation gréseuse jaune de 10 m d'épaisseur (Behrens et Siehl, 1982). L'Aptien commence par une formation calcaire marneuse surmontée de dolomies gréseuses. Une barre dolomitique de 6 m d'épaisseur constitue le sommet de cette unité, elle est comparée à l'Albien supérieur de la région d'Agadir (Behrens *et al.*, 1978; Schmitz, 1977) (Fig.10). Le terme supérieur est constitué par une formation rouge de silts et d'argiles d'environ 250 m d'épaisseur. Des intercalations de dolomies et de lits de gypses suggèrent une origine lagunaire interrompue périodiquement par des influences terrigènes (cycle lagon-sebkha) (Behrens et Siehl, 1982). Cette unité est attribuée au Cénomanién par analogie de faciès (Schmitz, 1977). Aucun contrôle biostratigraphique n'a été effectué jusqu'à présent. Une formation carbonatée sus-jacente de 60 m d'épaisseur représente le Turonien (Schmitz, 1977; Stamm et Thein, 1982), elle est constituée de calcaires et dolomies en alternances. Contrairement au Turonien d'Agadir les niveaux à silex sont rares. La limite Turonien-Coniacien correspond à la base de la formation rouge (Schmitz, 1977).

Le Sénonien de la région d'Afensou est particulièrement développé, on y trouve la série la plus épaisse de tout le Golfe atlasique (plus de 1000 m d'épaisseur). Les attributions stratigraphiques sont celles de Brix (1981). Du Coniacien au Campanien, la lithologie est très variable: alternance de marnes rouges et vertes, de calcaires, de grès et de gypses. Le Coniacien (190 m d'épaisseur) présente une légère dominance marno-gypseuse alors que le Santonien et le Campanien, épais respectivement de 390 m et de 240 m, ont une tendance générale plus calcaire. Le Maastrichtien (200 m d'épaisseur) commence par une série de calcaire gréseux formant un relief topographique surmonté par une série rouge à tendance grésophosphatée. La série, assez tendre, du Sénonien est surmontée d'une formation calcaire phosphatée constituant une corniche au sommet du paysage. Elle correspond à la transgression Eocène.

#### 4- COUPE DE TAFINEGOULT

La coupe est située au Nord-Ouest du village de Tafinegoult sur la route de Tizi n'Test reliant Taroudant à Marrakech (50 km au Nord-Est de Taroudant) (Fig.13). Elle a été étudiée par Wurster et Stets (1982). L'épaisseur de la coupe est de 400 m, depuis l'Hauterivien (p.p.) au Sénonien (p.p.). Les séries sont lagunaires à continentales. En l'absence de faunes déterminables, le calage stratigraphique est fondé sur les analogies de faciès par rapport aux coupes d'Agadir et Afensou (Wurster et Stets, 1982).

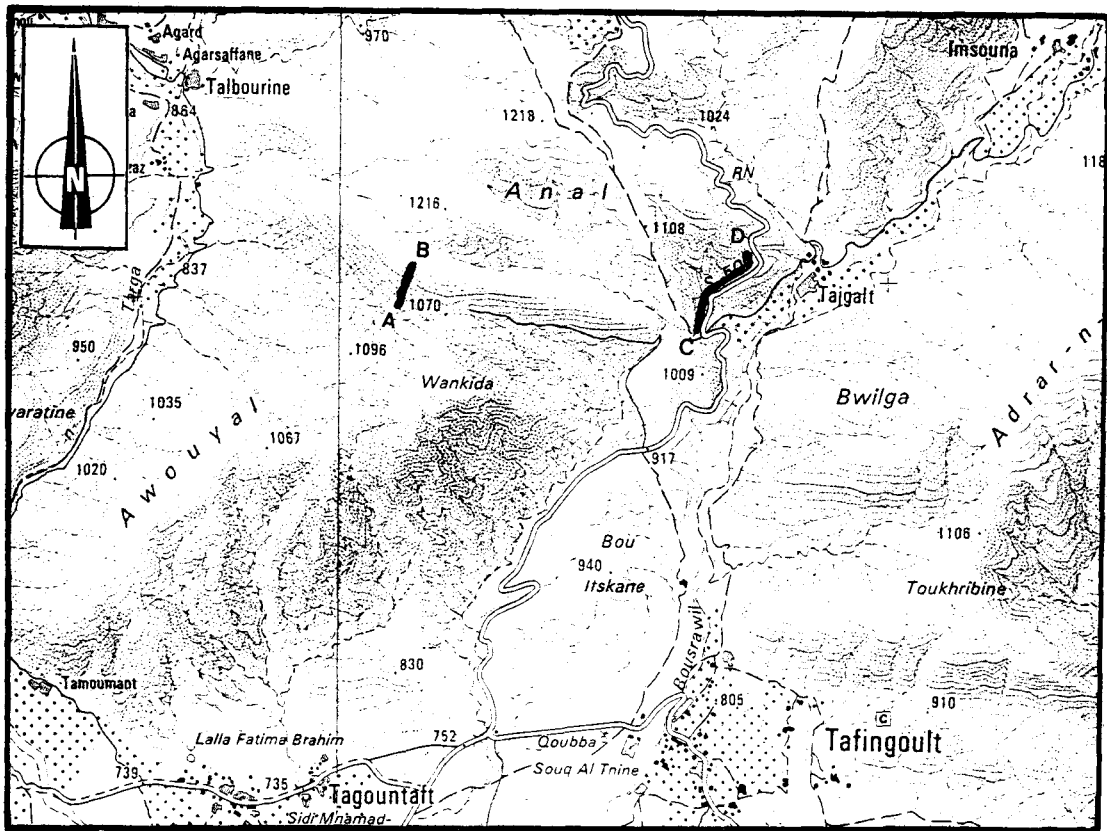
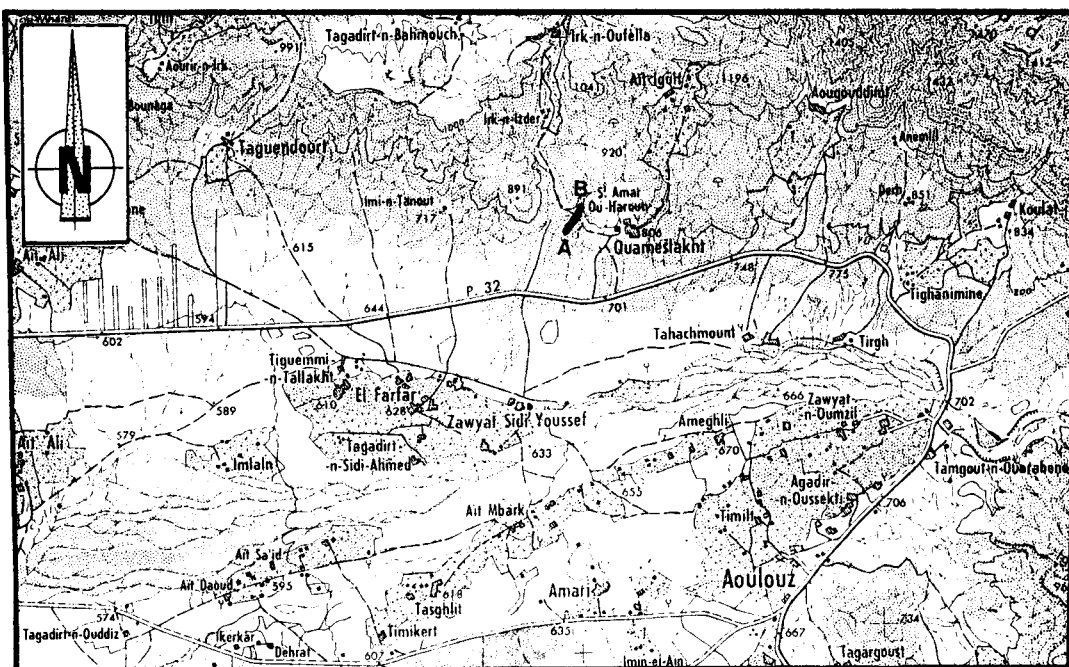


Fig. 13: Situation géographique de la coupe de Tafinegoult (Carte du Maroc 1/50000; feuille Tafinegoult). A-B: Hauterivien-Cénomannien; C-D: Turonien-Sénonien.

L'Hauterivien est constitué de grès rouge légèrement marneux. L'Apto-Albien est formé aussi d'une série rouge grésolo-dolomitique à la base et de calcaires dolomitiques au sommet. Le Cénomaniens est constitué de sédiments rouges marno-gréseux à la base et de marnes dolomitiques intercalées de gypse vers la partie supérieure. La partie sommitale du Cénomaniens ainsi que le Turonien sont formés de calcaires et de calcaires dolomitiques, de 30 m d'épaisseur, formant une grande corniche dans le paysage. Le Sénonien est au contraire formé d'une formation tendre de marnes gypseuses présentant quelques niveaux calcaires (Fig.10).

### 5- COUPE D'AULOULOUZ

Située à 20 km environ à l'Est de Tafinegoult, la coupe d'Aoulouz a été échantillonnée au Nord de la route reliant Taroudant à Ouarzazate, près du village Ouameslakht (Fig.14). C'est une coupe très réduite (environ 60 m de puissance). On y trouve une partie du Cénomaniens, la corniche Turonienne réduite à 5 m d'épaisseur et une partie du Sénonien.



**Fig. 14:** Situation géographique de la coupe d'Aoulouz (Carte du Maroc 1/50000; feuille Aoulouz).  
A-B: Cénomaniens-Sénonien.

Du point de vue lithologique, la série d'Aoulouz est identique à celle de Tafinegoult avec cependant un caractère légèrement plus continental (Fig.10).

### B- EVOLUTION VERTICALE ET HORIZONTALE DES FACIES

L'analyse des différentes coupes étudiées sur la zone Sud atlasique montre que le Crétacé est caractérisé par des faciès très variés qui se répètent plus souvent dans le temps. Par ailleurs, une évolution horizontale des faciès de l'Ouest vers l'Est est également mise en évidence (Tableau 1).

OUEST

EST

| Coupes<br>Etages | Agadir   | Askouti  | Afensou  | Tafinegoutt   | Aoulouz                                 |
|------------------|--|--|--|---|---|
| Eocène           |  |  | Calcaire phosphaté   |   |   |
| Sénonien         | Marnes siliceuses, marnes jaunes<br>Sables et grès jaunes<br>Marnes jaunes et calcaires gréseux<br>Marnes jaunes et calcaires. | Marnes vertes  | Alternance de marnes rouges<br>et vertes à gypse, de calcaire,<br>de grès et de dolomies | Marnes gypseuses avec<br>quelques bancs de calcaire | Marnes rouges et vertes<br>gréseuses    |
| Turonien         | Calcaires dolomitiques à silex<br>Calcaires littés gris clair à silex  | Calcaires et dolomies  | Calcaires et dolomies  | Calcaires dolomitiques et dolomies                  | Calcaires dolomitiques<br>(détritiques) |
| Cénomaniens      | Marnes jaunes intercalées<br>de bancs calcaires  | Marnes jaunes intercalées<br>de bancs calcaires  | Marnes rouges et vertes avec<br>niveaux de dolomies et gypse                             | Marnes rouges<br>gréseuses à gypse                  | Marnes gréseuses à gypse                |
| Albien           | Calcaires et marnes vertes   | Marnes grises jaunes et barres<br>de calcaires dolomitiques<br>Marnes vertes et grises | Barres dolomitiques  | Calcaires dolomitiques                              |   |
| Aptien           | Marnes calcaires, grès ocres<br>lie-de-vin et calcaires détritiques  | Marno-calcaires<br>Marnes grises   | Dolomies gréseuses<br>Calcaires marneux  | Grès dolomitiques                                   |   |
| Barrémien        | Marnes vertes  | Marnes et calcaires dolomitiques   | Grès jaunes  |   |   |
| Hauteriviens     | Marnes vertes intercalées de barres<br>calcaires compactes   | Calcaires<br>Marnes rouges   | Argiles et grès rouges   | Grès rouges   |   |
| Valanginiens     | Marno-calcaires  | Marnes - Calcaires (Dolomies)  |  |   |   |
| Berriasien       | Marnes vertes et Calcaires gréseux   |  |  |   |   |

Tableau 1: Tableau récapitulatif de l'évolution des ensembles lithologiques sur le flanc Sud atlasique.

Au Crétacé, on peut donc distinguer cinq grands ensembles lithologiques qui sont facilement différenciables, surtout du côté Est du Golfe atlasique.

#### Berriasien à Barrémien

Cet ensemble est constitué principalement de marnes intercalées de calcaires à l'Ouest du bassin (Agadir, Askouti) qui passent à des grès rouges et jaunes vers l'Est avec une grande diminution d'épaisseur.

#### Aptien-Albien

Du point de vue lithologique, cet ensemble est très varié. Il est constitué vers l'Ouest, par des grès et calcaires détritiques à la base et par des calcaires intercalés de marnes au sommet. Vers l'Est du bassin, on assiste à une dolomitisation des séries : on a des dolomies gréseuses et des calcaires dolomitiques.

#### Cénomaniens

Il est formé de marnes jaunes coupées de bancs calcaires qui passent vers l'Est à des marnes rouges et vertes dolomitisées et à prédominance de gypse.

#### Turonien

Constitue l'ensemble le plus caractéristique du Crétacé du Golfe atlasique. Il forme une corniche représentant un bon repère stratigraphique. Du point de vue lithologique, il est constitué par des calcaires à silex légèrement dolomitisés à l'Ouest du bassin, qui deviennent franchement dolomitiques vers l'Est.

#### Sénonien

Constitue une formation plutôt tendre avec des marnes et des grès calcaires au niveau d'Agadir. Vers l'Est, on trouve des marnes rouges et vertes intercalées de calcaires et à prédominance de gypse.

N.B. Au niveau d'Afensou, une formation de calcaire phosphaté surmonte le Sénonien, c'est l'Eocène.

## II- ZONE NORD ATLASIQUE

### A- LOCALISATION DES COUPES ET LITHOLOGIE

#### 1- COUPE D'IMI N'TANOUT

Le Crétacé inférieur affleure dans d'excellentes conditions sur le versant méridional du Jbel Lemgo (10 km à l'Ouest d'Imi n'tanout). Les couches s'inclinent avec un faible pendage général de 10° N. La coupe du Crétacé moyen et supérieur a été faite au niveau du village d'Imi n'tanout, au bord de la route reliant Agadir à Marrakech (Fig.15).

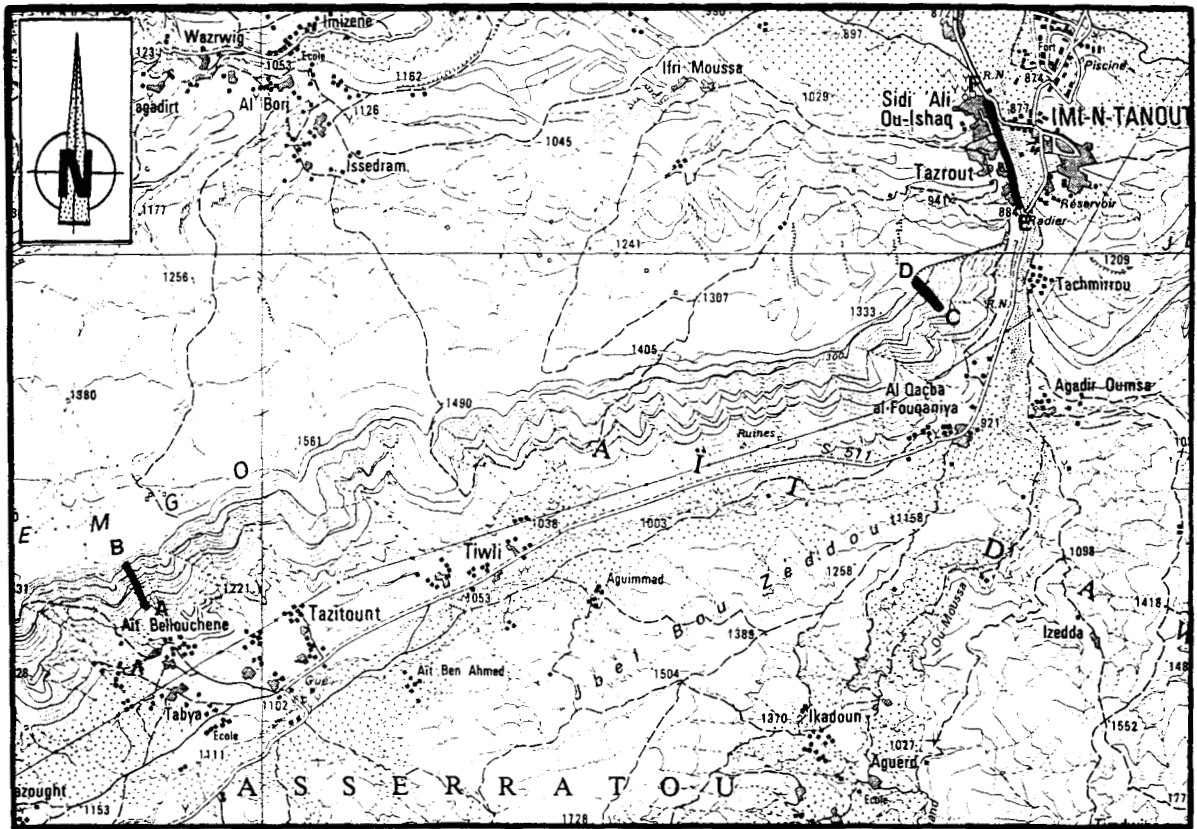


Fig. 15: Situation géographique de la coupe d'Imi n'tanout (Carte du Maroc 1/50000; feuille Imi n'tanout).

*A-B: Hauterivien supérieur-Vravnien; C-D: Cénomaniens; E-F: Turonien-Eocène.*

Du point de vue stratigraphique, la coupe du Crétacé d'Imi n'tanout a été étudiée par Brix (1981). Le Crétacé inférieur et moyen sont repris par Rey *et al.* (1985) Gharib (1989). Les attributions stratigraphiques sont généralement conformes aux datations précédemment admises (carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille d'Imi n'tanout, 1972). La coupe, d'une épaisseur totale de 1200 m débute par l'Hauterivien supérieur-Barrémien et se termine à l'Eocène (Fig.16).



intercalées de grès rosés fins, riches en figures sédimentaires (rides, chenaux, stratifications obliques). Dépourvue de faunes déterminables, cette série ne peut être datée que par la position géométrique et les passages latéraux de faciès. (Rey *et al.*, 1985).

**L'Aptien** est représenté par ces trois sous-étages :

- le Bédoulien est constitué d'argiles lie-de-vin, dolomies gréseuses à lamellibranches contenant des dragées de quartz (10 m d'épaisseur), puis d'une séquence d'argile verte claire ou lie-de-vin et de dolomies rouges à stratifications obliques. L'ensemble fait 18 m de puissance.
- le Gargasien est constitué de marnes blanchâtres et calcaires micritiques beiges. Trois mésoséquences chacune à bancs calcaires, stratocroissants peuvent être distinguées. Chaque séquence est limitée par une surface durcie. Les séquences élémentaires métriques sont marneuses à la base et calcaires au sommet. L'épaisseur totale est de 50 m. Du point de vue biostratigraphique, le Gargasien présente une faune très diversifiée (*Toxaster villei*, *Epioster restrictus*, *Pseudoaustraliceras sp.*, ...)
- le Clansayésien présente un banc de marnes gréseuses jaunes à Ostréidés, séparant deux lits de marnes très fossilifères (Echinodermes, Lamellibranches, Bélemnites,...). Vers le sommet, on trouve des marnes passant progressivement à des dolomies gréseuses rouges. L'ensemble du niveau est riche en *Ostréidae*, la puissance est de 12 m.

**L'Albien** (40 m de puissance) est constitué de marnes intercalées de quelques lits de dolomies gréseuses rouges. Les couches marneuses à la base ont livré une faune de petites Ammonites pyriteuses qui évoquent *Beudanticeras dupinianum* (Rey *et al.*, 1985). Le Vraconien est constitué de marnes vertes intercalées de barres de calcaires et de dolomies. Son épaisseur est de 60 m.

**Le Cénomano-Turonien** peut être subdivisé en deux principaux ensembles lithologiques.

- L'ensemble inférieur (260 m d'épaisseur) est composé de faciès mixtes argilo-carbonatés et gypseux dont la succession évolue verticalement. A la base, il s'agit de séquences élémentaires de comblement formées d'argiles, de dolomicrites bioclastiques ou de dolomies laminées surmontées localement de gypse laminé ou nodulaire (Icane *et al.*, 1988). La partie médiane est formée par des calcaires infratidaux, mud-wackestone et packstone à Foraminifères (Cunéolines et Ovalvéolines). Vers le sommet on retrouve du gypse et des calcaires dolomitiques laminés.
- L'ensemble supérieur (60 m d'épaisseur) est carbonaté, organisé en trois séquences. Sa base est formée de mud-wackestone à Foraminifères planctoniques et benthiques. Les parties médianes et supérieures de cet ensemble consistent en des wacke-packstones assez dolomitisées enrichies en faunes benthiques.

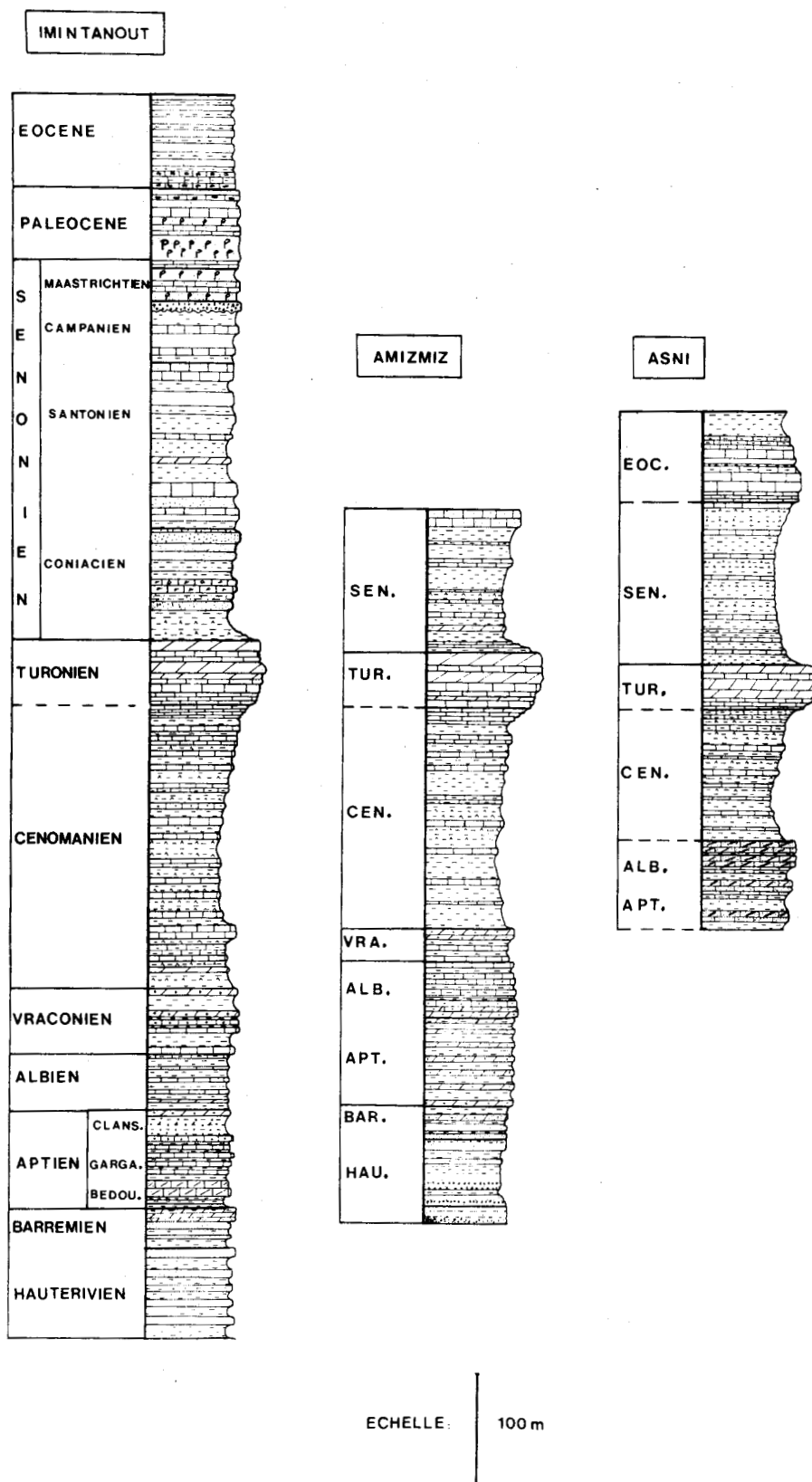


Fig. 16: Coupes synthétiques du flanc Nord atlasique.

**Le Sénonien** est représenté par ces quatre sous-étages :

-l'ensemble Coniacien-Santonien, épais de 250 m est constitué de la base vers le sommet de marnes rouges et vertes à gypse, de grès calcaires lumachelliques et enfin de grès de plus en plus grossiers et sables rouges.

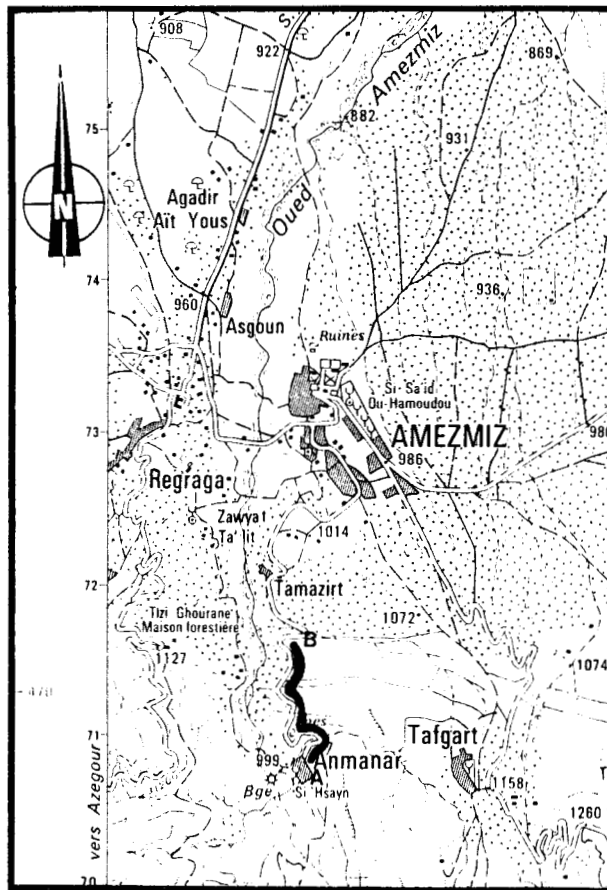
-le Campanien est formé de marnes blanchâtres crayeuses à Ostracodes d'une épaisseur de 50 m.

-le Maastrichtien enfin débute par un niveau conglomératique surmonté de calcaires phosphatés et de phosphates jaunes. Sa puissance est de 30 m.

**Le Paléocène** fait suite au Maastrichtien en continuité de faciès avec des phosphates meubles intercalés de barres de calcaires coquillers (70 m d'épaisseur). L'Eocène inférieur est formé de calcaires et marnes à niveaux siliceux, alors que l'Eocène supérieur est surtout constitué de grès rouges en alternance avec des marnes brunes. Sa puissance est de 80 m.

## 2- COUPE D'AMIZMIZ

La coupe de référence a été levée environ à 2 km au sud du village d'Amizmiz (Fig. 17), dans la charnière d'un anticlinal à coeur de schistes cambriens. Les séquences lithologiques sont constituées par les termes suivants (Rey *et al.*, 1985, Chbani et Van Hauvert, 1985) (Fig.16):



**Fig. 17:** Situation géographique de la coupe d'Amizmiz (Carte du Maroc 1/50000; feuille Amizmiz).

A-B: Hauterivien-Sénonien.

Dans l'**Hauterivien supérieur-Barrémien** on trouve des argiles rouges associées en séquences élémentaires positives ou négatives, à des sédiments détritiques grossiers gréseux ou conglomératiques à stratifications horizontales ou obliques. Ces formations grossières sont surmontées de marnes rosées intercalées de croûtes carbonatées vacuolaires (Rey *et al.*, 1985) et de rares lits continus de grès gris à stratifications parallèles sub-horizontales. L'épaisseur est de 90 m.

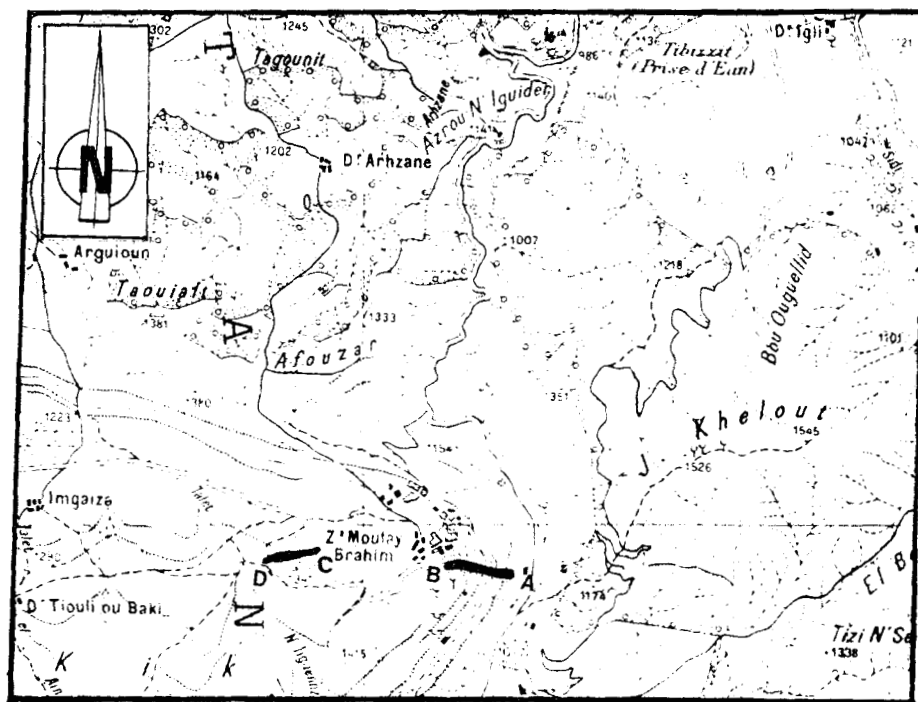
L'**Aptien-Albien** forme une série de 100 m d'épaisseur constituée de dolomies gréseuses jaunes ou rousses à stratifications horizontales ou obliques alternant avec des marnes vertes claires. Le **Vraconien** fait suite en continuité de faciès à l'Albien (marnes vertes, dolomies gréseuses jaunes).

Dans le **Cénomano-Turonien** deux ensembles sont distingués: 1) l'ensemble inférieur (200 m) présente un faciès mixte. Vers la base on trouve des marnes et des calcaires dolomitiques, la partie médiane est formée de marnes et d'argiles rouges à gypse, enfin la partie sommitale marneuse à la base devient calcaire vers le sommet. 2) l'ensemble supérieur (50 m), forme une grande corniche de calcaires, de calcaires dolomitiques et de dolomies. Il serait en grande partie d'âge Turonien (Wiedmann *et al.*, 1978; Butt *et al.*, 1982).

Le **Sénonien**, très réduit au niveau d'Amizmiz, présente un faciès mixte de calcaires, de calcaires dolomitiques, de marnes, de grès rouges et des niveaux à gypse. Dépourvus de faunes déterminables, les sous-étages du Sénonien n'ont pas pu être distingués.

### 3- COUPE D'ASNI

La coupe d'Asni a été effectuée près du village Moulay Brahim, sur la route qui relie Marrakech à Taroudant (Fig.18).



**Fig. 18:** Situation géographique de la coupe d'Asni (Carte du Maroc 1/50000; feuille Tahnaout). A-B: Aptien-Turonien; C-D: Sénonien-Eocène.

Pour cette coupe située au Sud-Est de Marrakech, les attributions stratigraphiques sont faites surtout par analogie de faciès par rapport aux coupes d'Imin'tanout et d'Amizmiz (Moret, 1931; Choubert et Faure-Muret, 1962). D'autres précisions d'ordres paléontologiques ont été rapportées par Ferrandini et Ferrandini (1985).

Le Crétacé commence dans cette région par des grès dolomitiques rouges intercalés de marnes d'une épaisseur de 80 m, cet ensemble est attribué à l'Apto-Albien (Ferrandini, communication personnelle). Au dessus, on trouve une alternance de niveaux rouges et verts constitués de marnes à gypse et de quelques barres de dolomies; l'épaisseur de cet ensemble est de 120 m (Fig.16). Le Turonien est représenté par une barre massive de carbonates (essentiellement des dolomies avec quelques niveaux calcaires) épaisse de 40 m. Le Sénonien est constitué d'un niveau tendre de marnes rouges et vertes à gypse de 150 m d'épaisseur. L'absence de faune rend difficile la distinction des sous-étages. La partie supérieure est constituée de niveaux phosphatés. Enfin, l'Eocène constitue une corniche calcaire surmontée par une formation de marnes vertes.

## **B- EVOLUTION VERTICALE ET HORIZONTALE DES FACIES**

Comme dans la zone Sud atlasique, on rencontre une grande variabilité des faciès. Les sédiments du Crétacé se sont mis en place par six grandes séquences de dépôts (Tableau 2).

### Hauterivien supérieur-Barrémien

Cet ensemble est formé par des argiles qui deviennent de plus en plus gréseuses vers l'Est.

### Aptien-Albien

Il est constitué de marnes vertes intercalées de quelques barres de dolomies gréseuses, vers la région d'Imin'tanout, qui évoluent latéralement vers l'Est, pour donner principalement des dolomies gréseuses et des grès.

### Cénomanién

Formé de dépôts cycliques d'argiles rouges et vertes à gypse, de dolomies laminées et de calcaires dolomitiques à l'Ouest, qui passent à des marnes rouges et vertes à gypse du côté Est.

### Turonien

Constitue une corniche identique à celle de la zone Sud atlasique avec des calcaires dolomitiques. La dolomitisation est plus importante vers l'Est.

### Sénonien

Il est constitué de grès calcaires et marnes rouges et vertes qui deviennent de plus en plus gypsifères dans la partie orientale du bassin. Le Maastrichtien est constitué de calcaires phosphatés et de phosphates meubles qui se poursuivent au Paléocène.

### Eocène

Surmontant les formations évaporitiques et phosphatées du Sénonien, l'Eocène forme un ensemble constitué de calcaires surmontés, de marnes rouges au niveau d'Imin'Tanout et de marnes vertes au niveau d'Asni.

OUEST

EST

| Etages / Coupes                       | Imi n'tanout   | Amizmiz  | Asni  |
|---------------------------------------|--|--|---|
| Eocène<br>Paléocène                   | Calcaires - marnes - Grès rouges<br>Phosphates meubles   |  | Calcaires - marnes                                      |
| Sénonien                              | Calcaires phosphatés et phosphates<br>meubles - marnes blanches crayeuses à<br>Ostracodes - grès calcaires lumachelliques<br>Marnes rouges et vertes à gypse | Calcaires - calcaires dolomitiques<br>Marnes - Grès rouges à gypse         | Calcaires phosphatés<br>Marnes rouges et vertes à gypse |
| Turonien                              | Calcaires dolomitiques, dolomies et<br>quelques niveaux calcaires  | Calcaires dolomitiques,<br>Calcaires et dolomies                           | Calcaires dolomitiques roseâtres                        |
| Cénomanién                            | Calcaires dolomitiques laminés<br>Argiles rouges et vertes à gypse   | Marnes - calcaires - Argiles rouges<br>à gypse - marnes et calcaires       | Marnes rouges et vertes<br>à gypse                      |
| Vraconien                             | Marnes - calcaires - dolomies  | Dolomies gréseuse - marnes   | Grès dolomitiques<br>intercalés de marnes               |
| Albien<br>Aptien                      | Marnes vertes intercalées de quelques<br>dolomies gréseuses<br><br>Lie-de-vin - dolomies gréseuses<br>Marnes - calcaires<br>Marnes gréseuses jaunes          | Dolomies gréseuses<br>jaunes ou rousses avec quelques<br>niveaux de marnes |   |
| Barrémien<br>Hauterivien<br>supérieur | Argiles rouges violacées et lie-de-vin<br><br>intercalées de grès rosés fins   | Argiles rouges associées à des<br><br>Grès grossiers et conglomérats       |   |

**Tableau 2:** Tableau récapitulatif de l'évolution des ensembles lithologiques sur le flanc Nord atlasique.

### C- CONCLUSION

Pour chaque ensemble lithologique, aussi bien dans la zone Nord atlasique que dans la zone Sud, on note une diminution considérable de l'épaisseur de l'Ouest vers l'Est. D'autre part, l'évolution latérale des faciès est telle que ces derniers présentent un caractère continental vers l'Est, qui devient de plus en plus marin vers la partie occidentale du bassin. L'évolution verticale montre une répétition des conditions de sédimentation par suite de la répétition des faciès. Entre la zone Nord et la zone Sud atlasique, la comparaison des faciès montre que jusqu'au Turonien et la base du Sénonien, la sédimentation est similaire. La partie supérieure du Sénonien présente quelques différences d'ordre lithologique. En effet, le Maastrichtien présente une sédimentation à dominante phosphatée au Nord et dans le bassin d'Erguila alors qu'elle est plutôt siliceuse dans le bassin d'Agadir.

### III- SYNTHÈSE PALEOGEOGRAPHIQUE

#### A- COUPES LONGITUDINALES DU BASSIN

La coupe longitudinale du bassin le long du flanc Sud du Haut Atlas fait l'objet de synthèse à partir des données de cinq coupes (Fig.19).

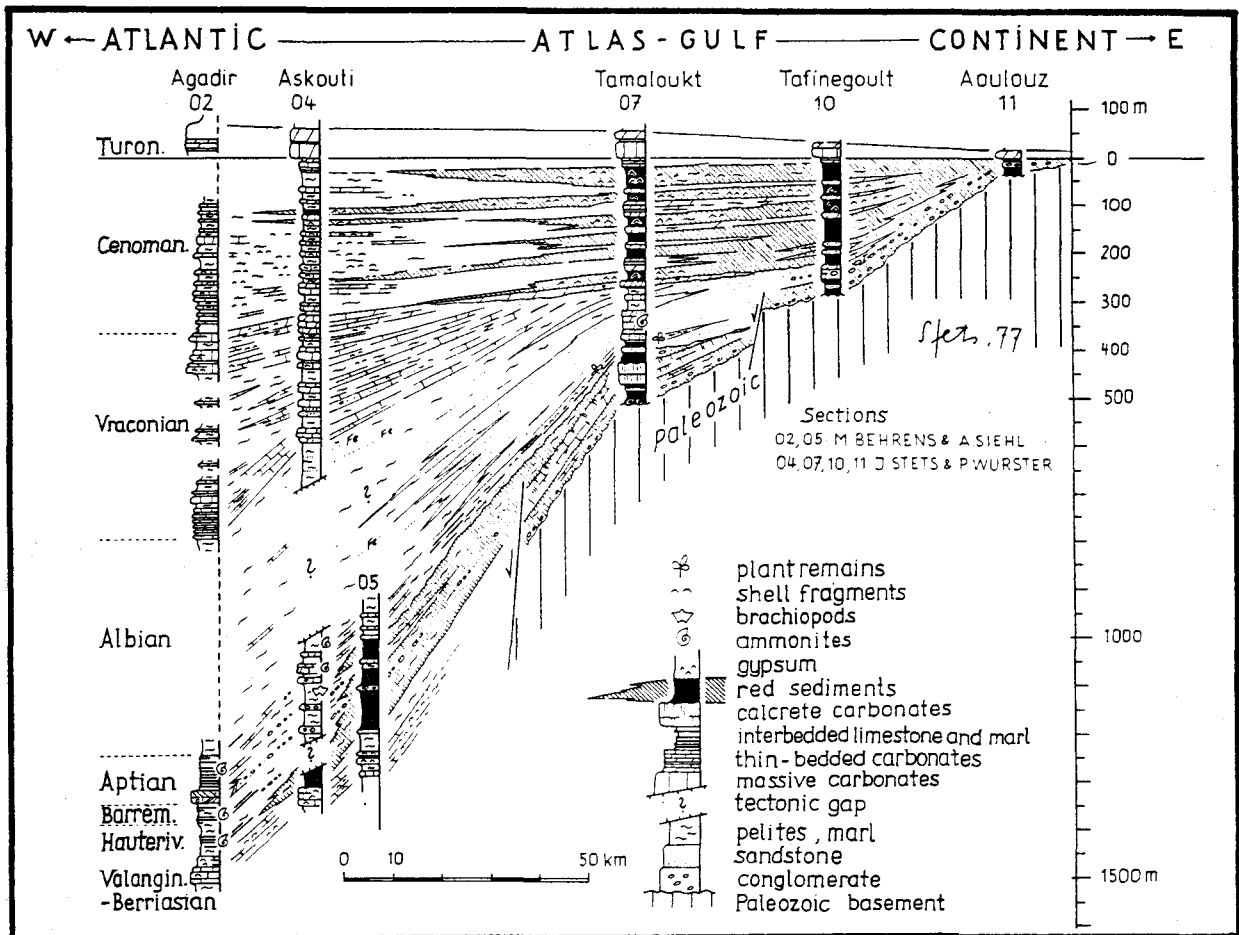
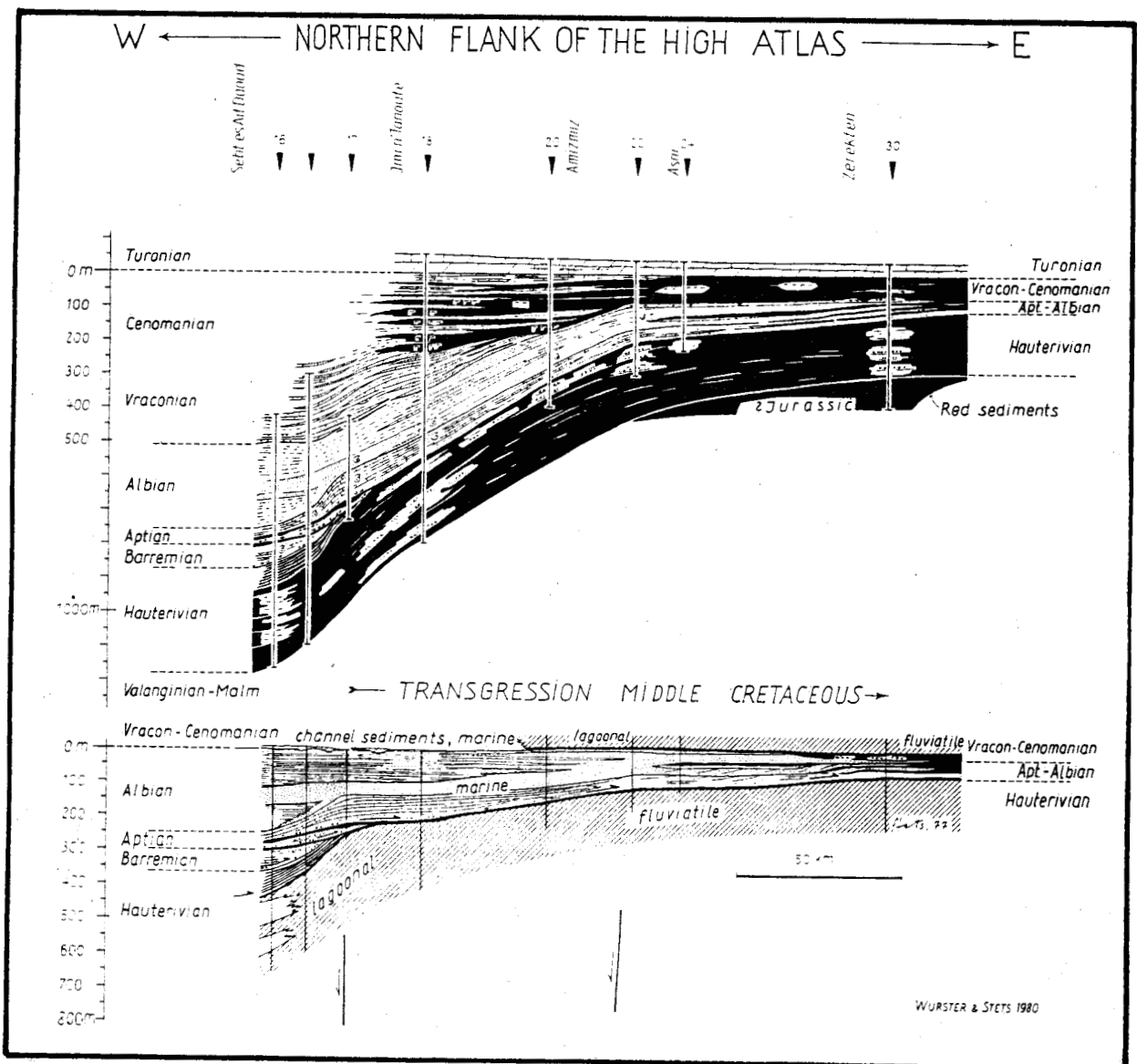


Fig. 19: Coupe longitudinale synthétique de la zone Sud atlasique (d'après Wurster et Stets, 1982).

Cette coupe est légèrement oblique par rapport à l'axe principal du Golfe. Elle est caractérisée par une forte diminution d'épaisseur des séries d'Ouest en Est (on passe de 2500 m à Agadir à environ 250 m à Aoulouz dans un intervalle de 200 km de distance). Cette particularité est la conséquence de la subsidence continue qui affecte la partie occidentale du bassin durant le Crétacé inférieur et moyen.

Au niveau d'Agadir; la lithologie, les structures sédimentaires et la faune indiquent des conditions de mer ouverte. Dans la partie orientale du bassin (Aoulouz), les formations rouges continentales ainsi que la faible épaisseur de la série indiquent des conditions marginales. Entre ces deux extrémités, on trouve des intercalations de sédiments de mer ouverte, littoraux et continentaux. La coupe longitudinale sur le flanc Nord, reconstituée à partir de trois coupes, montre une évolution similaire à celle de la zone Sud atlasique (Fig.20).



**Fig. 20:** Coupe longitudinale synthétique de la zone Nord atlasique (d'après Wurster et Stets, 1982). **N.B.**, l'Hauterivien supérieur et le Barrémien s'étendent vers l'Est jusqu'au delà d'Amizmiz (Rey et al., 1985).



Durant le Néocomien, plus particulièrement à l'Hauterivien supérieur, une mer très peu profonde a envahi le Golfe atlasique par l'Ouest. Les conditions de sédimentation continentale (formations rouges détritiques), se développent sur la plus grande partie du bassin. Pendant l'Aptien a lieu une élévation rapide du niveau marin. La position de la ligne de la côte se déplace vers l'Est (Fig.21). Les domaines stables voisins (Méséta et Anti Atlas) sont également en partie inondés. A l'intérieur du Golfe les conditions sont celles d'une sédimentation de mer ouverte (Wurster et Stets 1982). A l'Albien, le niveau de la mer est demeuré relativement stable (Fig.21). Les sédiments détritiques continentaux provenant des reliefs voisins sont remobilisés vers la zone littorale du bassin. A l'intérieur du Golfe, le remplissage se fait par des sédiments deltaïques et de mer peu profonde. Durant le Cénomaniens, le remplissage du bassin se poursuit. La tranche d'eau devient faible, ainsi se développent des conditions de marécage, de sebkha et de lagon. La zone littorale présente des oscillations sur de grandes distances comme les pics de la figure 21 le montrent. Au Cénomaniens supérieur et Turonien, une importante transgression a fait que la zone littorale s'est déplacée très loin vers l'Est (Fig.21). A l'intérieur du Golfe, en particulier à l'Ouest, se développe des conditions de mer profonde avec un contenu en faune pélagique assez important.

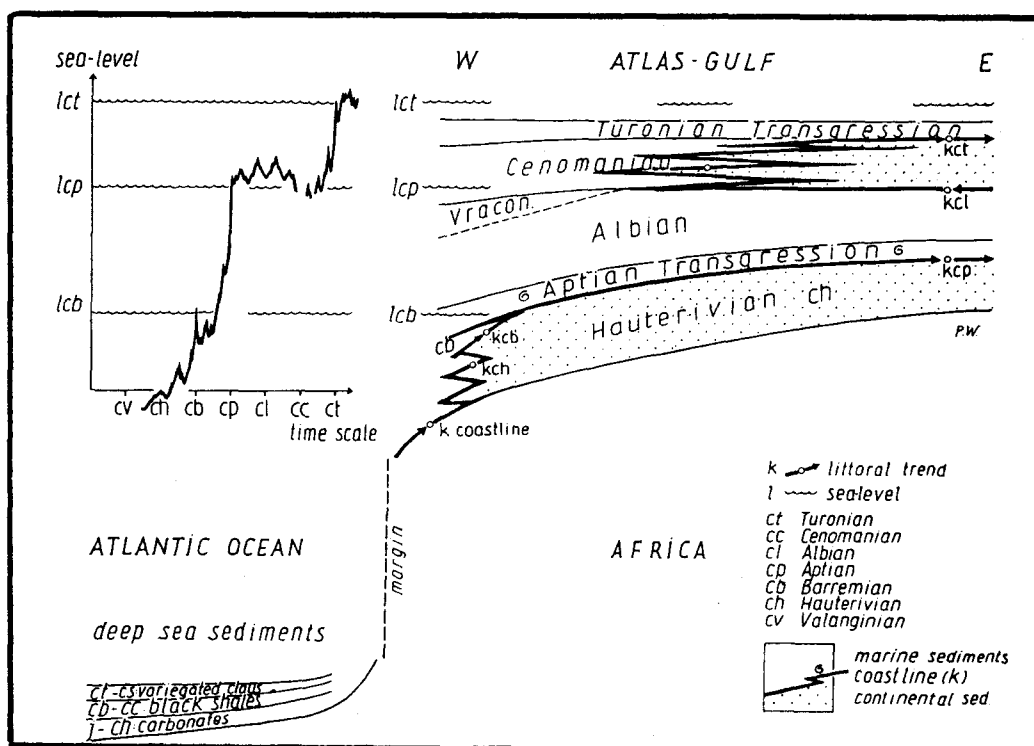


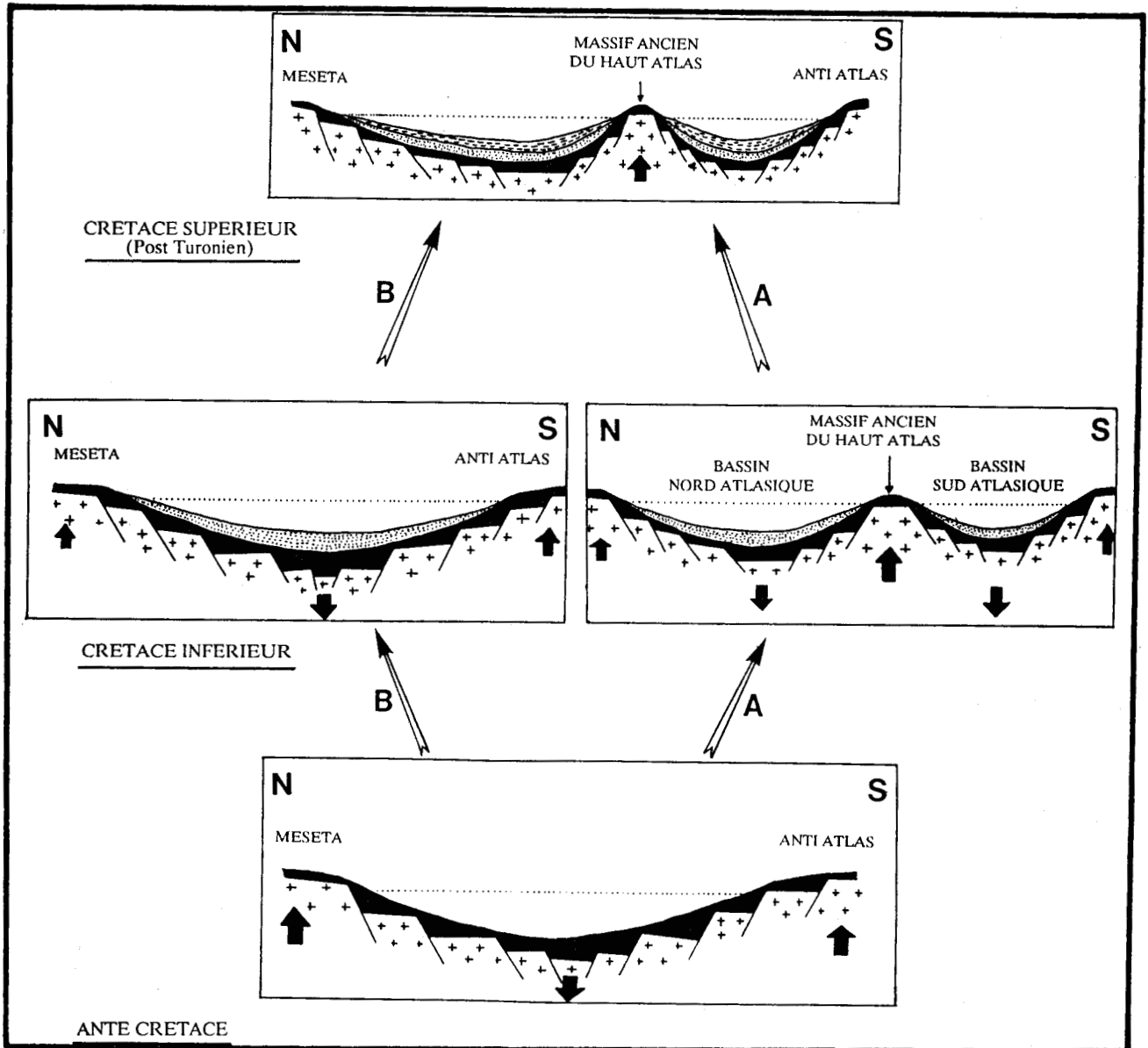
Fig. 21: Schéma interprétatif montrant la migration de la zone littorale en relation avec les variations du niveau de la mer (d'après Wurster et Stets, 1982).

Au Sénonien, la mer se retire de nouveau. Des conditions évaporitiques règnent dans le bassin. Toutefois, au Maastrichtien la sédimentation est dominée par les phosphates du côté Nord et dans le bassin d'Erguita et par la silice dans le bassin d'Agadir.

En résumé, se sont principalement les changements du niveau de la mer qui contrôlent la distribution des faciès au Crétacé. Deux transgressions significatives affectent le bassin qui sont par ordre d'importance, la transgression aptienne et céno-mano-turonienne.

### B- COUPE TRANSVERSALE

Concernant la paléogéographie du Golfe atlasique au Crétacé inférieur et moyen, deux hypothèses ont été avancées (Fig.22).



**Fig. 22:** Coupes transversales montrant l'évolution du Golfe atlasique au Crétacé selon les deux hypothèses (voir texte).

A: première hypothèse

B: deuxième hypothèse

La première hypothèse a été avancée par Choubert et Faure-Muret, (1962); Ambroggi, 1963; Duffaud *et al.*, (1971) qui supposent une structure paléogéographique haute au centre du bassin du Haut Atlas occidental. Ainsi, ils supposent la séparation des bassins Nord et Sud atlasique, dès les premiers étages du Crétacé. Ils définissent les sillons subsidents Nord et Sud atlasique s'accusant de plus en plus par rapport à la zone haute centrale.

La deuxième hypothèse est définie par Stets et Wurster (1982) qui, en se basant sur les corrélations lithologiques et de faciès dans plusieurs profils de part et d'autre du Haut Atlas montrent que jusqu'au Crétacé moyen, un bassin subsident uniforme et continu devrait exister, le "Golfe atlasique". Durant le Turonien la subsidence arrive à la fin.

Au Crétacé supérieur et Tertiaire, les deux hypothèses se raccordent. On définit une paléostructure en relief séparant la zone Nord et la zone Sud atlasique (surrection de la chaîne du Haut Atlas). Le sillon Sud atlasique connaît une subsidence locale au niveau d'Afensou au Sénonien dont l'épaisseur est en effet de 1050 m.

### C- ORIGINE DES MATERIAUX DETRITIQUES

L'étude des sources détritiques faite par Behrens et Siehl (1982) est basée, d'une part, sur la détermination des figures sédimentaires indiquant la direction et le sens du transport, d'autre part, sur la granulométrie et la distribution des feldspaths et des minéraux lourds. Durant le Crétacé, quatre sources détritiques principales seraient à l'origine des sédiments constituant le remplissage du Golfe atlasique. Ce sont par ordre d'importance, l'Anti Atlas, le massif ancien du Haut Atlas central (Toubkal-Ouzellarh), la Méséta et le massif de Tichka. Ces sources n'ont pas toutes fonctionné en même temps (Behrens et Siehl, 1982).

#### Crétacé inférieur et moyen

La proportion des feldspaths décroît en général vers l'Ouest et Nord-Ouest. D'autre part, la taille des grains diminue, on passe des graviers à des sables et silts. La source serait située par conséquent au Sud et Sud-Est, il s'agit de l'ancien massif du Haut Atlas central et de l'Anti Atlas (Price 1980). A l'Aptien, les feldspaths sont accompagnés par des éléments anguleux à sub-arrondis allant jusqu'à 10 cm de diamètre. Ce sont des débris de rhyolites, de quartzites et de dolomites précambriennes provenant d'un massif cristallin proche et situé à l'Est du domaine étudié (Lancelot et Winterer, 1980). La Méséta marocaine contribue très modérément à l'apport du matériel détritique dans le bassin (Price, 1980).

### Crétacé supérieur

A partir du Crétacé supérieur s'ajoute à ces sources l'influence du massif granitique hercynien du Tichka situé entre la coupe de Tafinegoult au Sud et Imi n'tanout au Nord (Brix 1981). Cependant la principale source détritique du bassin du Haut-Atlas occidental reste toujours l'Anti-Atlas. La Méséta présente un effet modeste, sa position par rapport au niveau de la mer est plus basse que celle de l'Anti-Atlas. D'après Choubert et Faure-Muret, 1962, Duffaud, 1966, l'érosion du massif hercynien du Tichka se serait produite dès le Crétacé inférieur.



**CHAPITRE - III :**

**METHODES D'ETUDE.**





## CHAP. III- METHODES D'ETUDE

### I- ECHANTILLONNAGE

Cette étude a fait l'objet de trois missions de terrains où environ 1000 échantillons ont été récoltés. Au cours des deux premières missions, l'échantillonnage a été fait d'une manière lâche (1 échantillon tous les 10 mètres). Cette fréquence varie cependant, d'une coupe à l'autre en fonction de la variation et de la nature des faciès. Le but de ces deux premières missions est d'avoir une connaissance générale sur la constitution et l'évolution des cortèges argileux du domaine du Golfe atlasique au Crétacé. En effet, la minéralogie des argiles de cette région est mal connue jusqu'à maintenant surtout au Jurassique supérieur et Crétacé inférieur et moyen.

Au cours de la troisième mission un certain nombre de coupes ont été échantillonnées avec plus de précision. La fréquence de l'échantillonnage varie en fonction des coupes et en fonction du problème à étudier. Le but est de déterminer d'une part la variation des cortèges argileux en fonction des fluctuations eustatiques du niveau de la mer (en comparaison avec la charte de Haq *et al.* (1987)), d'autre part d'essayer de faire la part respective de l'origine détritique ou diagénétique des argiles.

### II- DIFFRACTION DES RAYONS X

#### A- PRINCIPE ET APPAREILLAGE

##### 1- PRINCIPE

Le principe et les techniques d'étude des minéraux argileux par diffraction des rayons X ont été largement décrits (Holtzapffel, 1985). Pour cela, seules les grandes lignes seront présentées.

Le principe est celui de la diffraction d'un faisceau de rayons X incidents par un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg:

$$\lambda = 2d \sin \theta$$

$\lambda$  : Longueur d'onde des rayons X incidents

$d$  : Espace interréticulaire du réseau de plans cristallins

$\theta$  : angle d'incidence du faisceau sur les plans cristallins

La variation de  $\theta$ , par rotation de l'échantillon autour d'un axe perpendiculaire au faisceau incident, permet de caractériser toutes les distances interréticulaires des minéraux présents dans l'échantillon.

## 2- APPAREILLAGE

L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips PW 1730. L'installation se compose d'un générateur haute tension, d'un tube fixe de rayons X à anticathode de cuivre, d'un goniomètre et d'une chaîne de comptage reliée à un enregistreur (Fig.23).

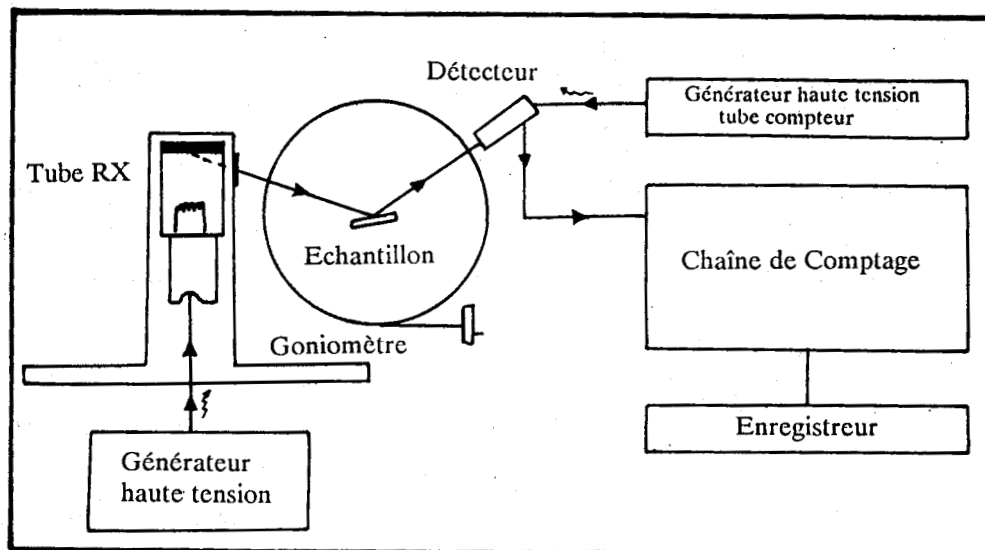


Fig. 23: Schéma de principe du diffractomètre

Les mesures sont faites sous une tension de 40 Kv et une intensité de 25 mA. Pour plus de précisions sur les conditions analytiques (tableau 3).

|                              | PARAMETRES   | REGLAGES EN ROUTINE                 |                      |
|------------------------------|--|-------------------------------------|----------------------|
|                              |  | PATES ORIENTEES                     | POUDRES DESORIENTEES |
| SOURCE                       | ANTICATHODE  | au cuivre : raie $K\alpha 1 = 1,54$ |                      |
|                              | INTENSITE  | 25 mA                               |                      |
|                              | TENSION  | 40 kV                               |                      |
|                              | PUISSANCE (mA x kV)  | 1000 W                              |                      |
| GONIOMETRE                   | DISTANCE SOURCE-ECHANTILLON ET ECHANTILLON_FENTE DE DIVERGENCE | 173 mm                              |                      |
|                              | OUVERTURE  | FENTE FD1                           | 1°                   |
|                              |  | FENTE F                             | 0,1°                 |
|                              |  | FENTE FD2                           | 1°                   |
|                              | VITESSE DE ROTATION  | 1° 20/mn                            | 1 ou 2° 20/mn        |
| DISTANCE ANGULAIRE D'ANALYSE | de 2,49 à 28,51° 2 $\theta$<br>(essais naturels)               | de 2,49 à 60° 2 $\theta$            |                      |
| SYSTEME D'ANALYSE            | COMPTEUR   | proportionnel                       |                      |
|                              | DIMENSION FENETRE  | 7 x 18 mm                           |                      |
|                              | GAIN   | x 16                                |                      |
|                              | TENSION DETECTEUR  | 2 x 905 V                           |                      |
| ENREGISTREMENT               | VITESSE DEFILEMENT   | 1000 cps / sec.                     | 400 ou 1000 cps/sec. |
|                              |  | 2 sec.                              | 2 sec.               |
|                              |  | 1 cm / mn                           | 1 à 2 cm / mn        |

Tableau 3: Paramètres d'analyse diffractométrique (Holtzapfel, 1985).



## B- TECHNIQUE DE PREPARATION DES ECHANTILLONS

La diffraction des rayons X a pour but, d'une part, de caractériser les minéraux en proportion dans l'échantillon brut (méthode des poudres) d'autre part, de déterminer les proportions des différents minéraux argileux présents dans la fraction granulométrique  $< 2 \mu\text{m}$  des échantillons (technique des pâtes orientées). On parle, respectivement, d'analyse qualitative et semi-quantitative.

La technique utilisée au laboratoire de sédimentologie de Lille a été décrite par Holtzapffel (1985). Il ne sera donné ici que les principales étapes de la préparation des échantillons.

### 1- PREPARATION DES POWDRES ET INTERPRETATIONS

Après le séchage, le broyage et l'homogénéisation, la poudre obtenue est ensuite désorientée et déposée dans le logement d'une plaque spéciale en aluminium. L'échantillon est alors passé aux rayons X sur une distance angulaire importante ( $2,5$  à  $60,1^\circ 2\theta$ ). Les minéraux désorientés, donnent des réflexions sur toutes les principales familles de plans réticulaires qui constituent leurs structures cristallines.

L'interprétation des diagrammes obtenus s'effectue au moyen de tableaux et de clefs tel les fichiers de l'A.S.T.M. (American Society for testing and materials) et les données de Brindley et Brown (1980). Les résultats sont exprimés à l'aide d'une échelle d'abondance relative (très abondant, abondant,....rare, très rare).

### 2- PREPARATION DES PATES ET AGREGATS ORIENTES

Sept opérations successives sont nécessaires à la confection de préparations orientées:

- Broyage utilisé pour les seules roches indurées.
- Délitage pratiqué dans un erlenmeyer avec de l'eau distillée.
- Décarbonatation avec l'acide chlorhydrique N/5 suivie aussitôt par plusieurs centrifugations (2500 t/mn) afin d'éliminer l'excès d'acide.

Les échantillons riches en matières organiques sont traités à l'eau oxygénée. Ils sont placés sur bain de sable à  $70^\circ\text{C}$  en présence de quelques cc d'eau oxygénée. Cette manipulation permet l'élimination de la matière organique qui peut modifier l'aspect des diffractogrammes.

- Microhomogénéisation à l'aide d'un mixeur.
- Sédimentation (basée sur la loi de Stokes) et prélèvement du centimètre supérieur de la suspension après 50 mn ou de 2 cm après 100 mn.
- Préparation des pâtes orientées après centrifugation de la suspension prélevée. Pour les échantillons trop pauvres en matériel argileux, on utilise la technique des agrégats orientés (Holtzapffel, 1985).

Trois diffractogrammes sont réalisés pour chaque échantillon:

- dans les conditions naturelles (balayage angulaire de 2,5 à 28,5 °2θ),
- après saturation par l'éthylène glycol sous vide primaire pendant 12 heures. Ce traitement a pour but de faire gonfler les smectites et dans certains cas, la vermiculite (balayage angulaire de 2,5 à 14,5 °2θ).
- après chauffage à 490°C pendant deux heures. Cette température limite est choisie pour détruire la kaolinite tout en conservant les chlorites (Lucas et Jehl, 1961). Après ce traitement, les minéraux de la famille des vermiculites et des smectites sont déshydratés de manière irréversible. Le balayage angulaire est de 2,5 à 14,5 °2θ.

Un quatrième essai est nécessaire dans certains cas pour distinguer la chlorite et la kaolinite; c'est l'essai à hydrazine-hydrate.

## C- TRAITEMENT DES DONNEES

### 1- ANALYSE SEMI-QUANTITATIVE

Basée sur la hauteur et la surface des pics principaux de l'essai glycolé; elle consiste à exprimer en pourcentages les quantités relatives des différents minéraux argileux contenus dans le mélange étudié. Après avoir déterminé les minéraux argileux en présence, on additionne les hauteurs de pics principaux (ordre 001) mesurés par rapport au bruit de fond stabilisé du diagramme de l'essai glycolé et on ramène le total à 100 %. Les estimations sont données de 5% en 5%.

Diverses corrections sont appliquées à la hauteur des pics mesurés selon que le minéral présente des pics étroits ou des pics larges, le pic à 10 Å de l'illite étant pris comme référence.

### 2- INDICES DE CRISTALLINITE

#### -Illite

Il correspond à la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å sur l'essai glycolé et est exprimé en 1/10 2θ (Kubler, 1966) (Fig.24).

#### -Smectite

Il existe deux méthodes permettant d'évaluer l'état de cristallisation des smectites à partir de leur réflexion d(001) sur l'essai glycolé:

l'indice S correspond à l'angle d'ouverture, exprimé en degré. L'indice de Biscaye: il correspond au rapport V/P ou V est la hauteur de la vallée bordant le pic de la smectite vers les petits angles et P la hauteur du pic de la smectite par rapport au bruit de fond (Fig.24).

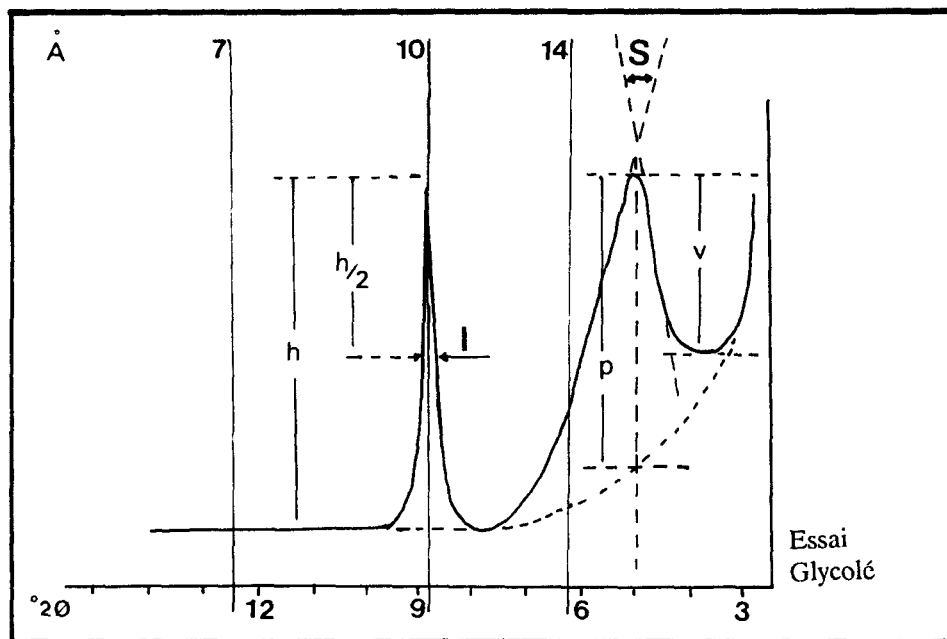


Fig. 24: principe de mesure de la cristallinité de l'illite et de la smectite sur le diffractogramme de l'essai glycolé.

Dans les deux cas, illite et smectite, la cristallinité est d'autant meilleure que l'indice est plus faible.

### III- TECHNIQUES GEOCHIMIQUES

#### A- CALCIMETRIE

La détermination de la teneur en  $\text{Ca CO}_3$  a été faite pour tous les échantillons prélevés dans les différentes coupes afin de mettre en évidence la variation des cortèges argileux en fonction de la variation de la teneur en  $\text{Ca CO}_3$ . Nous avons utilisé un calcimètre de Bernard. Le % de  $\text{Ca CO}_3$  se calcule à partir de la formule suivante.

$$\% \text{CaCO}_3 = V/M * Q$$

où V = Différence de volume avant et après réaction

M = Masse de l'échantillon

Q = Coefficient dépendant de la pression et de la température de la manipulation.

Les principes de la manipulation sont donnés par Vatan (1967).

#### B- GEOCHIMIE DE LA ROCHE TOTALE

Les analyses chimiques des échantillons sont réalisées par spectrométrie d'absorption atomique et moléculaire selon les modalités définies par Pinta (1971). Cette méthode permet le dosage des éléments majeurs ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) et de certains éléments en trace (Mn, Sr, Zn, ...)

Cette technique est largement décrite par Deconinck (1982), pour cela nous nous limitons à un exposé très sommaire des techniques.

Le  $TiO_2$  est dosé par colorimétrie (absorption moléculaire) selon les normes en vigueur au commissariat à l'énergie atomique (1963). Le dosage des éléments majeurs et des traces nécessite une préparation longue et minutieuse des échantillons et une mise en solution de la roche par trois types d'attaques:

-attaque fluo-nitrique sous pression; pour le dosage spectro-photométrique (absorption atomique) de la silice et de l'alumine.

-attaque alcaline; permet le dosage spectro-photométrique de CaO, MgO,  $Fe_2O_3$ , Sr, Mn et Zn.

-attaque fluo-perchlorique; son but est de doser par émission atomique le  $Na_2O$  et  $K_2O$  et par absorption atomique le Li, Ni, Cr, Co, Cu, Pb et V. La solution issue de cette attaque est également utilisée pour le dosage par absorption moléculaire (Colorimétrie) de  $TiO_2$ .

Le matériel de mesure se compose d'un spectrophotomètre Perkin-Elmer 5000 automatisé et d'un colorimètre Perkin-Elmer 55 E. La précision analytique est de 3 % pour les éléments majeurs et de 10 % pour les éléments traces.

## IV- ANALYSE THERMIQUE DIFFERENTIELLE

### A- PRINCIPE

Deux techniques d'analyse thermique, décrites par Coulon (1987), sont utilisées: l'analyse thermogravimétrique (ATG) et l'analyse thermique différentielle (ATD).

L'analyse thermogravimétrique permet de relier les pertes de poids aux températures et à la place des constituants dans la structure (Caillère *et al.*, 1982). Elle permet une approche quantitative des réactions. Nous l'utilisons essentiellement pour comparer les teneurs en eau d'hydratation (eau adsorbée) et en eau de structure (hydroxyles octaédriques) des différents échantillons d'argile.

L'analyse thermique différentielle permet de suivre les réactions ou les changements d'état d'un échantillon soumis à une élévation régulière de température. Ces réactions sont marquées par des absorptions ou des libérations d'énergie mesurées à l'aide de thermocouples par référence à un témoin inerte (alumine ou kaolin calciné en général).

Les variations d'énergie sont liées à cinq causes principales:

- formation de phases de transition (par déshydratation ou déshydroxylation par exemple dans le cas des argiles.
- décomposition
- recristallisation
- réactions à l'état solide (changement de l'état cristallin du quartz par exemple)
- réaction avec des gaz actifs (formés par décomposition de l'échantillon ou introduit volontairement dans le four).

Les courbes obtenues sont donc fonctions de la structure cristalline et de la composition chimique des matériaux, et révèlent donc en partie leur nature minéralogique (Caillère et Henin, 1948).

## B- APPAREILLAGE

L'appareil utilisé est un analyseur thermique simultané SETARAM TAG 24 de l'Université de Lille I.

Cet appareil est équipé d'un système de saisie et de traitement de données qui permet de corriger les dérives des signaux ATD (dues à la variation de la conductivité thermique avec l'élévation de la température) et des signaux ATG (dues à la poussée d'Archimède à l'intérieur du four). Le calcul automatique des dérivées des courbes ATD et ATG permet de déterminer avec précision les températures de début et de fin de réaction. La gamme de température utilisée est de 0 à 1200°C, sous atmosphère d'argon avec une vitesse de montée en température de 10°C/mn.

## C- PREPARATION DES ECHANTILLONS

La fraction < 2  $\mu\text{m}$  est prélevée de la même façon que pour les pâtes orientées. Cette opération est effectuée 3 à 4 fois de suite pour récupérer suffisamment de matériel. Les échantillons, en solution, sont placés ensuite sous des températures douces (40 à 50 °C) afin d'éliminer l'eau par évaporation et en même temps préserver la structure des argiles. Le produit obtenu est alors broyé et pesé.

## D- UTILISATION DES RESULTATS

Les argiles au cours du chauffage subissent trois réactions principales:

1- Une première réaction endothermique vers 100 à 200 °C liée au départ d'eau adsorbée. Elle est très importante dans le cas des smectites. Ce premier effet endothermique peut être accompagné d'un épaulement traduisant les départs d'eau liée aux cations divalents. Ces réactions s'accompagnent d'une perte de masse importante en ATG.

2- Un deuxième effet endothermique compris entre 450 et 700 °C qui correspond à la perte d'eau de structure liée aux octaèdres. La température de réaction dépend de la composition chimique de ces derniers. Cette réaction s'accompagne également d'une perte de masse.

3- Un effet exothermique précédé ou non par un effet endothermique qui correspond à la recristallisation des matériaux. Cette réaction se situe entre 800 et 1000 °C et ne s'accompagne pas de perte de masse.

Les nombreux travaux effectués sur les smectites permettent de définir 10 espèces bien typées appartenant à trois groupes (Lucas et Trauth, 1965; Bradley et Grim, 1951; Grim et Kulbicki, 1961; Chantret *et al.*, 1971; Trauth, 1977) (Fig.25):

**Pour les smectites trioctaédriques** (magnésiennes) (Fig.25), le deuxième pic endothermique, quand il existe, n'apparaît généralement pas avant 800 à 900 °C. Il est suivi immédiatement de la recristallisation de minéraux magnésiens: enstatite ( $\text{MgSiO}_3$ ) et cordiérite ( $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ ). Il n'existe donc pas de phase de transition anhydre entre la déshydroxylation et la recristallisation des smectites trioctaédriques.

Dans ce groupe, on distingue quatre espèces:

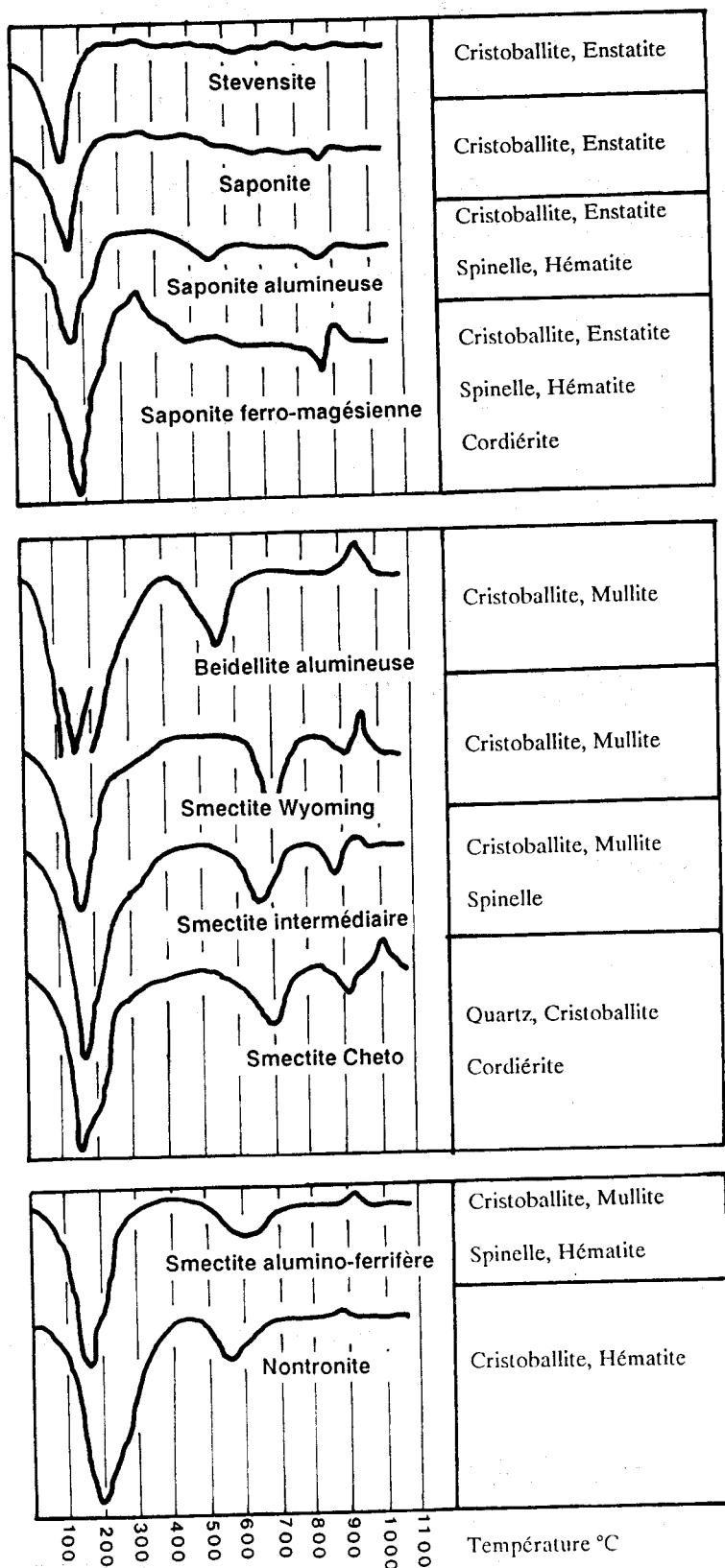
- 1- Les stévensites (moins de 1 % d' $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ne présente pas de deuxième pic endothermique avant 1000 °C.
- 2- Les saponites magnésiennes se distinguent par leur deuxième pic endothermique vers 800-900 °C.
- 3- Les saponites ferrifères présentent un faible pic endothermique vers 500-600 °C.
- 4- Les saponites alumineuses se caractérisent par la présence d'un pic endothermique précédant immédiatement la recristallisation vers 900 °C.

**Pour les smectites dioctaédriques alumineuses**, le deuxième pic endothermique très important est situé entre 500 et 700 °C. Les produits de recristallisation sont la mullite ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{13}$ ), le spinelle ( $\text{MgAlO}_4$ ) et la cordiérite ( $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ ) quand la teneur en MgO est suffisante. On distingue quatre espèces:

- 1- Les smectites cheto (alumino-magnésienne): la réaction exothermique est séparée de la troisième réaction endothermique par un plateau d'autant plus long que le rapport  $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  est important (Lucas et Trauth, 1965).
- 2- Les smectites intermédiaires à tendance cheto: l'écart entre les deux réactions endothermiques/exothermique entre 850 et 1000 °C est moins important que pour les smectites cheto.
- 3- Les smectites wyoming (alumineuses) sont caractérisées par un pic endothermique suivi immédiatement d'un pic exothermique entre 900 et 950 °C.
- 4- Les beidellites très alumineuses sont marquées par un deuxième pic endothermique entre 500 et 600 °C et un pic exothermique seul entre 900 et 950 °C.

**Pour les smectites dioctaédriques ferrifères**, le produit de recristallisation est principalement constitué de l'hématite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). On distingue deux types:

- 1- Les beidellites (alumino-ferrifères) dont la courbe est proche de celles des smectites wyoming mais avec un pic endothermique vers 500-650 °C et un troisième effet endothermique très atténué comme pour les beidellites très alumineuses.
- 2- Les nontronites se caractérisent par un pic endothermique à des températures relativement faibles (500-550 °C) et un effet exothermique faible vers 800-900 °C.



**Fig. 25:** Courbes d'analyses thermiques différentielles des principales familles de smectites  
(d'après Chantret et al., 1971).

Tous les intermédiaires entre les espèces bien typées sont possibles. On définit alors les minéraux comme appartenant à une série comprise entre deux pôles. La diversité des produits de recristallisation est expliquée en partie par les céramistes (Lertort 1950; Keyser et Wollast 1961) dont les travaux sont repris par Trauth et Lucas (1968) et résumés ici:

Les constituants principaux des argiles sont la silice et l'aluminium. Au cours de la recristallisation à haute température du système  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ , les autres oxydes, quand ils sont en faible quantité, jouent le rôle de minéralisateurs ou de ralentisseurs, ainsi:

- \*  $\text{K}_2\text{O}$  favorise la formation de cristoballite, alors que  $\text{MgO}$  et  $\text{CaO}$  la retardent en maintenant le quartz
- \*  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  et  $\text{MgO}$  empêchent la formation de la mullite s'ils sont en concentration < 1%
- \* Si les concentrations en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{MgO}$  sont importantes, ces oxydes jouent un rôle actif dans les recristallisations, en participant à la formation de l'hématite, du spinelle ou de la cordiérite.

## V- MICROSCOPIE ELECTRONIQUE

L'appareil utilisé (JEOL 100 CX) de l'UFR de biologie de l'université Lille I, fonctionne aussi bien en balayage qu'en transmission.

### A- EN TRANSMISSION

La préparation des échantillons s'effectue selon la technique décrite par Trauth (1977):

la fraction fine < 2  $\mu\text{m}$ , défloculée et mise en suspension est dispersée à l'aide de buthylamine synthèse (1/500), jusqu'à ce que le liquide devienne légèrement trouble. Cette solution est déposée sur une grille, recouverte au préalable d'un film de collodion, sous forme de petites gouttelettes par une seringue. Le tout est séché à 25 à 30 °C à l'abri des poussières.

La microscopie électronique à transmission est utilisée principalement afin de révéler la présence des argiles fibreuses.

### B- EN REFLEXION (A BALAYAGE)

Les grains isolés ou les fragments de roche brute sont fixés sur un porte-échantillon métallisé à l'or-paladium, avant d'être soumis au faisceau d'électrons.

## VI- MICROSCOPE OPTIQUE

Aux techniques particulières décrites précédemment, s'ajoute l'observation de lames minces. Cette observation permet de déterminer d'éventuelles relations entre les microfaciès et les minéraux argileux correspondants.






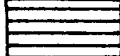





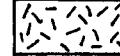

**CHAPITRE - IV :**

**SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LA ZONE**

**SUD ATLASIQUE.**



## LEGENDE DES ARGILES

|  |                                |   |              |
|--|--------------------------------|---|--------------|
|   | Illite                         |  | Smectite     |
|   | Chlorite                       |  | Kaolinite    |
|   | Interstratifiés<br>10-14       |  | vermiculite  |
|   | Interstratifiés<br>14-14       |  | palygorskite |
|   | Interstratifiés<br>irréguliers |  | sépiolite    |
|  | Interstratifiés<br>réguliers   |   |              |

## MINERAUX ASSOCIES AUX ARGILES

|             |           |
|-------------|-----------|
| <b>Q</b>    | Quartz    |
| <b>F</b>    | Feldspath |
| <b>Go</b>   | Goethite  |
| <b>Gy</b>   | Gypse     |
| <b>C.T.</b> | Opale C.T |





## CHAP. IV- SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LA ZONE SUD ATLASIQUE

### INTRODUCTION: RAPPELS SUR L'ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX.

Lorsqu'un assemblage argileux est analysé, le premier problème qui se présente est celui de son origine: le milieu de sédimentation ou de la diagenèse, ont-ils agi sur la composition minéralogique du sédiment ? L'influence du volcanisme est-elle présente ? Les caractères acquis par les particules modelées sur le continent subsistent-ils ?

Avant de décrire les assemblages argileux identifiés sur l'ensemble des coupes, on passe successivement en revue les différents processus susceptibles d'agir sur la composition d'un sédiment argileux: héritage, transformation, et néoformations syn-sédimentaires ou post-sédimentaires.

#### 1) HERITAGE

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 du substratum (minéraux dits primaires, essentiellement illite et chlorite), soit par l'altération chimique (minéraux pédogénétiques).

Lors de l'évolution post-sédimentaire, les minéraux argileux peuvent rester stables si les conditions chimiques et thermodynamiques le permettent. Ils peuvent alors de part leur origine continentale, contribuer à des reconstitutions paléogéographiques, courantologiques, 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; 1989; Leroy, 1981; Robert, 1982; Maillot, 1983; Deconinck, 1984).

#### 2) TRANSFORMATION

Il s'agit du passage d'un type minéralogique à un autre par changement de la nature et de l'agencement des feuilletés élémentaires. Ces mécanismes sont fréquents dans les sédiments. Ils ont été décrits dans les argiles rouges des grands fonds (Hoffert, 1980), dans les milieux évaporitiques (Lucas, 1962; Trauth, 1977; Weaver et Beck, 1977) et dans les milieux réducteurs sous l'influence de la matière organique. Les smectites se transforment pour donner de l'illite. Cette transformation nécessite l'incorporation de l'ion potassium au niveau des espaces interfoliaires et suppose donc une concentration suffisante de cet ion dans le milieu interstitiel.

L'exemple le plus répandu, est la transformation intervenant 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 et la formation d'illite, de chlorite et d'interstratifiés selon le schéma de la figure 26. Lorsque l'empreinte thermodynamique augmente, les interstratifiés tendent à se régulariser 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).

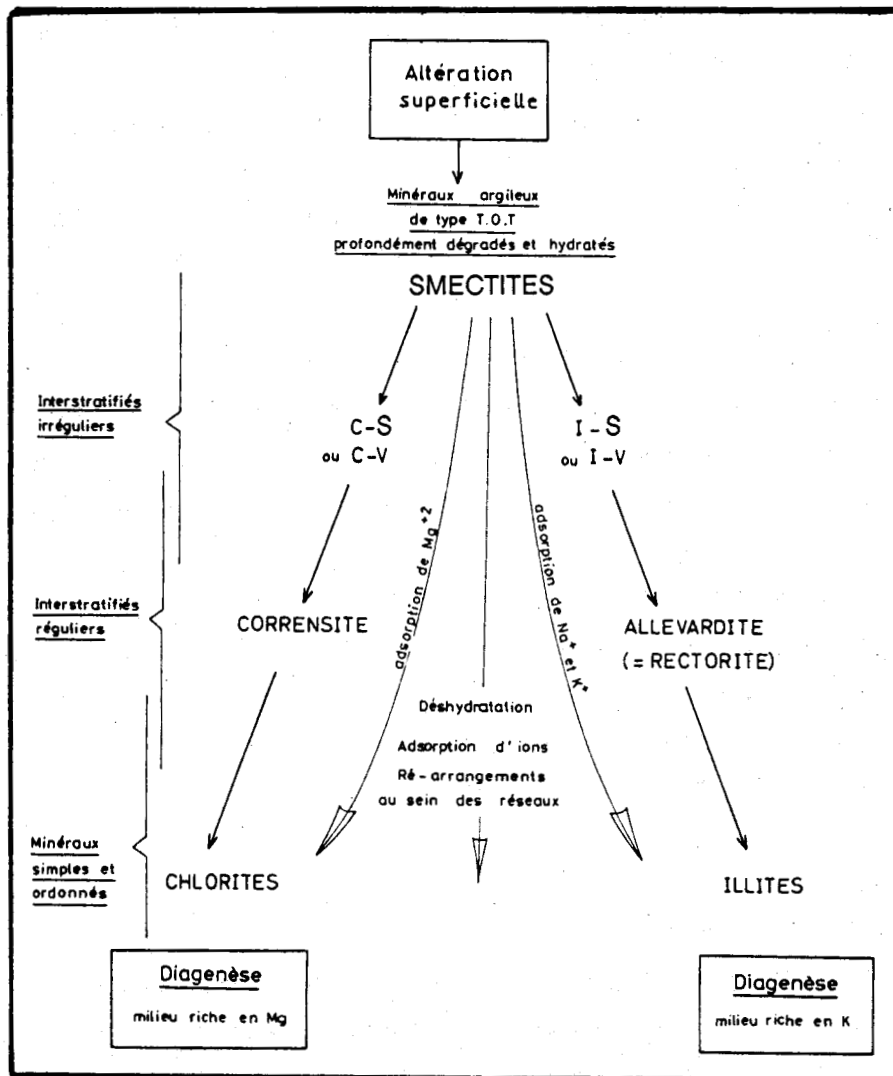


Fig. 26: Evolution diagénétique des smectites au cours de l'enfouissement lithostatique (d'après Dunoyer de Segonzac, 1969).

### 3) NEOFORMATION

Elles regroupent les mécanismes de croissance des minéraux argileux à partir de solutions ioniques. Elles interviennent soit au moment de la sédimentation surtout dans des milieux évaporitiques (Trauth, 1977) soit plus tardivement, plus particulièrement dans les roches poreuses comme les grès (Wilson et Pittman, 1977). Dans ce dernier cas, les argiles résultant de ce processus présentent des caractères géométriques bien définis.

Afin d'établir le paléoenvironnement Crétacé du bassin du Golfe atlasique, il convient 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. Pour cela, les résultats minéralogiques sont étudiés pour chaque coupe, d'une part sur le flanc Sud, d'autre part sur le flanc Nord. D'Ouest en Est, on examinera les évolutions latérales des cortèges minéralogiques argileux au niveau de chaque zone. Enfin, une comparaison est établie entre les deux domaines afin de reconstituer l'histoire paléogéographique du bassin du Golfe atlasique.

## I- RESULTATS MINERALOGIQUES

### A- DESCRIPTION DES CORTEGES ARGILEUX

#### 1- COUPE D'AGADIR

L'essentiel des données de cette coupe a été obtenu dans le cadre de mon D.E.A. et a fait l'objet d'une publication (Daoudi *et al.*, 1988). Je présenterai donc un résumé des principaux résultats, ainsi que des faits nouveaux acquis au cours de cette étude.

Sur 180 échantillons prélevés au niveau de la coupe d'Agadir, l'analyse des argiles aux rayons X montre que, en fonction de l'apparition ou la disparition de certaines espèces minérales, cinq zones minéralogiques sont identifiées depuis le Portlandien jusqu'au Maastrichtien (Fig.27).

Zone I (Portlandien): la minéralogie des argiles est sensiblement constante avec des assemblages argileux surtout constitués d'illite et de chlorite associées à un pourcentage faible d'interstratifiés irréguliers illite/vermiculite et chlorite/vermiculite. La proportion d'illite à peu près constante est de 70 à 80 %, par contre la proportion de chlorite diminue régulièrement de 20 % à la base jusqu'à 10 % au sommet de la zone.

Zone II (Berriasien-Albien p.p.): la kaolinite est présente en quantité notable (jusqu'à 25 %). Les minéraux primaires sont toujours dominants surtout l'illite (60 à 70 %) mais la chlorite continue à diminuer progressivement de 15 à 5 %. On remarque que ces minéraux sont compensés systématiquement par le développement des interstratifiés illite/vermiculite et illite/smectite. La partie comprise entre le Barrémien et le Gargasien est caractérisée par un apport assez important de chlorite, de quartz notamment à la base et une disparition momentanée de la kaolinite.

Zone III (Albien p.p.-Cénomaniens): cette zone dont l'origine prend naissance dans les calcaires de l'Albien supérieur, correspond à l'apparition et au large développement des smectites aux dépens des minéraux primaires, puis de la kaolinite. Les smectites de l'ordre de 40 % au Cénomaniens inférieur, atteignent 85 % au sommet de l'étage. Corrélativement, au sommet du Cénomaniens, l'illite et la kaolinite ne représentent plus respectivement que 5 à 10 % de la fraction argileuse, les interstratifiés irréguliers sont également présents mais en faible proportion. La chlorite disparaît pratiquement dans la partie supérieure du Cénomaniens.



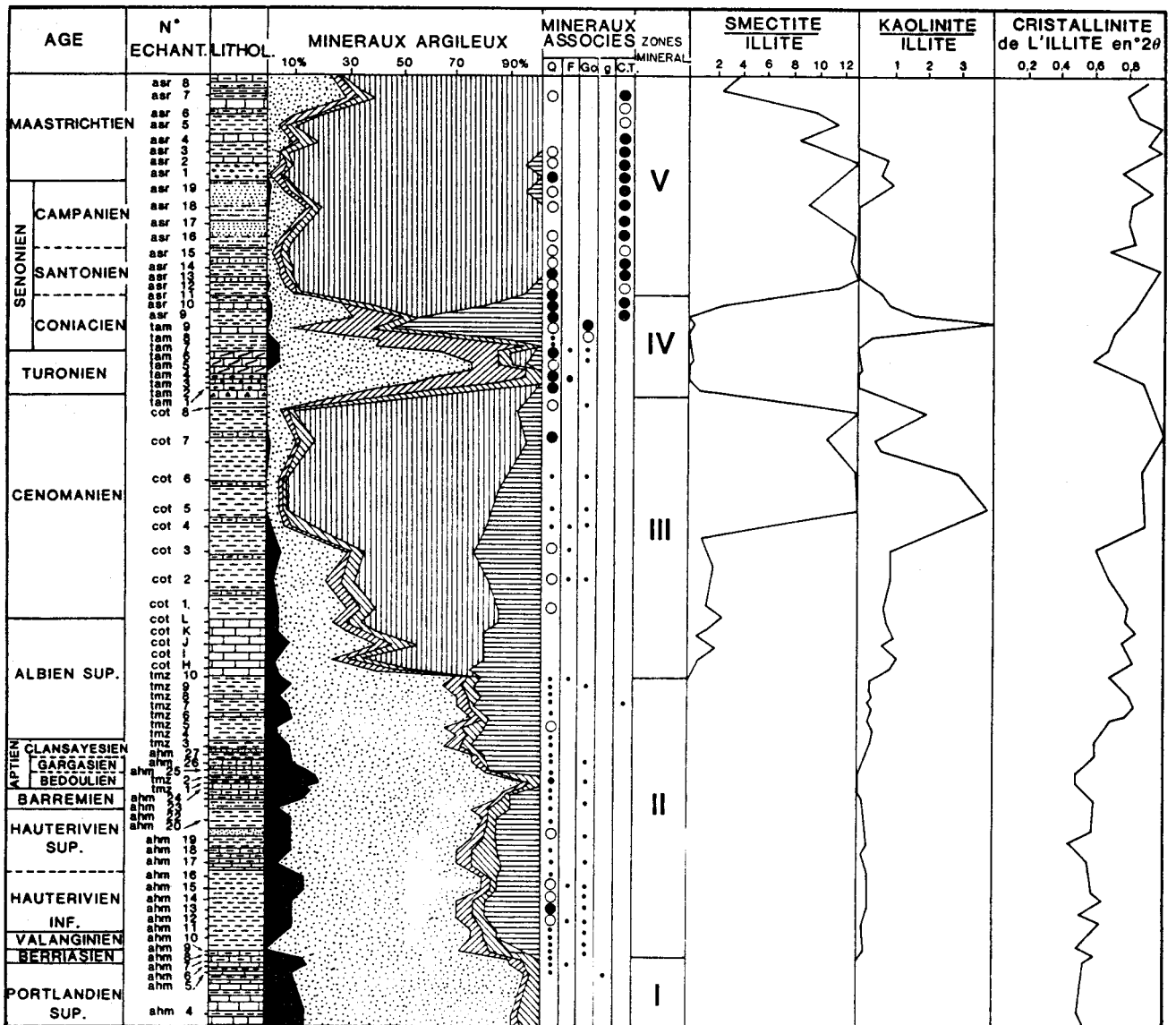
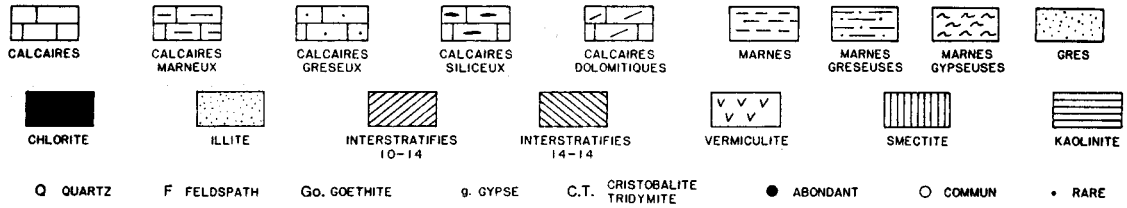


Fig. 27: Minéralogie des argiles des formations portlandiennes à maastrichtiennes de la coupe d'Agadir.

Zone IV (Turonien-Coniacien): elle est définie par une modification brutale du cortège argileux. Aux calcaires turoniens est associée une fraction argileuse dominée par l'illite (jusqu'à 75 %) et les interstratifiés irréguliers illite/vermiculite et illite/smectite (20 à 25 %). Smectites et kaolinites apparaissent en faible quantité au milieu de la zone. Au Coniacien, illite, interstratifiés et kaolinite constituent l'ensemble du cortège argileux. La kaolinite domine brièvement cet assemblage (55 %) puis décroît rapidement vers le sommet. Le quartz contenu dans la fraction argileuse est relativement abondant.

Zone V (Santonien-Maastrichtien): la smectite redevient très rapidement dominante pour constituer le minéral majeur (65 à 95 %). Chlorite et kaolinite disparaissent pratiquement ou n'apparaissent qu'à l'état de traces. L'illite presque inexistante au Santonien supérieur réapparaît ultérieurement par à-coups pour tendre vers un maximum de 30 % au Maastrichtien. A ces minéraux argileux se trouve associé en abondance de l'opale C.T. (Cristobalite-Tridymite). La silice est d'ailleurs largement développée dans la lithologie sous forme de cherts.

## 2- COUPE D'ASKOUTI

Environ 55 échantillons ont été prélevés pour une épaisseur de série de 1050 m. Le cortège argileux identifié est principalement constitué d'illite, de smectite, de kaolinite, d'interstratifiés et de chlorite (Fig.28). Les zones minéralogiques ( II, III, IV et V ) définies au niveau d'Agadir se retrouvent dans la coupe d'Askouti. Mais contrairement à la coupe d'Agadir, les assemblages argileux sont beaucoup plus variables avec un "bruit de fond" illitique assez important.

- Du Valanginien à l'Albien p.p. (ZONE II), la fraction argileuse est dominée par l'illite (jusqu'à 80 %) et la chlorite (jusqu'à 20 %). La kaolinite montre de fortes variations de pourcentage (traces à 35 %). Les interstratifiés sont dans l'ensemble peu abondants.

- De l'Albien p.p. au Cénomaniens p.p. (zone III), le cortège argileux est très variable. L'illite décroît au profit tantôt de la smectite, tantôt de la kaolinite. Les échantillons dont la fraction argileuse est riche en kaolinite (75 %) correspondent à des grès. En revanche, les smectites sont associés à une lithologie très variée. La chlorite décroît progressivement pour disparaître au sommet du Cénomaniens, alors que la proportion d'interstratifiés augmente (10 à 25 %).

- Au niveau de la zone IV (Turonien-Coniacien), le cortège argileux est caractérisé à la base par une augmentation reprise d'illite et d'interstratifiés irréguliers illite/smectite et illite/vermiculite au détriment des smectites. Vers la partie supérieure du Turonien ainsi qu'à la base du Sénonien, la kaolinite domine largement le cortège minéralogique argileux.

- Enfin, tout à fait au sommet de la série, la smectite associée à l'opale C.T. constitue le minéral majeur (95 %). Cette partie constituerait l'équivalent de la base du début de la zone V définie dans la région d'Agadir.

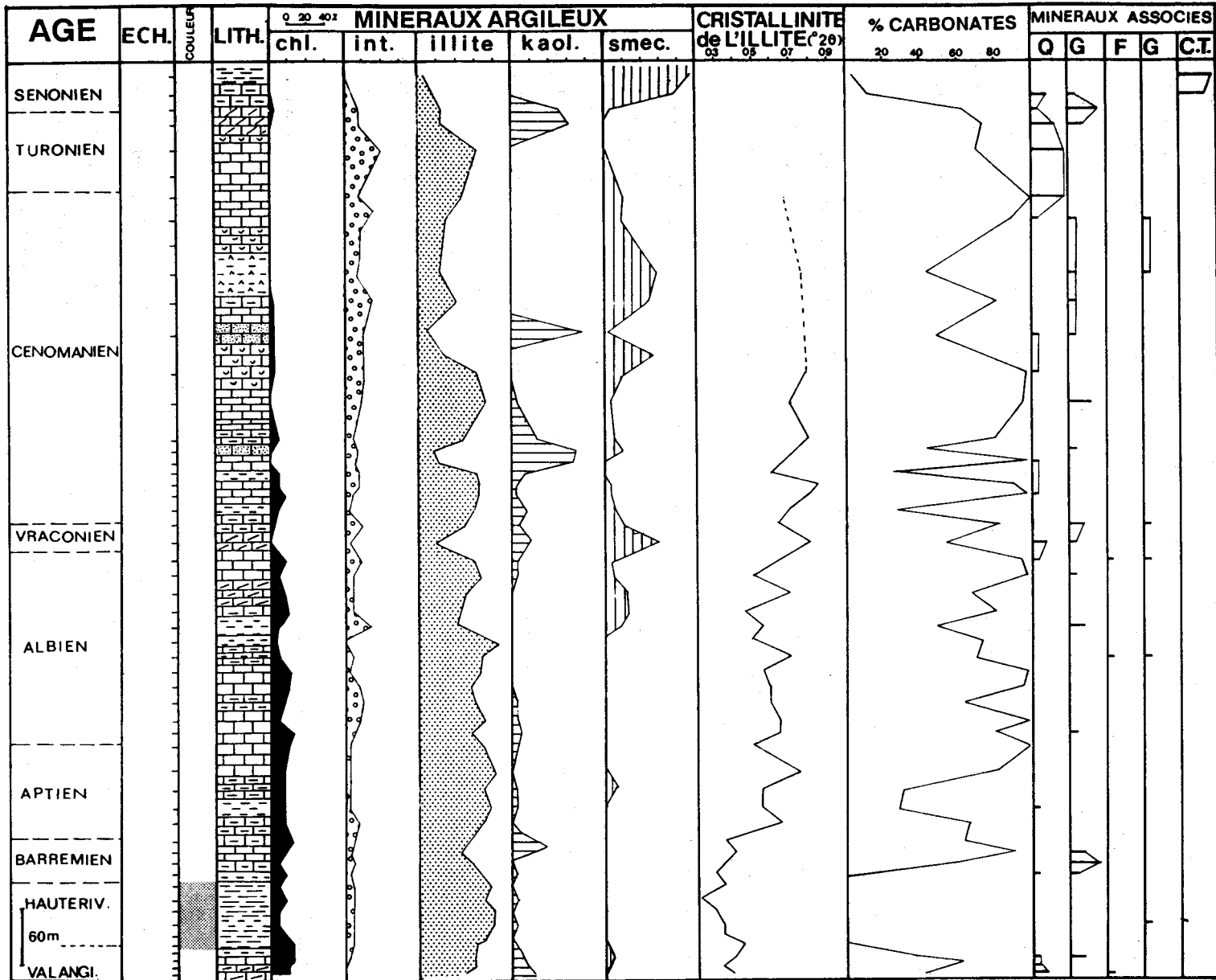


Fig. 28: Minéralogie des argiles de la coupe d'Askouti.

### 3- COUPE D'AFENSOU

#### **a- Minéralogie des argiles**

Par rapport aux deux coupes précédentes, les cortèges argileux étudiés sur 120 échantillons présentent deux particularités: l'absence totale de kaolinite et la présence fréquente de minéraux interstratifiés réguliers en particulier vermiculite/smectite et chlorite/smectite (corrensite) (Fig.29).

- Du sommet du Jurassique à la partie médiane du Cénomanién, l'illite constitue le minéral le plus abondant, il constitue jusqu'à 90 % du cortège argileux. La corrensite apparaît par à-coups à 3 niveaux; au Jurassique supérieur associée à des calcaires et marnes rouges et à l'Apto-Albien associée respectivement aux marnes et aux calcaires. La smectite apparaît également à 2 niveaux de l'Apto-Albien (15 et 30 %).

- Au sein du Cénomanién, la proportion d'illite décroît, au profit des interstratifiés réguliers vermiculite/smectite et chlorite/smectite (jusqu'à 70%). Ce cortège minéralogique est associé à des dépôts évaporitiques constitués de marnes, de gypse et de quelques niveaux carbonatés. Au Turonien, associée à des calcaires dolomitiques et dolomies, l'illite diminue fortement au profit de la smectite (60 %) et d'argiles fibreuses; palygorskite et sépiolite (20 %).

- Au Sénonien l'illite est toujours assez abondante surtout dans les échantillons gréseux. Jusqu'au Campanien p.p., associés à des dépôts évaporitiques identiques à ceux du Cénomanién, smectites et interstratifiés réguliers vermiculite/smectite et chlorite/smectite dominant largement. Au Campanien p.p. et au Maastrichtien; smectite, illite et interstratifiés irréguliers constituent l'essentiel de la fraction argileuse. Les argiles fibreuses sont présentes de manière sporadique. Une description détaillée des interstratifiés et des smectites de cette coupe sera envisagée ultérieurement.

- A l'Eocène, la fraction argileuse est formée à la base par un mélange d'illite, de smectite et de palygorskite, elle est associée à une série phosphatée faisant suite à celle du Maastrichtien. Vers la partie supérieure, associée à un faciès calcaire, la fraction argileuse est exclusivement constituée de palygorskite (100 %).

Les diffractogrammes relatifs à ces échantillons montrent des réflexions (110) nettes et aiguës à 10,5 Å associées à tous les harmoniques de la palygorskite (Fig.30).

La courbe thermique présente un crochet endothermique assez marqué entre 100 et 200 °C correspondant au départ des eaux adsorbées (Mackenzie, 1972; Caillère *et al.*, 1982). Un second pic de même nature mais beaucoup moins important se manifeste entre 250 et 300 °C. Puis, entre 400 et 500°C on constate un autre crochet endothermique plus important que le dernier (Fig.31). Ces trois premiers pics endothermiques correspondent à différents processus de déshydratation (Mackenzie, 1972). Enfin, entre 900 et 1000 °C on observe un pic exothermique qui est souvent précédé par une réaction endothermique. Il correspond à la recristallisation de minéraux tels que l'enstatite et la cristoballite.

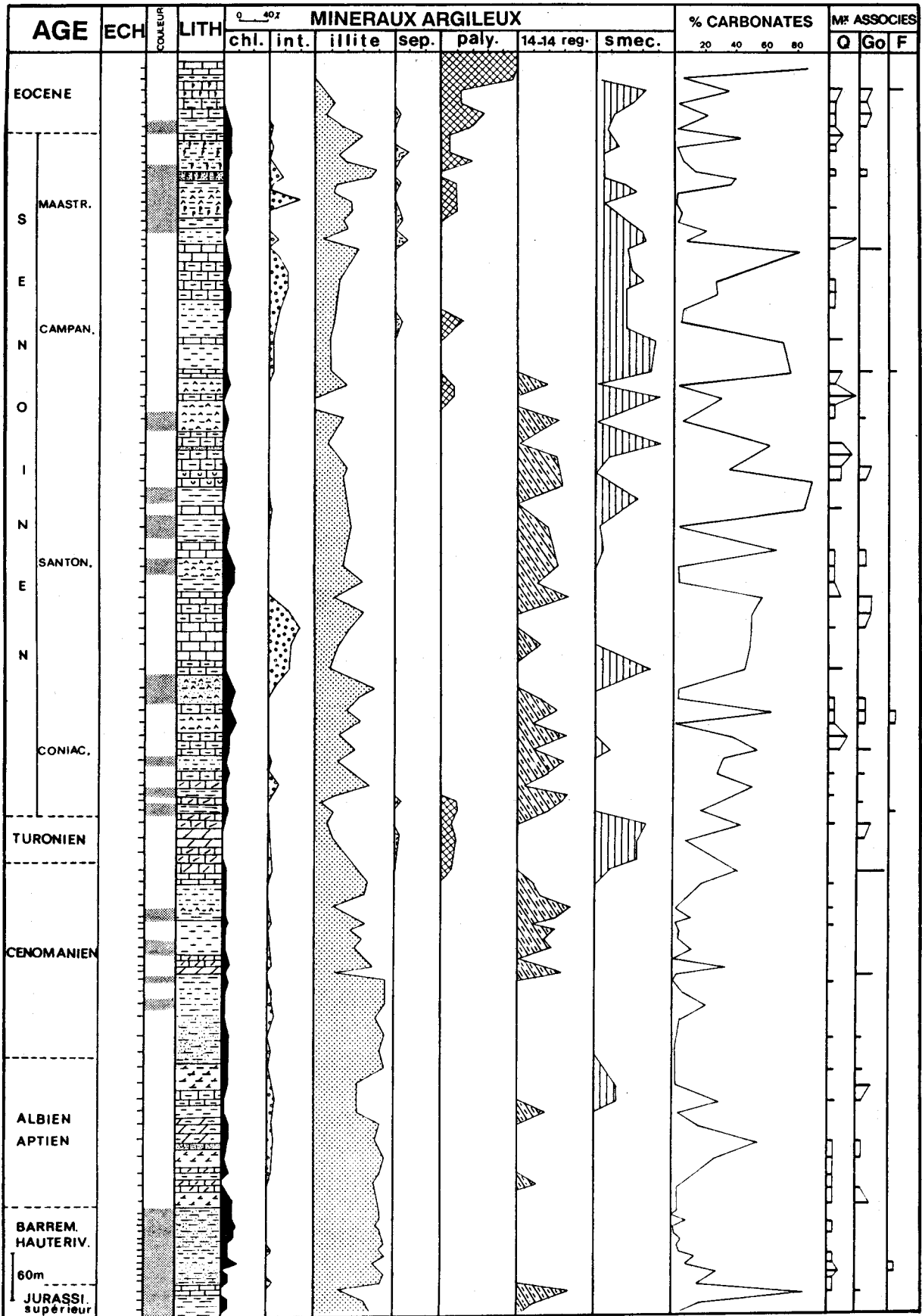


Fig. 29: Minéralogie des argiles de la coupe d'Afensou

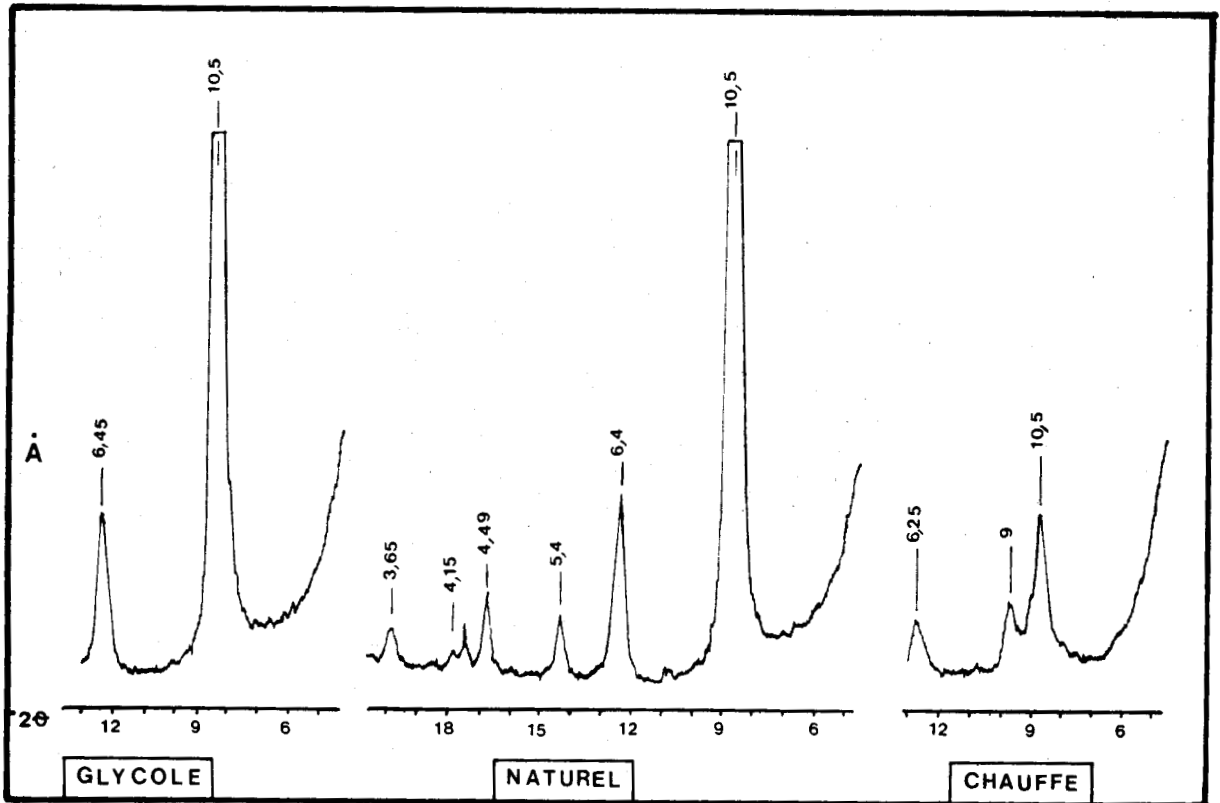


Fig. 30: Diffractogramme de rayons X type d'un échantillon à 100 % de palygorskite (Eocène d' Afensou).

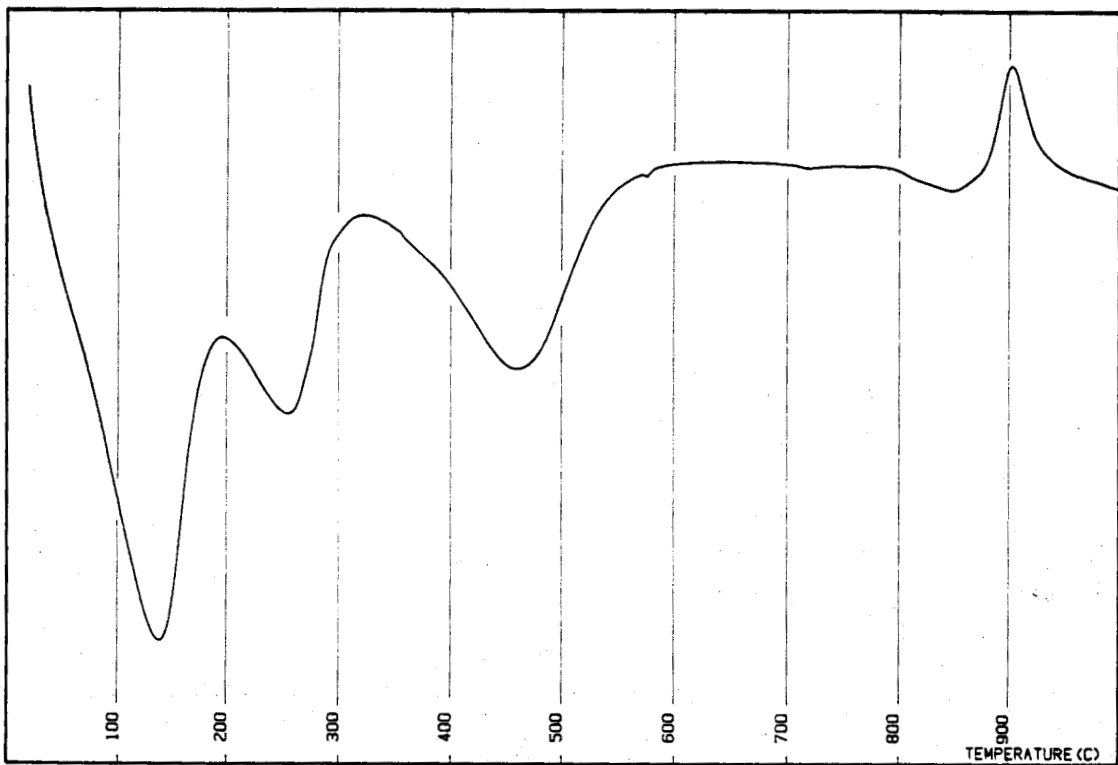


Fig. 31: Courbe d'analyse thermique différentielle de palygorskite (Eocène d' Afensou).

## **b- Relation lithologie / minéralogie des argiles**

Tout au long de la coupe, la sédimentation au niveau d'Afensou est constituée par une alternance de sédiments continentaux, évaporitiques et marins.

- Les formations continentales sont constituées de séries rouges formées de grès plus ou moins grossiers et par des argiles. Le cortège argileux est dominé par des illites.

- Dans les formations évaporitiques on trouve une alternance de niveaux carbonatés (calcaires dolomitiques et dolomies), d'argiles, de marnes et de gypse. Les dolomies ont un aspect crayeux et sont finement cristallisées, beaucoup plus semblables aux dolomies précipitées des séries évaporitiques qu'aux dolomies résultant de l'épigénie des calcaires (Clayton et al., 1968; Purser, 1980). La fraction argileuse associée est formée principalement de smectite, de corrensite et d'interstratifiés vermiculite/smectite réguliers.

Au Sénonien, la corrensite est associée à des niveaux carbonatés (dolomies et calcaires dolomitiques).

Au niveau des argiles et des marnes elle est remplacée par des vermiculite/smectite réguliers.

Au Cénomanién, elle apparaît au niveau de tous les faciès, cependant au niveau des argiles et marnes elle est encore associée à des interstratifiés vermiculite/smectite. Dans la partie inférieure de la série, seule la corrensite persiste, elle prend un aspect plus régulier et mieux cristallisé au niveau des dolomies.

- enfin au Turonien et à l'Eocène, on trouve des faciès franchement marins. Ils sont constitués de calcaires, de calcaires dolomitiques et de dolomies à faune marine assez abondante. La fraction argileuse associée est constituée presque exclusivement de smectite et d'argiles fibreuses.

## **4- COUPE DE TAFINEGOULT**

Environ 45 échantillons ont été étudiés, le résultat des analyses montre que les assemblages argileux sont voisins de ceux d'Afensou. Trois grands ensembles minéralogiques sont distingués (Fig.32):

- De l'Hauterivien au Cénomanién p.p., associées à une lithologie très variée, les argiles sont dominées par l'illite (jusqu'à 95 %) associée aux interstratifiés irréguliers (0 à 15 %), chlorites (0 à 20 %) et smectites qui apparaissent de façon sporadique à plusieurs niveaux.

- Du Cénomanién p.p. au Turonien, la fraction argileuse est caractérisée par la présence des argiles fibreuses, en particulier la palygorskite. Les interstratifiés irréguliers (5 à 10 %) et chlorites à l'état de traces sont toujours présents. Les smectites sont beaucoup plus abondantes. La kaolinite est associée aux seuls calcaires dolomitiques du Turonien. Le quartz est également abondant à ce niveau.

- Au Sénonien, la palygorskite et la kaolinite disparaissent pour laisser place aux interstratifiés réguliers 14-14 (jusqu'à 60 %) et aux smectites (jusqu'à 95 %). L'illite est toujours présente mais en quantité relativement faible (40 %).

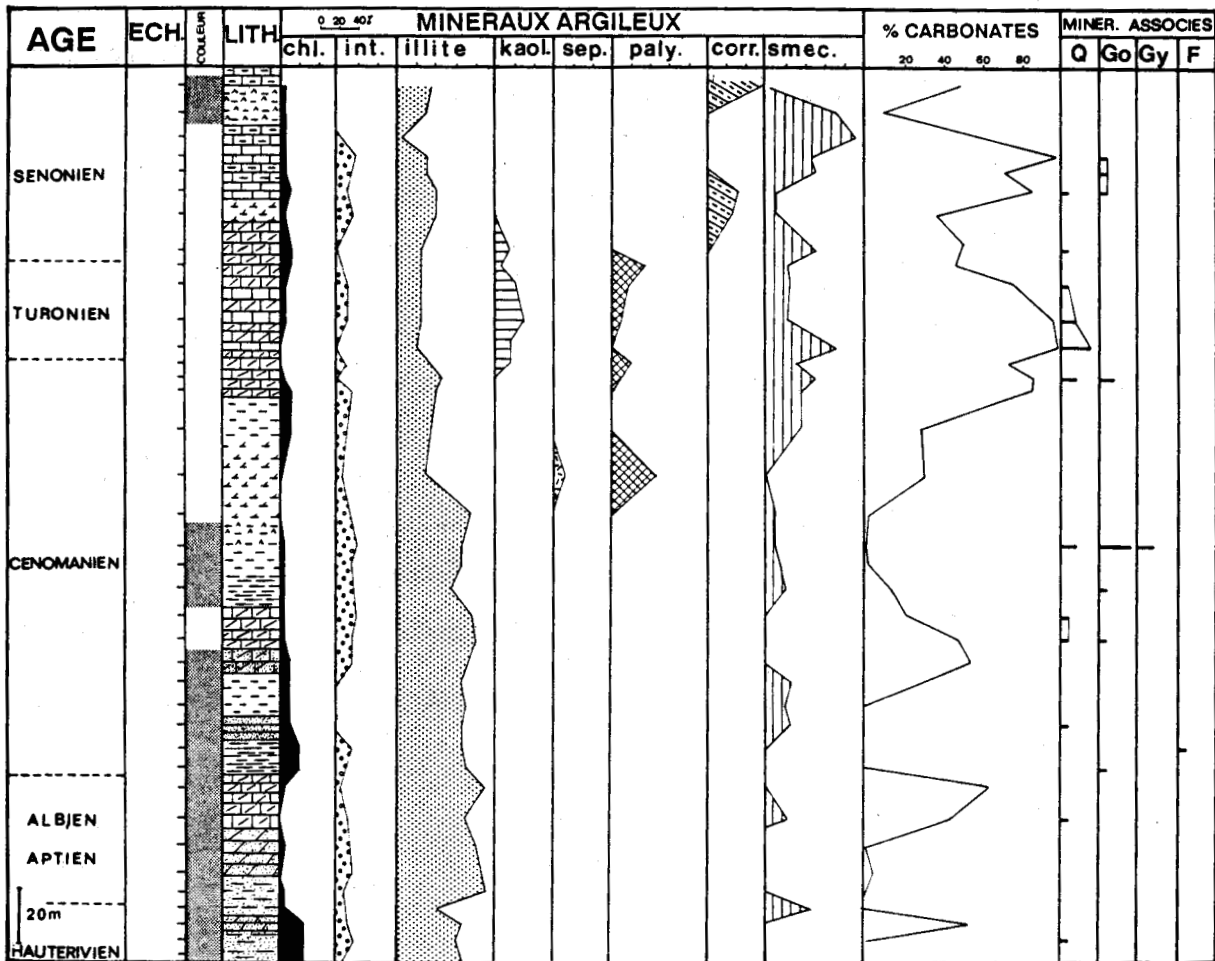


Fig. 32: Minéralogie des argiles de la coupe de tafinegoult.

### 5- COUPE D'AOULOUZ

La coupe d'Aoulouz comprend une partie du Cénomanien, la barre turonienne et une partie du Sénonien. L'analyse de la fraction argileuse effectuée sur 19 échantillons montre que la palygorskite (30 à 70 %) et la smectite (20 à 40 %) sont les minéraux les plus dominants, sauf dans un niveau gréseux du Sénonien où la palygorskite est relayée par la kaolinite et la smectite. L'illite, avec une teneur presque constante dans tous les échantillons ne dépasse pas 20 %. Les interstratifiés et la chlorite sont présents mais en quantités très faibles (5 à 10 %) (Fig.33).



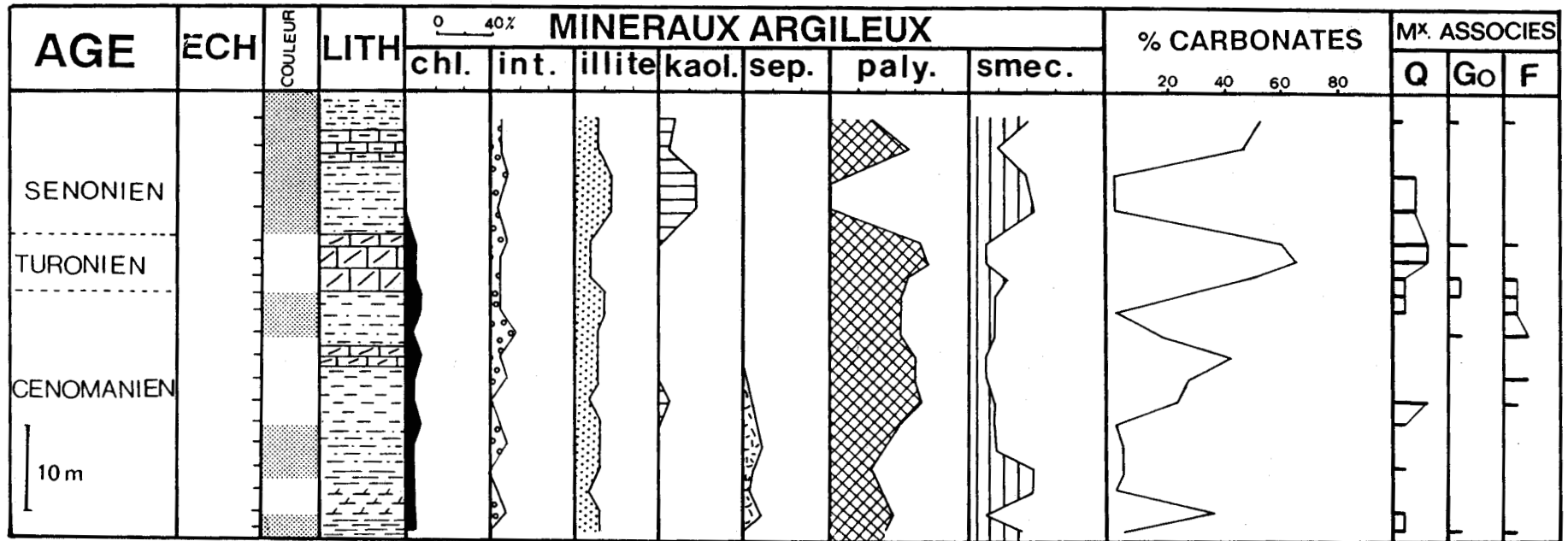


Fig. 33: Minéralogie des argiles de la coupe d'Aoulouz.

## B- COMPARAISONS ET CONCLUSIONS

Si l'on replace sur une échelle-temps les données minéralogiques moyennes obtenues au niveau des cinq coupes du versant Sud atlasique (Fig.34), on constate qu'à l'exception du Crétacé inférieur où les cortèges argileux identiques d'une coupe à l'autre sont dominés par les illites, des différences importantes d'ordre quantitatives et qualitatives interviennent au Crétacé moyen et supérieur.

**Au Cénomanién**, alors que les smectites dominent largement au niveau de la coupe d'Agadir, l'illite reste le minéral principal au niveau d'Askouti. A Afensou, les interstratifiés gonflants et l'illite dominent la fraction argileuse. A Tafinegoult la partie inférieure du Cénomanién est encore dominée par l'illite qui laisse place à des smectites et argiles fibreuses dans la partie supérieure. Vers l'Est, au niveau d'Aoulouz, les argiles fibreuses se développent aux dépens des smectites.

**Au Turonien et Sénonien**, la composition des assemblages argileux permettent de différencier deux domaines géographiquement distincts:

1)- bassin d'Agadir; qui comprend la coupe d'Agadir et d'Askouti. La fraction argileuse est constituée par des illites et des interstratifiés irréguliers au Turonien et par des smectites associées à l'opale C.T. au Sénonien.

2)- bassin d'Erguita; qui comprend la coupe d'Afensou, Tafinegoult et Aoulouz. Au niveau du Turonien, smectites et palygorskite sont abondantes. Vers l'Est, on note une nette augmentation de la palygorskite au détriment de la smectite. Au Sénonien l'assemblage argileux est caractérisé par une alternance d'interstratifiés gonflants (chlorite/smectite et vermiculite/smectite) et de smectite. Au niveau d'Aoulouz, les argiles fibreuses constituent toujours l'essentiel de la fraction argileuse.

Enfin à l'**Eocène**, échantillonné dans la seule région d'Afensou, les argiles fibreuses se développent largement et atteignent des valeurs de 100 %.

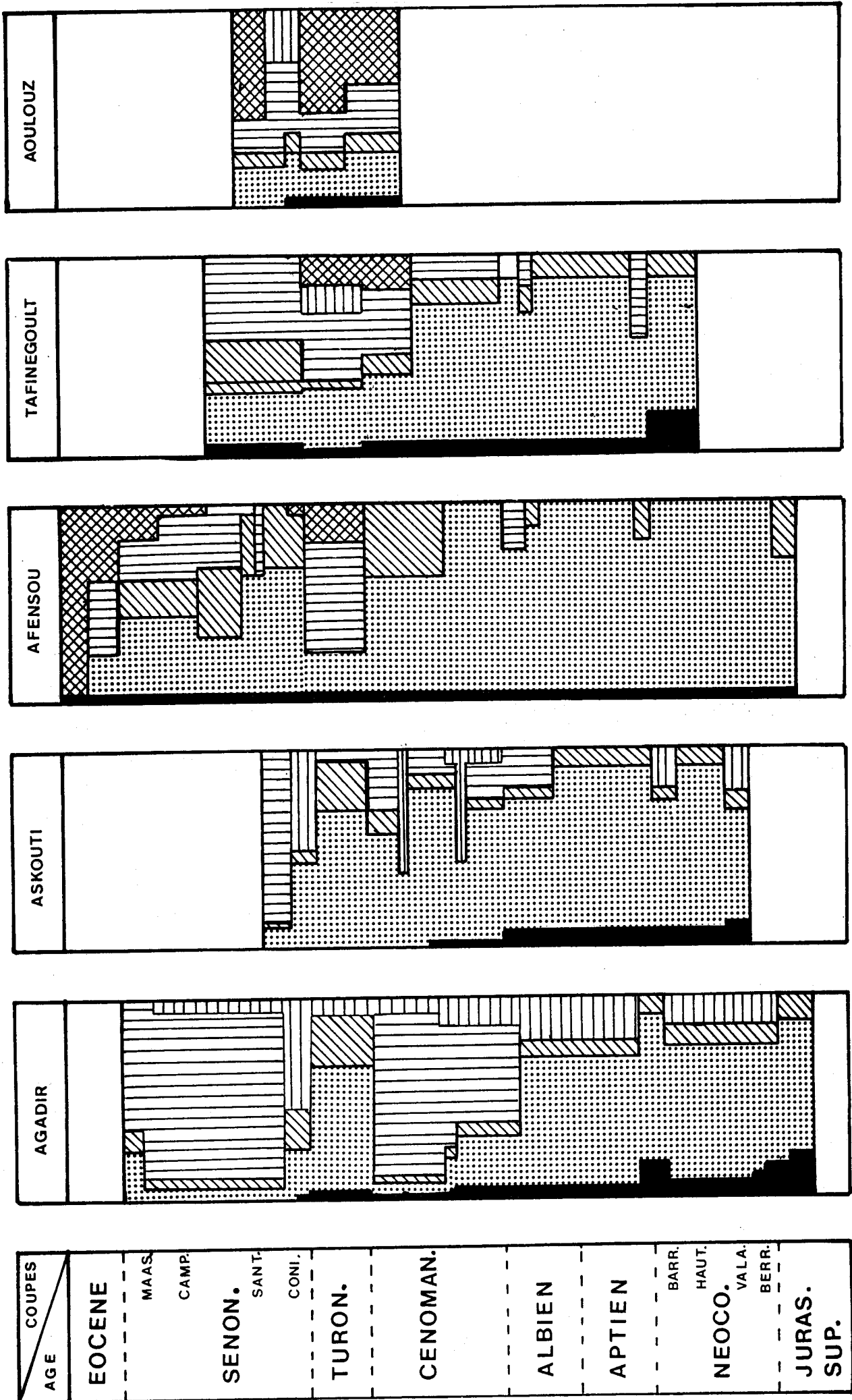


Fig. 34: Successions minéralogiques argileuses comparées des coupes de la zone Sud atlasique.

## II- SIGNIFICATION DES CORTEGES ARGILEUX

### A- BASSIN D'AGADIR

#### 1- COUPE D'AGADIR

##### a- Zone I : Jurassique supérieur

La fraction argileuse est caractérisée par la grande abondance de l'illite, l'accroissement de la proportion de chlorite et d'interstratifiés, au détriment de la kaolinite et de la smectite. Cet assemblage résulterait à la fois de phénomènes diagénétiques et d'apports détritiques.

##### \* Origine diagénétique

L'évolution de la fraction argileuse et de la cristallinité de l'illite vers la base de la série suggèrent, à priori, l'existence d'une diagenèse d'enfouissement. L'influence de cette diagenèse est probable dans la mesure où l'épaisseur totale de la série s'élève à 3000 mètres (Fig.27).

En effet, il est important de remarquer que les illites à ce niveau présentent des pics relativement étroits et traduisent une meilleure cristallinité du minéral. L'observation au MET (Microscope Electronique à Transmission) montre que ces illites présentent une structure avec des contours nets. La teneur en chlorite augmente régulièrement vers le bas, ceci est probablement la conséquence du gradient de transformation croissant sous l'effet de la pression. Les interstratifiés irréguliers sont relativement abondants et diversifiés. Les smectites sont, en effet, très sensibles aux augmentations de pression et de température et se transforment avec la profondeur en interstratifiés illitiques ou chloritiques puis en illite ou chlorite selon le schéma de la figure 26 (Dunoyer de Segonzac, 1969; Hower *et al.*, 1976; Kisch 1983). Toutefois, le rôle de l'enfouissement n'est certain que si l'on peut affirmer que les smectites étaient présentes au moment du dépôt. Cette condition étant remplie dans la mesure où:

- d'une part, la comparaison avec les données minéralogiques des sites D.S.D.P. voisins (415, 416, 370, 397 et 367) le long de la côte Nord-Ouest africaine (Fig.35), ou aucune trace de diagenèse n'a été mise en évidence (Chamley et Giroud d'Argoud, 1979; Chamley *et al.*, 1980; Melières, 1978) montre bien la présence des smectites aux mêmes niveaux (Daoudi, 1987).
- d'autre part au niveau de la coupe d'Agadir même, la smectite est encore préservée à certains niveaux (échantillon AHM1, Fig.36).

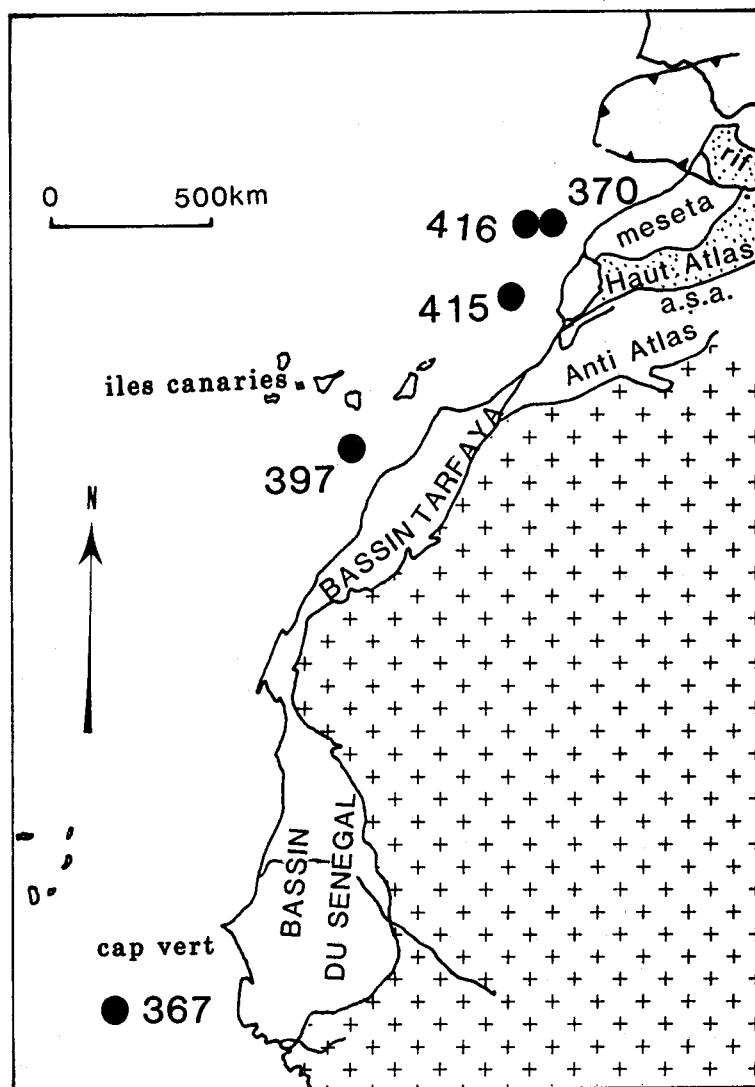


Fig. 35: Situation géographique des différents sites D.S.D.P. cités.

L'assemblage argileux constant durant le Jurassique supérieur est interrompu en deux points par des développements particuliers qui constituent des arguments en faveur de cette diagenèse (Fig.36):

a- la smectite préservée de l'échantillon AHM1 s'accompagne d'une diminution de la proportion de chlorite. Cela suggère qu'une transformation de smectite en chlorite s'est opérée dans les autres échantillons.

b- la vermiculite associée aux marnes chocolats du Kimméridgien inférieur s'accompagne également d'une forte diminution de la teneur en chlorite. Elle résulterait donc d'une transformation incomplète de la smectite en chlorite sous des conditions lithologiques et géochimiques particulières.

La disparition de la kaolinite au niveau de la zone I peut s'expliquer en partie de la même façon bien que cette dernière soit connue par sa plus forte résistance à la diagenèse liée à l'enfouissement lithostatique (Dunoyer De Segonzac, 1969; Chamley, 1989).

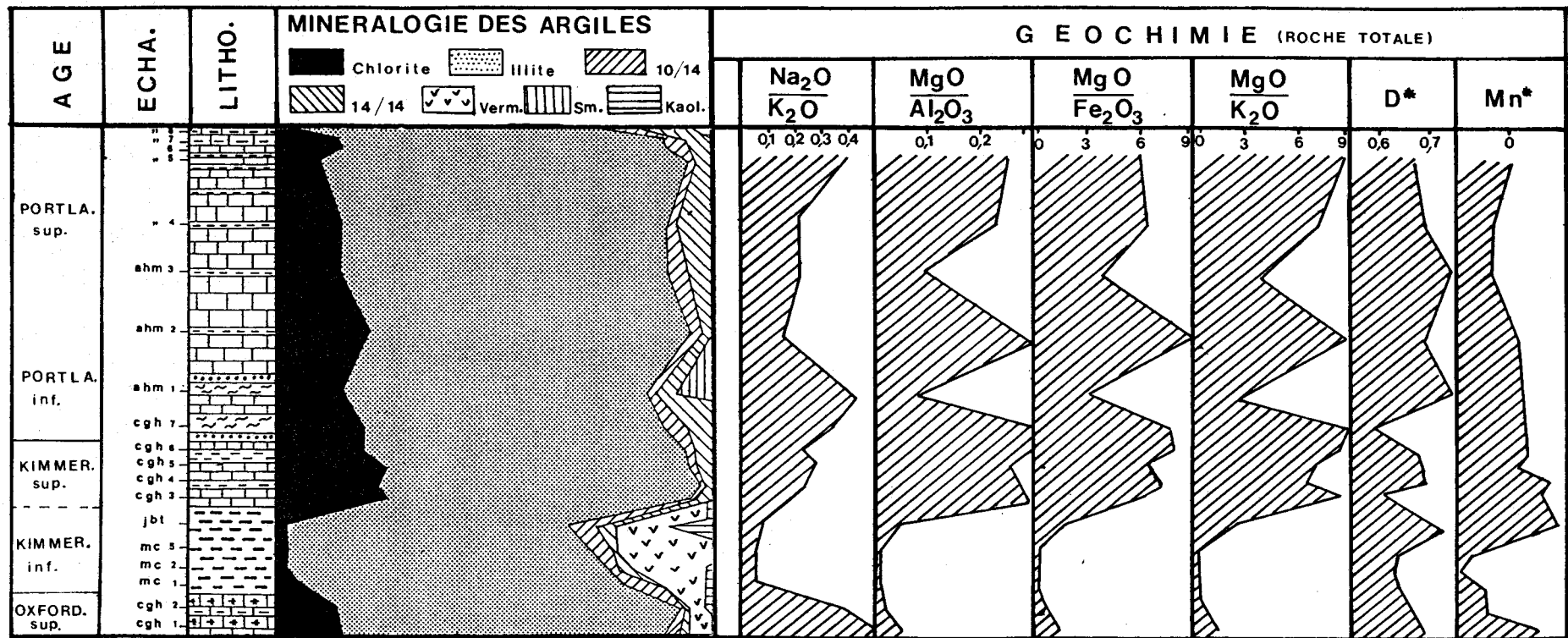


Fig. 36: Minéralogie des argiles et géochimie de la roche totale au Jurassique supérieur de la coupe d'Agadir.

Du point de vue géochimique l'étude de la roche totale a été faite pour les 16 échantillons du Jurassique supérieur. Le but principal est d'identifier l'origine de la vermiculite associée aux marnes rouges du Kimméridgien inférieur, d'éventuelles influences volcaniques et enfin le rôle de la diagenèse d'enfouissement.

Le résultat des analyses montre que les termes  $Mn^{2+}$  et  $D^{2+}$  (voir annexes) excluent toute influence volcanogénique ou hydrothermale au Jurassique supérieur (Daoudi, 1987). D'autre part, les éléments métalliques Zn et Mn (Tableau, annexe) sont en quantité très faible pour exprimer une origine volcanogénique. La faible quantité du strontium peut s'expliquer par une diagenèse très poussée des carbonates qui fait que les calcaires se sont transformés en dolomies. Par conséquent, le front de dolomitisation du Kimméridgien supérieur et du Portlandien ne peut être que d'origine secondaire.

Au niveau des échantillons contenant la vermiculite, l'analyse géochimique montre une faible teneur en Mg. Or la transformation diagénétique de la smectite en chlorite magnésienne nécessite la présence en quantité suffisante d'ions  $Mg^{2+}$  (Dunoyer de Segonzac, 1969; Hower *et al.*, 1976; Ahn et Peacor, 1985) ce qui est le cas pour le Kimméridgien supérieur et le Portlandien. L'anomalie négative du  $Mg^{2+}$  au Kimméridgien inférieur ne permet pas le développement de chlorite, ainsi la smectite se transforme en vermiculite.

La vermiculite constituerait donc en plus de la chlorite et de l'illite, le produit d'une diagenèse d'enfouissement. La formation de ces divers minéraux est contrôlée à la fois par l'enfouissement (pression et température) qui détermine le degré de la transformation et la lithologie (géochimie du milieu) qui détermine la nature de la transformation.

#### Origine détritique

La grande abondance de l'illite à la base de la série ne traduit pas forcément une forte évolution diagénétique. Une grande partie des minéraux résulterait d'un apport continental, par suite de l'instabilité des marges qui se manifeste à ce niveau (Fig.37). Ceci est en accord avec les données géologiques et géophysiques qui indiquent qu'à cette période on est encore aux premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique Nord (Von Rad *et al.*, 1979). Ceci a pour conséquence une subsidence permanente dans la partie occidentale du Haut Atlas (Ager, 1974; Adams, 1979).

L'érosion mécanique active entrave l'établissement de sols en équilibre avec le climat, les interstratifiés gonflants n'ont pas la possibilité d'achever leur évolution.

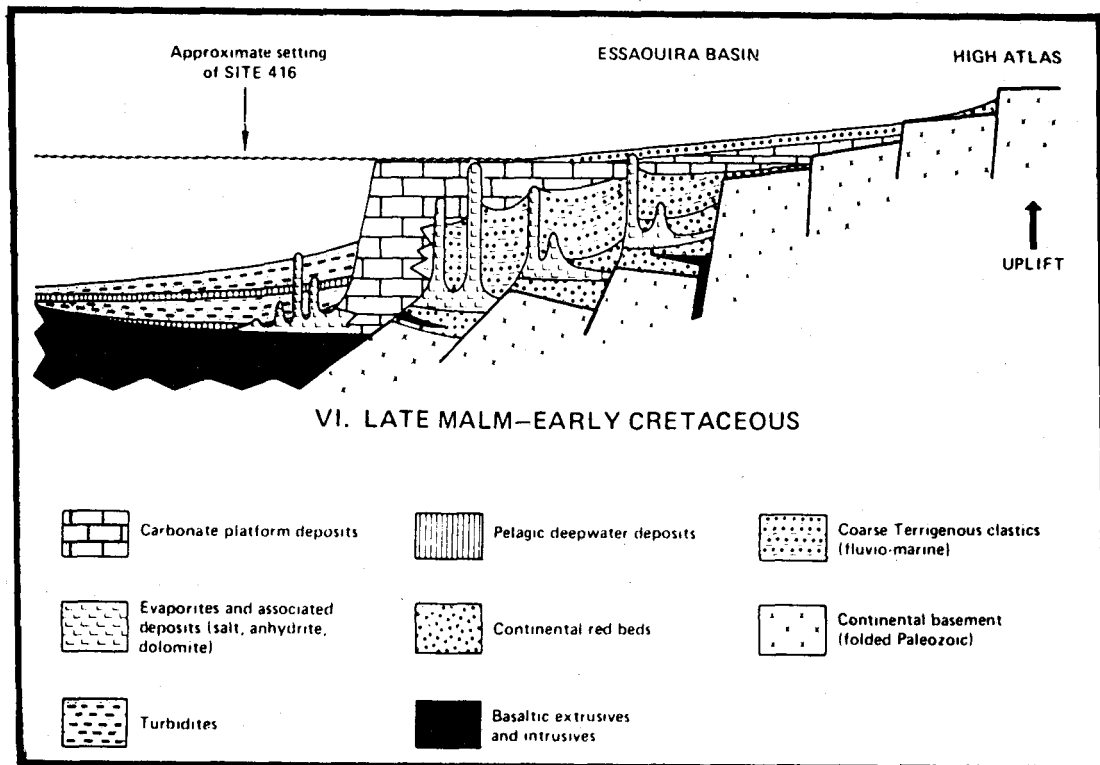


Fig. 37: Interprétation schématique de l'évolution de la marge continentale marocaine durant le Crétacé inférieur (D'après Lancelot et Winterer, 1980).

### Conclusion

Le cortège argileux du Jurassique supérieur de la coupe d'Agadir résulterait de processus détritiques et diagénétiques. Ceci souligne la difficulté de faire la part de l'héritage et de la diagenèse dans des séries soumises aux deux facteurs d'importance comparable. Les interstratifiés irréguliers associés résulteraient dans ce cas des deux processus.

### **b- Zone II: Berriasien-Albien p.p.**

D'après de récentes données stratigraphiques basées sur des Calpionelles (Rey et Taj Eddine, 1989), l'étude de la minéralogie des argiles montre que l'apparition de la kaolinite coïncide avec la limite Jurassique-Crétacé.

La présence en proportion importante de kaolinite en plus de l'illite tout au long de la zone, permet de supposer un climat moyen chaud et relativement humide pour la région étudiée. Ce qui est en accord avec les compilations de Furon (1972) et Frakes (1979). L'hydrolyse importante provoque une altération intense de la roche-mère et la formation de sols lessivés en ions alcalins et alcalino-terreux qui dans les zones possédant un bon drainage aboutissent à la formation de kaolinite. Le minéral se développe préférentiellement dans les zones amonts des bassins versants aux reliefs déclinés. Cependant l'abondance de l'illite et de la chlorite à ce niveau montre l'importance de l'érosion subie par les roches-mères.



Un échantillonnage détaillé de la zone comprise entre le Barrémien et le Clansayésien a été effectué (Fig.38). L'objectif de ce travail est de prouver si à l'échelle d'une coupe détaillée, la minéralogie des argiles peut rendre compte des fluctuations du niveau marin. La coupe choisie est celle de Tamzergout située sur la route Agadir-Imouzzer à 2 km à l'Est du village d'Iggui n'Tassila (Fig.8).

#### Résultats des analyses

La fraction argileuse est constituée par ordre d'importance décroissante d'illite, de chlorite, d'interstratifiés irréguliers (I/S, C/S et V/S), de kaolinite et de smectite. L'évolution de la fraction argileuse tout au long de la coupe montre qu'au niveau des discontinuités régionales (D16, D17 et D18) correspondant à des limites de séquences, la proportion relative de la chlorite augmente (30 %) alors que celle de la kaolinite est pratiquement nulle. Au milieu des séquences, la teneur en chlorite diminue (5 %) alors que celle de la kaolinite n'est plus négligeable (Fig.38).

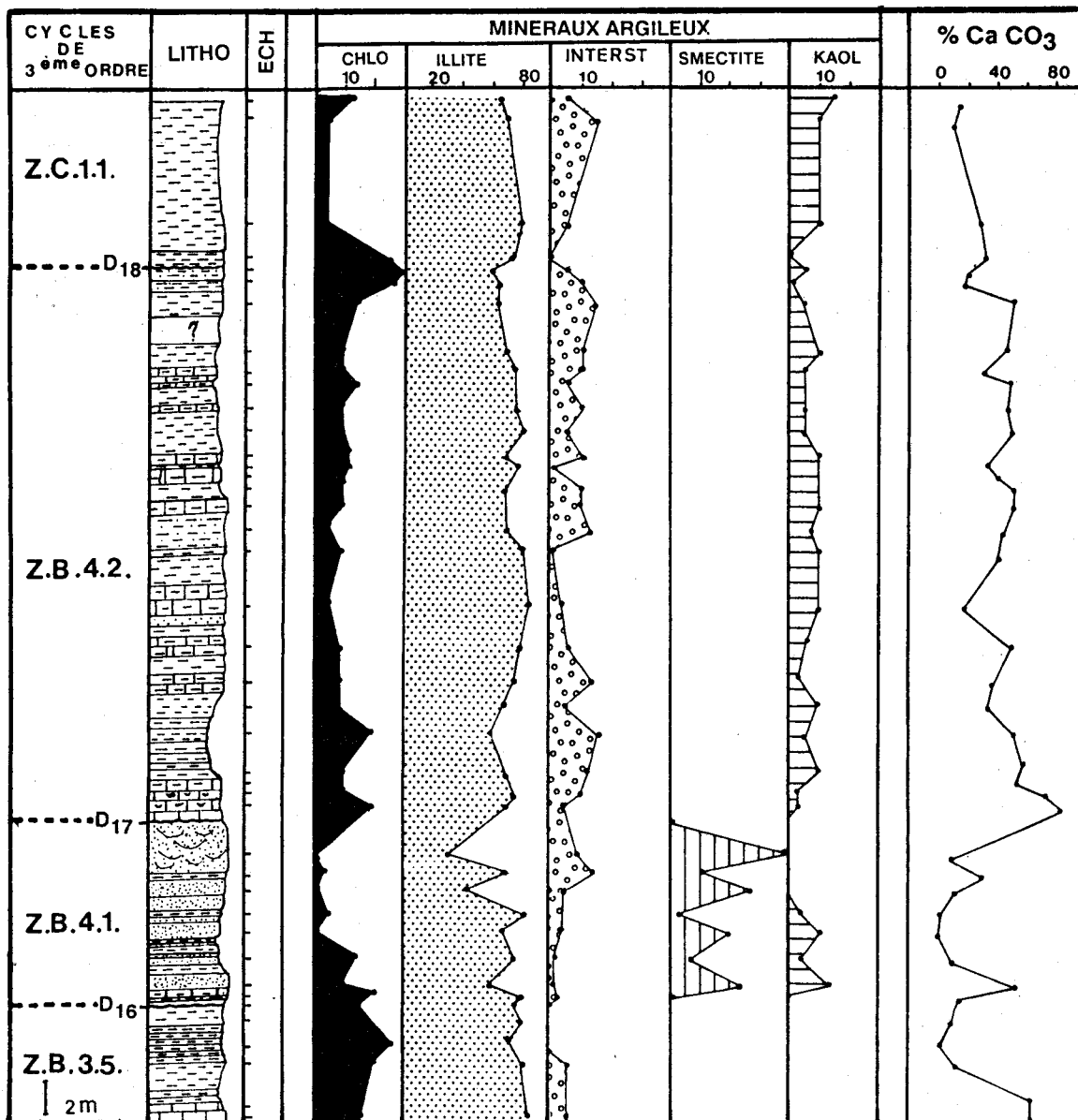


Fig. 38: Lithologie et minéralogie des argiles détaillées de la coupe de Tamzergout (Agadir) au Barrémien-Aptien.

A l'exception de la séquence LZB 4.1, où la smectite relativement abondante (40 %) est exclusivement associée à des niveaux gréseux, aucune relation d'ensemble n'est observable entre la lithologie et la fraction argileuse.

Au niveau de la séquence LZB 4.1, la lithologie est constituée de bancs de grès en alternance avec des niveaux fins de marnes. La smectite est associée exclusivement aux grès, les niveaux marneux intercalés sont plus riches en illite. Il s'agit donc d'une relation intime entre la smectite et les grès. L'observation au microscope électronique à balayage montre que les smectites se présentent sous forme de structures fragiles remplissant les pores intergranulaires. Il est donc difficile de supposer une origine détritique pour ces minéraux. De telles structures et de telles associations ont été décrites par Wilson et Pittman (1977). Elles se développeraient par authigenèse à la suite des circulations des fluides en milieu poreux. Par conséquent, afin d'identifier les relations entre cortèges argileux détritiques et fluctuations eustatiques, nous avons éliminé les données correspondant aux niveaux gréseux.

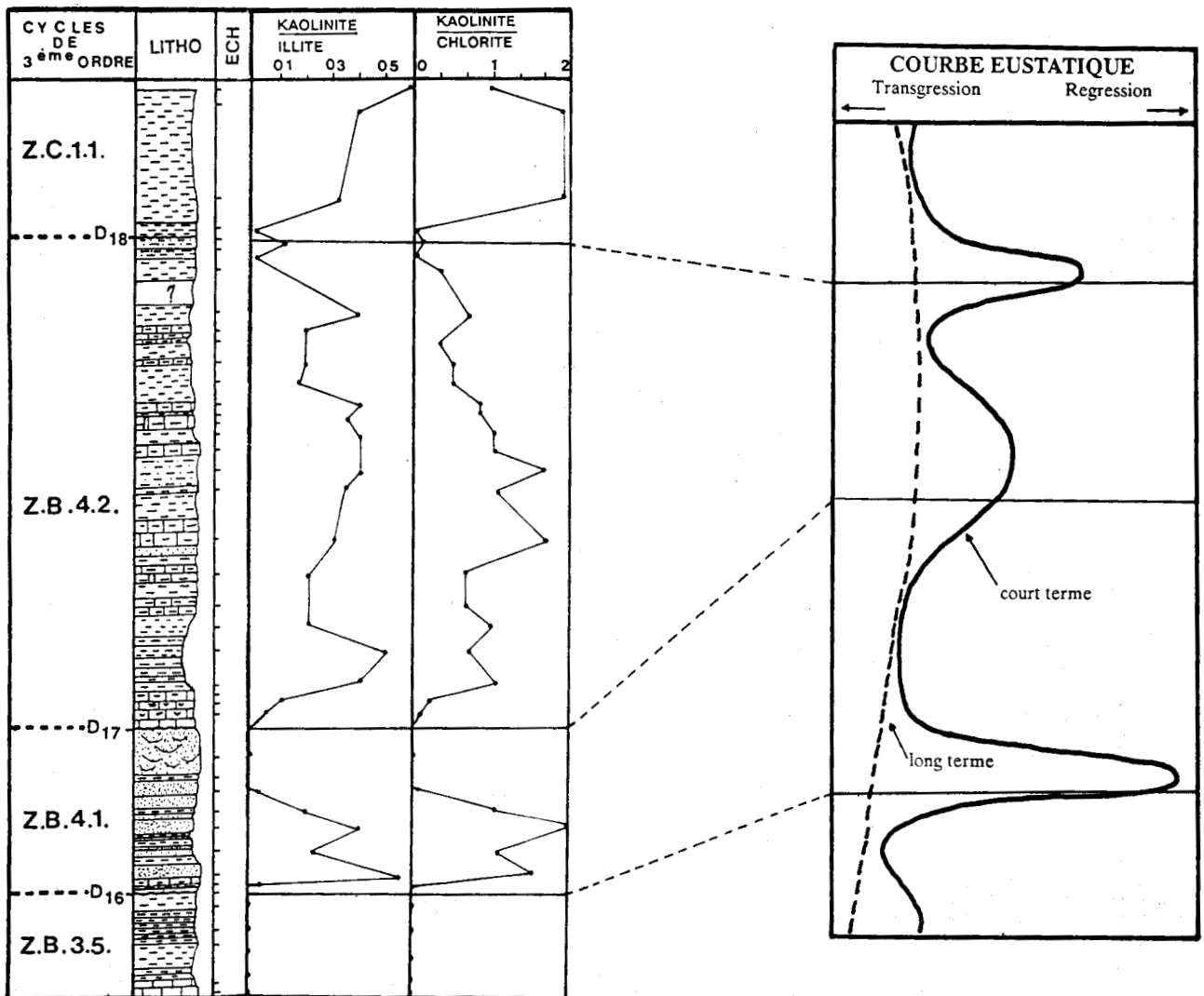


Fig. 39: Relation entre la variation de la minéralogie des argiles de la coupe de Tamzergout (Barrémien-Aptien) et la courbe eustatique de Haq *et al.* (1987).

Sur la figure 39 est représentée la variation du cortège minéralogique argileux sans tenir compte des argiles résultant de l'authigenèse. Les variations des proportions de ces minéraux sont estimées par:

-1) le rapport kaolinite/illite (K/I), correspondant à la hauteur du pic à 3.57 Å sur la hauteur du pic à 5 Å.

-2) le rapport kaolinite/chlorite (K/C), correspondant à la hauteur du pic à 3.57 Å sur la hauteur du pic à 3.54 Å.

Ces mesures sont effectuées sur les diffractogrammes de la fraction argileuse sans traitement préalable des argiles.

L'analyse de ces résultats montre que les deux rapports varient, dans le même sens, parallèlement à la courbe eustatique de Haq *et al.* (1987). Ils présentent des valeurs faibles aux niveaux des discontinuités régionales qui traduisent, selon la courbe eustatique une baisse du niveau marin (Fig.39). Par contre, au milieu des séquences correspondant à une élévation du niveau marin, les rapports K/I et K/C atteignent leurs valeurs maximales.

#### *Interprétation des résultats*

L'interprétation des courbes de rapport K/I et K/C dépend de l'origine de ces minéraux. La diagenèse d'enfouissement étant faible à négligeable à ce niveau, ces minéraux sont probablement d'origine détritique (Daoudi *et al.*, 1987).

L'abondance des minéraux primaires (chlorite et illite) suggère une érosion active du massif de l'Anti Atlas et du massif ancien du Haut Atlas. D'autre part, la distribution de ces minéraux primaires et de la kaolinite ne se fait pas de manière aléatoire, elle est contrôlée par les variations du niveau de la mer:

- pendant l'élévation du niveau de la mer, une partie des massifs pourvoyeurs d'éléments détritiques est recouverte par la mer, l'érosion des reliefs est donc atténuée. Ceci se traduit au niveau du bassin de sédimentation par une diminution relative des argiles primaires, surtout de la chlorite, au profit de la kaolinite.

- quand le niveau de la mer baisse, la surface des massifs érodés augmente, les cours d'eau prenant naissance à l'amont des bassins versants évoluent pour atteindre leur nouveau profil d'équilibre. L'érosion du substratum devient donc très importante, d'où l'importance des minéraux primaires (illite et chlorite) dans les sédiments.

### **c- Zone III: Albien p.p-Cénomanién.**

Après la dominance des argiles détritiques primaires au niveau de la zone I et II, la smectite augmente progressivement au cours de l'Albien supérieur, pour former l'essentiel de la fraction argileuse durant le Cénomanién. L'évolution de cet assemblage argileux est le résultat combiné de l'Eustatisme et de la tectonique:

- L'augmentation du niveau de la mer au cours de la transgression cénomano-turonienne, entraîne une diminution de l'érosion des reliefs continentaux. Par ailleurs, par suite de l'éloignement du bassin des rivages et grâce au mécanisme de sédimentation différentielle (Gibbs, 1977), les smectites ont tendance à se déposer au niveau d'Agadir. Les effets de la transgression cénomano-turonienne commencent à se sentir dès l'Albien moyen (Stets et Wurster, 1982). L'apparition des smectites à ce niveau paraît correspondre à cet événement.

- La subsidence du bassin, liée à l'ouverture de l'Atlantique s'atténue à l'Albien-Cénomanién (Ambroggi, 1963; Wurster et Stets, 1982). La diminution de l'abondance de la chlorite, de l'illite et des interstratifiés serait due en partie à l'atténuation de l'activité tectonique qui autorise le développement progressif des sols. L'insuffisance du drainage provoque une décroissance du lessivage qui empêche l'évolution vers des sols à kaolinite. A l'image des observations de Paquet (1969), Millot (1980), on peut penser que les smectites envahissent progressivement les profils pédologiques depuis l'aval jusqu'à l'amont des bassins versants, au fur et à mesure que les reliefs s'aplanissent. Le développement pédologique du minéral nécessite une circulation restreinte des eaux dans les formations de couverture permettant le piégeage ioniques et les croissances silicatés (Paquet, 1969; Tardy, 1969). Une telle circulation ralentie ne peut exister que si les pentes des paysages sont peu prononcées. De tels paysages permettent aussi le développement de bassins primaires semi-clos, permettant la concentration de solution en silice et en cations ce qui peut aboutir à la néoformation des smectites (Trauth, 1977; Gac, 1979). En outre, la présence de ces minéraux suppose un régime alterné dans la pluviosité pour autoriser les confinements nécessaires aux croissances cristallines.

### **d- Zone IV: Turonien-Coniacien p.p.**

Le cortège argileux associé à la barre turonienne (Zone IV) est caractérisé par une abondance d'illite et d'interstratifiés irréguliers illite/smectite et illite/vermiculite. La raie 001 de l'illite présente un pic très large; les harmoniques sont peu individualisés, indiquant une mauvaise cristallinité du minéral. Les interstratifiés de type illite/smectite sont riches en feuillets smectitiques ou illitiques selon les niveaux. Tout à fait à la base de la série ainsi qu'au milieu, des niveaux de smectites apparaissent (10 %).

La faible épaisseur des sédiments sus-jacents, ainsi que la présence des smectites en quantité abondante dans les sédiments sous-jacents (Zone III), montrent que la diagenèse d'enfouissement ne peut pas être mise en cause pour expliquer l'assemblage argileux du Turonien. De plus, l'indépendance entre la lithologie et la minéralogie des argiles d'une part et la faible porosité des sédiments d'autre part excluent toutes influences diagénétiques.

Les massifs émergés soumis à l'érosion, et qui sont à l'origine de l'illite pendant le Crétacé inférieur, connaissent une stabilité relative au Cénomaniensupérieur-Turonien. L'altération pédogénique y remplace alors la désagrégation mécanique. Elle est à l'origine de la transformation ménagée de l'illite en interstratifiés puis en smectite. L'intervention rapide et importante de la transgression au niveau du Turonien (Wurster et Stets, 1982) serait à l'origine de l'érosion de ces profils, ce qui ramène dans tout le bassin du Golfe atlasique des interstratifiés et des illites. En effet, le même assemblage se retrouve loin vers l'Est, au niveau d'Askouti et de toutes les coupes du flanc Nord, surtout à la base de la série. C'est donc un phénomène régional lié certainement à l'avancée rapide de la mer (Wurster et Stets, 1982).

L'association en quantité très abondante du quartz  $< 2 \mu\text{m}$  à ces niveaux semble en accord avec l'interprétation proposée. L'abondance des silicifications observées à la base de la série est due à d'importants transferts de silice depuis les continents, en relation avec l'accroissement des latérisations dû à l'extension des climats chauds et humides (Leclaire, 1974).

Enfin, la kaolinite de la base du Coniacien montre au M.E.B. des structures reflétant une authigenèse en milieu poreux. Elle n'exprime donc pas de variation de morphologie continentale.

#### **e- Zone V: Coniacien p.p.-Maastrichtien**

La smectite forme l'essentiel du cortège minéralogique argileux, cette homogénéisation qualitative et quantitative correspond à un aplanissement et à une stabilisation des reliefs continentaux marginaux permettant le développement de sols mals drainés et de bassins péri-marins propices à la genèse de la smectite. C'est l'érosion de tels paysages qui paraît responsable de la sédimentation argileuse durant ces périodes.

L'analyse thermique différentielle montre qu'il s'agit de smectites dioctaédriques (voir Chap. III). La courbe ATD présente en effet, un pic endothermique correspondant à la déshydroxylation entre 500 et 600 °C caractéristique des beidellites (Al, Fe) et d'un crochet endo-exothermique de type wyoming situé entre 900 et 950 °C (Fig.40).



Fig. 40: Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite santonienne d'Agadir (échantillon Asr 13).

L'invasion de ce minéral est toutefois interrompue par un épisode à illite au niveau du Maastrichtien. Il correspond à un rajeunissement des marges, consécutif à une période majeure d'élargissement de l'océan (spreading). Le domaine côtier réagit à cet élargissement d'origine médiane par une instabilité tectonique (Sibuet et Mascle, 1978; Montadert *et al.*, 1979), un rejeu des compartiments structuraux et de ce fait une reprise d'érosion. Cet événement minéralogique exprimé dans de nombreux forages D.S.D.P., paraît correspondre à l'ouverture de l'Atlantique Nord-Ouest (Berggren et Hollister, 1977; Chamley et Robert, 1979).

Parmi les minéraux associés aux argiles, l'opale C.T. constitue l'espèce minérale la plus abondante. Ces silicifications sont d'origine biogénique. La silice proviendrait de l'altération subie par les continents sous climats hydrolysants.

## 2- COUPE D'ASKOUTI

### **a- Zone II / Valanginien-Albien p.p.**

La présence de la kaolinite (20 à 30 %) à certains niveaux indique l'existence de versants déclives, propices au lessivage des sols. Toutefois, l'abondance de chlorite et d'illite (60 à 80 %), ainsi que d'interstratifiés issus de leur dégradation incomplète montre qu'une part importante des bassins versants est trop activement érodée pour permettre l'aboutissement des sols kaoliniques. Ainsi se dessine l'hypothèse d'une morphologie continentale jeune, soumise à la tectonique.

L'analyse au microscope de certains faciès montre la présence de matériaux détritiques peu évolués (quartz plus au moins anguleux, cristaux de microcline de taille importante, et même des paillettes de micas noir). Cet apport évoque l'érosion d'un domaine proximal formé de roches cristallines. Les massifs pourvoyeurs d'éléments détritiques sont probablement l'Anti Atlas et le massif émergé du Haut Atlas central. Cependant, le caractère plus détritique des séries au niveau d'Askouti qu'au niveau d'Agadir fait du Haut Atlas central la source détritique principale (Fig.41).

L'existence d'un massif émergé du Haut Atlas central dès la base du Crétacé a été signalé par plusieurs auteurs (Choubert et Faure Muret, 1962; Ambroggi, 1963; Duffaud *et al.*, 1966). L'étude de paléocourants au Crétacé inférieur (Behrens et Siehl, 1982) suppose l'existence de ce massif émergé (cf. fig. chap.V). Les apports de minéraux primaires résultent de la subsidence du bassin de sédimentation et des mouvements positifs des bordures continentales représentées par l'Anti Atlas au Sud et le massif ancien du Haut Atlas à L'Est (Fig.41).

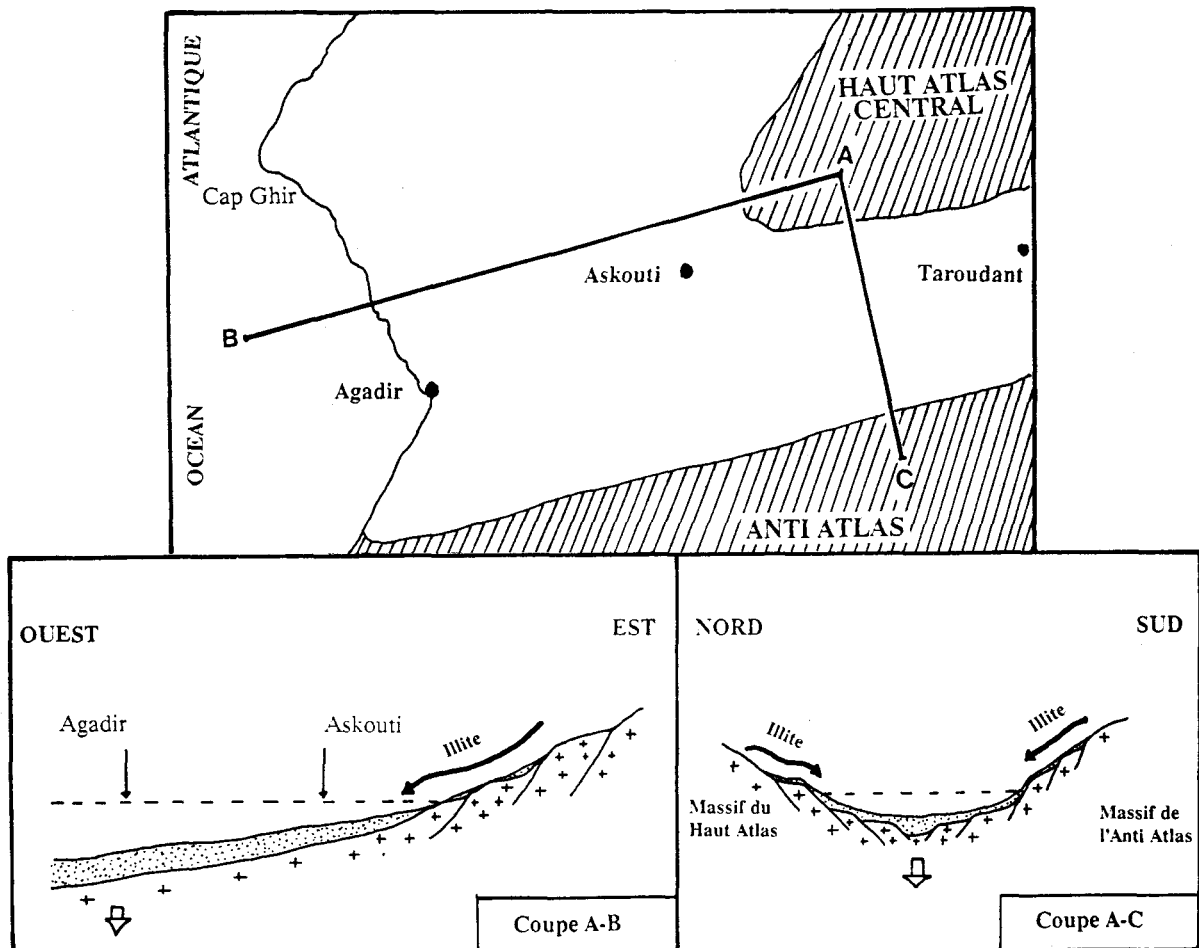


Fig. 41: Paléogéographie du bassin d'Agadir au Crétacé inférieur (coupe d'Agadir et d'Askouti).

### **b- Zone III / Albien p.p.-Cénomaniens.**

Comme au niveau d'Agadir cette zone est caractérisée par l'apparition des smectites. Cependant, la proportion de smectite est très variable et ne dépasse pas 60 % alors qu'à 30 km vers l'Ouest (Agadir), le cortège argileux est plus au moins monotone et la teneur en smectite atteint 90 %. Cette différence est attribuable au fait qu'au Cénomaniens, la région d'Askouti était recouverte par une mer épicontinentale, très littorale, où jouait encore la subsidence (Ambroggi, 1963; Butt *et al.*, 1982). La position proximale de la coupe par rapport à la partie émergée du Haut Atlas fait qu'elle est plus soumise aux dépôts de minéraux primaires que celle d'Agadir. Les mécanismes de sédimentation différentielle conduisent, en effet, au dépôt préférentiel de l'illite près des rivages et à l'exportation des smectites vers le large (Whitehouse *et al.*, 1960; Gibbs, 1977). Ce tri des minéraux argileux résulte de la petite taille, de la plus grande flottabilité et de la floculation moins rapide des smectites.

Localement, le développement des kaolinites est particulièrement considérable (80 %) dans deux niveaux cénomaniens de la coupe d'Askouti. Elles sont associées à des niveaux gréseux et dolomitiques présentant une porosité très importante. Le pic à 7 Å de ces kaolinites est très étroit et indique une bonne cristallinité du minéral. L'ensemble de ces caractères suggère une origine diagénétique pour ces kaolinites. L'observation au M.E.B. (Microscope Electronique à Balayage) montre qu'elle se présente sous forme de plaquettes pseudo-hexagonale à hexagonale empilées les unes sur les autres pour former des structures en accordéons, en vermicule et des éventails. De tels minéraux et de telles structures ont été décrits par plusieurs auteurs (Wilson et Pittmann, 1977; Keller, 1977; Hanson *et al.*, 1981; Keller, 1985). Elles résulteraient d'une authigenèse par suite de circulations de fluides, riche en silice et aluminium, en milieu poreux. Le développement de tels minéraux masque les cortèges argileux détritiques. La diminution de la teneur relative en smectite par rapport à Agadir est donc due en partie à l'authigenèse de kaolinite.

### **c- Zone IV / Turonien.**

Au niveau de la "barre turonienne", deux parties peuvent être distinguées.

- Vers la base de la série, on trouve des dépôts influencés par un environnement pélagique (Butt *et al.*, 1982). Les calcaires sont laminés et très peu poreux avec des nodules de silex. Le cortège argileux est constitué par un mélange d'illite, d'interstratifiés irréguliers (illite/smectite et illite/vermiculite) et par des smectites. L'illite est très mal cristallisée. Le cortège argileux de cette partie peut être interprété de la même façon qu'au niveau de la coupe d'Agadir.



- Vers le sommet de la série, un changement brutal vers les dolomies affecte les dépôts. L'environnement est caractérisé par des faciès poreux de mers moins profondes et agitées. La fraction argileuse est dominée par la kaolinite et l'illite. La kaolinite présente des pics très étroits. En microscopie électronique à balayage elle forme des plaquettes empilées les unes sur les autres et présentent des structures identiques à celles décrites au niveau des grès cénomaniens. Il s'agit donc probablement de minéraux formés par authigénèse par suite de la circulation de fluide en milieu poreux. Le mécanisme de formation de ces minéraux sera décrit dans le chapitre V. Ce type d'assemblage masque totalement le cortège argileux initial, qui est probablement constitué comme au niveau d'Agadir d'illite et d'interstratifiés irréguliers.

#### d- Zone V / Sénonien.

Les marnes vertes et marno calcaires formant la base du Sénonien sont dominés par la smectite associée à l'opale C.T.. La courbe d'analyse thermique différentielle montre qu'il s'agit de smectites dioctaédriques de type beidellite (Al, Fe), proches de celles du Sénonien d'Agadir (Fig.42).

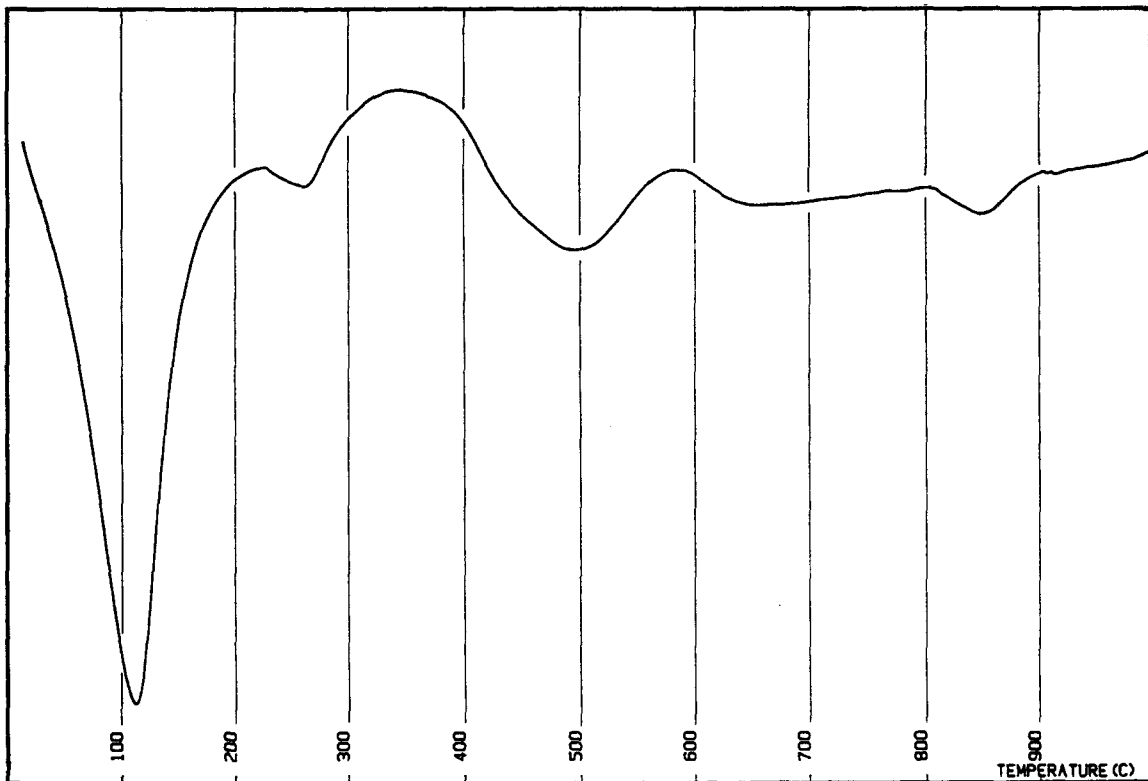


Fig. 42: Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite du Sénonien d'Askouti (échantillon Ak 57).

A la fin de la période turonienne, une mer peu profonde a recouvert la région (Ambroggi, 1963; Wurster et Stets, 1982). Les variations du niveau de la mer jouent donc un rôle important dans la distribution des cortèges argileux. En effet, la diminution de la tranche d'eau au Sénonien permet l'émergence de superficies aplanies, favorables au développement pédologique de sols sous climat chaud à humidité saisonnière contrastée. Les ions en solution dans les parties amont des reliefs continentaux sont évacués vers l'océan par les cours d'eau. Une partie d'entre eux demeure sur le continent à l'occasion de migration ou infiltration dans les plaines émergées (Paquet, 1969).

Dans de tels paysages, les sols enrichis en ions alcalins et alcalino-terreux évoluent vers les smectites. Comme au niveau d'Agadir, c'est l'érosion de tel paysages, en période de stabilité tectonique, qui est responsable de la concentration des smectites dans le bassin de sédimentation.

### e- Conclusion

D'une manière générale, l'importance des minéraux illitiques et de matériaux sédimentaires peu évolués dans la série d'Askouti par rapport à celle d'Agadir au Crétacé inférieur et moyen suggère l'existence d'une masse continentale émergée située non loin du secteur d'étude. Ceci rejoint l'hypothèse de Choubert et Faure Muret (1962), Ambroggi (1962) et Duffaud *et al.* (1971) selon laquelle une structure paléogéographique haute serait située au centre du bassin du Haut Atlas occidental (voir chapitre II). D'autre part la séparation des bassins Nord et Sud atlasique a eu lieu dès les premiers étages du Crétacé.

## B- BASSIN D'ERGUITA

### 1- ORIGINE DES INTERSTRATIFIÉS ET DE LA CORRENSITE D'AFENSOU

#### a- INTRODUCTION

Les minéraux interstratifiés gonflants, réguliers, ont excité depuis longtemps la curiosité des cristallographes et minéralogistes, non seulement pour leurs structures régulières mais aussi par leur conditions de formation. Ceux ci comprennent en alternance régulière des couches gonflantes et des couches non gonflantes. Ils présentent une surstructure à 28 Å et gonflants après saturation par l'éthylène glycol à 31 Å ou 32 Å. Des analyses statistiques de données chimiques de la littérature concernant ces minéraux suggèrent une variabilité de composition très grande (Brigatti et Poppi, 1984).

### \* Historique

Les minéraux interstratifiés réguliers ont été définis par Lippmann en 1954. La relative rareté de ces minéraux dans les formations sédimentaires suggère des conditions de gisement et de formation particulières. Certains auteurs vont même jusqu'à en faire un marqueur lithostratigraphique (Peterson, 1962; Esquevin, 1968). Le plus courant de ces minéraux est la corrensite (interstratifié régulier chlorite-smectite). Le mode de formation de ce minéral varie selon les auteurs.

Ce minéral commence à se former dans les milieux de sédimentation marqués par la richesse en Mg, la faible teneur en silice et soumis à un p.H. alcalin (Lucas et Ataman, 1968). Ces auteurs suggèrent que l'évolution vers la corrensite s'était effectuée dans le Trias du Jura au cours du transport des particules dans le milieu. Cette hypothèse a été rejetée par Dunoyer de Segonzac (1969), qui pense plutôt à un développement dans le milieu de diagenèse précoce qui hérite des caractères du milieu de sédimentation relativement riche en Mg. On le retrouve, d'autre part, en diagenèse profonde où elle constitue un stade intermédiaire de transformation de smectite en chlorite en présence du Mg (Dunoyer de Segonzac, 1969).

Kubler (1973), ayant fait la synthèse des travaux antérieurs, conclut que la corrensite est liée à trois faciès différents:

a- les faciès à tendance évaporitique du Trias (sulfates et sels); faciès germanique depuis le Sahara central jusqu'en Grande Bretagne. Les exemples les plus spectaculaires sont: le Trias du bas Sahara (Kubler, 1963), Permo-trias à évaporites du Maroc, le Trias gypseux de la région de Malaga (Lucas, 1962) et enfin dans le Keuper du Jura tabulaire suisse (Frey, 1969).

b- Les calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies résultant d'un certain confinement des milieux de dépôt (Esquevin, 1968). En fait, on connaît des formations dans lesquelles sont associées de près ou de loin dolomite-corrensite-évaporite. Par exemple dans la Bitter Spring Formation du Protérozoïque d'Australie, bassin de l'Amadeus (Blanc et Stevaux, 1966).

c- Association corrensite, matériel basique éruptif volcanique ou volcano-détritique. Cette association est connue depuis longtemps (Stephen et McEwan, 1951; Kossovskaya, 1972).

En ce qui concerne la genèse, Kubler pense que la corrensite apparaît en conditions normales de diagenèse à des températures de 100 à 250 °C environ dans les hydrothermes de basse pression. Comme elle devient instable dans l'anchi et surtout dans l'épizone, la corrensite est donc, d'après lui, un minéral index de zones intermédiaires à profondes de la diagenèse.

Hoffman et Hower (1979), proposent plutôt un contrôle lithostatique, la corrensite se formerait sous des pression lithostatiques correspondant à environ 2500 m de profondeur sous des températures variables (Fig.42).

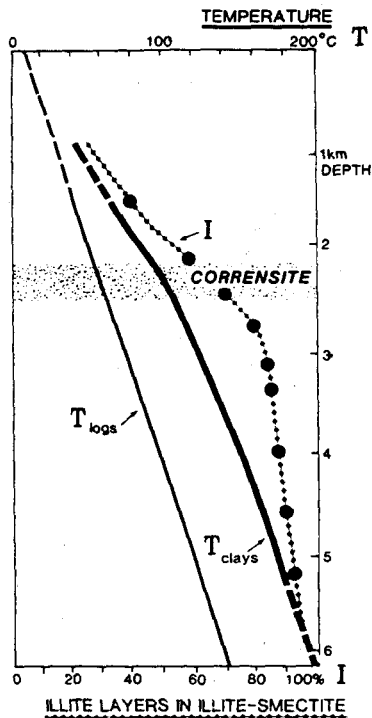


Fig. 43: Domaine de stabilité de la corrensite d'après Hoffman et Hower (in Chamley, 1989).

D'autres études plus récentes tendent à faire de la corrensite un indicateur de diagenèse d'enfouissement (Kisch, 1983; Frey, 1987)

#### \* Conclusion

Le mode de formation de la corrensite varie donc selon les auteurs, le seul point commun est la formation de ce minéral dans un environnement géochimique relativement riche en magnésium. Cependant, la plupart des études tendent plutôt vers une origine diagénétique sous l'influence de l'enfouissement lithostatique. En effet, jamais encore de tels minéraux n'ont été décrits dans les sédiments ou formations récentes ou subrécentes en condition de surface. Il disparaissent dans les zones de métamorphisme.

Il semblerait donc d'après ces études que la corrensite soit typique des conditions régnant dans la diagenèse. Trois facteurs contrôleraient sa formation; la pression, la température et l'environnement géochimique.

#### b- DISTRIBUTION VERTICALE DES INTERSTRATIFIÉS

Les interstratifiés sont représentés en quantité importante dans la coupe d'Afensou (5 à 75 %). Ils sont répartis le long de toute la coupe depuis le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, où ils apparaissent de façon sporadique mais en quantités importantes, jusqu'à l'Eocène. Leur développement maximal a lieu surtout au niveau du Cénomaniens, du Coniacien, du Santonien et du Campanien. On les retrouve également au niveau de la coupe de Tafinegoult, associés uniquement au Sénonien. Du point de vue qualitatif, ces interstratifiés sont diversifiés, on trouve (Fig.44) :

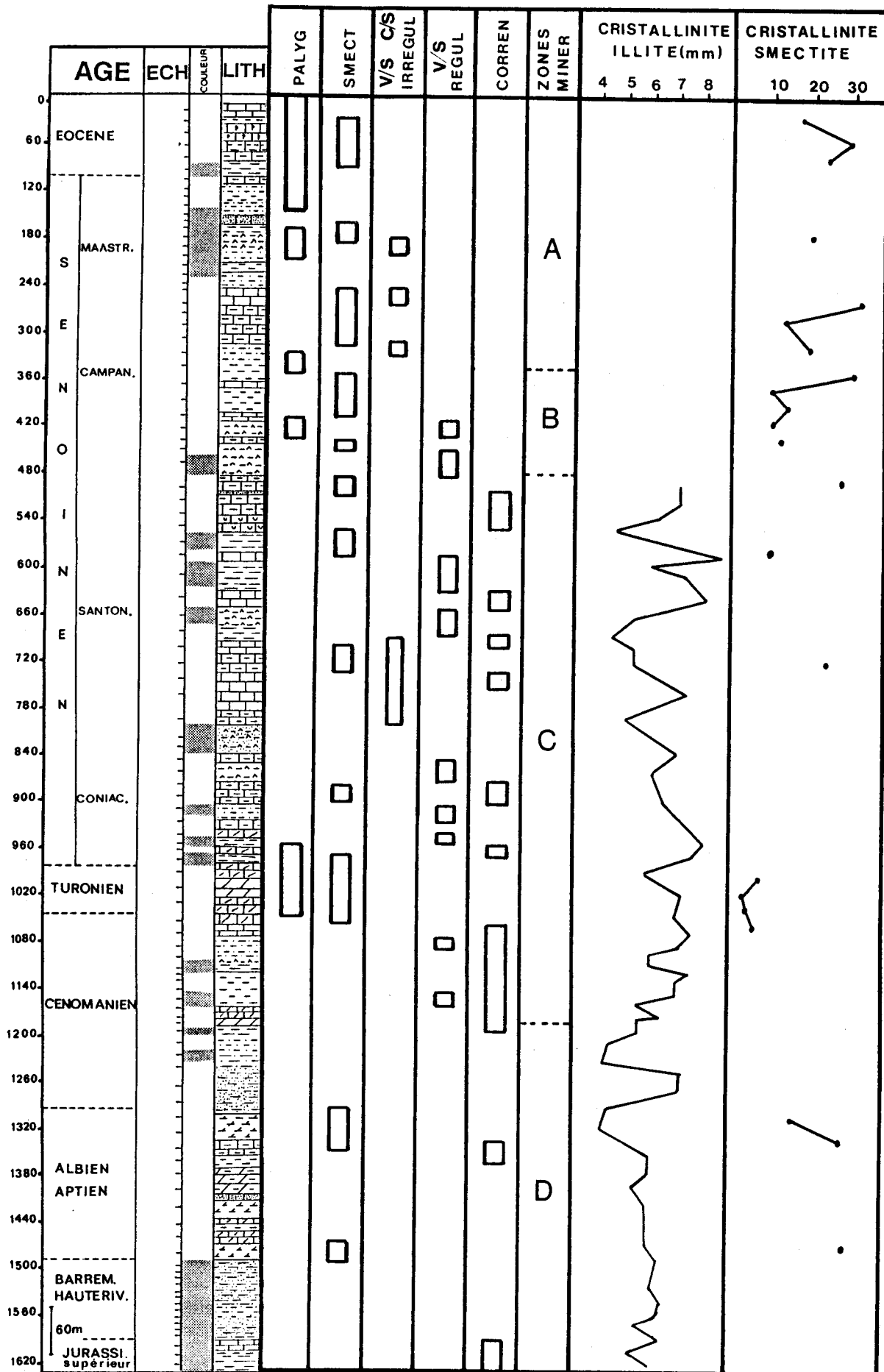


Fig. 44: Répartition de la smectite et des interstratifiés le long de la coupe d'Afensou.

- des interstratifiés réguliers chlorite/smectite (corrensite) et vermiculite/smectite.

En fonction de la variation qualitative et de la répartition de ces minéraux le long de la série, quatre zones peuvent être distinguées (Fig.44).

**Zone A** : De 150 à 400 m de profondeur, Ce sont surtout des chlorite/smectite et vermiculite/smectite irréguliers qui dominant (5 à 30 %) (Fig.45-A)

**Zone B** De 420 à 540 m; Ce sont les interstratifiés réguliers vermiculite/smectite (Fig.45-B) associés surtout à des marnes et argiles gypseuses qui dominant. Dans un même échantillon, la présence de ces minéraux exclue la présence de smectite.

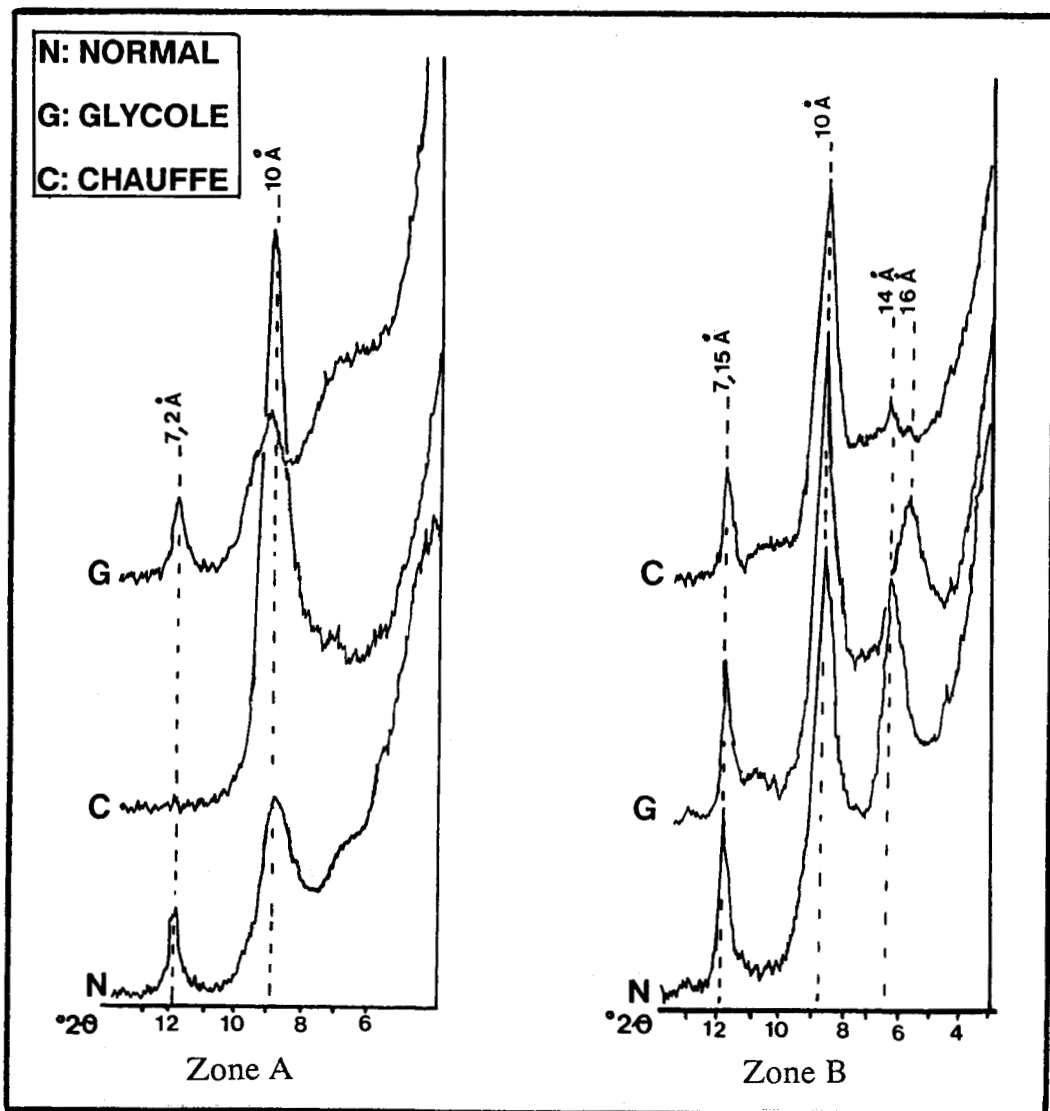


Fig. 45: Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs de la zone A et B de la coupe d'Afensou.

**Zone C** : De 540 à 1200 m; le cortège argileux est dominé par un mélange de corrensite et de

**Zone C** : De 540 à 1200 m; le cortège argileux est dominé par un mélange de corrensite et de vermiculite/smectite régulier (Fig.46). Ce dernier paraît surtout lié aux marnes et argiles plus au moins riches en gypse alors que la corrensite est plutôt associée à des niveaux carbonatés (calcaires dolomitiques et dolomies). De même que la zone B, les édifices interstratifiés réguliers et smectites s'excluent dans la fraction argileuse. A la limite Turonien-Coniacien, correspondant à 1000 m de profondeur, on note l'association de la palygorskite avec la corrensite dans un niveau carbonaté et avec des vermiculite/smectite réguliers dans un niveau gypseux. Vers la partie inférieure de cette zone (au Cénomanién), la corrensite devient prépondérante (jusqu'à 75 %), on la retrouve aussi dans les niveaux moins carbonatés. En ce qui concerne sa structure, elle est plus riche en feuillets chloriteux qu'en feuillets smectitiques.

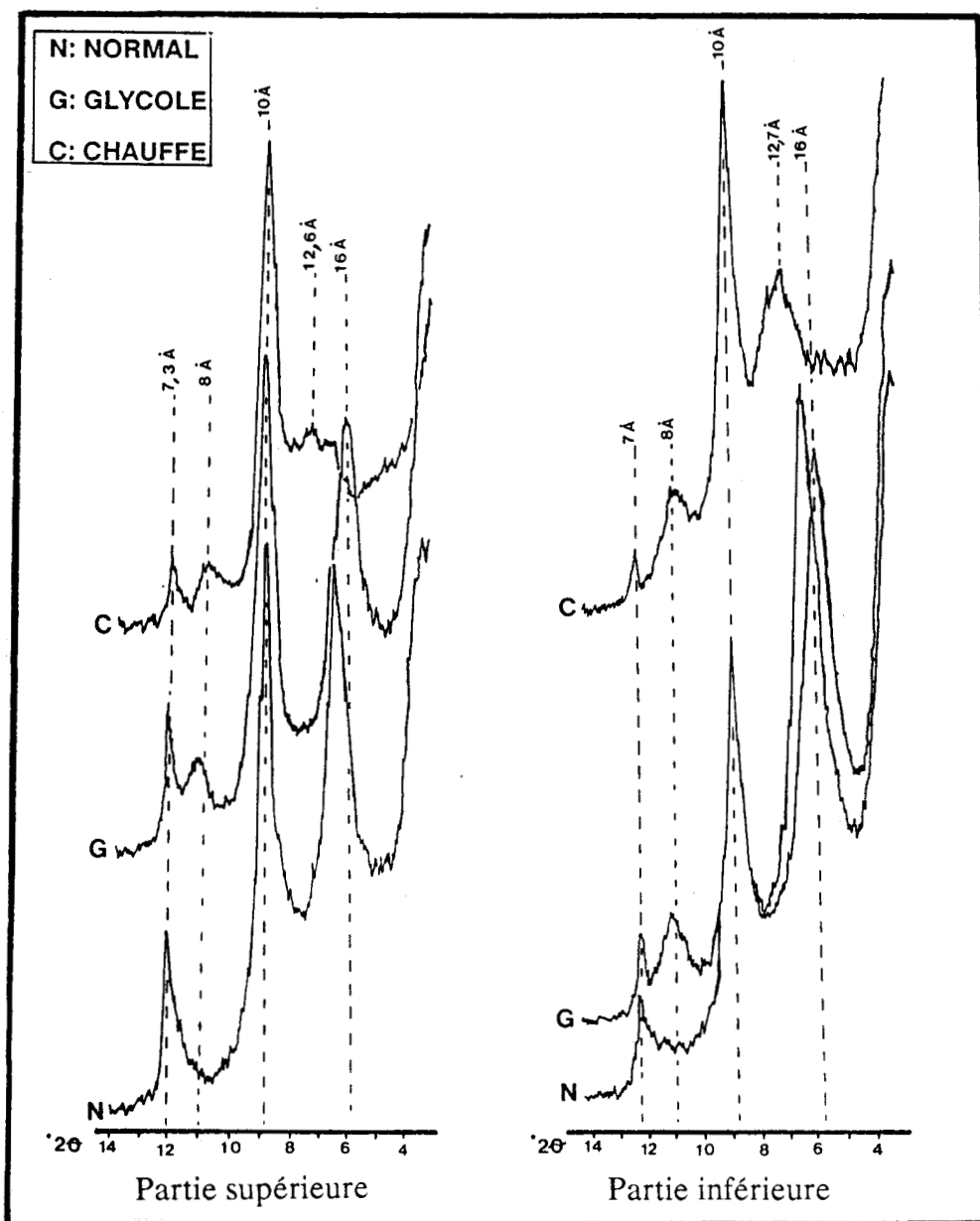


Fig. 46: Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs de la zone C de la coupe d' Afensou.

N: NORMAL  
G: GLYCOLE  
C: CHAUFFE

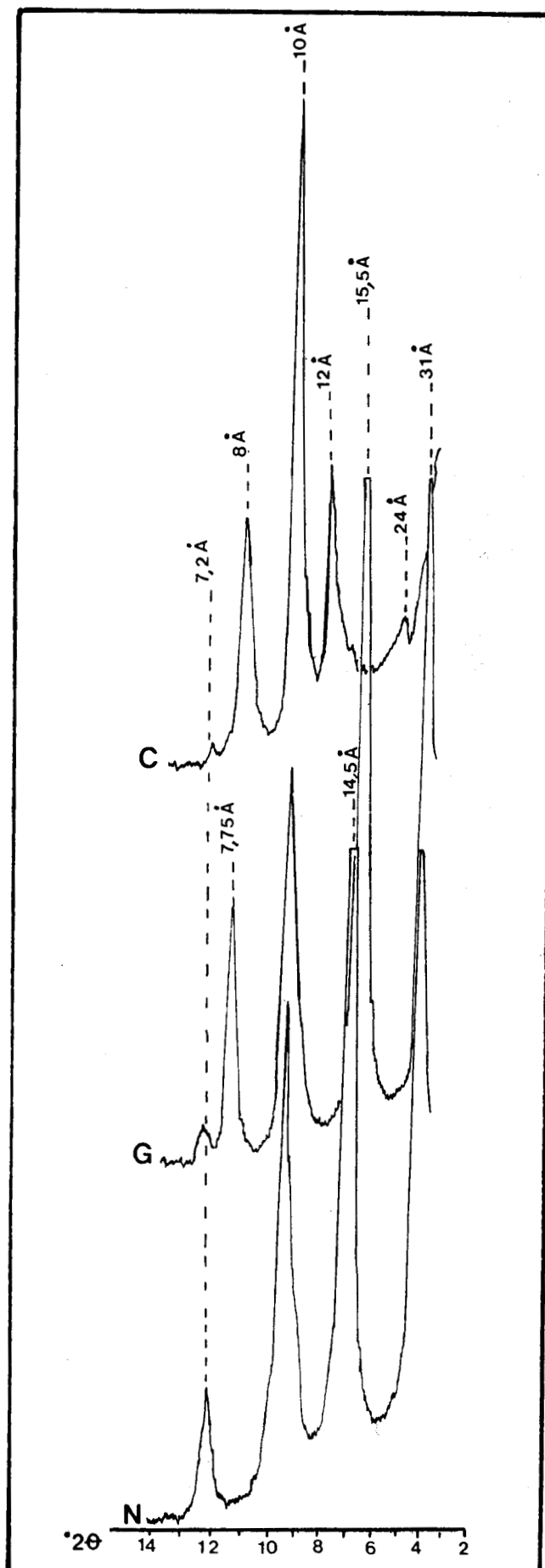


Fig. 47: Diffractogramme de rayons X d'échantillon représentatif de la zone D de la coupe d'Afensou.



**Zone D** : En dessous de 1200 m de profondeur, la corrensite existe à trois niveaux; 1380 et 1480 correspondant à l'Apto-albien où elle apparaît en dessous de niveaux à smectite et à 1620 m où elle est associée à plusieurs échantillons du Jurassique supérieur. Elle représente jusqu'à 65 % du cortège argileux et présente une allure différente de celle précédemment décrite. En effet, il est important de remarquer qu'il s'agit d'une corrensite à profil de pics symétriques et à série harmonique bien développée. Les pics sont relativement étroits et traduisent une meilleure cristallinité du minéral (Fig.47), en particulier dans les niveaux carbonatés.

Pour avoir une idée sur la quantité des feuillets de chlorite dans la corrensite, on choisit d'utiliser un paramètre R correspondant au rapport du déplacement en mm du pic à 14 Å après chauffage et de la distance en mm sur le diffractogramme, entre 14 Å et 12 Å (Reynold et Hower, 1970; Reynold, 1980; Benchekroun, 1985) (Fig.48). Le rapport R est adapté à cette étude puisque, la raie 001 est en général comprise entre 12 et 13 Å après chauffage. Ainsi lorsque la quantité de feuillets gonflants augmente, le rapport R augmente et atteint son maximum ( $R=1$ ) lorsque l'interstratifié tend à une composition 50/50. Pour une chlorite contenant très peu de feuillets gonflants, le rapport R est très faible (il tend vers 0).

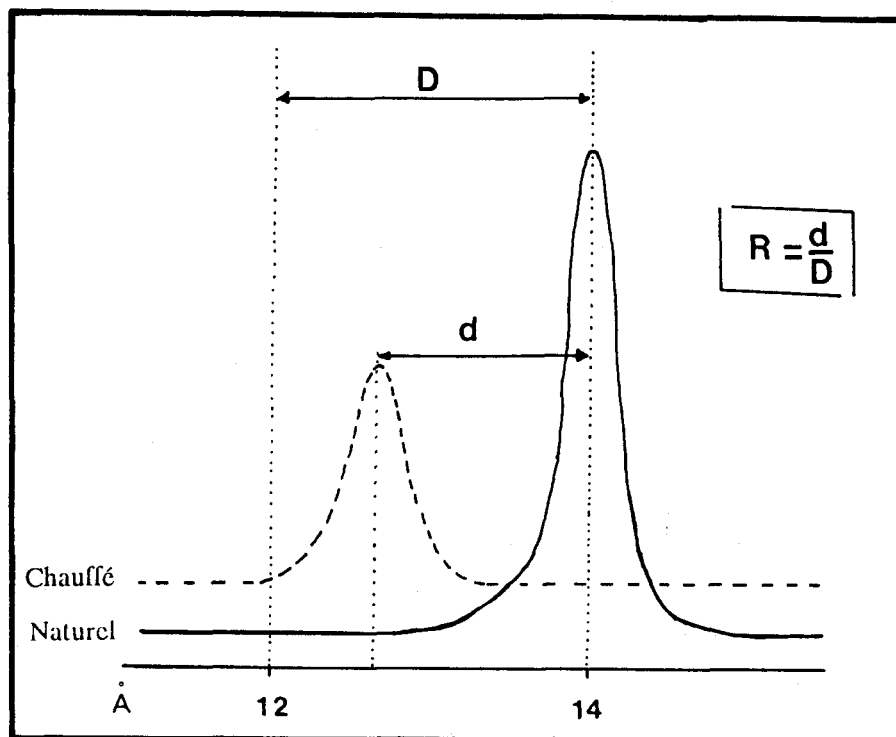


Fig. 48: Principe de calcul du rapport R (in Benchekroun, 1985).

Dans la partie supérieure de la zone C de la coupe d'Afensou, le rapport R est très variable d'un niveau à l'autre (Fig 49).

Dans la partie inférieure de la zone C ainsi que la zone D, le rapport R présente des valeurs relativement importantes, en particulier dans les niveaux carbonatés. Ceci indique donc une tendance vers une corrensite de type 50/50 (Fig.49).

Dans la zone A et B, aucune mesure du rapport R n'a été représentée puisque la corrensite est inexistante.

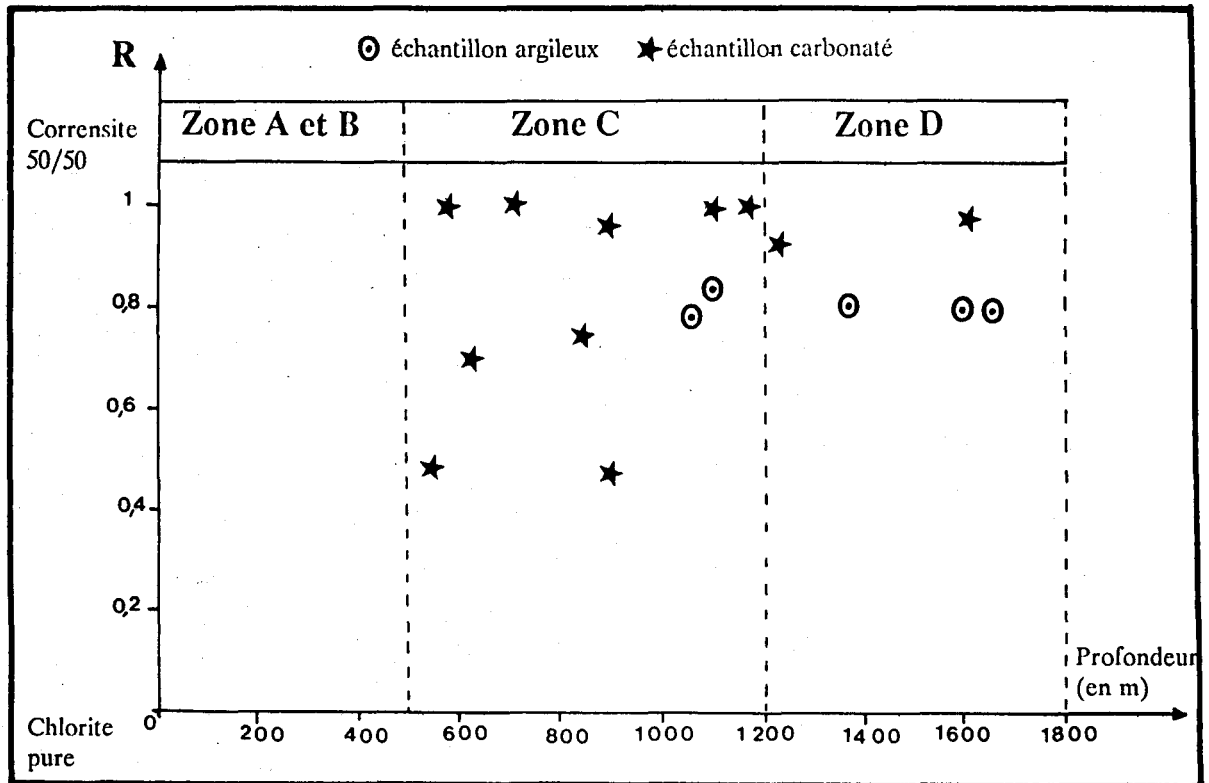


Fig. 49: Variation du rapport R en fonction de la profondeur.

En conclusion, la composition des interstratifiés apparaît en partie liée aux faciès. Ceci est particulièrement net dans la partie supérieure de la coupe dans laquelle l'alternance des niveaux argileux-gypseux et des niveaux dolomitiques correspond à une alternance de la composition des minéraux interstratifiés: corrensite dominante dans les carbonates et vermiculite/smectite dominant dans les argiles. Dans la partie inférieure de la coupe, seule la corrensite existe, cependant celle-ci présente apparemment une composition différente selon les niveaux carbonatés ou argileux.

### c- ORIGINE

Comme pour tous les autres minéraux argileux, la corrensite peut résulter des trois mécanismes de mise en place des argiles: héritage, néoformation et transformation. Au niveau d'Afensou, elle résulterait donc d'un ou plusieurs de ces mécanismes. On va donc passer successivement en revue les 3 cas de figures.

#### 1°cas: héritage

Cette hypothèse suppose l'existence de sources pourvoyeuses de corrensite soit par désagrégation mécanique (au niveau des roches) soit par altération chimique (au niveau des sols). Or, compte tenu de la distribution des interstratifiés en général et de la corrensite en particulier au niveau d'Afensou, il est très peu probable de considérer ces minéraux comme des argiles héritées pour les raisons suivantes:

1) elle se présente avec des quantités considérables à certains niveaux (jusqu'à 75%) alors que c'est un minéral argileux peu commun dans les roches et les sols.

2) son étendue est très limitée; on la trouve exclusivement dans le bassin d'Erguita. Vers l'Ouest, au niveau du bassin d'Agadir elle est inexistante.

3) enfin, elle se développe en relation avec la lithologie, puisqu'elle apparaît exclusivement dans les faciès évaporitiques.

Ceci montre que l'on ne se trouve pas en présence d'un héritage, mais plutôt de minéraux formés in situ. Il reste à savoir si la genèse de ces minéraux est le résultat d'une néoformation (précipitation à partir de solutions concentrées) ou d'une transformation à partir d'un autre minéral. Ce sont deux possibilités envisageables aussi bien l'une que l'autre.

#### 2°cas: néoformation

"Selon les conditions géochimiques qui règnent dans le milieu évaporitique, tous les minéraux argileux peuvent résulter d'une néoformation à partir des solutions" (Trauth, 1977). On peut donc éventuellement expliquer la néoformation de la corrensite par la présence de magnésium dans les roches carbonatées. Peterson (1961) a défini trois associations possibles (paragenèse) pour la corrensite toujours dans le cas de la néoformation:

dolomite - corrensite

dolomite - calcite - corrensite

calcite - corrensite

Au niveau de la coupe d'Afensou, on rencontre un quatrième type, en plus des associations précédemment décrites: c'est l'association corrensite-gypse. Cependant si la possibilité de la néoformation doit être envisagée pour expliquer la formation de ces minéraux, le problème se pose:

1) au niveau des interstratifiés irréguliers, puisque la néoformation donne par croissance des cristaux, des minéraux réguliers équilibrés, stables avec le milieu de genèse plutôt que des édifices irréguliers et instables (Lucas, 1962; Trauth, 1977).

2) au niveau de la détermination des facteurs permettant l'association de la corrensite à des niveaux carbonatés et les vermiculite/smectite aux niveaux argileux.

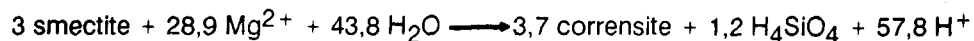
### 3° cas: transformation

L'organisation des cortèges argileux au niveau d'Afensou, notamment au Cénomaniens et au Sénonien, ainsi que la comparaison avec les autres coupes du secteur permet de penser que les interstratifiés vermiculite/smectite et corrensite se développeraient plutôt par transformation des smectites.

Au niveau des 8 coupes étudiées de part et d'autre du Haut Atlas, en particulier la zone Sud atlasique, les argiles sont dominées, au Sénonien et au Cénomaniens, par des smectites. Ces smectites sont associées, en quantité variable selon la position proximale ou distale des coupes, à des argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite).

Au sein des coupes d'Afensou et de Tafinegoult elles-mêmes, les interstratifiés réguliers vermiculite/smectite et corrensite coexistent très rarement avec la smectite, ils apparaissent quand disparaît cette dernière. Ils sont associés respectivement aux argiles gypseuses et carbonates. Le pourcentage des interstratifications des smectites, déterminé par la méthode de Reynolds, varie selon les niveaux; ce qui peut être attribué à des évolutions (transformations) plus au moins avancées des smectites.

La formation de la corrensite dépend du pH et de l'activité du Mg dans le milieu de sédimentation ou de diagenèse (Grim *et al.*, 1960; April, 1981). Almon *et al.* (1976) estiment qu'elle se forme dans des conditions de pH compris entre 7,5 et 8,8 et un rapport Mg/Ca compris entre 10 et 50. En se basant sur les valeurs thermodynamiques calculées par la méthode de Tardy et Garrels (1974); Weaver et Beck (1977) suggèrent que la transformation de smectite en corrensite, sous les conditions précédemment décrites, se fait selon la réaction suivante:



### 4°) conclusion

Il semble que le mécanisme de transformation à partir des smectites soit le plus favorable pour expliquer la formation des interstratifiés de la coupe d'Afensou. Le problème qui reste posé est de savoir si la transformation a lieu dans le milieu de sédimentation au moment du dépôt (transformation synsédimentaire) ou bien pendant l'enfouissement après le dépôt (transformation diagénétique). Ceci nous ramène à examiner la relation avec l'enfouissement d'une part et avec le faciès et le milieu de sédimentation d'autre part.

## d- MODE DE FORMATION

## d.1- Contrôle lithostatique

Avant de s'intéresser au mode de formation de ces interstratifiés en général et de la corrensite en particulier, on va d'abord examiner les conditions thermodynamiques aux quelles ils sont soumis.

Au niveau du secteur d'Erguita, comme dans toutes les parties du Golfe atlasique, le bassin a subi une subsidence dont la vitesse importante au Jurassique supérieur et au Crétacé Inférieur a considérablement diminué par la suite. Jusqu'au Turonien, l'évolution géologique (sédimentaire et tectonique) du bassin du Golfe atlasique est uniforme, avec diminution de l'épaisseur des séries de l'Ouest vers l'Est (Wurster et Stets, 1982). Au Sénonien, dans la région d'Afensou, se développe une série sédimentaire très épaisse par rapport aux autres régions du Golfe. Il s'agit donc d'une subsidence locale du bassin au Sénonien (Ambroggi, 1963; Duffaud *et al.*, 1971) (Fig.50). La série sédimentaire d'environ 1100 m, surmontée d'un Eocène calcaire ( 80 m ), est principalement constituée par des formations évaporitiques en particulier de calcaires dolomitiques, dolomies, argillites, gypse et quelques niveaux gréseux. Les niveaux de gypse, allant parfois, jusqu'à 2 m d'épaisseur y sont fréquents.

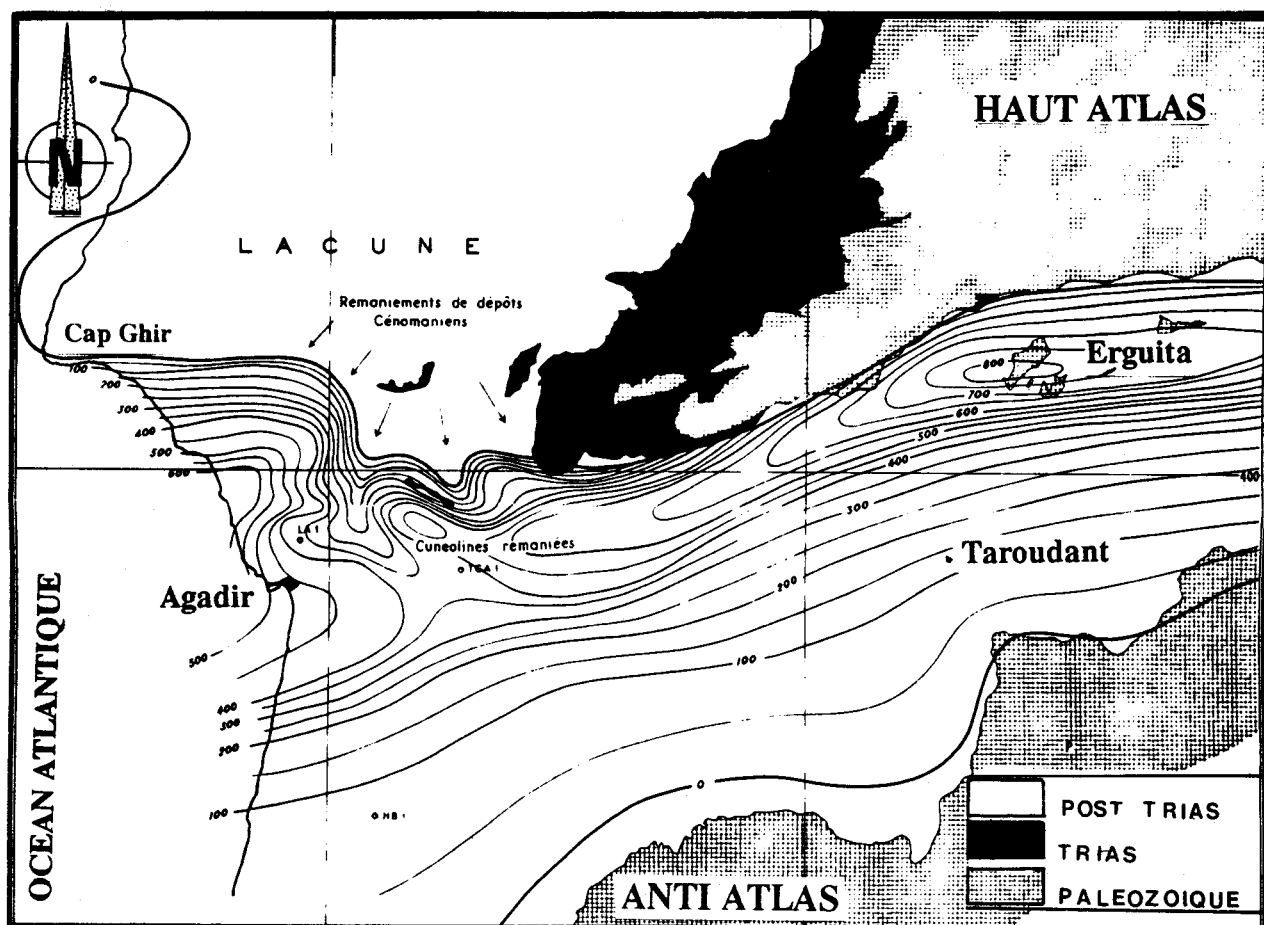


Fig. 50: Carte paléogéographique du Sénonien (d'après Duffaud *et al.*, 1971; modifiée).

Si des hiatus sédimentaires existent dans la région depuis l'Oligocène, il ne semble pas s'y être produit de phase d'émersion suivie par l'érosion des reliefs. D'une part le retrait de la mer s'est effectué juste après l'Eocène, d'autre part au Tertiaire on décrit dans la région un régime compressif d'âge post Eocène et anté Mio-pliocène responsable de la surrection du Haut Atlas (Froitzheim et al., 1988). Ce raccourcissement peut être lié au mouvement rotationnel de l'Afrique par rapport à l'Eurasie (Amghar, 1989). Dans toute la région du Haut Atlas occidental, l'Eocène ne dépasse pas 150 m. L'enfouissement des sédiments n'a probablement jamais été beaucoup plus important qu'à l'heure actuelle. D'autre part, aucune influence magmatique n'a été décrite dans la région du Haut Atlas occidental depuis les coulées basaltiques du Trias et du Dogger (Amghar, 1989).

Du point de vue minéralogique, la persistance toute au long de la coupe de minéraux parmi les plus sensibles aux transformations diagénétiques, vient confirmer le rôle modeste joué par la pression et la température sur la formation de la corrensite de la série crétacé d'Afensou. Il s'agit;

- 1) de la présence de smectite tout au long de la coupe. Au niveau du Turonien et Sénonien, elle atteint des quantités importantes (jusqu'à 75 %) et apparaît en alternance avec les vermiculite/smectite réguliers et la corrensite. Dans la zone D, elle apparaît par à-coups en faibles proportions.
- 2) de la présence d'argiles fibreuses, minéraux que l'on trouve rarement dans les séries très enfouies. Ce sont des minéraux sensibles aux transformations sous l'influence de pression et température à cause de leur structure. Ils apparaissent en alternance avec la corrensite essentiellement au Turonien et la base du Sénonien. Dans les échantillons T85 et T86 correspondant à la base du Coniacien, la palygorskite est associée respectivement à la corrensite et au vermiculite/smectite réguliers (Fig.51). De telles associations sont rarement signalées dans les formations sédimentaires.

Le rôle de l'enfouissement, aussi faible soit-il ne peut pas être négligeable. La zonalité verticale des minéraux interstratifiés depuis le Maastrichtien semble en partie liée à l'enfouissement lithostatique (Fig.44). Son influence est particulièrement évidente à partir du Cénomaniens où la corrensite est caractérisée par sa composition (50/50) et sa meilleure cristallinité dans les niveaux carbonatés. Dans les niveaux argilo-marneux à gypse, les interstratifiés vermiculite/smectite réguliers sont remplacés par la corrensite. Cependant, le degré de cristallisation de cette dernière est plus faible que dans les niveaux carbonatés. Au Cénomaniens (1100 - 1200 m), on note déjà une association de vermiculite/smectite réguliers à la corrensite au niveau des argillites. Les interstratifiés vermiculite/smectite évoluent donc en profondeur pour aboutir à la corrensite, ils constituent par conséquent un stade précurseur de cette dernière (Fig.52). Cependant, à la même profondeur, la corrensite résultant de cette transformation est beaucoup moins évoluée que la corrensite des niveaux carbonatés.

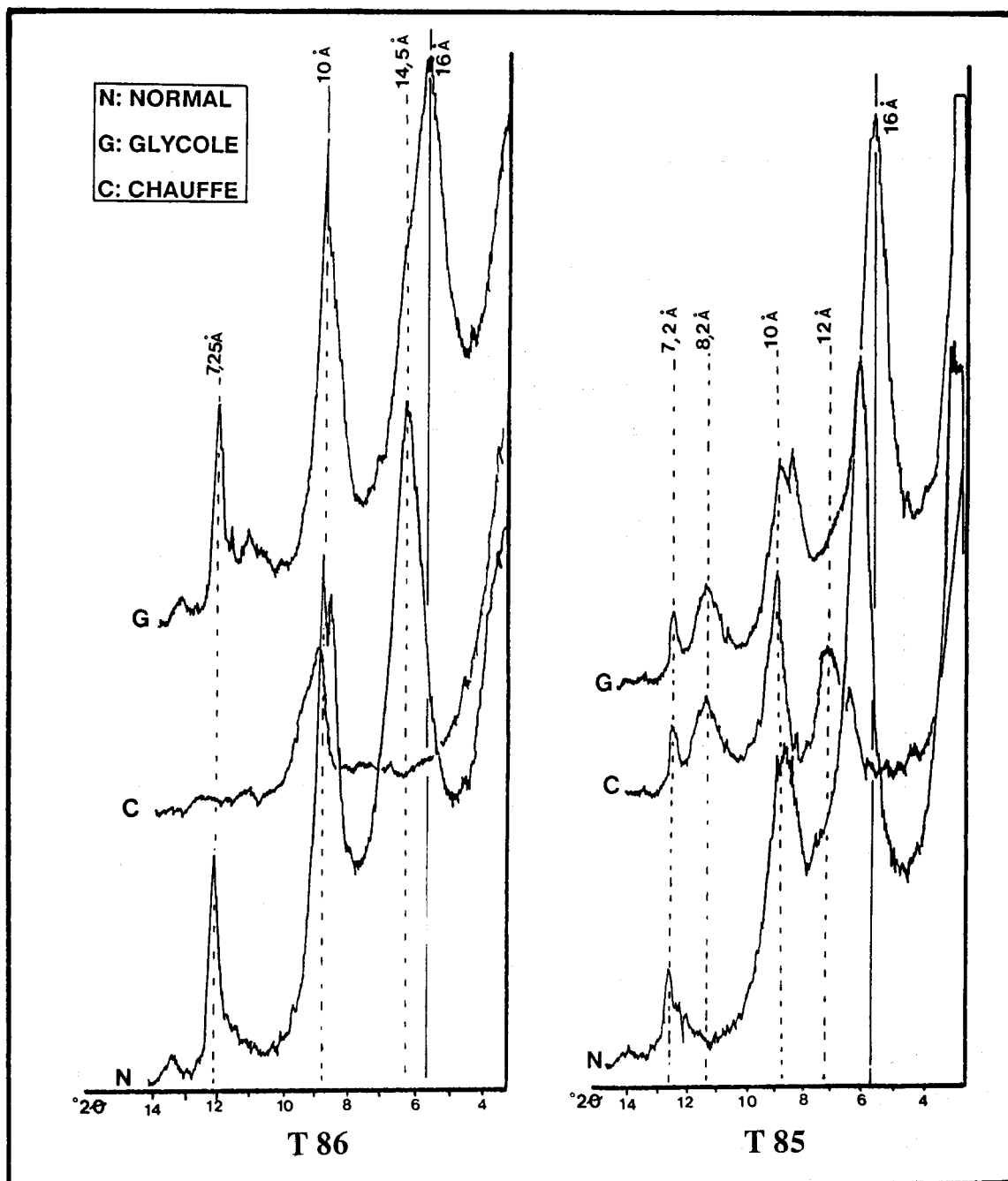


Fig. 51: Diffractogrammes de rayons X représentant l'association palygorskite/corrensite (T 85) et palygorskite/ (vermiculite-smectite) régulier (T 86)

Si l'enfouissement était plus important de ce qu'il est à Afensou, l'évolution pourrait aboutir à des chlorites magnésiennes (Dunoyer de Segonzac, 1969; Ahn et Peacor, 1985). Dans certains niveaux argileux particuliers (exemple: marnes chocolats du Kimméridgien inférieur du bassin d'Agadir), la vermiculite remplace la chlorite dans la diagenèse d'enfouissement. Les interstratifiés vermiculite-smectite réguliers aboutiraient directement à la vermiculite au lieu de la corrensite.

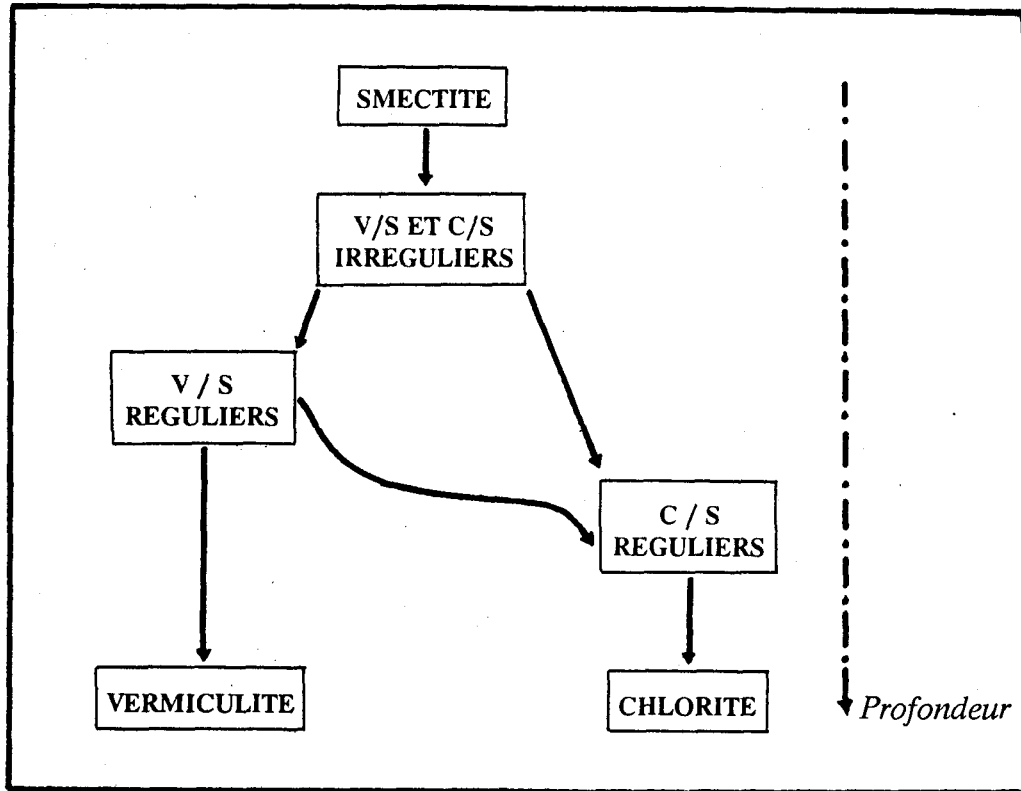


Fig. 52: Schéma d'évolution des interstratifiés relatif à l'enfouissement lithostatique.

En conclusion, les interstratifiés réguliers vermiculite/smectite et la corrensite de la région d'Afensou n'ont probablement jamais été beaucoup plus enfouis de ce qu'ils le sont actuellement. Ce sont donc des minéraux qui ne nécessitent pas des conditions élevées de pression et de température pour leur formation et que l'on peut trouver dans des séries relativement superficielles (à partir de 420 m pour vermiculite/smectite réguliers et à partir de 540 m pour la corrensite). Cependant, malgré la faible importance de l'enfouissement, l'évolution verticale des interstratifiés en général et de la corrensite en particulier suggère une influence non négligeable de ce dernier.

#### d.2- Influence du milieu de sédimentation

L'influence de l'enfouissement ne permet pas d'expliquer à lui seul la formation de ces interstratifiés. Le problème se pose plus particulièrement au niveau du Santonien (700 - 800 m) où l'on retrouve des interstratifiés irréguliers. D'autre part, la persistance de la smectite au niveau du Turonien et à certains niveaux du Sénonien suggère l'influence d'un autre facteur.



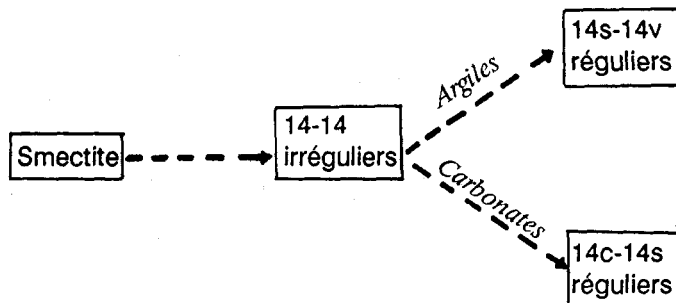
Au Turonien une transgression importante a été décrite dans la région. La fraction argileuse dominée par la smectite et la palygorskite est probablement d'origine détritique (voir paragraphe suivant). L'augmentation du niveau des eaux ne permet pas le confinement nécessaire au piégeage d'une quantité suffisante de Mg dans le milieu. La transformation des smectites ne se fait donc pas.

Du Coniacien au Campanien, bien que le caractère des dépôts soit dans l'ensemble régressif, on remarque aussi quelques progressions marines provenant de l'Atlantique. La variation de la tranche d'eau dans le lagon par suite de l'évaporation et du confinement entraîne des concentrations de magnésium différentes selon les niveaux. La variabilité des assemblages argileux correspondrait donc à différents degrés d'évolution de la smectite. Une transgression plus forte au cours du Santonien (700-800 m de profondeur) a conduit, dans la région à des conditions marines (Brix, 1981; Wellpott, 1988). Les interstratifiés irréguliers associés à ce niveau résulteraient d'une transformation incomplète de la smectite en corrensite par manque de Mg.

Les faciès sont constitués essentiellement d'argiles gypseuses et de dolomies. Ces dolomies sont finement cristallisées et présentent une porosité pratiquement nulle. On peut donc difficilement imaginer des circulations d'eau interstitielles durant l'enfouissement. Le Mg contenu dans les sédiments correspondrait à celui du milieu de sédimentation. La transformation des smectites pourraient donc éventuellement prendre naissance dans le milieu de sédimentation ou pendant la diagenèse précoce. Cette hypothèse a déjà été avancée par plusieurs auteurs (Grim *et al.*, 1960; Lucas et Ataman, 1968; Dunoyer de Segonzac, 1969; Almon *et al.*, 1976; Weaver et Beck, 1977; April, 1981).

Au niveau du Maastrichtien, seuls les interstratifiés irréguliers 14/14 se développent. Ceci est probablement du en partie au fait que les sédiments sont constitués par un fond gréso-phosphaté qui témoigne d'un apport continental. La teneur en Mg serait faible pour transformer la smectite en corrensite.

On peut donc considérer que les minéraux interstratifiés irréguliers représentent un stade intermédiaire de l'évolution (transformation) de smectite en corrensite ou en vermiculite/smectite réguliers selon les niveaux. Le cortège minéralogique initial serait donc constitué de smectites dont l'origine sera discutée ultérieurement. Selon la concentration du Mg du milieu, ces smectites restent stables ou évoluent. Si la teneur en Mg du milieu est faible ces smectites restent stables (c'est le cas d'une élévation du niveau de la mer ou d'un apport continental important). Par contre si la concentration du Mg est importante (évaporation et confinement), on assiste progressivement à l'évolution des smectites selon le schéma suivant.



La détermination quantitative des interstratifiés irréguliers 14/14 n'est pas toujours facile, mais il semblerait que les vermiculite/smectite soient associés plutôt aux argiles qu'aux carbonates, on aura donc le schéma d'évolution suivant (Fig.53).

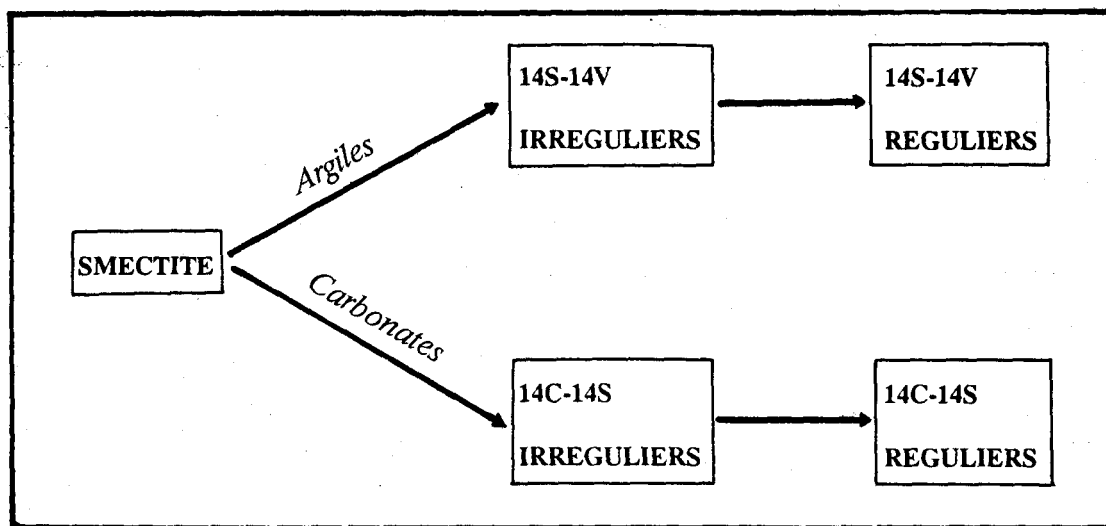


Fig.53: Schéma d'évolution des interstratifiés en fonction du milieu de sédimentation.

Le problème qui reste posé est celui des mécanismes qui contrôlent le développement des interstratifiés vermiculite/smectite préférentiellement dans les niveaux argileux gypseux et des chlorite/smectite dans les niveaux dolomitiques. L'un des facteurs qui peut être mis en cause est la différence de concentration du magnésium dans le milieu. La précipitation du gypse élève le rapport Mg/Ca ce qui entraîne la précipitation des dolomies (Muller et Irion, 1969; Trauth, 1977; Purser, 1980).

#### e- COMPARAISON AVEC LES TRAVAUX ANCIENS

Lucas (1962), en étudiant le Trias du Maroc montre que le cortège argileux s'organise selon deux "provinces", la province côtière (Méséta) et la province montagnaise (domaine atlasique). La première zone est caractérisée par la présence de minéraux interstratifiés 14/14 réguliers ou non dont la corrensite, et de minéraux fibreux (sépiolite et palygorskite). Quand à la deuxième zone, les minéraux fibreux ont disparu et les minéraux phylliteux sont des minéraux simples et bien cristallisés: chlorite et illite (Bencheikroun, 1985). L'interprétation de ces données peut se faire à la manière suivante:

- le domaine mésétien constitue une zone stable depuis les mouvements hercyniens (Michard, 1976; Wurster et Stets, 1982). Les sédiments mésozoïques couvrent localement le Paléozoïque déformé. La faible épaisseur résulte du paléorelief formé par la Méséta à cet époque. Le Trias de cette région est donc très peu enfoui ce qui s'accorde avec la persistance des argiles fibreuses. Une fois encore le rôle de l'enfouissement paraît secondaire.

- dans le domaine atlasique, le Trias a été très enfoui (jusqu'à 5000 m au couloir d'Argana (Tixeront, 1973; Brown, 1980)), d'où la présence d'une chlorite bien cristallisée qui résulterait en partie de l'évolution de la corrensite.

Lucas et Ataman (1968), ont montré que l'agradation des interstratifiés 14-14 dans le Trias du Jura est plus poussée en haut de la série qu'à la base, bien que la série soit enfouie à plus de 2000 m d'épaisseur. Or le confinement progressif du bassin triasique s'est traduit à l'époque du dépôt par le piégeage des solutions de plus en plus concentrées (Dunoyer de Segonzac, 1969).

Robert (1982) montre aussi que la corrensite peut se former à des profondeurs relativement faibles (1000 m) dans le Cénomaniens du bassin du Congo, associée à des faciès dolomitiques ainsi qu'à des niveaux gréseux intercalés.

#### f- CONCLUSION

La corrensite résulterait donc de la transformation diagénétique des smectites. Pour la plupart des auteurs, les interstratifiés irréguliers représentent des étapes intermédiaires dans les transformations des minéraux argileux. Les interstratifiés 14/14 irréguliers de la coupe d'Afensou pourraient donc être considérés comme des étapes intermédiaires de la transformation de la smectite en vermiculite/smectite ou en corrensite. L'influence respective de l'enfouissement et du milieu de sédimentation dans l'évolution globale des interstratifiés en général et de la corrensite en particulier de la région d'Afensou est résumée dans le schéma suivant (Fig.54).

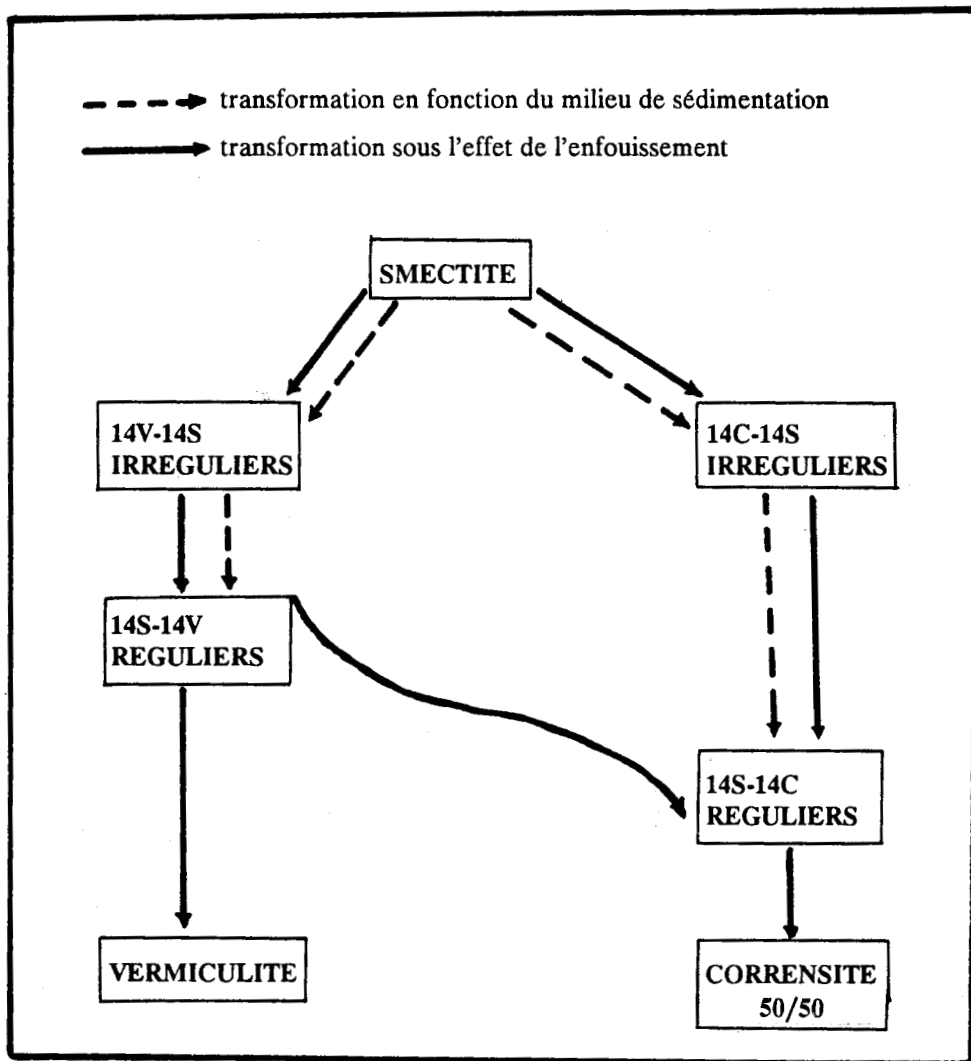


Fig.54: Schéma général d'évolution des interstratifiés dans la coupe d'Afensou.

Ces différents minéraux représentent donc un état d'équilibre de l'argile par rapport aux caractéristiques du milieu magnésien environnant d'une part et de l'épaisseur des sédiments sus-jacents d'autre part.

En résumé, cette étude apporte une approche nouvelle sur l'origine de la corrensite. Aussi bien la coupe d'Afensou que les autres exemples cités montrent qu'elle peut prendre naissance dans des conditions d'enfouissement peu importantes. Il est donc vraisemblable que les agrandissements de faciès sursalés, conduisant à des interstratifiés de type corrensite se sont amorcées dans le milieu de sédimentation ou de diagenèse précoce, et poursuivies au cours de la diagenèse d'enfouissement. Le domaine de stabilité est plus important dans le milieu à fort enfouissement qu'en surface. Pour cela, la corrensite n'a jamais été décrite dans les sédiments récents en condition de surface.

## 2- HERITAGE ET PALEOENVIRONNEMENT

### **a- Au Jurassique supérieur-Cénomaniens p.p.:**

La région d'Erguïta, comme l'ensemble du bassin du Haut Atlas occidental, est soumise à un régime distensif résultant de l'ouverture Atlantique associée à la formation et à l'évolution du bassin du Golfe atlasique. La distension et la fracturation provoque le basculement de blocs structuraux, accroît les pentes et permet la formation de bassins piègeant les sédiments issus des bordures du graben (Van Houten, 1977; Brown, 1980). Ainsi se dessine l'hypothèse d'une morphologie continentale jeune soumise à la tectonique.

Durant les périodes de régressions (Hauterivien, Barrémien et Cénomaniens p.p.), le matériel détritico continental alimentant le bassin sous forme de cônes fluviaux et de deltas progradants (Wurster et Stets, 1982), provient des domaines adjacents (Anti Atlas et Haut Atlas central). L'importance de l'illite à ce niveau, aussi bien dans la coupe d'Afensou que dans la coupe de Tafinegoult, résulterait donc en grande partie de l'érosion mécanique active des bassins versants.

A la suite de l'élévation du niveau de la mer, l'Atlantique a envahi le bassin, ainsi des évaporites prennent naissance dans les dépressions peu profondes (Thompson, 1976; Le Pichon *et al.*, 1977). C'est le cas du Jurassique supérieur et de l'Aptien-Albien. L'apparition par à-coups de la corrensite au niveau d'Afensou correspondrait initialement à des smectites qui se sont développées en milieu magnésien. La persistance de smectite dans certains niveaux du Crétacé inférieur d'Afensou et de Tafinegoult, notamment à la fin de la période transgressive (Aptien-Albien) confirme cette hypothèse.

Toutefois, l'importance des apports en illite durant toute la période comprise entre le Jurassique supérieur et le Cénomaniens p.p. suggère une érosion active résultant d'une instabilité tectonique des reliefs voisins par suite de la subsidence accentuée du bassin.

### **b- Dans la partie supérieure du Cénomaniens:**

Les sédiments constitués de dolomies et d'argiles gypseuses, ont pris naissance dans un milieu lagunaire soumis à l'évaporation et au confinement. Sous de telles conditions, la formation de smectites est favorisée (Millot, 1970; Weaver et Beck, 1977; Dyni, 1976; Trauth, 1977; April, 1981). La corrensite et les interstratifiés réguliers vermiculite/smectite au niveau d'Afensou correspondraient initialement, comme au niveau de la zone D, à des smectites magnésiennes néoformées dans des milieux évaporitiques. Cependant la diminution de la proportion de l'illite indique un début de stabilisation des reliefs et une diminution de la subsidence. Le caractère lagunaire du Cénomaniens est plus marqué vers l'Est (Tafinegoult et Aoulouz) où les argiles fibreuses prennent une place de plus en plus importante.

### c- Au niveau de la barre turonienne

Elle correspond au Cénomanién terminal/Turonien. La fraction argileuse est dominée par la smectite et la palygorskite. La smectite, dominante au niveau de la partie profonde du bassin (Afensou) diminue vers l'Est au profit des argiles fibreuses. Avant de nous intéresser aux processus de mise en place de ce cortège argileux, il convient de passer en revue les principaux mécanismes intervenant dans la mise en place des argiles fibreuses.

D'après les études qui ont été faites sur ce propos, plusieurs mécanismes ont permis d'expliquer les sédiments à palygorskites et à sépiolites (Fig.55):

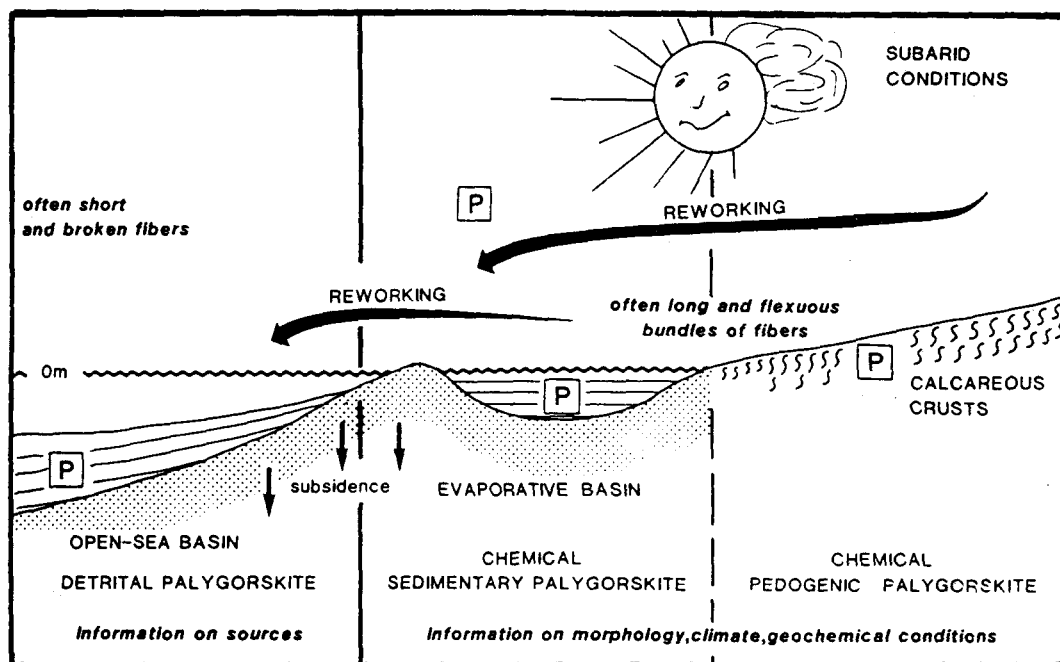


Fig. 55: Principaux milieux de formation des argiles fibreuses (in Chamley, 1989).

- néoformation dans une série chimique basique (Galan et Ferrero, 1982; Galan et Castillo, 1984; Hay et Stoessel, 1984).

- néoformation dans des sols calcimorphes (Singer, 1984; Shadfan et Dixon, 1984; Pascal *et al.*, 1989), elle est présente actuellement dans des croûtes calcaires pédologiques des zones tropicales (Nahon, 1976), mais en faible proportion.

- transformation à partir de smectites: l'étude du sondage de Roussan (Trauth, 1974) montre que les smectites subissent des modifications de structures, au voisinage des zones à palygorskites. Ces zones sont des lagunes caractérisées par une très faible profondeur d'eau, sous un climat chaud ayant une tendance à l'aridité. Le microscope électronique a mis en évidence la naissance de fibres de palygorskites à partir de particules de smectites.

- héritage à partir de roches sédimentaires à palygorskites, et ceci dans un climat aride (Heezen *et al.*, 1965; Estoule *et al.*, 1970; Accarie et Deconinck, 1989).

- origine volcanique et hydrothermale, les argiles fibreuses peuvent se développer dans les fissures de matériel volcanique basique. Ce sont des produits de néoformation formés sous l'influence des fluides volcaniques et hydrothermaux (Hoffert *et al.*, 1975; Couture, 1977; Karpoff *et al.*, 1989).

Dans le cas qui nous intéresse, lors du dépôt de la palygorskite, une transgression importante a eu lieu dans toute la région. Elle a permis le développement de conditions de sédimentation assez profondes au niveau d'Afensou. Cette transgression marine, en provoquant la submersion de régions côtières, favorise le développement des bassins confinés semi-clos dans lesquels la genèse de palygorskites et de smectites peut avoir lieu.

En effet, au niveau d'Aoulouz (bordure orientale du bassin), le faciès constituant la barre turonienne est formé de dolomies calcaires sur lesquelles l'influence continentale est très marquée. Les observations au microscope électronique à balayage révèlent que les argiles fibreuses présentent une structure caractéristique d'une authigénèse (planche I, A et B). Elles résulteraient d'une précipitation à partir de solutions concentrées en Mg. Au microscope électronique à transmission, on remarque nettement la différence entre les argiles fibreuses d'Aoulouz (Planche I-D) et celle d'Afensou (Planche I-C). Les fibres sont très allongées et regroupées en amas dans le premier cas, alors qu'elles sont trapues et séparées dans le second. Au niveau de la partie profonde du bassin elles reflètent une structure hydrodynamique résultant de la fragmentation de fibres plus allongées par suite du transport. Cette explication semble valable pour les smectites floconneuses qui se présentent sous une plus grande taille au niveau d'Aoulouz qu'au niveau d'Afensou.

Enfin au niveau de Tafinegoult, on retrouve les mêmes assemblages argileux associés à des kaolinites probablement d'origine authigénique.

En résumé, le cortège argileux associé au faciès turonien de la région d'Afensou est donc certainement remanié depuis les bordures (région d'Aoulouz), où il s'est formé à la faveur de climats chauds et à humidité saisonnière contrastée.

#### **d- Du Coniacien au Campanien;**

L'illite, la smectite et les interstratifiés constituent l'essentiel de la fraction argileuse. Après la transgression turonienne, la baisse globale des eaux à la base du Coniacien permet le développement de conditions lagunaires similaires à celles qui régnaient au Cénomaniens supérieur d'Afensou et favorables à la néoformation de smectites magnésiennes. En effet, dans un niveau du Campanien où la smectite persiste, l'analyse thermique différentielle ne montre pas de pic endothermique important entre 500 et 700 °C. Il s'agit vraisemblablement par conséquent de smectite trioctaédrique. D'autre part, on n'observe pas de pic endothermique vers 900 °C, il s'agirait probablement d'une stevensite (Chantret *et al.*, 1971, Caillère *et al.*, 1982) (Fig.56).

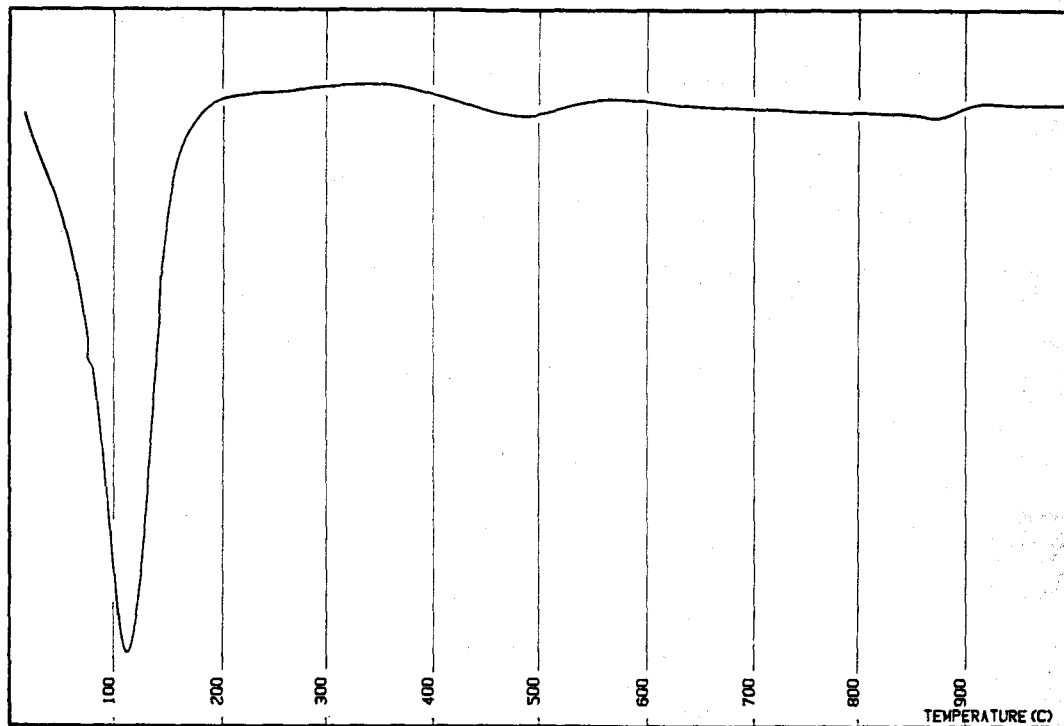


Fig. 56: Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite trioctaédrique (Campanien d'Afensou).

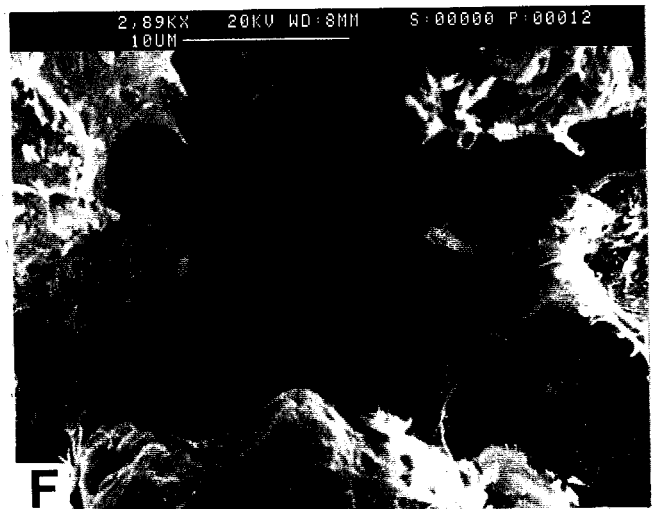
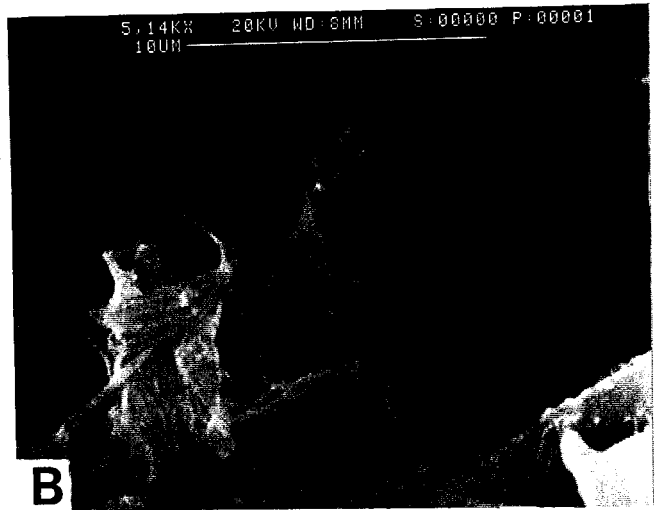
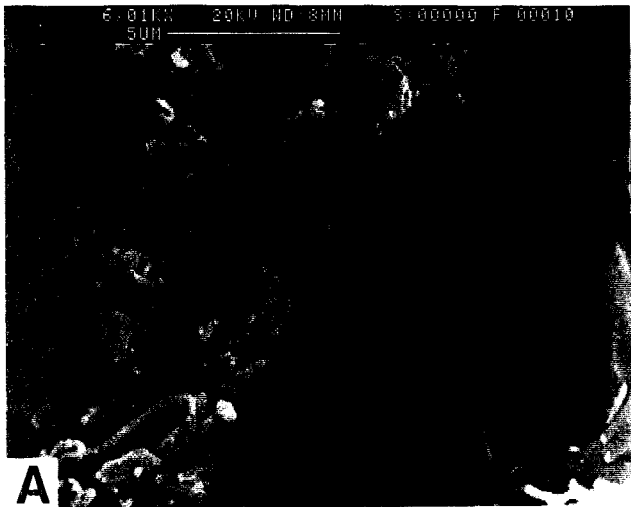
Le même assemblage argileux est rencontré au niveau de Tafinegoult. Cependant, au niveau d'Aoulouz où la sédimentation est quasiment continentale à base d'argiles sableuses et d'encroûtement calcaires, les palygorskites semblent avoir pris naissance dans des sols calcimorphes. La kaolinite associée à un niveau gréseux est probablement d'origine secondaire, ayant pris naissance par suite de circulations de fluides en milieu poreux.

#### e- Au Maastrichtien:

L'accroissement important de l'illite ainsi que la tendance gréseuse des sédiments montrent l'importance grandissante de l'érosion qui entraîne sur les lieux de sédimentation des éléments issus des roches. Des morceaux de schistes provenant du massif ancien du Haut Atlas ont été décrits dans les grès de base du Maastrichtien (Roch, 1950; Ambroggi, 1963). Il semblerait donc qu'au cours du Crétacé terminal, le basculement tectonique de blocs en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Nord (phénomène déjà décrit au niveau de la coupe d'Agadir) soit venu modifier les paysages (Berggren et Hollister, 1977; Chamley et Robert, 1979). L'apparition des argiles fibreuses au sommet de la série traduit toutefois certaines conditions de confinement nécessaire à la formation de ces minéraux. De plus l'intercalation de niveaux phosphatés confirme l'installation de telles conditions (Slansky, 1980).

**Planche I: A et B** - Palygorskites résultant d'une authigenèse; échantillons prélevés au Turonien d'Aoulouz (*Photo. MEB*). **C** - Palygorskites (P) du Turonien d'Afensou; les fibres sont trapues, associées à des smectites (S) et à des illites (I) (*Photo. MET*). **D** - Palygorskites (P) du Turonien d'Aoulouz; les fibres sont très allongées et regroupées en amas, elles sont associées à des smectites floconneuses (S) (*Photo. MET*). **E et F** - Palygorskites authigéniques de l'Eocène d'Afensou; remarquer les fibres enchevêtrées formant un revêtement autour des grains (*Photo. MEB*).





#### f- A l'Eocène:

La série sédimentaire est constituée principalement de sédiments phosphatés à la base et calcaires au sommet. La série phosphatée faisant suite à celle du Maastrichtien est caractérisée par un assemblage argileux à illite, smectite et palygorskite. On assisterait donc à des conditions paléogéographiques analogues à celle de la fin du Crétacé.

Le changement du point de vue minéralogique coïncide avec la disparition des phosphates. Le passage au faciès calcaire se traduit par la dominance des argiles fibreuses (jusqu'à 100 % de palygorskite). L'observation au microscope électronique à balayage montre qu'elles se présentent sous forme de fibres allongées enchevêtrées constituant un revêtement autour des éléments figurés (planche I, E et F). Ces structures reflètent une origine authigénique des palygorskites. Elles résulteraient de la précipitation à partir de solutions riches en magnésium.

A l'époque Maastrichtien-Eocène les conditions paléogéographiques et paléoclimatiques sont particulièrement favorables à l'établissement d'un piège géochimique sur la marge atlantique de l'Afrique (Lucas et Prévot, 1975). Plusieurs auteurs ont reconnu la présence habituelle de smectite et de palygorskite dans les gisements de phosphate du Maroc (Capdecombe, 1952; Jeannette *et al.*, 1956-1959, Prévot *et al.*, 1971). Une association préférentielle phosphate-smectite et une exclusion phosphate-palygorskite a été décrite (Slansky, 1959; Lucas et Prévot, 1975; Lucas *et al.*, 1979). Ce problème plus détaillé sur le flanc Nord du Haut Atlas sera traité dans le chapitre suivant.

### III- CONCLUSIONS ET SYNTHÈSES PALEOGEOGRAPHIQUES

L'évolution minéralogique des argiles dans la zone atlasique méridionale permet de différencier deux domaines géographiquement distincts; le bassin d'Agadir à l'Ouest et le bassin d'Erguita à l'Est.

Le bassin d'Agadir correspond à la zone la plus profonde du bassin du Golfe atlasique. Il montre une évolution des cortèges minéralogiques argileux résultant d'une évolution typique d'une marge continentale sous climats chauds et hydrolysants (Fig.57). Au Jurassique supérieur, alors qu'on est encore aux premiers stades de l'ouverture atlantique, l'illite constitue pratiquement la totalité de la fraction argileuse. Elle témoigne d'une désagrégation mécanique active du substratum continental activement érodé. Au Crétacé inférieur et jusqu'à l'Albien, la présence de kaolinite associée à l'illite témoigne d'une diminution de l'érosion et du développement de sol sur des versants déclives, favorisant l'hydrolyse. Au Cénomaniens, la smectite remplace progressivement la kaolinite. Ce relais suggère à la fois une élévation du niveau de la mer et une évolution morphologique progressive des bassins versants. Cette évolution permet d'aboutir à des reliefs continentaux aplanis et stables permettant le développement de sols mal drainés et de bassins péri-marins propices à la genèse des smectites. Au Turonien et au Sénonien, l'abondance des silicifications témoigne d'une activité pédogénique importante. L'activité tectonique est donc pratiquement négligeable à l'exception de quelques subresauts au Crétacé terminal.

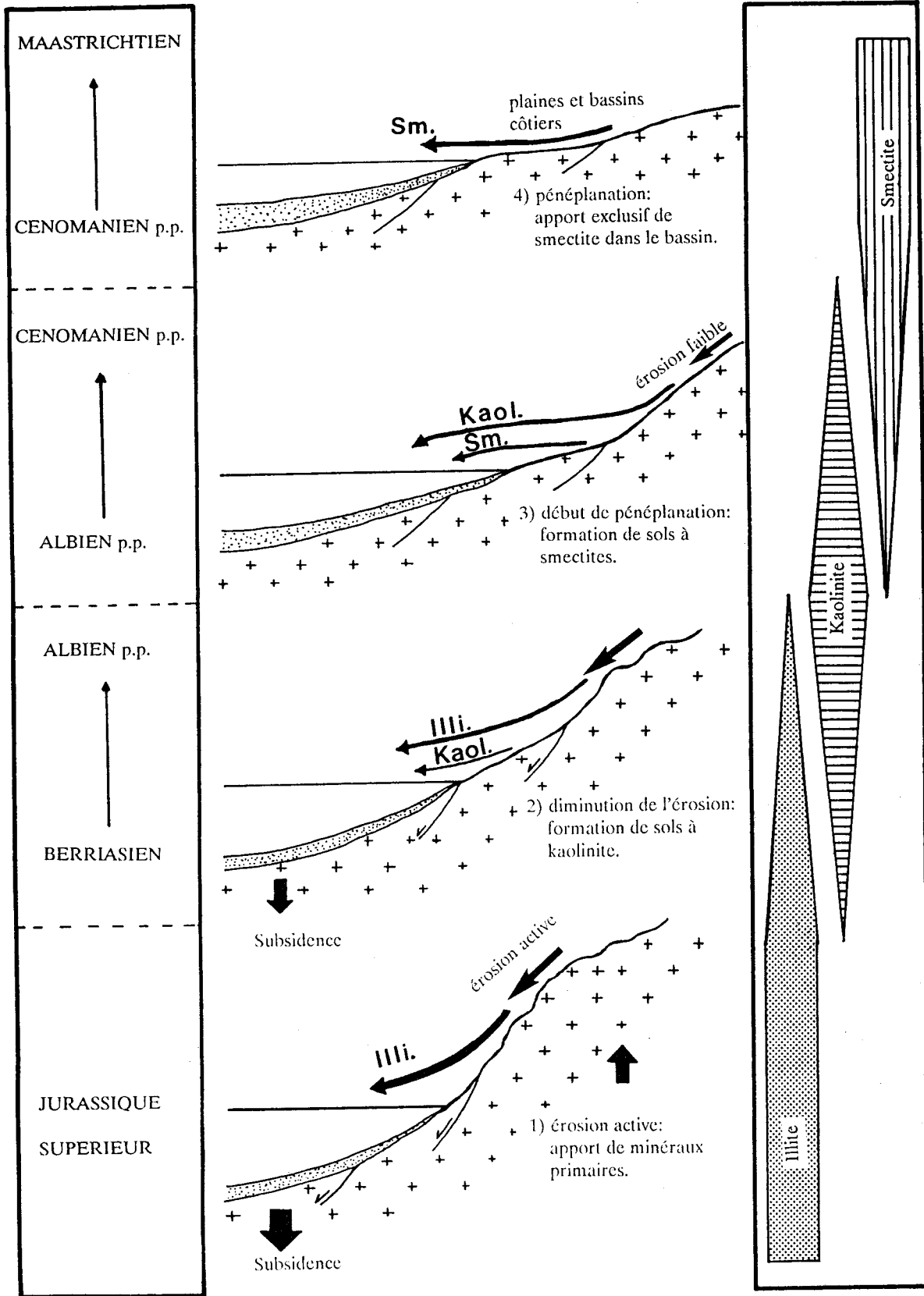


Fig. 57: Evolution morphologique de la marge continentale ouest marocaine au Jurassique supérieur-Crétacé (Bassin d'Agadir).

En plus de l'évolution morphologique de la marge continentale, les variations eustatiques influent directement ou indirectement sur l'évolution des cortèges minéralogiques argileux. Les fluctuations eustatiques d'ordre primaire (transgression cénomano-turonienne) peuvent induire des variations minéralogiques importantes et d'ordres qualitatifs. Par contre, les variations eustatiques du second ordre (Barrémien-Aptien) induisent des variations minéralogiques faibles et d'ordre quantitatif. Enfin, les mécanismes de sédimentation différentielle permettent d'expliquer les variations minéralogiques entre la partie distale (coupe d'Agadir) et la partie proximale du bassin (coupe d'Askouti).

Le bassin d'Erguïta représente l'extrémité orientale du bassin Sud atlasique. Contrairement au bassin d'Agadir, l'étude minéralogique ne montre pas d'évolution progressive de la morphologie continentale au Crétacé; cependant deux phases morphologiques peuvent être distinguées:





Jurassique supérieur-Cénomaniens p.p.; les argiles sont dominées par l'illite et les interstratifiés. Ils traduisent une activité tectonique importante. En effet, le bassin d'Erguïta bordé au Nord par la partie émergée du Haut Atlas et au sud par l'Anti Atlas subit une subsidence importante par suite de l'évolution du Golfe atlasique. Les apports détritiques proviennent donc principalement des deux massifs bordiers (Fig.58). A partir du Cénomaniens p.p. et pendant tout le Crétacé supérieur et l'Eocène, la subsidence du bassin devient pratiquement négligeable. Le bassin d'Erguïta à la manière d'un bras de mer (Roch, 1950), développe des sédiments évaporitiques dont les argiles sont constituées d'alternance de smectite, de corrensites et d'argiles fibreuses. L'illite, ubiquiste, témoigne de la présence constante de reliefs adjacents pourvoyeurs d'éléments détritiques (Fig.58).

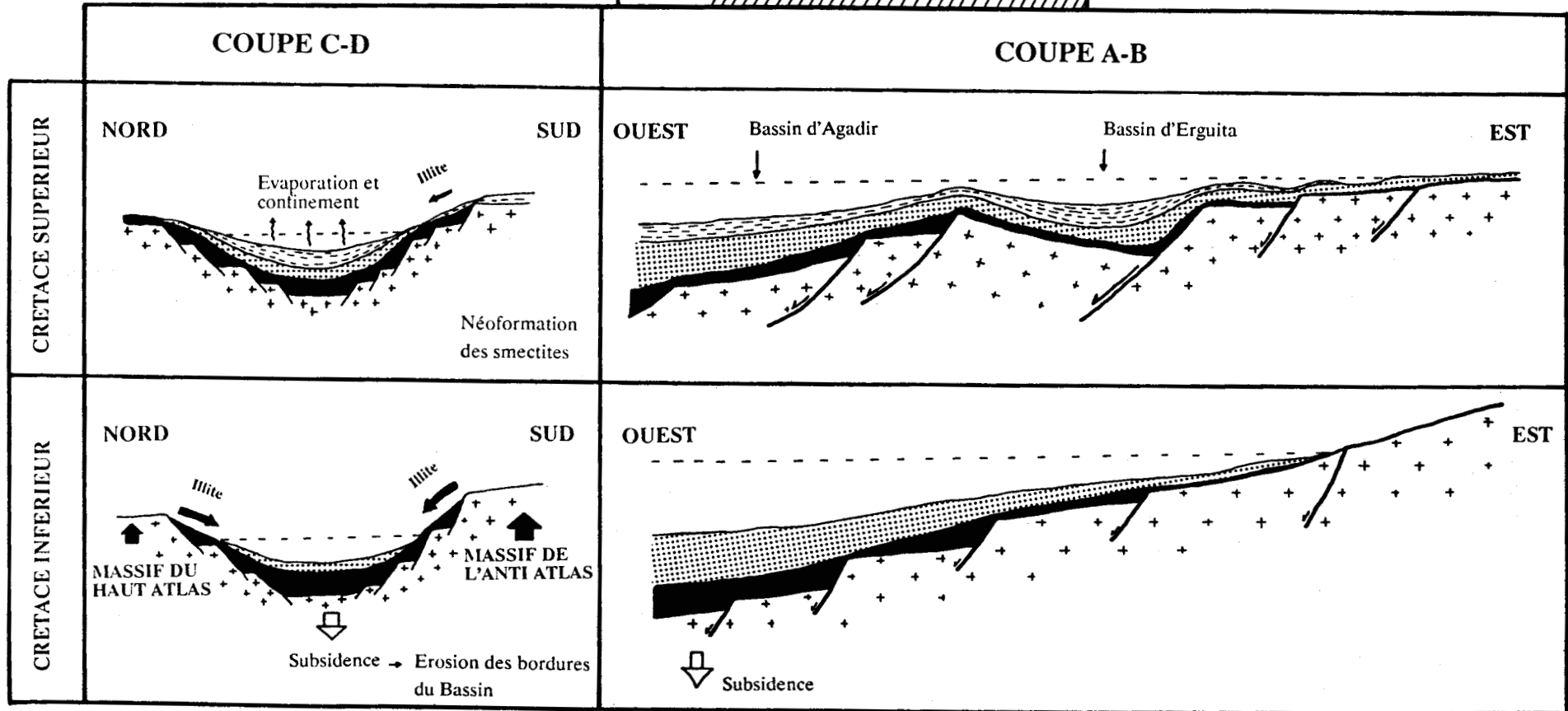
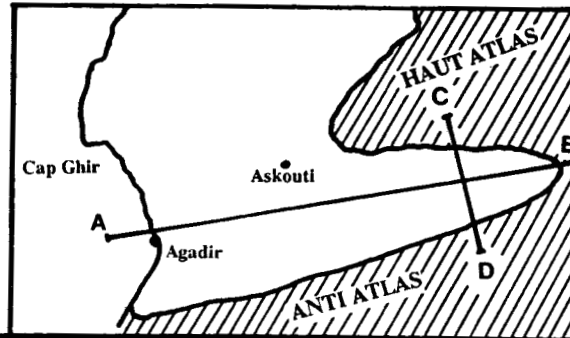
En se basant sur des arguments géologiques, Ambroggi (1963) montre que la séparation des deux bassins d'Erguïta et d'Agadir a lieu au Campanien. Ceci paraît probable dans la mesure où le Campanien et le Maastrichtien du bassin d'Erguïta présentent une épaisseur plus importante qu'à Agadir, alors que l'évolution générale montre une diminution de l'épaisseur des séries de l'Ouest vers l'Est. De plus au Maastrichtien, la sédimentation présente un caractère phosphaté dans le bassin de l'Erguïta, alors qu'au niveau d'Agadir on retrouve une abondance de silicifications.

La séparation des deux bassins peut être interprétée par la réactivation de failles anciennes de directions générales N-NE ayant pris naissance au moment de l'ouverture atlantique. Des linéaments structuraux de direction N-NE ont été, en effet décrits dans la région (Saadi, 1988). Le mouvement de ces failles entraîneraient le basculement de blocs tectoniques, l'exhaussement des fonds marins et par conséquent la séparation des deux bassins.

La subsidence au Campanien du bassin de l'Erguïta, en particulier de la région d'Afensou, peut s'expliquer par sa position au niveau de la partie effondrée du bloc (Fig.58).

**LEGENDE**

-  Crétacé supérieur
-  Crétacé inférieur
-  Sédiments anté Crétacé
-  Socle



**Fig. 58:** Evolution paléogéographique de la zone Sud atlasique au Crétacé.

En résumé, le cortège minéralogique du Jurassique supérieur-Eocène de la région Sud atlasique est influencé à la fois par l'évolution du système atlasique et atlantique:

Le bassin d'Agadir présente un assemblage argileux dont les variations traduisent la réaction morphologique du continent par suite de l'évolution atlantique.

Le cortège minéralogique du bassin d'Erguila traduit, en plus, l'évolution morphologique subit par suite de l'évolution du Golfe atlasique.

**CHAPITRE - V :**

**SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LA ZONE**

**NORD ATLASIQUE.**







## CHAP V- SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LA ZONE NORD ATLASIQUE

Comme pour le flanc Sud du Haut Atlas, la zone Nord atlasique se caractérise par l'existence de deux bassins:

- un bassin occidental profond où se sont accumulés des sédiments franchement marins, il s'agit du bassin d'Essaouira. Il constitue le symétrique du bassin d'Agadir par rapport au Haut Atlas. La coupe de Oued Tlit a été étudiée; elle se situe au Sud de Smimou.

- une partie plus orientale située au Sud de la plaine du Haouz. Elle comprend les coupes d'Imin'tanout, d'Amizmiz et d'Asni. Elle constitue le symétrique, par rapport à la chaîne axiale du Haut Atlas, du bassin d'Erguita sur le flanc Sud.

### I- COUPE DE OUED TLIT

#### A- PRESENTATION

La coupe de l'Oued Tlit se situe sur le versant septentrional de l'anticlinal du Jbel Amsittene, 7 km à l'Est de Smimou (Fig.59). L'échantillonnage a été effectué sur la rive droite de Oued Tlit. Les couches sont faiblement inclinées vers le Sud. Du point de vue stratigraphique, la série du Crétacé inférieur de cette région a été étudiée par Rey *et al.* (1985). On ne s'intéressera qu'à la partie comprise entre l'Hauterivien terminal et le Gargasien p.p. dont la stratigraphie séquentielle a été établie par Rey (communication personnelle).

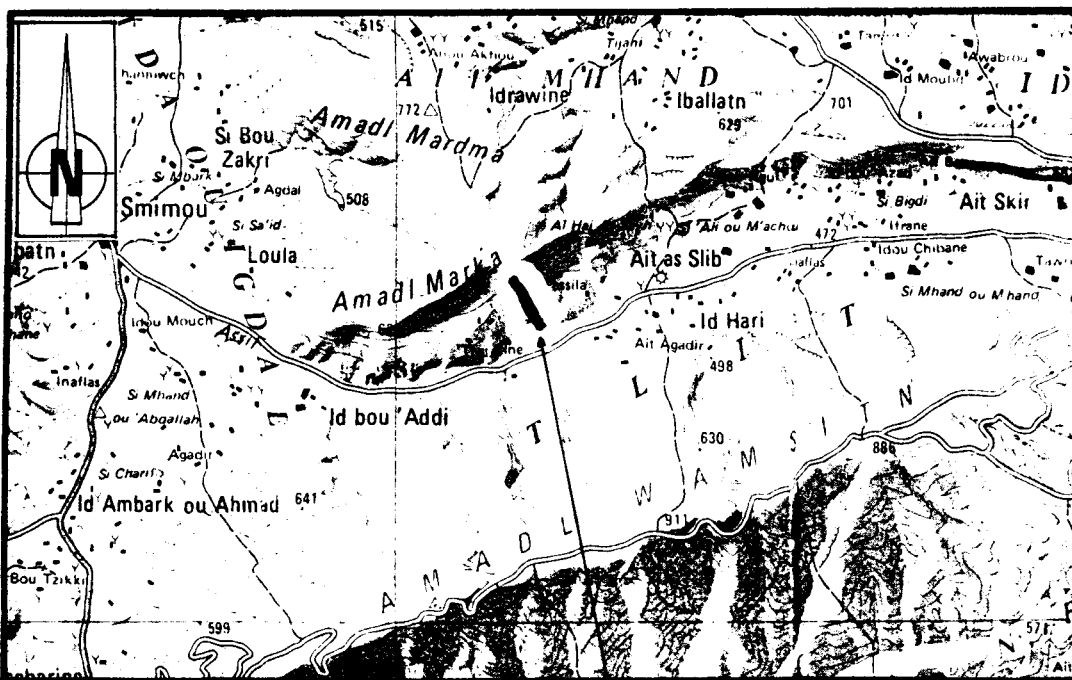


Fig. 59: Situation géographique de la coupe de Oued Tlit (carte du Maroc 1/100000; feuille Tamanar).

Le but de cette étude consiste à:

- 1) comparer les variations des assemblages argileux avec les fluctuations eustatiques à court terme.
- 2) essayer de caractériser par les assemblages argileux les différents prismes de dépôt.

## B- STRATIGRAPHIE ET LITHOLOGIE

La série étudiée débute par un niveau de grès jaunes violacés et d'argiles varicolores datés de l'Hauterivien supérieur (Fig.60).

Le Barrémien inférieur, est constitué de trois ensembles :

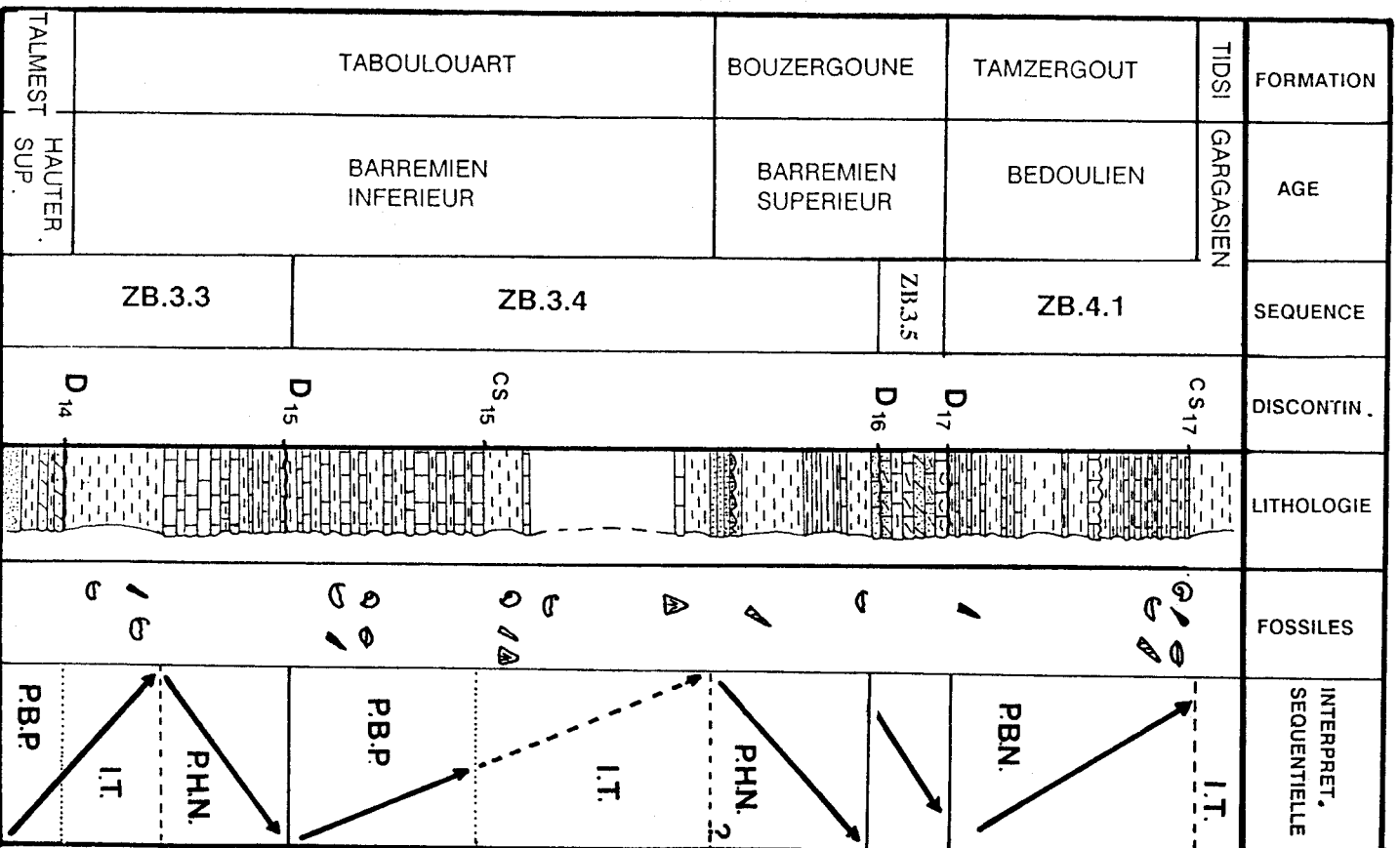
- 1)- un niveau de marnes jaunes à Brachiopodes (5m) surmonté de bancs de calcaire bioclastique (8m). Ce niveau correspond, selon la nomenclature de Haq et al. (1987), à l'interval transgressif et au prisme de haut niveau marin de la séquence ZB 3.3 (Fig.60).
- 2)- des marnes jaunes verdâtres en alternance avec quelques bancs de calcaires marneux (10 m). Elles correspondent au prisme de bordure de plateforme de la séquence ZB 3.4.
- 3)- des marnes vertes à brachiopodes (10 m) séparées du niveau inférieur par un niveau très fossilifère correspondant à une surface de condensation CS<sub>15</sub>. Ce niveau correspond à l'interval transgressif de la séquence ZB 3.4.

le Barrémien supérieur comprend deux ensembles :

- 1)- des grès fins à rides, alternant avec des marnes jaunes et grises (3 m). L'ensemble est surmonté par des argiles vertes et lie-de-vin associées à quelques lits de calcaires algo-laminaires (7 m). Ce niveau constitue le prisme de haut niveau marin de la séquence ZB 3.4.
- 2)- des dolomies gréseuses cristallines de couleur jaunâtre et calcaire bioclastique. Ce niveau correspond à la séquence ZB 3.5.

Le Bédoulien qui est constitué d'une alternance de marnes jaunâtres et de bancs de calcaires marneux très fossilifères (12 m), coïncide avec le prisme de bas niveau marin de la séquence ZB 4.1.

Enfin, tout à fait au sommet de la coupe, on trouve un niveau de marnes vertes qui constitue la base de la série très épaisse du Gargasien.



I.T. : Interval transgressif P.B.P. : Prisme de bordure de plateforme.

P.H.N. : Prisme de Haut niveau marin P.B.P. : Prisme de bas niveau marin.

- Fossiles :
- Ammonites
  - Brachiopodes
  - Gastéropodes
  - Lamellibranches
  - Bélémnites
  - Echinides

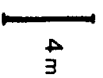


Fig. 60: Stratigraphie et lithologie de la coupe de Oued Thit.

### C- MINÉRALOGIE DES ARGILES

La fraction argileuse a été étudiée sur 33 échantillons. Le résultat des analyses montre que les assemblages argileux sont très diversifiés; on trouve par ordre d'importance décroissante l'illite, la kaolinite, les interstratifiés irréguliers (illite/smectite et chlorite/smectite), la smectite et la chlorite (Fig.61).

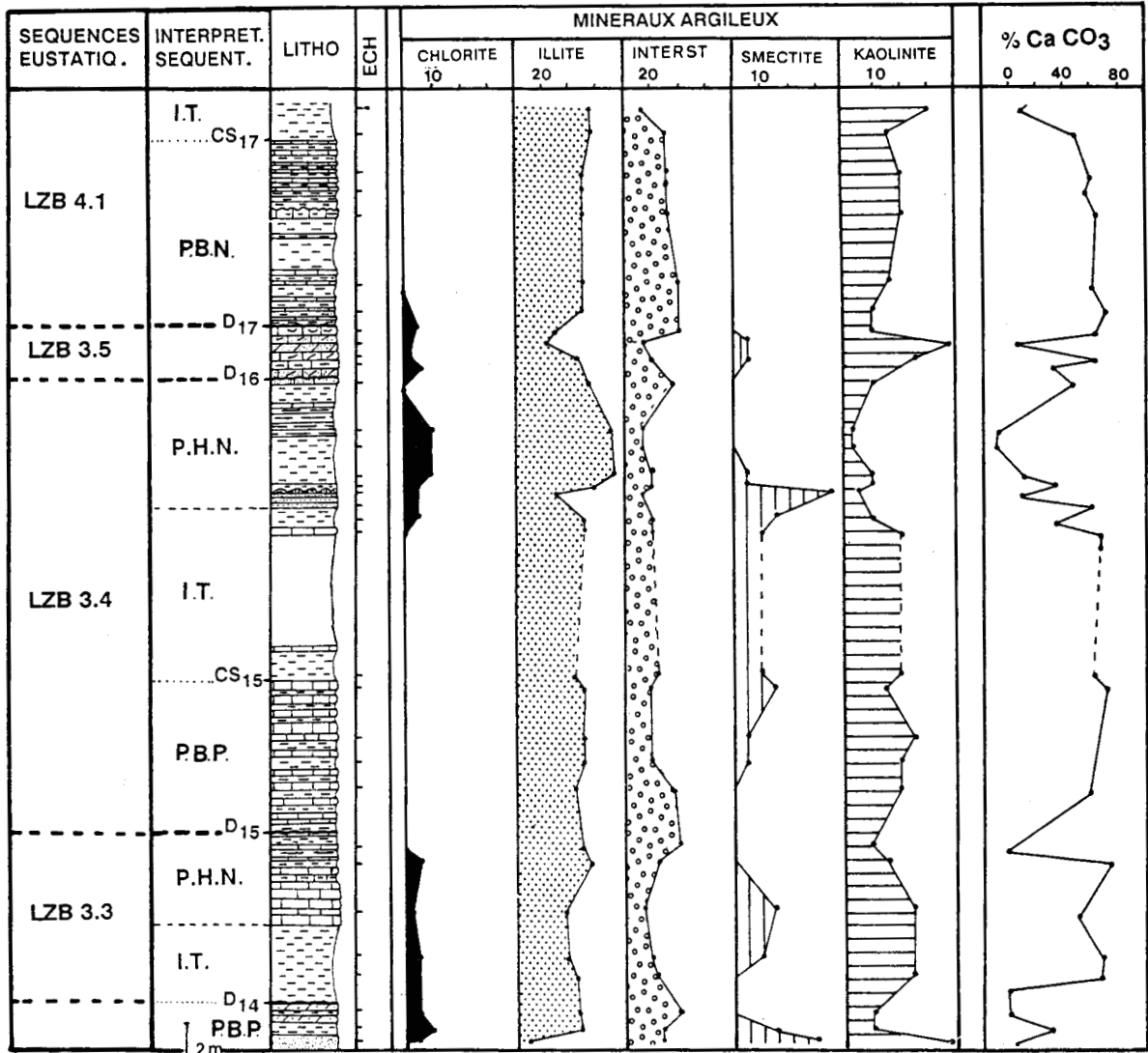


Fig. 61: Minéralogie des argiles de la coupe de Oued Tlit. (I.T.: intervalle transgressif, P.H.N.: prisme de haut niveau marin,  $D_n$ : discontinuité).

#### 1- Influences diagénétiques

Dans les niveaux grés-dolomitiques, la fraction argileuse est systématiquement enrichie en smectite et/ou en kaolinite. Ces minéraux sont probablement néoformés et liés à une diagenèse par suite de circulation de fluides en milieu poreux.

Ces phénomènes sont largement décrits dans les paragraphes suivants sur des séries contemporaines situées plus à l'Est sur les coupes d'Imin'tanout et d'Amizmiz. Ils concernent plus particulièrement de bas en haut, les niveaux suivants:

- l'Hauterivien supérieur, dans un niveau gréseux tout à fait à la base de la série où smectite (30 %) et kaolinite (40 %) sont associées.
- séquence LZB 3.4; à la limite Barrémien inférieur-Barrémien supérieur, où la smectite (35 %) se développe dans un niveau gréseux.
- séquence LZB 3.5; au Barrémien supérieur où la kaolinite (40 %) est associée à des niveaux de dolomies gréseuses.

Dans ces niveaux où une partie des argiles est néoformée l'influence éventuelle des fluctuations eustatiques sur les cortèges minéralogiques argileux est donc en partie obliérée.

## 2- Influences détritiques

Si l'on exclut les échantillons gréso-dolomitiques, on remarque une relation d'ensemble entre la composition du cortège argileux et les fluctuations du niveau marin déduite de l'analyse séquentielle (Fig.62). Les variations des proportions de ces minéraux sont estimées par :

- 1)- le rapport smectite/illite (S/I) qui correspond à la hauteur du pic à 17 Å sur la hauteur du pic à 10 Å. Ces mesures sont effectuées après saturation par l'éthylène glycol.
- 2)- le rapport kaolinite/illite (K/I) qui correspond à la hauteur du pic à 3.57 Å sur la hauteur du pic à 5 Å sur l'essai naturel.
- 3)- enfin le rapport (kaolinite + smectite)/ illite (S+K/I), correspondant tout simplement à l'addition des deux rapports précédents.

Par comparaison avec les évolutions du niveau marin (Haq *et al.*, 1987), une correspondance nette apparaît entre les variations de ces rapports et la courbe eustatique. Les limites de séquences en phase de bas niveau marin relatif (discontinuités D<sub>14</sub>, D<sub>15</sub>, D<sub>16</sub> et D<sub>17</sub>) sont caractérisées par un rapport faible de K/I et pratiquement nul de S/I. Les périodes de haut niveau marin relatif sont au contraire caractérisées par des valeurs élevées des rapports K/I et S/I.

En raison des variations dans le même sens des deux rapports S/I et K/I, la sommation (S+K/I) permet de bien rendre compte du parallélisme entre la variation du cortège argileux et la courbe eustatique (Fig.62). Sur un digramme binaire (smectite+kaolinite) en fonction de l'illite, on arrive bien à distinguer les échantillons correspondant au haut niveau marin des échantillons correspondant à un contexte régressif (Fig.63).

La caractérisation par la fraction argileuse des différents prismes de dépôt est également possible. La chlorite est inexistante aux niveaux des interval transgressifs et des prismes de bas niveau marin, en revanche elle apparaît au sein des prismes de haut niveau marin ou de bordure de plate-forme..

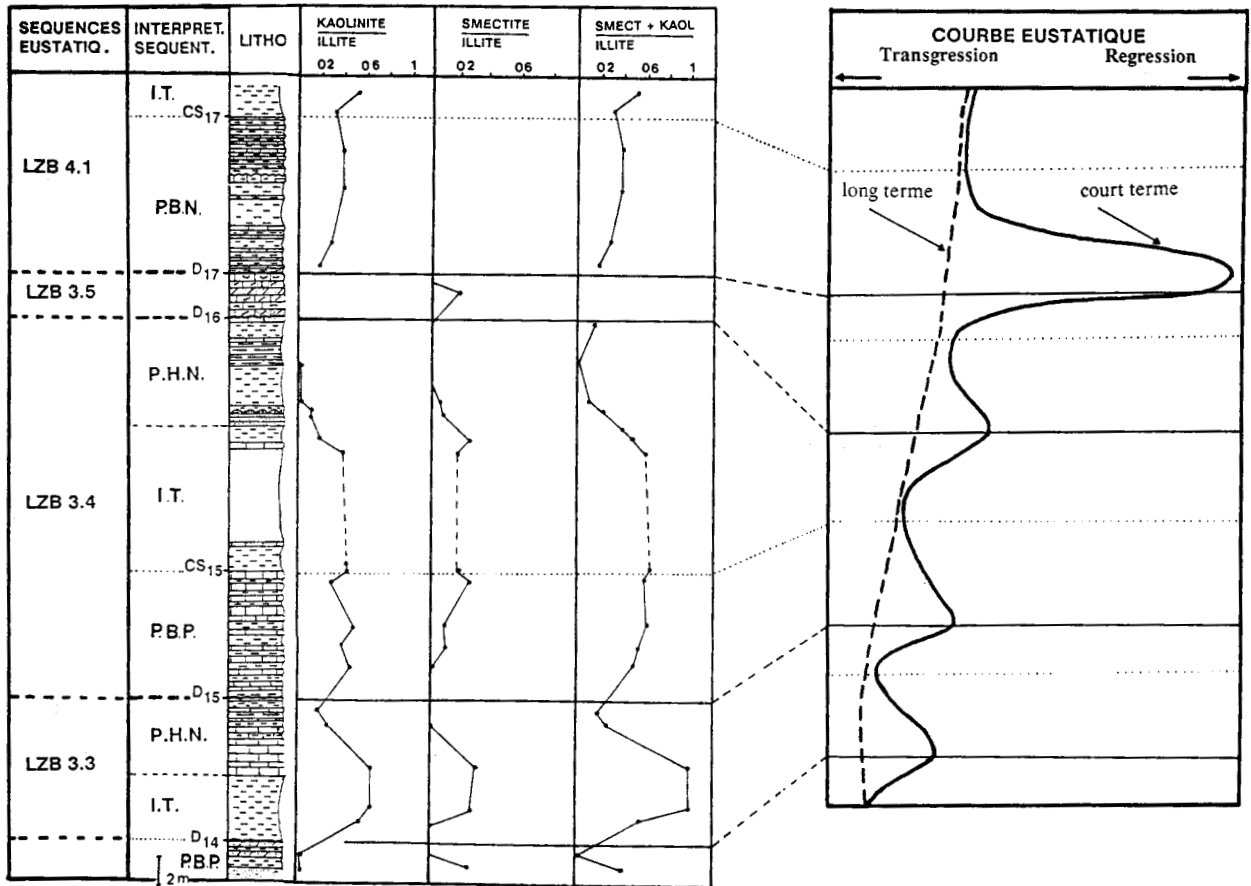


Fig. 62: Relation entre la variation du cortège argileux détritifique de la coupe de Oued Tlit (Barrémien-Aptien) et la courbe eustatique de Haq *et al.* (1987).

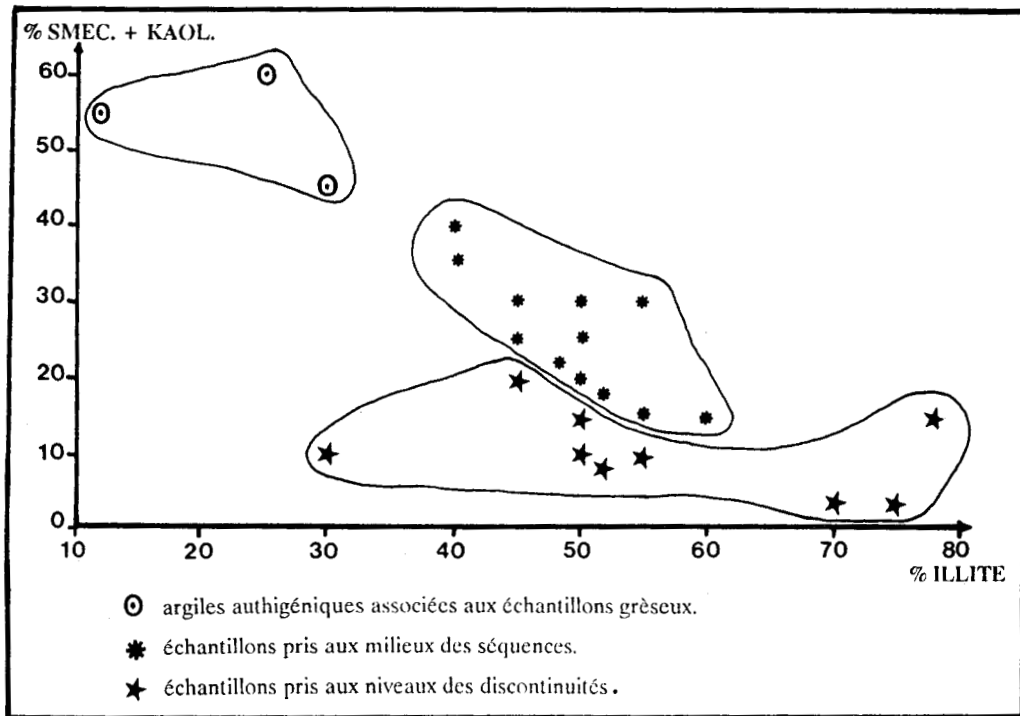


Fig. 63: Diagramme (smectite + kaolinite) / illite, relatif à la coupe de Oued Tlit.

### **3- Interprétation**

A l'exception des niveaux grésolo-dolomitiques, aucune relation d'ensemble n'est observable entre la minéralogie des argiles et la lithologie. La fraction argileuse paraît essentiellement d'origine détritique. La chlorite et l'illite proviendraient de l'érosion des massifs cristallins du Haut Atlas central et de la Méséta. La kaolinite et la smectite résulteraient de l'érosion des sols respectivement dans la partie amont et aval des bassins versants. Les interstratifiés constituent des étapes intermédiaires de l'évolution pédologique de l'illite et de la chlorite vers la kaolinite et la smectite. Ils résulteraient donc de l'érosion des horizons plus profonds des sols. L'abondance de l'illite et des interstratifiés suggère une érosion active des bassins versants en relation avec la subsidence du bassin du Golfe atlasique à cet époque (Wurster et Stets, 1982). Cette instabilité contrarie le développement des sols.

Les variations du cortège argileux peuvent s'expliquer à la fois par des fluctuations de l'intensité de l'érosion induites par les fluctuations du niveau de la mer, et par des mécanismes de sédimentation différentielle des argiles :

1) *fluctuations de l'intensité de l'érosion*: pendant la baisse du niveau marin, l'accentuation de l'érosion ramène dans le bassin des minéraux primaires (illite et chlorite). En contexte transgressif, l'intensité de l'érosion diminue. Les apports détritiques deviennent faibles et ce sont les minéraux d'origine pédologique tels que la smectite et la kaolinite qui sont remaniés. Au niveau des argiles rouges et lie-de-vin du Barrémien supérieur, l'apport du matériel détritique primaire (chlorite et illite) est probablement accentué par des mouvements de surrection qui se manifestaient dans les massifs hercyniens émergés du Haut Atlas (Ambroggi, 1963). Les mêmes observations ont été faites au niveau du bassin d'Agadir (Daoudi *et al.*, 1988).

2) *mécanisme de sédimentation différentielle*: par l'intermédiaire de ce mécanisme, illite et chlorite ont tendance à se déposer rapidement près des côtes; par contre les smectites, en raison de leur flottabilité sont exportées vers le large (Gibbs, 1977). Une élévation du niveau de la mer a tendance à croître la distance entre les sources terrigènes et le secteur étudié.

### **4- Conclusion**

Les variations eustatiques à court terme sont détectées par les assemblages argileux au niveau de la coupe de l'Oued Tlit. Les périodes d'élévation relative du niveau de la mer sont marquées par des rapports plus élevés de K/I et de S/I que pendant les périodes de baisse du niveau marin relatif. Les variations eustatiques influent sur la fraction argileuse par l'intermédiaire des fluctuations de l'intensité de l'érosion et par le mécanisme de sédimentation différentielle.

## II- COUPES AU SUD DE LA PLAINE DU HAOUZ

### A- RESULTATS MINERALOGIQUES

#### 1- COUPE D'IMIN'TANOUT

L'analyse des 120 échantillons de la coupe d'Imin'tanout révèle un cortège argileux constitué de smectite, d'illite, de kaolinite, d'argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite), d'interstratifiés irréguliers et de traces de chlorite. L'organisation et la diversité des cortèges argileux a conduit à définir cinq unités minéralogiques selon l'apparition ou la disparition de certaines espèces minérales (Fig.64):

#### Zone I

- Hauterivien supérieur-Vraconien: la fraction argileuse est dominée par l'illite (jusqu'à 95 %) associée à des traces d'interstratifiés irréguliers (illite/smectite et chlorite/smectite) et de chlorite. La distribution de la smectite et de la kaolinite permet de distinguer deux sous zones:

Zone I.a. (Hauterivien supérieur-Barrémien p.p.): elle est caractérisée par l'augmentation ponctuelle des smectites aux dépens de l'illite. Les teneurs maximales de smectites (75 %) sont associées aux bancs gréseux durs et massifs, il s'agit de smectites assez bien cristallisées.

Zone I.b. (Aptien à Vraconien): cette deuxième sous zone est marquée par un développement plus au moins important de la kaolinite. Les échantillons dont la fraction argileuse est la plus riche en kaolinite (jusqu'à 50 %) correspondent à des grès. Cependant, certains niveaux gréseux à l'Albien sont plutôt riches en illite.

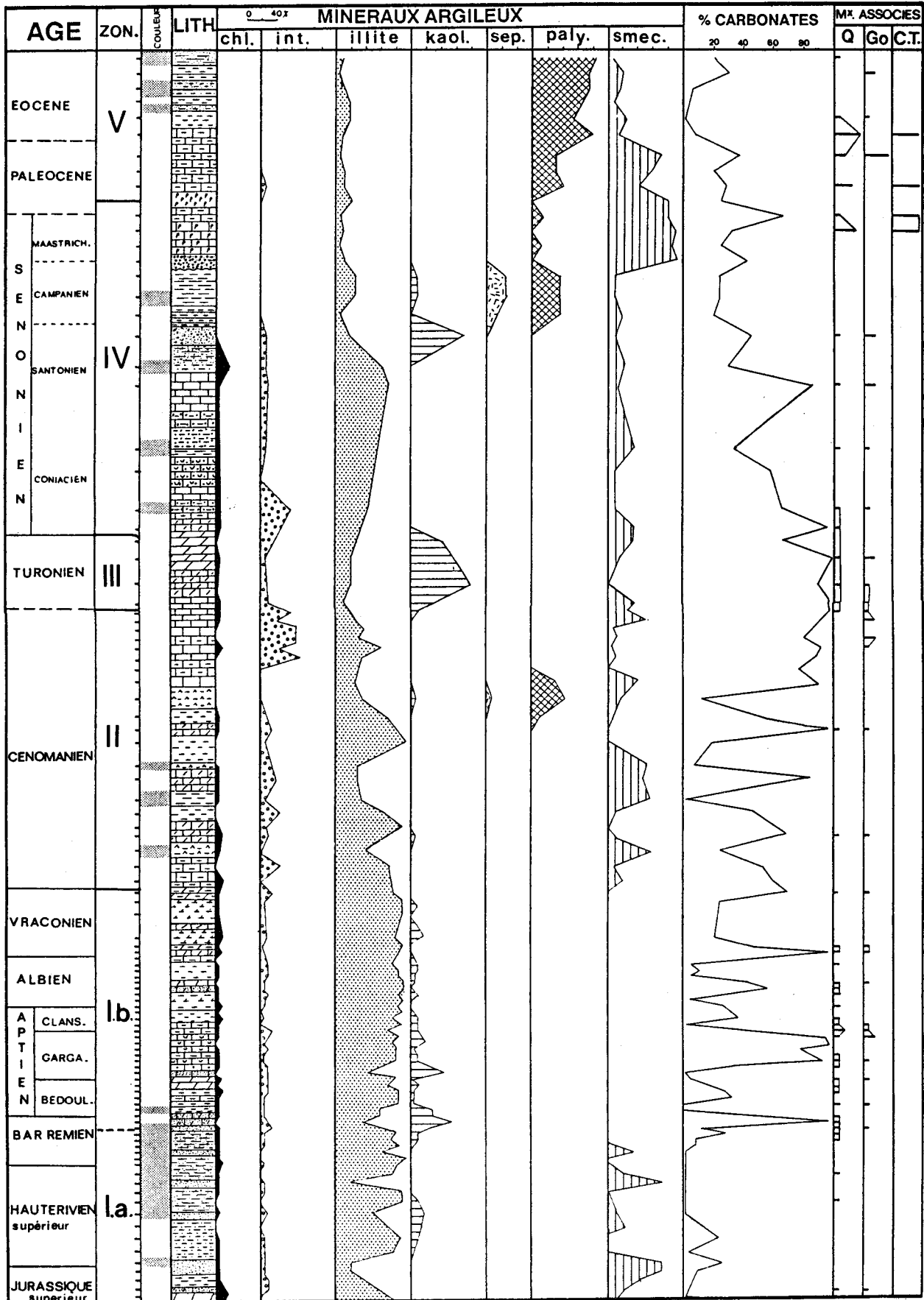
#### Zone II

- Au Cénomanién, le cortège argileux est très variable, l'illite devient moins abondante, la smectite se développe surtout dans des niveaux évaporitiques (argiles et marnes gypseuses et dolomies). Dans le dernier niveau à gypse, la smectite (35 %) est associée à la palygorskite (40 %) et à des traces de sépiolite. Entre les niveaux évaporitiques, tandis que la teneur en smectite diminue, l'illite domine le cortège argileux. Au sommet de la zone, des interstratifiés irréguliers illite/smectite et illite/vermiculite assez abondants (25 %) sont associés à l'illite.

#### Zone III

- La "barre turonienne" constituée essentiellement de carbonates (calcaire, calcaire dolomitique et dolomie) comprenant en partie le Cénomanién supérieur et le Turonien est caractérisée par une prédominance de kaolinite (jusqu'à 80 %) ayant la particularité de présenter une très bonne cristallinité. Vers la base et au sommet, la kaolinite diminue au profit des smectites de l'illite et des interstratifiés.





45 m

Fig. 64: Minéralogie des argiles de la coupe d'Imin'tanout.

Zone IV

- Au Coniacien-Santonien, l'illite constitue le minéral argileux principal (50 à 75 %), associé à des smectites (10 à 40 %) et des traces de chlorite et d'interstratifiés. Néanmoins, aux niveaux gréseux du sommet du Santonien est associée une kaolinite bien cristallisée représentant 80 % du cortège argileux. Le Campanien, évaporitique, contient un assemblage très diversifié (palygorskite 40 %, sépiolite 30 %, illite 20 %, smectite et kaolinite 10 %). Au Maastrichtien, dans des sédiments phosphatés, la smectite constitue pratiquement 95 % du cortège argileux.

Zone V

- Enfin au Paléocène-Eocène, le cortège argileux est constitué de smectite et de palygorskite. Au Paléocène, les argiles sont encore dominées par la smectite 40 à 60 %. A l'Eocène, la smectite devient très peu abondante, elle est remplacée par la palygorskite (90 %).

2- COUPE D'AMIZMIZ

Au niveau de cette coupe environ 65 échantillons ont fait l'objet d'analyses minéralogiques. Du point de vue qualitatif, on arrive à définir les mêmes zones que celles d'Imin'tanout (Fig.65).

Zone I

De l'Hauterivien supérieur au Vraconien, la fraction argileuse est pratiquement identique à celle rencontrée dans les terrains contemporains à Imin'tanout.

- Dans la zone I.a. (Hauterivien supérieur-Barrémien), les smectites sont beaucoup plus abondantes qu'à Imin'tanout (jusqu'à 85 %). Elles sont, d'autre part, associées à des quantités non négligeables de chlorite (10 à 20 %). La proportion de smectite augmente en relation avec la granulométrie des grès. Plus les grès sont grossiers plus les smectites sont abondantes.

- Dans la zone I.b. (Aptien-Vraconien), la kaolinite montre de fortes variations de pourcentages (5 à 90 %). C'est dans des niveaux grésodolomitiques en banc massif que l'on rencontre les teneurs maximales, alors que les niveaux fins sont plus riches en illite.

Zone II

- Au Cénomaniens, la fraction argileuse est riche en illite au niveau de la moitié inférieure (90 %), puis la proportion de smectites augmente aux dépens de l'illite dans la partie supérieure. La teneur maximale en smectite (50 à 85 %) associée à des argiles fibreuses (palygorskite 5 % et sépiolite 10 %) correspond à un niveau évaporitique constitué de marnes rouges et vertes à gypse. Il correspondrait au dernier niveau à gypse d'Imin'tanout. Enfin au sommet de la zone, des interstratifiés caractérisent la fraction argileuse, mais leur abondance est moindre par rapport à Imin'tanout.

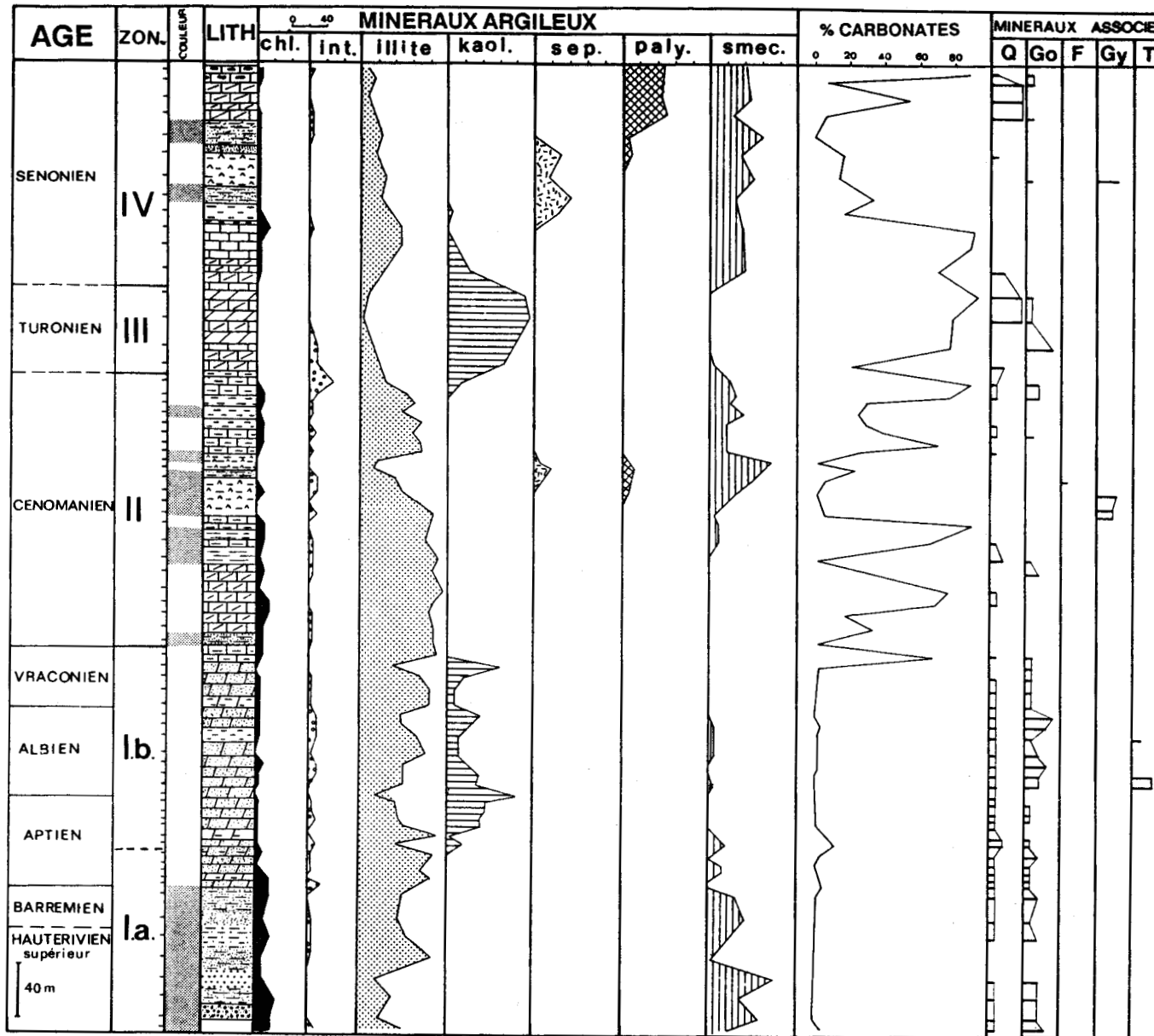


Fig. 65: Minéralogie des argiles de la coupe d'Amizmiz.

Zone III

- Au Turonien comme à Imim'tanout, la kaolinite domine avec des teneurs qui atteignent 95 % de la fraction argileuse. Elle est associée aussi bien aux niveaux dolomitiques qu'aux niveaux calcaires. Les pics sont étroits et traduisent une bonne cristallinité du minéral.

Zone IV

- Au Sénonien, les smectites réapparaissent et persistent tout le long de la série avec une teneur d'environ 40 %. Les argiles fibreuses sont également assez abondantes avec, d'abord apparition de la sépiolite (40 %) qui se développe dans des niveaux argileux rouges à gypse, puis ensuite de la palygorskite qui prend le relais vers la partie supérieure pour atteindre des valeurs de 40 %.

3- COUPE D'ASNI

L'évolution des cortèges argileux au niveau de cette coupe est très similaire à celle décrite pour les coupes d'Imin'tanout et d'Amizmiz (Fig.66).

Zone I.b.

Pendant l'Aptien, l'Albien et le Vraconien, les kaolinites associées aux faciès gréseux sont encore plus abondantes à Asni (jusqu'à 75 %) qu'à Imin'tanout et Amizmiz.

Zone II

A la base du Cénomaniens, l'importance dans des faciès assez variés de l'illite (90 %) est remarquable, la proportion de ce minéral diminue progressivement au profit de la smectite vers le sommet. Au niveau d'Asni on retrouve le niveau évaporitique cénomaniens contenant des argiles fibreuses ainsi que le niveau à interstratifiés irréguliers de la base de la "barre turonienne".

Zone III

La barre carbonatée turonienne est caractérisée, comme au niveau des coupes précédentes, par une prédominance de kaolinite bien cristallisée.

Zone IV

Au Sénonien la smectite (40 %), la sépiolite (40 %) et l'illite (20 %) constituent l'essentiel des assemblages argileux; l'illite augmente au sommet de l'étage avec une teneur de 50 %.

Enfin, à l'Eocène la smectite est abondante à la base, puis laisse rapidement la place à la palygorskite (100 %) vers le sommet.

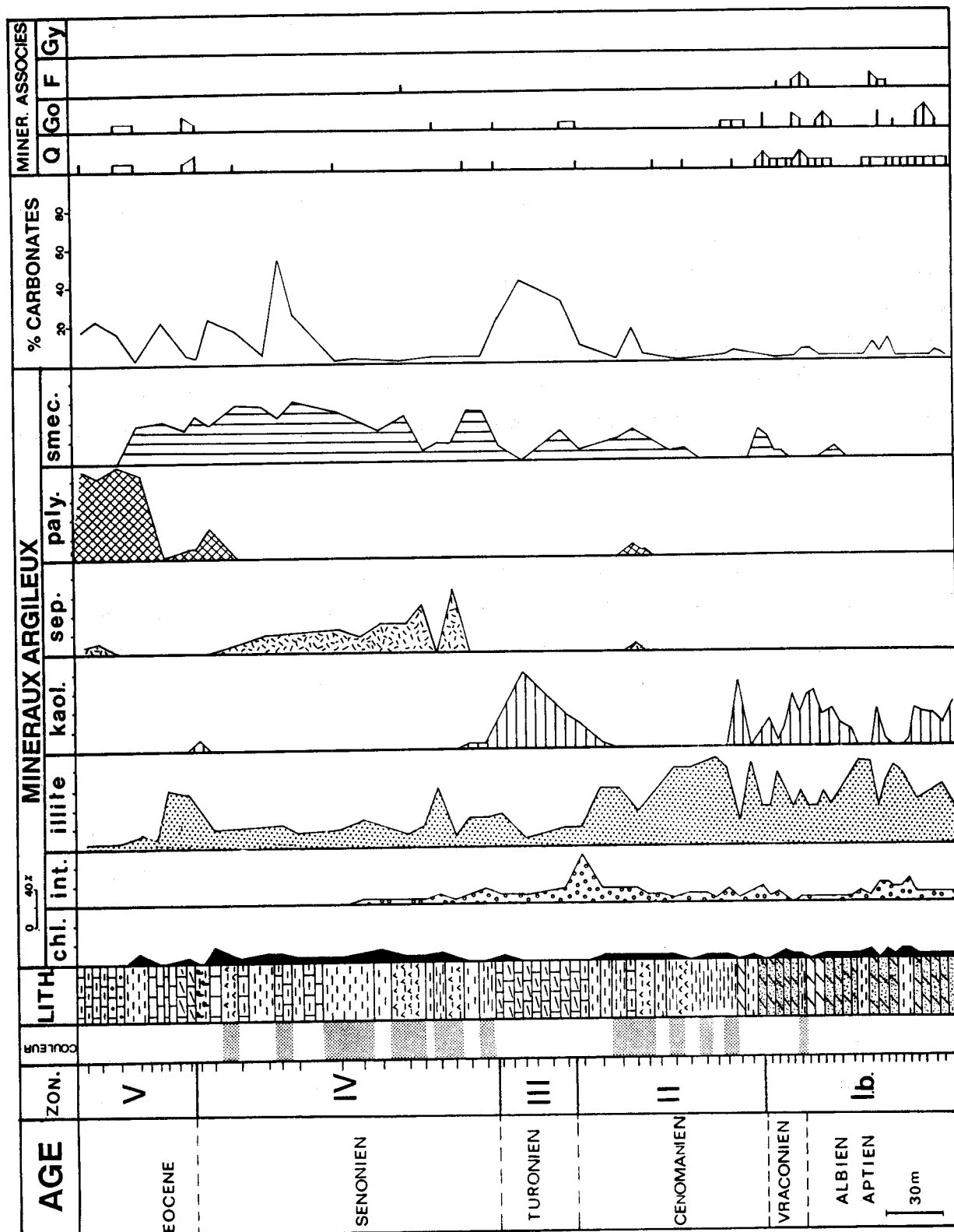


Fig. 66: Minéralogie des argiles de la coupe d'Asni

#### 4- COMPARAISONS

Le report sur une échelle-temps des données minéralogiques moyennes obtenues au niveau des trois coupes, situées au Sud de la plaine du Haouz sur la zone Nord du Golfe atlasique (Fig.67) montre que, contrairement au flanc Sud, l'évolution verticale des cortèges minéralogiques est voisine. Cinq zones sont distinguées:

##### Zone I

Elle est comprise entre l'Hauterivien supérieur et le Vraconien et est caractérisée par l'abondance de l'illite. Deux sous zones ont pu être individualisée.

- Zone I.a.: (Hauterivien supérieur-Barrémien) caractérisée par l'augmentation ponctuelle des smectites aux dépens de l'illite.
- Zone I.b.: (Aptien-Vraconien) où l'illite se trouve associée à de la kaolinite.

Une évolution est observable au niveau de cette zone qui consiste en une augmentation de la teneur aussi bien de la smectite que de la kaolinite vers l'Est dans des formations qui sont de plus en plus gréseuses.

##### Zone II

Au Cénomanién l'illite domine largement à la base puis apparaissent des smectites qui deviennent de plus en plus abondantes vers la partie supérieure. Deux perturbations caractérisent le cortège minéralogique de cette zone que l'on retrouve au niveau des trois coupes (Fig.67); l'apparition des argiles fibreuses dans un niveau évaporitique et l'apparition d'interstratifiés irréguliers tout à fait au sommet de la zone.

##### Zone III

Elle est représentée par la "barre turonienne" où la fraction argileuse est dominée par une kaolinite très bien cristallisée. A la base et au sommet de la zone, on retrouve un fond d'illite, de smectite et d'interstratifiés.

##### Zone IV

Au Sénonien, des différences assez remarquables apparaissent entre la coupe d'Imin'tanout et les autres coupes situées plus à l'Est. Cependant, la caractéristique principale au niveau de cette zone est le développement assez important de la smectite et des argiles fibreuses. On note plus particulièrement une augmentation de la teneur en sépiolite de l'Ouest vers l'Est.

##### Zone V

Elle comprend l'Eocène et est caractérisée par la dominance de la palygorskite (jusqu'à 90 %).

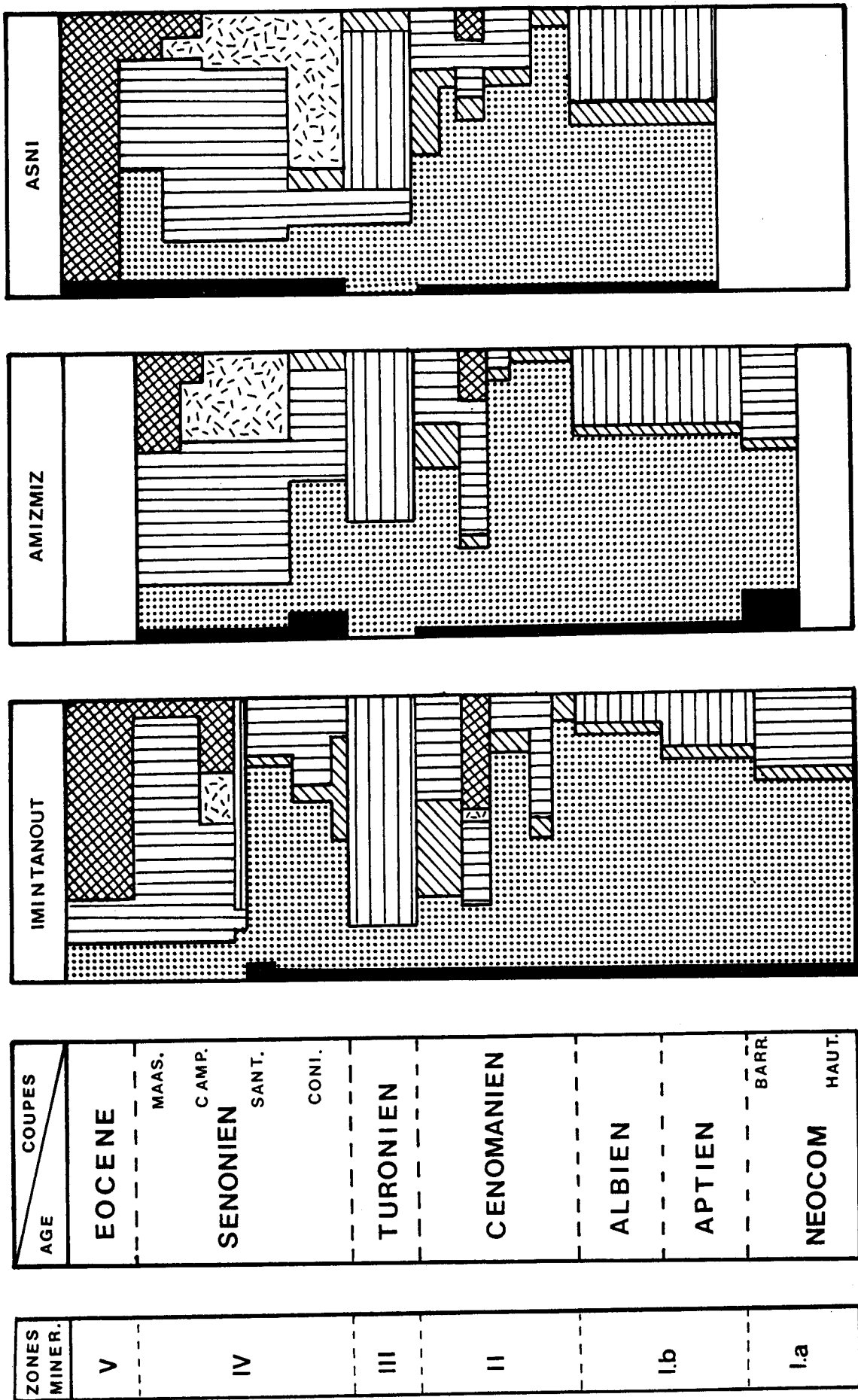


Fig. 67: Successions minéralogiques argileuses comparées des coupes de la zone Nord atlasique.

## B- SIGNIFICATION DES CORTEGES ARGILEUX

### 1- ZONE I (HAUTERIVIEN SUPERIEUR-VRACONIEN)

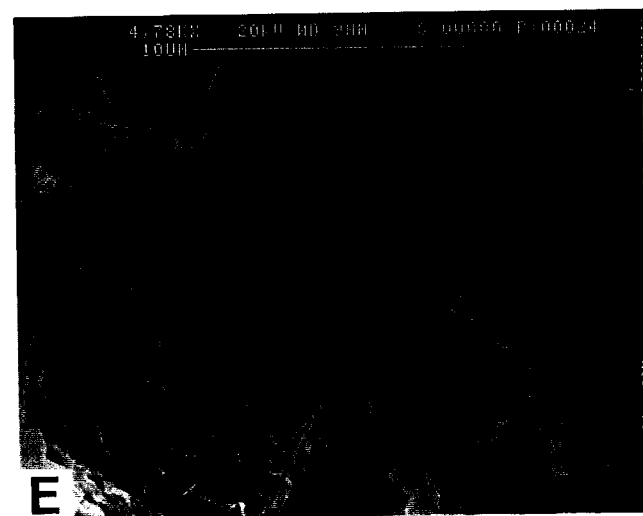
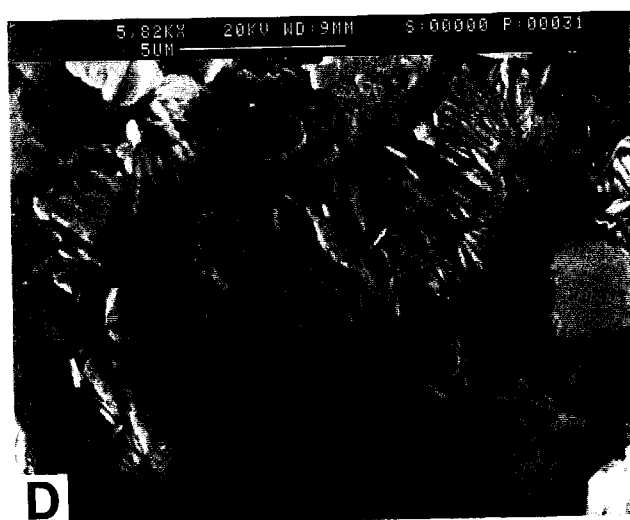
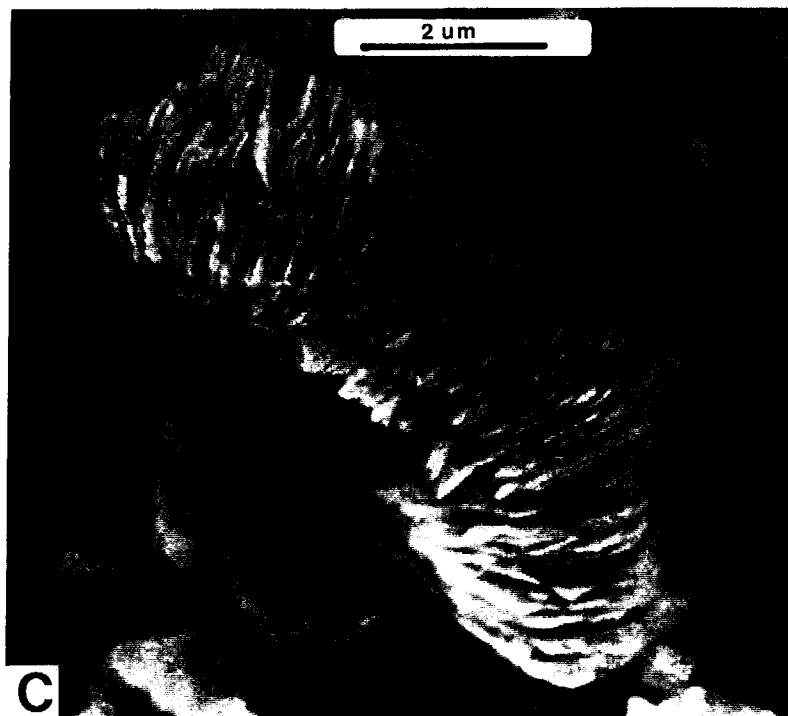
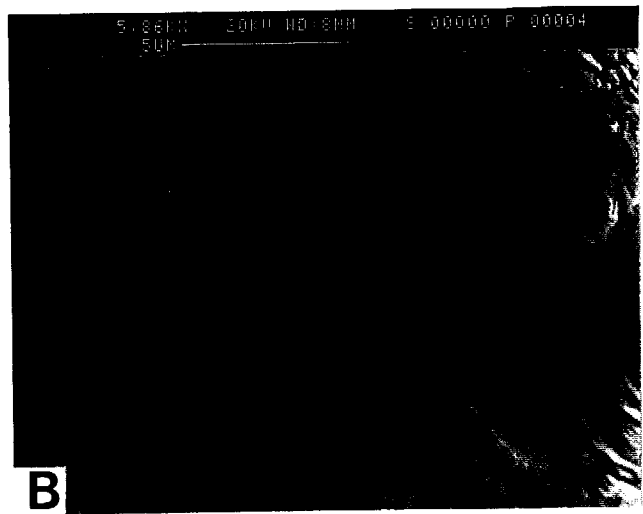
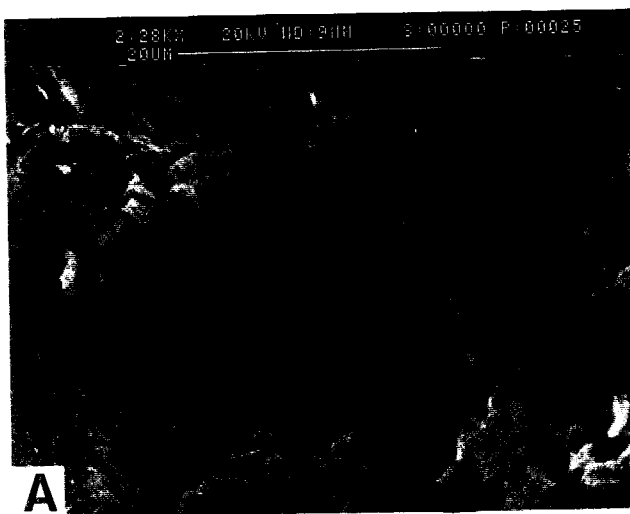
Au niveau de cette zone, la fraction argileuse est dominée par l'illite, mais des variations importantes affectent le bruit de fond illitique. Les variations du cortège argileux sont en relation étroite avec la lithologie. Dans les marnes, calcaires et dolomies, l'illite est abondante (80 à 95 %). Dans les marnes gréseuses et les grès, la teneur en illite diminue soit aux dépens de la smectite dans la partie inférieure (Zone I.a; Hauterivien supérieur-Barrémien), soit de la kaolinite dans la partie supérieure (Zone I.b; Aptien-Vraconien). L'amplitude des variations minéralogiques affectant le bruit de fond illitique est croissante vers l'Est où les teneurs en smectite et kaolinite deviennent importantes, en relation avec une lithologie de plus en plus gréseuse. On va donc essayer de faire la part des influences diagénétiques et détritiques sur le cortège argileux de cette zone.

#### a- Influences diagénétiques

La smectite et la kaolinite sont associées aux niveaux gréseux et disparaissent dans les niveaux fins (pélites et carbonates). La distribution de ces minéraux suggère donc une origine diagénétique.

Dans les niveaux gréseux, les kaolinites présentent sur les diffractogrammes des pics très étroits (Fig.68); il s'agit par conséquent de kaolinites bien cristallisées. L'observation au microscope électronique à balayage montre que les cristaux de kaolinite se présentent sous forme de plaquettes empilées les unes sur les autres pour former des structures en "accordéon", en "vermicule" et en "anneau" (Planche.II). Ces caractéristiques sont celles de kaolinites authigéniques décrites par plusieurs auteurs (Wilson et Pittman, 1977; Keller, 1977; Burton *et al.*, 1987). Ces minéraux ont donc pris naissance, in situ, à la suite de circulations en milieu poreux de fluides riches en Si et Al. Les travaux de May (1980), ainsi que plusieurs travaux antérieurs concernant les synthèses au laboratoire, montrent que la formation de la kaolinite résulte d'un apport d'aluminium sous forme de complexes alumineux solubles par les eaux interstitielles. L'aluminium se combine avec la silice dissoute au niveau des pores.





Les smectites de l'Hauterivien supérieur-Barrémien sont également associées à des grès. Au niveau d'Amizmiz, la proportion de smectite augmente en relation avec la taille moyenne des grains constituant les grès. Autrement dit, comme la porosité croît en fonction de la granulométrie, il apparaît que plus les grès sont poreux, plus les smectites sont abondantes. Elles se développeraient donc également par authigénèse à la suite de circulations d'eaux interstitielles.

Les smectites authigéniques sont des minéraux argileux beaucoup moins fréquents que la kaolinite dans les milieux poreux. Cependant la possibilité de leur développement sous de telles formes et dans de tels milieux a été signalée par plusieurs auteurs. Galloway (1974) trouve que chlorites et smectites authigéniques sont très communes dans les formations gréseuses tertiaires dans plusieurs bassins au Nord-Est du Pacifique (Bristol Bay, Queen Charlotte, Gray Harbor et Chehalis). Wilson et Pittman (1977) montrent que contrairement aux kaolinites, les smectites d'origines authigéniques peuvent se présenter sous plusieurs types de structures. Keller (1985) montre que les cristaux de smectite se présentent sous forme de "Corn flakes", de "feuille de chêne" ou "d'érable".

Dans l'Hauterivien supérieur/Barrémien de la zone Nord atlasique, les smectites présentent également des structures assez variées (Planche.III). On les trouve sous forme de "Nid d'abeilles" remplissant les pores des roches (Planche. III.A, III.C), sous forme "péta loïde" remplissant également les pores (Planche. III.B, III.D) ou tout simplement disposées à la surface des grains (Planche. III.E, III.F). Cependant, dans tous les cas elles présentent des structures fragiles probablement formées *in situ*, postérieurement au dépôt du sédiment. Il est en effet difficile de supposer une origine détritique pour les minéraux ayant de telles structures. Comme pour les kaolinites authigéniques, les smectites présentent sur les diffractogrammes des pics généralement étroits, traduisant une meilleure cristallinité (Fig.68).

La formation des smectites résulterait donc également de la circulation de fluides en milieux poreux. Toutefois leur formation nécessite, en plus de Si et Al, la présence de Fe et/ou Mg en solution dans les eaux interstitielles.

---

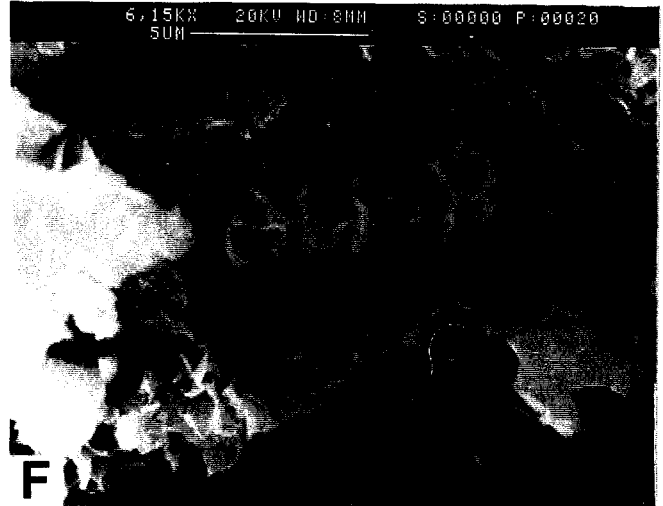
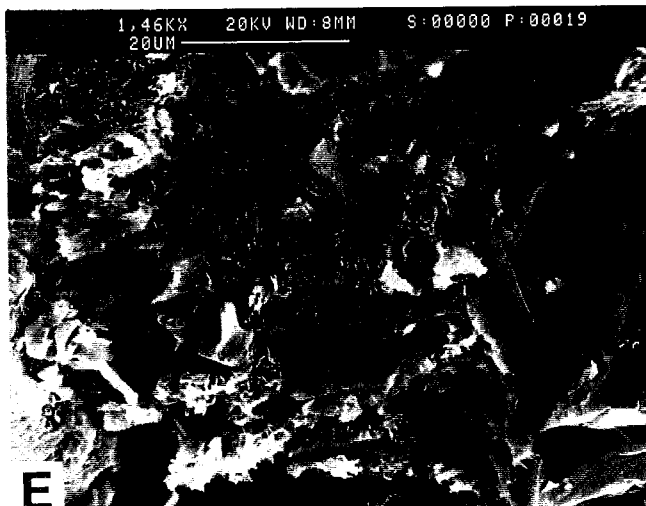
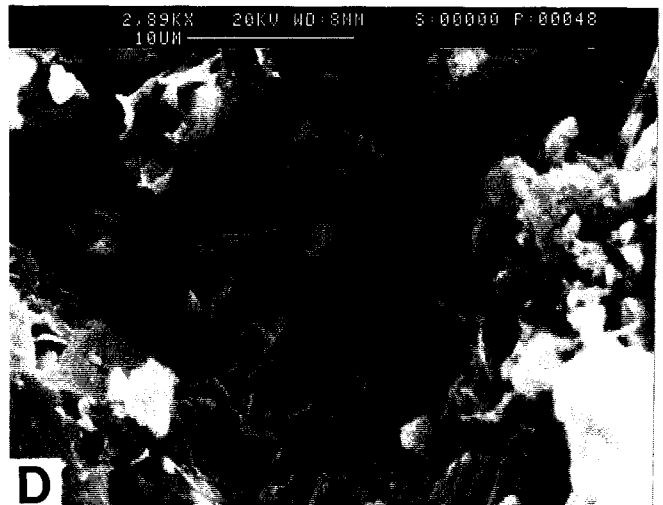
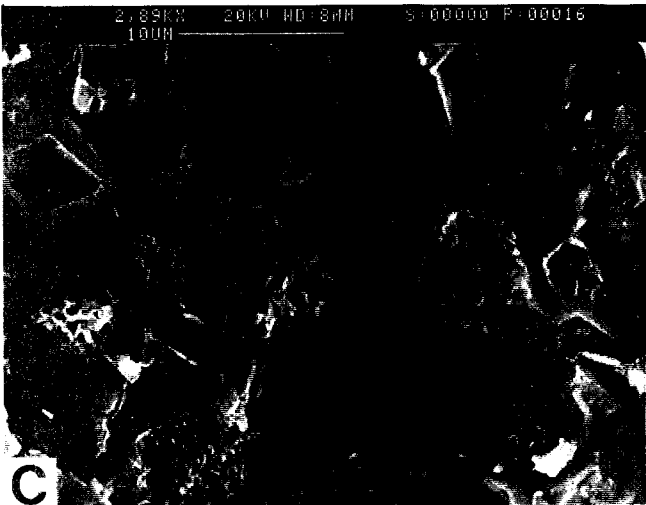
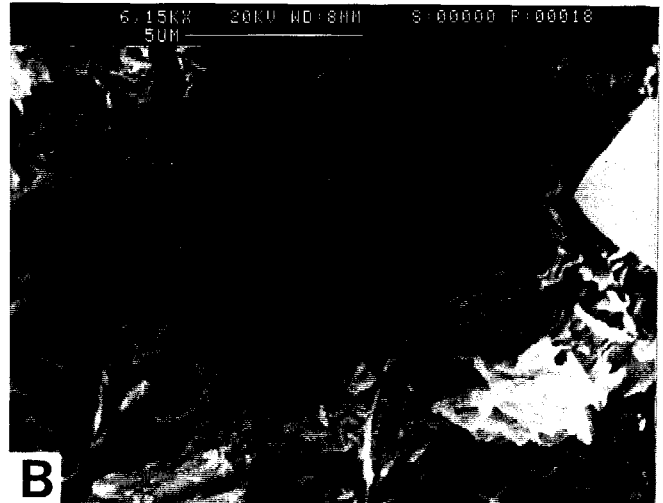
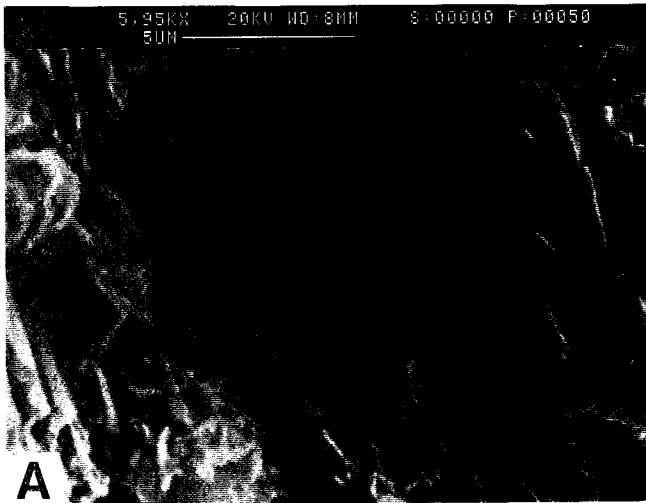
**Planche III:** Photographies MEB représentant les différentes structures de smectites authigéniques des formations gréseuses du flanc Nord atlasique (Zone I.b).

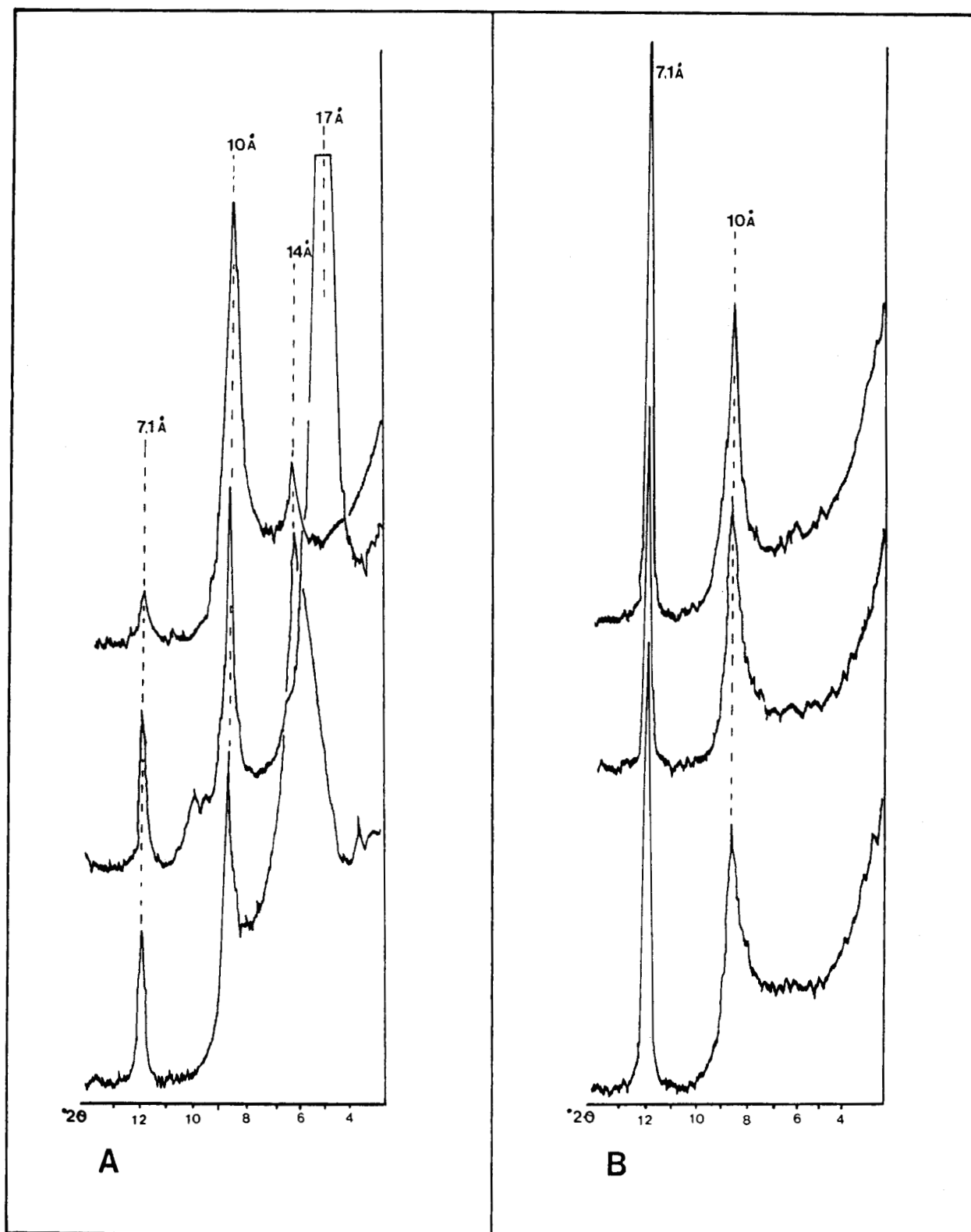
Structure en "Nid d'abeilles" remplissant les pores (A et C); structure "péta loïde" remplissant également les pores (B et D), ou tout simplement disposées à la surface des grains (E et F).

Remarquer la différence de taille entre les deux types de structure.

*A,B et D (échantillons correspondant à la coupe d'Imin'tanout).*

*C,E et F (échantillons correspondant à la coupe d'Amizmiz).*





**Fig. 68:** Diffractogrammes montrant la très bonne cristallinité des smectites (A) et des kaolinites (B) authigéniques.

### b- Origine possible du Mg

L'Hauterivien supérieur repose directement sur le Tithonique, en contact par faille avec le paléozoïque (Rey *et al.*, 1985). Le Tithonique est constitué au niveau d'Imin'tanout d'un complexe évaporitique d'environ 100 m d'épaisseur. On y trouve des dolomies beiges à couches algo-laminaires intercalées de gypse et de marnes blanches à la base, des grès roux à stratifications onduleuses ou obliques et des grès lie-de-vin dans la partie supérieure.

La fraction argileuse est constituée principalement de smectite et d'illite. La corrensite apparaît de façon sporadique dans deux niveaux (Fig.69). Tout ceci représente le caractère d'une sédimentation en milieu lagunaire riche en magnésium et marquée par un confinement chimique.

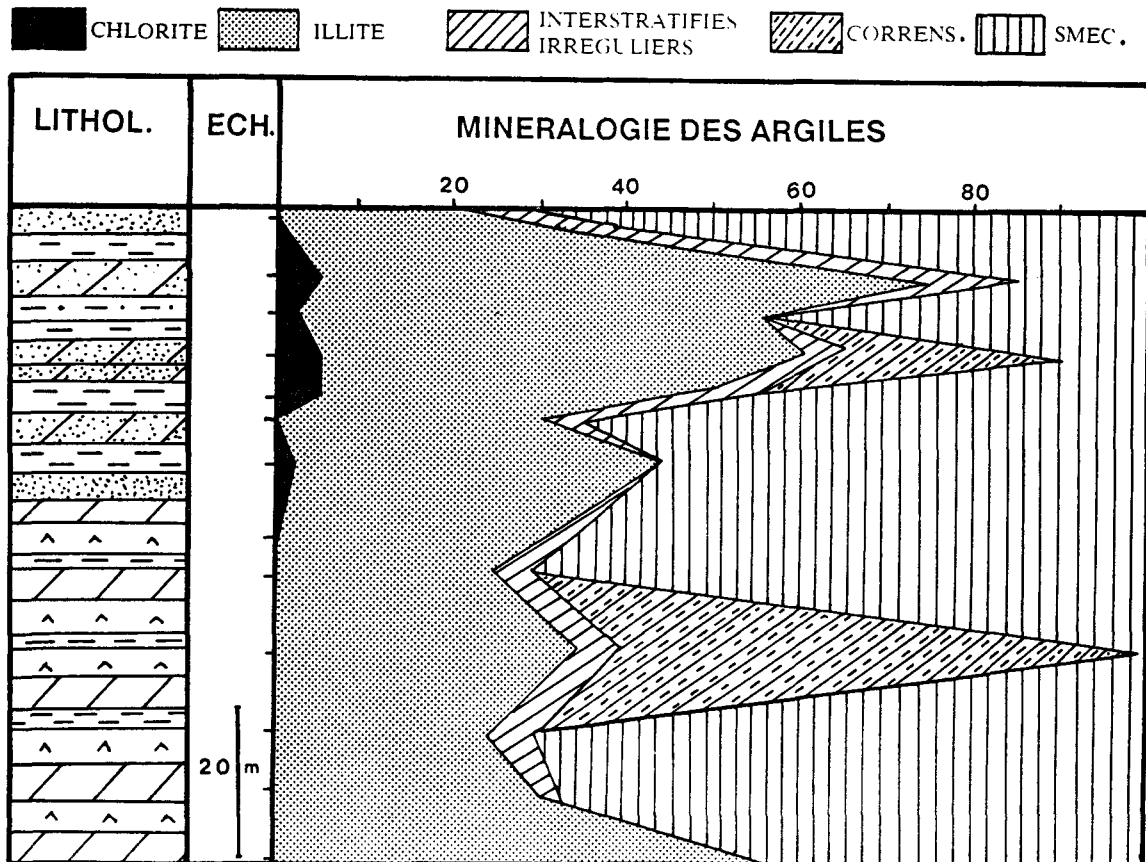


Fig. 69: Lithologie et minéralogie des argiles du complexe évaporitique du Tithonique d'Imin'tanout.

Le complexe évaporitique du Tithonique paraît constituer la source principale du Mg nécessaire à l'authigénèse des smectites dans les niveaux gréseux supérieurs. En effet, ceci se traduit au niveau de la zone I.a, surtout de la coupe d'Amizmiz, par une décroissance générale de la teneur en smectite du bas vers le haut.

Durant l'enfouissement et la compaction de ce complexe évaporitique, des mouvements verticaux d'eaux interstitielles permettraient des échanges d'ions entre différents niveaux lithologiques (Fig.70). Ainsi le Mg en excès dans la partie basale de la coupe va alimenter les niveaux gréseux supérieurs avec un gradient de concentration décroissant vers le haut. La disparition des smectites correspondrait au front de migration du Mg, au dessus duquel les kaolinites prennent naissance par suite de circulation de fluides interstitiels riche en Si et Al.

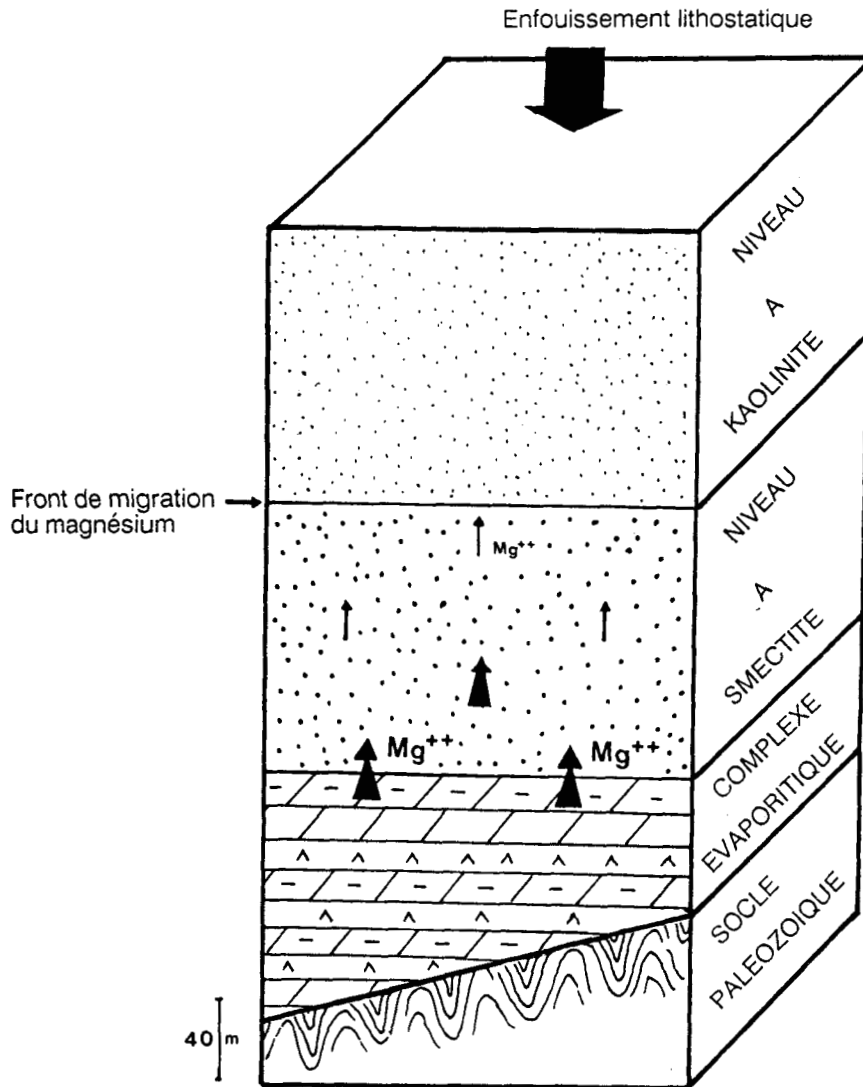


Fig. 70: Schéma suggérant la contribution du magnésium dans la distribution des smectites et des kaolinites authigéniques (Zone I, flanc Nord atlasique).

Le front de migration du magnésium se situe aux mêmes niveaux à Imin'tanout et Amizmiz. Cependant, au niveau d'Amizmiz l'équivalent latéral du complexe évaporitique présente une épaisseur très réduite et est constitué de grés grossiers et d'argiles silteuses. Ceci laisse donc supposer des mouvements latéraux d'eaux interstitielles ramenant le magnésium de l'Ouest vers la région d'Amizmiz.

### c- Héritage et paléoenvironnement

Associée à ces minéraux authigéniques, l'illite ne présente pas de structure particulière, elle est vraisemblablement détritique. Son abondance et son ubiquité traduisent, comme au niveau de la zone Sud atlasique, une érosion active des reliefs par suite d'une activité tectonique permanente, en relation avec la subsidence du bassin du Haut Atlas occidental (Wurster et Stets, 1982). Cependant, au niveau de la coupe d'Amizmiz et plus encore à Imin'tanout, une portion non négligeable de la kaolinite est associée aux marnes et calcaires, elle est vraisemblablement d'origine détritique et témoigne de la présence de versants déclives propices au lessivage des sols.

Les trois coupes étudiées sur le flanc Nord représentent le symétrique, par rapport à la zone axiale du Haut Atlas, du bassin de l'Erguita au flanc Sud. Elles sont limitées au Nord par les reliefs de la Méséta et au Sud par la partie émergée du massif ancien du Haut Atlas. Le matériel détritique alimentant cette région pourrait, *a priori*, provenir de ces deux domaines. Cependant, l'étude des figures sédimentaires dans les séries détritiques du Crétacé inférieur (Behrens et Siehl, 1982) montre que dans la région d'Imin'Tanout et Asni (Fig.71), le transit du matériel se fait vers le Nord et le Nord-Ouest. Par conséquent, la source détritique se situerait au Sud et au Sud-Est et serait constituée principalement par la partie émergée du massif ancien du Haut Atlas.

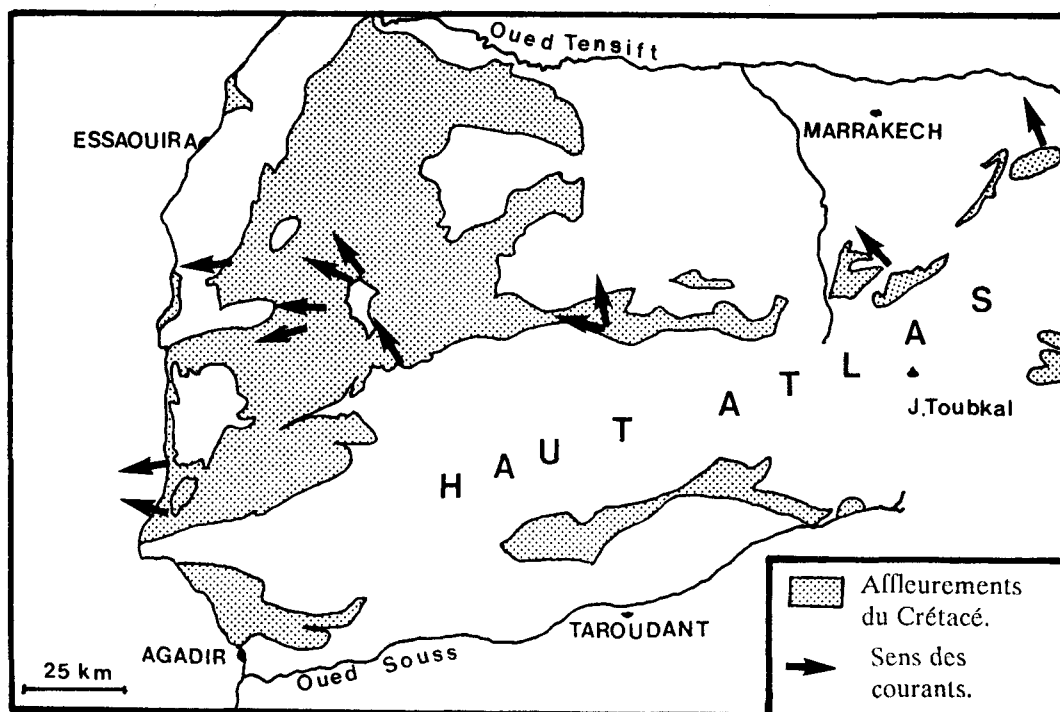


Fig. 71: Direction et sens de courant au Crétacé inférieur (D'après Wurster et Stets, 1982; modifiée).

Le massif ancien du Haut Atlas est constitué de roches magmatiques et métamorphiques dont la désagrégation mécanique produit essentiellement de l'illite et de la chlorite. Or, au niveau de la zone I du versant Nord atlasique seule l'illite domine la fraction argileuse, la chlorite est présente à l'état de trace. La rareté de la chlorite peut s'expliquer par sa vulnérabilité vis-à-vis de l'hydrolyse (Millot, 1964; Dejou et al. 1972). Ceci est vrai dans la mesure où, durant tout le Crétacé, l'hydrolyse est favorisée par la présence d'un climat chaud à forts contrastes saisonniers d'humidité (Furon, 1972; Frakes, 1979).

## 2- ZONE II (CENOMANIEN)

L'ensemble sédimentaire du Cénomaniens est constitué au niveau de la zone Nord atlasique par des faciès évaporitiques (calcaires, dolomies, marnes et gypse). D'Ouest en Est (Imin'tanout à Asni), les sédiments évoluent d'un pôle carbonaté (calcaires et dolomies abondants avec intercalations de quelques niveaux marneux et gypseux) à un pôle argilo-gréseux (argiles gréseuses à gypse avec intercalations de quelques barres carbonatées). Les minéraux argileux sont principalement constitués d'illite, de smectite et d'argiles fibreuses.

### a- Au niveau d'Imin'tanout

Les faciès évaporitiques sont organisés en véritables séquences (Içame *et al.*, 1988). Il s'agit de séquences élémentaires de comblement formées:

- à la base, de bancs assez épais de dolomicrites riches en bioclastes (lamellibranches, débris d'échinodermes, milioles et ostracodes), avec intercalation de niveaux marneux fins.
- vers le sommet de niveaux marneux à gypse avec des bancs de dolomies laminées moins épais. Le gypse (laminé ou nodulaire) forme à certains niveaux des couches limpides qui dépassent parfois 1 m d'épaisseur. Il se présente sous différentes formes, le plus souvent en cristaux massifs mais parfois en cristaux allongés donnant l'impression d'une structure fibreuse.

Ces variations verticales de faciès, correspondent vraisemblablement aux variations d'épaisseur de la tranche d'eau (Wurster et Stets, 1982; Içame *et al.*, 1988). D'après ces auteurs, ces assises reflètent un milieu marin très peu profond, devenant épisodiquement confiné.

Sur le plan de la minéralogie des argiles, on note un parallélisme entre les variations du cortège argileux et l'évolution des faciès (Fig.72):

- vers la base des séquences, correspondant à des faciès carbonatés et marneux, la fraction argileuse est surtout constituée d'illite (65 à 95 %), de chlorite (5 à 10 %) et de smectite en faibles proportions (5 à 15 %).
- vers le sommet des séquences, dans des niveaux d'argiles intercalés de gypse, la proportion d'illite diminue (30 à 40 %), la chlorite subsiste à l'état de traces, tandis que la smectite atteint des valeurs de 50 à 60 %. Au sommet de la troisième séquence, la smectite est très peu abondante (20 %), cette séquence se caractérise par la présence d'argiles fibreuses (palygorskite 40 %, sépiolite 5 %).

### N.B

Dans des niveaux de gypse "pur", l'analyse aux rayons X de la fraction argileuse révèle la présence d'illite en quantité dominante et de smectite peu abondante. Ces échantillons ne sont pas rapportés sur la figure 72.



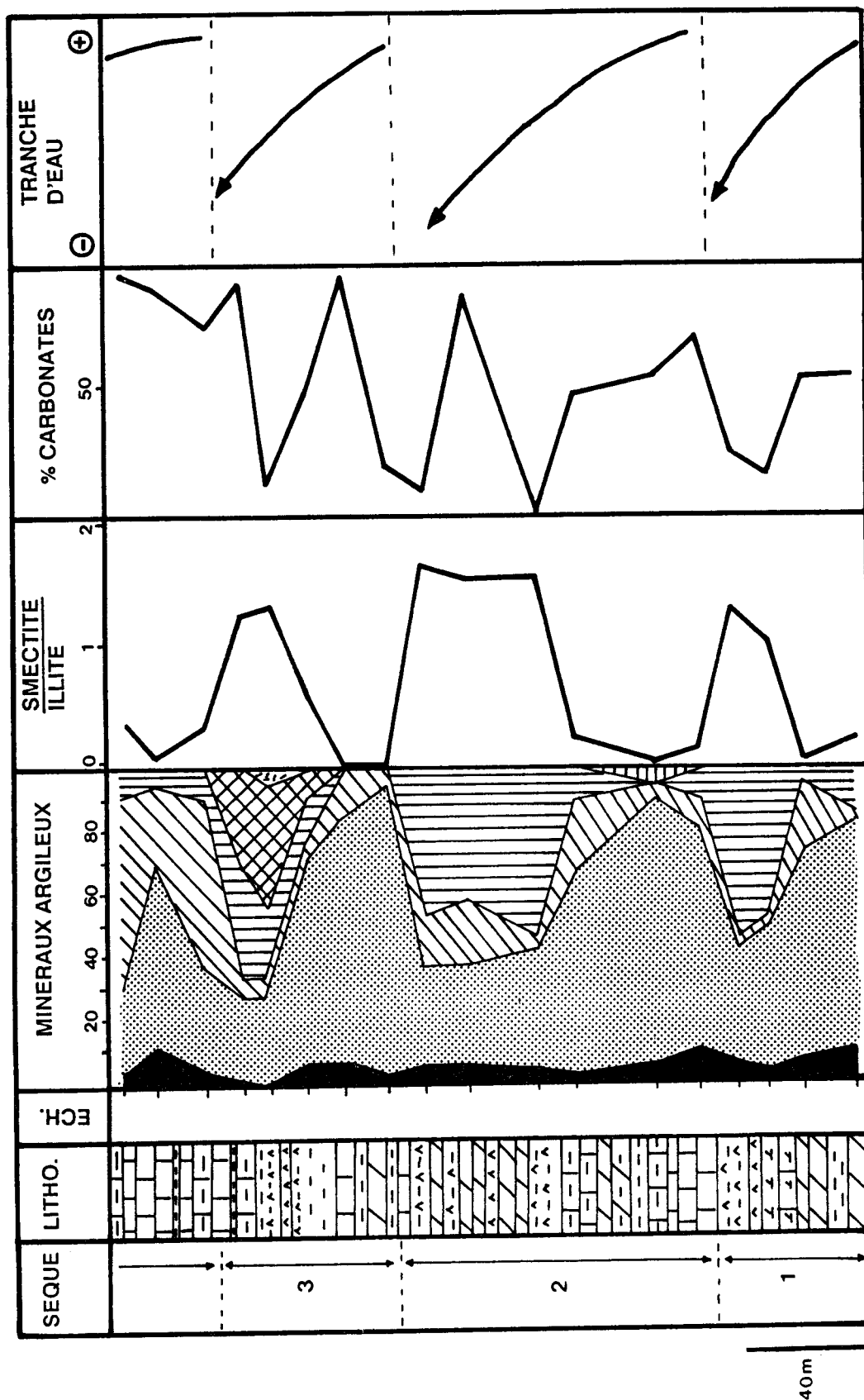


Fig. 72: Evolution de la minéralogie des argiles en relation avec la variation de la tranche d'eau (Cénomanién d'Imin'tanout).

La constitution des assemblages argileux paraît donc en liaison étroite avec les variations de la tranche d'eau:

- vers la base des séquences, dans les sédiments relativement profonds, illite et chlorite associées à des traces de kaolinite proviendraient de l'érosion des reliefs voisins. Cet apport résulte de la subsidence du bassin à cette époque (Wurster et Stets, 1982). A ce niveau, la fraction argileuse est donc principalement héritée.

- vers la partie supérieure des séquences, on assiste à une diminution relative des minéraux primaires et au développement des smectites. L'environnement de ces dépôts chimiques de dolomies et gypse est celui de paysages où sévissent évaporation, confinement et assèchement. Tous les indices recueillis montrent qu'ils étaient peu profonds et que dolomies et gypse se sont déposés sous une faible tranche d'eau. Il s'agit donc de véritables lagons qui se sont asséchés périodiquement en fonction des modifications climatiques. Ces milieux sont favorables à la formation in situ de smectites et d'argiles fibreuses. Les éléments chimiques constitutifs de ces argiles sont tous des éléments solubles, caractéristiques des solutions confinées (Millot, 1967). Les smectites, en particulier, résulteraient d'une néoformation à partir d'éléments concentrés en solution dans le lagon.

L'observation au M.E.T. (microscope électronique à transmission) des palygorskites montre la structure en fibres très allongées organisées en faisceaux, qui se développent surtout sur un fond floconneux de smectites. Deux origines possibles sont envisageables pour la palygorskite :

- 1)- précipitation directe à partir de solutions riches en magnésium.
- 2)- naissance des fibres de palygorskite sur des particules de smectites par addition du magnésium. Cette transformation a déjà été proposée par Trauth (1977) dans le bassin de Mormoiron (France), dans des faciès analogues à ceux du Cénomaniens d'Imin'tanout.

Les bancs de gypse qui font suite aux dolomies sont pratiquement exemptes d'argiles. Pendant leur dépôt, seuls les éléments nécessaires à leur précipitation sont présents dans le milieu. Le milieu sulfaté calcique, propice au gypse, n'est pas favorable à la transformation des argiles héritées. Dans de tels milieux, aucune argile ne peut être néoformée (Trauth, 1977). La fraction argileuse extraite des masses gypseuses est identique à celle des marnes et dolomies. Ceci montre que les argiles des masses de gypse sont simplement héritées. Par ailleurs, l'analyse aux rayons X de la fraction argileuse extraite de ces bancs de gypse après traitement de ces derniers à la soude montre la dominance de l'illite et la présence de smectite à l'état de traces.

En résumé, dans le Cénomaniens d'Imin'tanout les argiles héritées sont constituées principalement de minéraux primaires à dominance d'illite. Ils traduisent la présence proximale de reliefs relativement déclinés et activement érodés par suite de la subsidence du bassin. Pendant l'augmentation de la tranche d'eau contemporaine au dépôt des bancs épais de calcaire et dolomie, la fraction argileuse est essentiellement héritée. Quand la tranche d'eau devient faible, on assiste à la création de véritables lagons où règnent évaporation et confinement. La néoformation des smectites prend de l'ampleur au fur et à mesure que la tranche d'eau diminue. Lorsque le Mg se trouve en excès, on assiste à la transformation des smectites en argiles fibreuses ou tout simplement à la néoformation (précipitation) de ces dernières. Enfin, quand tous les éléments nécessaires à la formation des argiles sont épuisés, on assiste à la précipitation du gypse, qui englobe une quantité très faible d'argiles provenant des reliefs voisins.

#### **b- Vers l'Est d'Imin'Tanout**

Au niveau des autres coupes du flanc Nord du Haut Atlas, l'organisation séquentielle décrite dans le Cénomaniens d'Imin'tanout est moins nette. Les séries sont en effet plus condensées, avec une tendance plus argileuse; les niveaux carbonatés sont peu abondants. Néanmoins, au niveau des deux coupes (Amizmiz et Asni), on rencontre un niveau marno-gypseux caractérisé par la présence d'argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite). Ce niveau pourrait correspondre au sommet de la troisième séquence d'Imin'tanout. Il serait lié à un confinement très important par suite d'une diminution de la tranche d'eau associé à un climat relativement chaud.

Au niveau d'Amizmiz et Asni, les niveaux gypseux sont moins abondants qu'au niveau d'Imin'tanout. La fraction argileuse est caractérisée par la diminution relative de minéraux smectitiques néoformés, en faveur de minéraux primaires hérités. Ceci pourrait correspondre, au niveau de ces deux coupes, à des apports continentaux permanents et plus importants qui masquent la fraction argileuse néoformée.

### **3- ZONE III "BARRE TURONIENNE"**

La séquence carbonatée de la barre turonienne du versant Nord du Haut Atlas occidental inclut, d'après Roch (1930), Choubert (1948), Busson (1970), Schroeder (1976) et Wiedmann *et al.* (1978); le Cénomaniens supérieur et le Turonien. Elle est exposée dans toute la région sous forme de falaises relativement accessibles. La distinction de cette barre est plus facile à l'Est où elle est limitée de part et d'autre par des sédiments rouges évaporitiques cénomaniens et coniaciens. Vers l'Ouest la distinction est plus difficile. Néanmoins, les derniers résultats biostratigraphiques de Wiedmann *et al.* (1978) permettent une bonne corrélation entre l'Est et l'Ouest. Les faciès de la barre turonienne sont caractérisés dans cette région par un développement très important des dolomies et des calcaires dolomitiques.

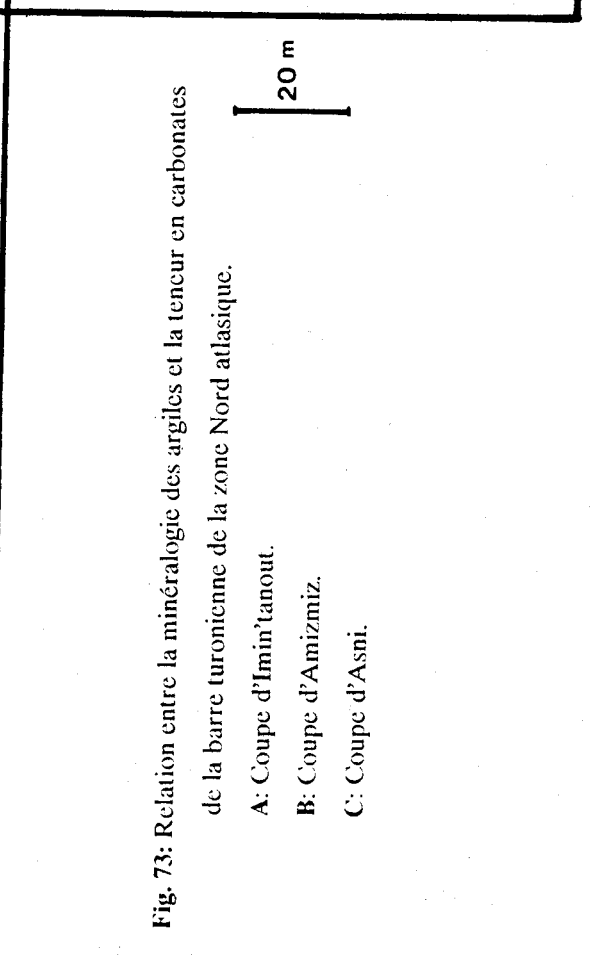
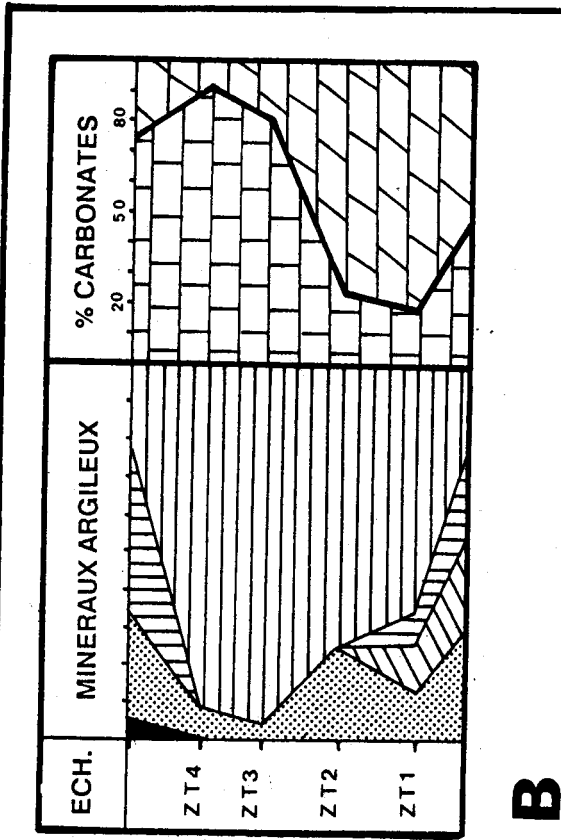
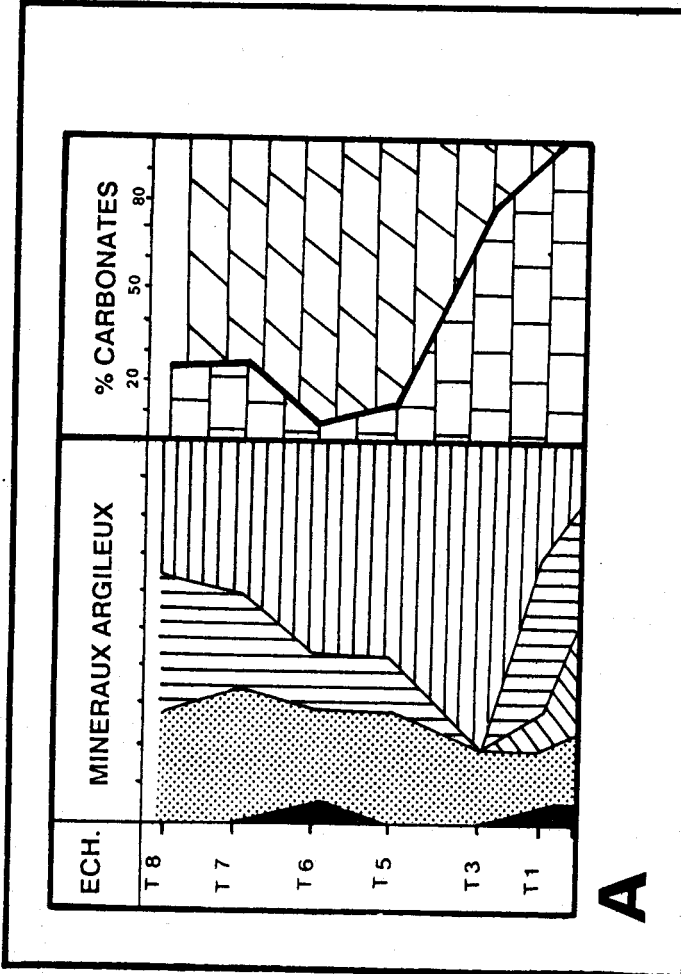


Fig. 73: Relation entre la minéralogie des argiles et la teneur en carbonates de la barre turonienne de la zone Nord atlasique.

A: Coupe d'Imin'tanout.  
 B: Coupe d'Amizmiz.  
 C: Coupe d'Asni.

20 m

La fraction argileuse associée à ces faciès est très peu abondante, elle est constituée principalement de kaolinite (jusqu'à 95 %), qui est relayée vers le sommet et la base de la série par des smectites, des illites et des interstratifiés (Fig.73). La kaolinite présente des pics de diffraction très étroits, qui indiquent une très bonne cristallinité.

Avant de nous intéresser à l'origine de la kaolinite et à son mode de formation, il convient tout d'abord d'examiner le faciès carbonaté (calcaro-dolomitique) auquel elle est associée afin de connaître la relation génétique entre les deux.

#### **a- Origine des dolomies**

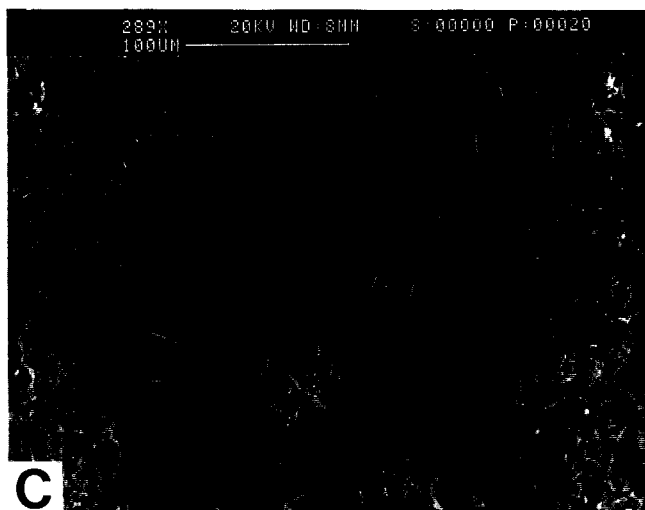
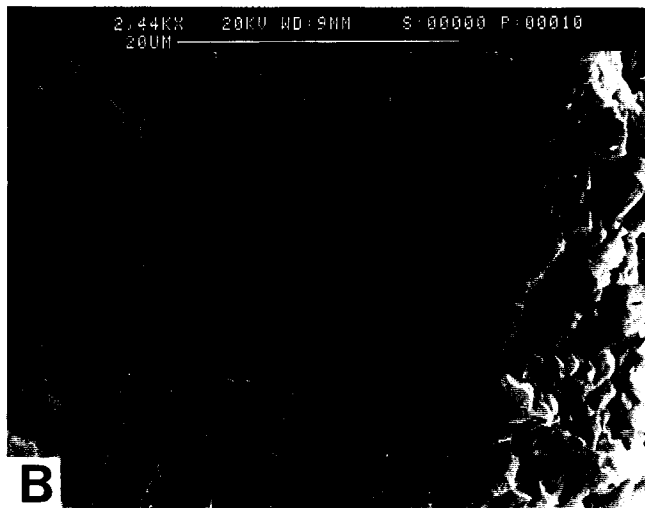
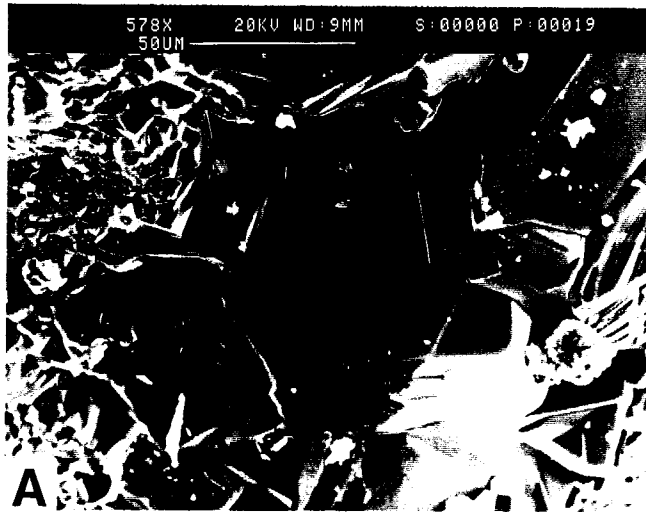
Deux sortes de dolomies peuvent être distinguées (Wallace, 1990):

1)- dolomies primaires: en général, elles remplissent la porosité primaire sous forme de ciment. Elles suggèrent une précipitation de cristaux dolomitiques dans les pores.

2)- dolomies secondaires: elles correspondent à la remobilisation de la calcite par la dissolution et au remplacement (précipitation) par des dolomies limpides. Ces dolomies remplissent donc les vides intercrystallins créés par la dissolution de la calcite, ainsi que la porosité primaire et les fractures des roches.

Dans le cas de la barre turonienne dans la zone Nord atlasique (au Sud et au Sud-Est de Marrakech), la dolomitisation correspondrait plutôt au deuxième type. Elle résulte de la détérioration complète des tests d'organismes benthiques au cours de la diagenèse (Stamm et Thein, 1982; Thein, 1988). Elle entraîne un rapport Ca/Mg très faible dans la région. Le strontium est également très peu abondant, il est remobilisé au cours de la diagenèse précoce par les fluides interstitiels (Stamm et Thein, 1982).

Dans certains niveaux, aussi bien à Imin'tanout qu'à Amizmiz et Asni, les échantillons recueillis sont totalement recristallisés. Il s'agit d'une dolosparite présentant des cristaux rhomboédriques limpides dont la taille varie de 10 à 150  $\mu\text{m}$ . En cathodoluminescence, les rhomboèdres de dolomie prennent une teinte rouge orangé et présentent une zonation. Au M.E.B. sur des sections de cristaux de dolomie, on arrive à déceler cette zonation qui pourrait correspondre à différents stades de développement du minéral (Harris et Meyers, 1987) (Planche.IV-A).



Dans d'autres niveaux, surtout vers la base et le sommet de la série, les échantillons ne sont que partiellement dolomités, il s'agit de calcaire dolomitique. Les cristaux se développent préférentiellement aux niveaux des cavités ou pores de la roche (Planche.IV-B et IV-C). La taille des cristaux devient moins importante ( 5 à 50  $\mu\text{m}$ ), ils sont imbriqués et laissent un faible espace intercrystallin, la porosité est donc plus faible que dans le premier cas.

Les calcaires partiellement dolomités correspondent à des stades intermédiaires de la dolomitisation fossilisés en l'état (Aïssaoui, 1986). Ils prennent naissance quand cessent les conditions favorables à la transformation de la calcite en dolomite à la suite d'un épuisement du stock en magnésium ou encore en raison de mouvements transgressifs modifiant le contexte diagénétique.

La caractérisation des fluides dolomitants pose encore un problème. Ni l'eau marine pure, ni l'eau météorique pure ne paraissent responsables de la dolomitisation. Cependant, l'utilisation des isotopes de l'oxygène (Badiozamani, 1973; Aïssaoui, 1986) montre que les fluides dolomitants portent le cachet d'une composition marine, et ont comportement d'eau météorique. C'est donc la zone dite de "mélange" (mélange des eaux océaniques et des eaux météoriques) qui est la plus propice au compromis.

La relation intime entre la dissolution et la dolomitisation met en évidence la contribution des eaux météoriques dans le processus de dolomitisation, qui se produit soit pendant soit après cette phase de dissolution. La nécessité préalable de la dissolution pour la dolomitisation a été mise en évidence dans d'autres séries dolomitiques (Land, 1973; Sibley, 1980; Ward et Halley, 1985; Wallace, 1990).

#### N.B.

Dans certains niveaux de la série, les échantillons sont pratiquement exempts de dolomies, elle est remplacée par une mosaïque de calcite sparitique: il s'agit d'une calcitisation. Comme pour la dolomitisation, la calcitisation est intimement associée à la dissolution, mais seuls les eaux météoriques sont mises en cause (Aïssaoui, 1985).

---

**Planche IV:** Photographies MEB montrant des cristaux de dolomies de la barre turonienne sur le flanc Nord atlasique.

A)- sections de cristaux de dolomies présentant une zonation (*coupe d'Imin'tanout*).

B et C)- porosité intercrystalline: cristaux de dolomies se développant préférentiellement au niveau des cavités et pores de la roche (*coupe d'Amizmiz et Asni*).

### b- Relation entre la formation de la kaolinite et la recristallisation des carbonates

Dans la barre turonienne, il existe clairement une relation entre la kaolinite et les carbonates recristallisés. Cette observation n'est pas propre à la barre turonienne, elle a déjà été signalée dans certains niveaux cénomaniens d'Askouti, sur le flanc Sud (cf. chapitre IV). Les kaolinites présentent en général des pics à 7 Å très étroits qui matérialisent une bonne cristallinité. L'observation au M.E.B. montre qu'elles sont constituées de palettes pseudo-hexagonales de 2 à 5 µm de diamètre empilées, les unes sur les autres de manière à former des structures en accordéon (Planche V). Ces structures rappellent celles décrites par Wilson et Pittman (1977), Keller (1977) et Burton *et al.* (1987).

Ces kaolinites sont exclusivement rencontrées au niveau des cavités et des pores des roches. Elles remplissent aussi bien les vides intercrystallins que les cavités de dissolution (Planche V). Dans certains cas les cristaux de kaolinite sont éparpillés au niveau des pores ou tout simplement posés en amas sur les faces des rhomboédres de dolomite. Cependant, dans la majorité des cas les pores sont complètement obturés par des cristaux de kaolinites. On les trouve aussi bien au niveau des dolomies et des calcaires dolomitiques que dans les calcaires recristallisés (Fig. 74).

Au niveau des figures 73 et 75, on remarque que le développement de kaolinite se fait indépendamment du degré de dolomitisation. La néoformation de la kaolinite dépend donc d'avantage de la porosité des roches que de leur constitution géochimique. L'abondance de la kaolinite au niveau des échantillons carbonatés (calcaire ou dolomie) complètement recristallisés s'explique tout simplement par la forte porosité intercrystalline de ces derniers. Inversement, leurs teneurs faibles dans les calcaires dolomitiques est due au faible espace intercrystallin donc à la faible porosité de ces faciès.

---

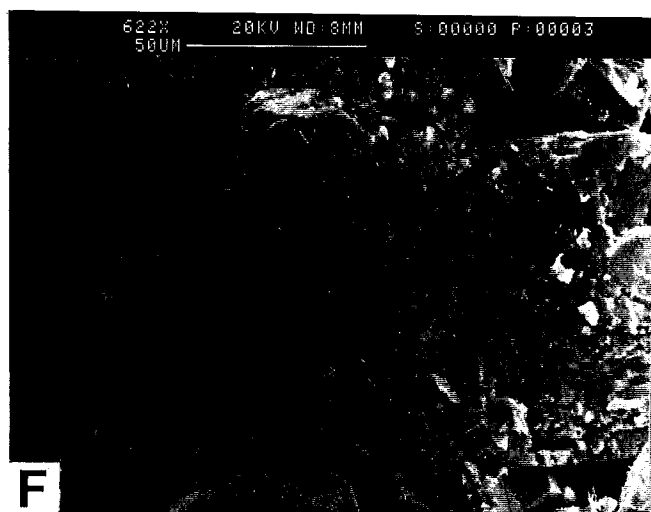
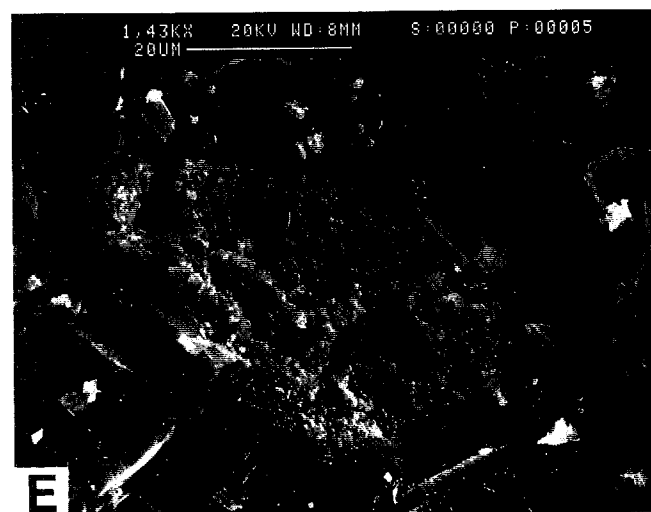
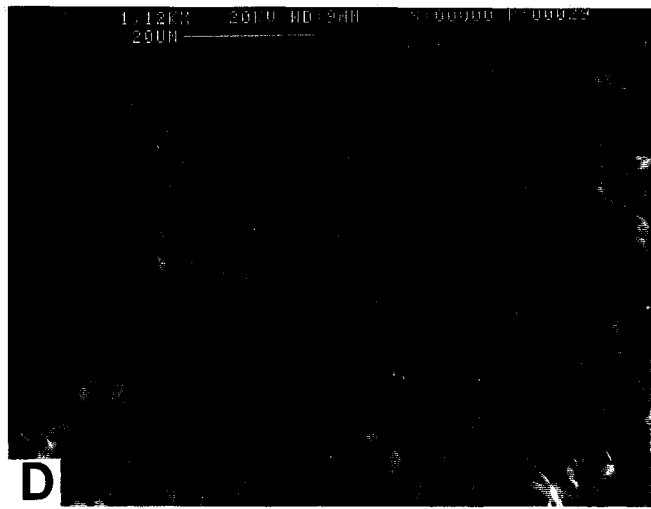
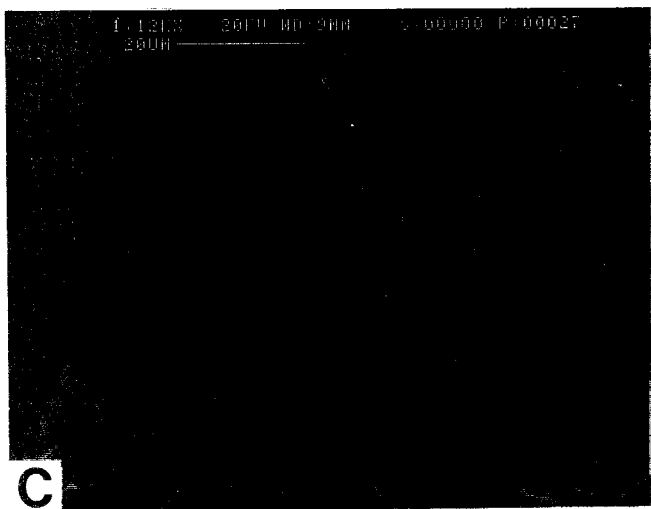
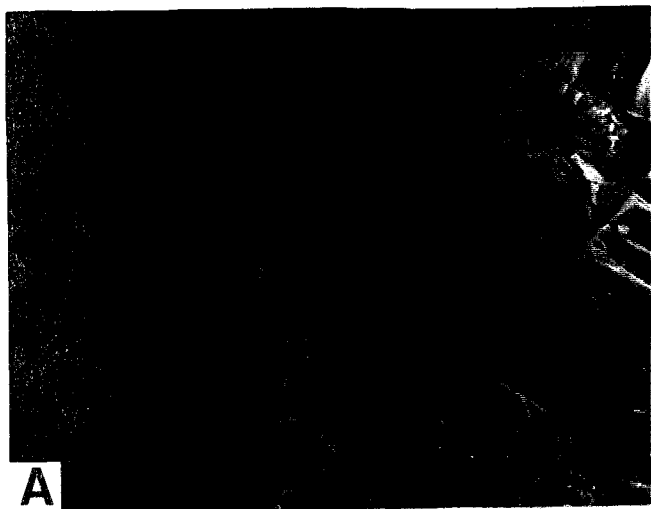
**Planche V:** Photographies MEB montrant des kaolinites authigéniques associées aux faciès carbonatés de la barre turonienne; flanc Nord atlasique.

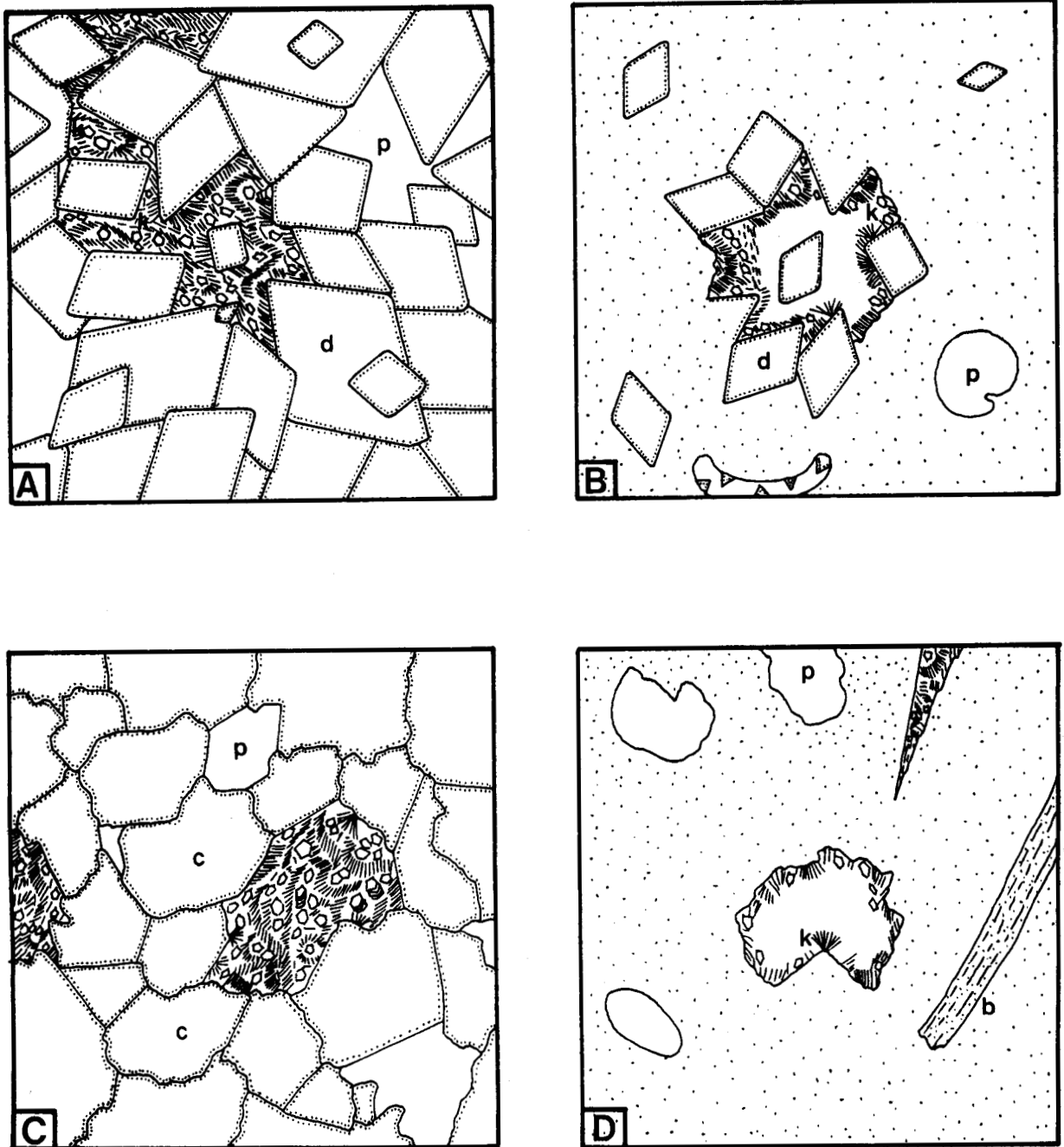
A et B)- développement de kaolinites dans les pores intercrystallin de dolomies; remarquer la structure en "accordéon" des kaolinites (*échantillons prélevés dans la coupe d'Amizmiz*).

C et D)- kaolinites associées aux calcaires dolomitiques (*coupe d'Imin'tanout*).

E et F)- kaolinites associées aux calcaires recristallisés (*coupe d'Asni*).







**Fig. 74:** Schéma montrant l'association de la kaolinite authigénique aux divers faciès carbonatés de la barre turonienne.

A- dans les vides intercrystallins de dolomies.

B- dans les calcaires dolomitiques.

C- dans les calcaires recristallisés.

D- dans les vides de dissolution (pores primaires).

(c: calcite, d: dolomie, k: kaolinite, p: pore)

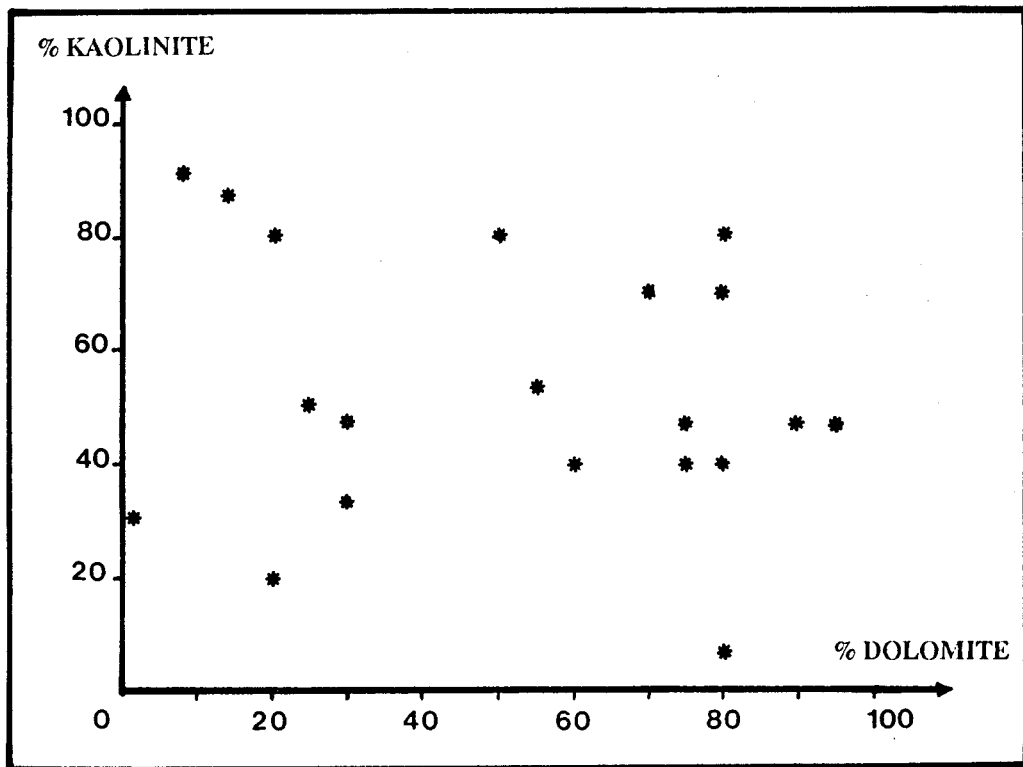


Fig. 75: Diagramme montrant l'absence de relation entre la kaolinite et le degré de dolomitisation des carbonates.

Dans les formation dolomitiques, les kaolinites prennent donc naissance comme dans les formations gréseuses par authigénèse. Il est en effet difficile de concevoir une origine détritique étant donnée leur morphologie et leur relation avec le faciès. Leur formation se fait par précipitation à partir de solutions interstitielles riches en silice et aluminium (May, 1980). Au niveau des dolomies on peut envisager deux possibilités concernant la contribution des fluides interstitiels à la formation des kaolinites:

- 1)- les fluides dolomitants s'appauvrissent en Mg et Ca et s'enrichissent en Si pour donner naissance par néoformation à de la kaolinite.
- 2)- une circulation tout à fait postérieure à la dolomitisation et par conséquent à la dissolution.

Cette deuxième hypothèse est la plus probable dans la mesure où les kaolinites sont également associées à des pores primaires ou de dissolution où le processus de dolomitisation n'est pas mis en jeu. D'autre part, les dolomies de la barre turonienne résultent d'une diagenèse précoce (Stamm et Thein, 1982; Thein, 1988) alors que les kaolinites authigéniques peuvent être dues à des phénomènes superficiels liés à la circulation d'eaux météoriques dans les pores des roches: télodiagenèse (May, 1980; Strong et Milodowski, 1987). Mais dans tous les cas, la disposition géométrique des cristaux de kaolinite par rapport à ceux de la dolomite suggère une origine postérieure à la dolomitisation.

#### 4- ZONE IV (SENONIEN)

Pendant le Sénonien, des différences concernant les assemblages argileux se manifestent entre l'Ouest et l'Est de la zone Nord atlasique. On ne peut pas vraiment parler d'évolution des cortèges argileux de l'Ouest vers l'Est car, les sous étages du Sénonien n'ont pas pu être distingués au niveau d'Amizmiz et d'Asni faute de faunes déterminables.

##### a- Coupe d'Imin'tanout

Associé à une lithologie à dominante gréseuse, le cortège argileux du Coniacien-Santonien est formé principalement d'illite, d'interstratifiés avec des teneurs assez faibles en smectite. L'observation au M.E.B. montre que les illites ne présentent pas de structures particulières, elles sont donc probablement héritées. L'importance des minéraux primaires et le caractère gréseux des sédiments, notamment au Santonien, suggère une érosion mécanique active par suite d'une déstabilisation tectonique. La région d'Imin'tanout semble en effet soumise à une subsidence importante, comme au niveau du bassin d'Erguïta, étant donnée l'épaisseur de la série du Coniacien au Santonien. Le matériel détritique alimentant ce bassin proviendrait principalement de la partie exondée du massif ancien du Haut Atlas.

Tout à fait au sommet du Santonien, la kaolinite (80 %) apparaît de façon sporadique dans un niveau gréseux très poreux. Le caractère bien cristallisé de la kaolinite rappelle celui de la zone I. Elle résulterait donc d'une authigenèse par suite des circulations de fluides en milieu poreux.

Au Campanien, la fraction argileuse est constituée principalement d'argiles fibreuses. Elle est associée à des marnes et argilites rouges à gypse. Ces minéraux argileux résulteraient de la précipitation à partir de solutions concentrées en magnésium. Ils reflètent une sédimentation en milieu confiné, sous climat chaud à forts contrastes saisonniers d'humidité.

##### b- Coupes d'Amizmiz et d'Asni

L'analyse de la fraction argileuse montre une abondance des argiles fibreuses et de la smectite. La sépiolite en particulier présente un large développement dans la région d'Asni, elle est associée principalement à des niveaux d'argiles rouges intercalés de bancs de gypse dépassant parfois 2 mètres d'épaisseur. La précipitation du gypse entraîne probablement une forte concentration du magnésium dans le milieu (Muller et Irion, 1969; Trauth, 1977; Hassouba et Shaw, 1980). La sépiolite résulterait donc de la précipitation à partir de solutions sursaturées en magnésium et à pH élevé, dans des milieux où règnent évaporation et confinement (Galan et Ferrero, 1982; Galan et Castillo, 1984; Leguey *et al.*, 1984; Hay et Stoessel, 1984).

On rencontre toutefois au niveau de ces deux coupes un fond continu de "détritique illitique", qui matérialise la présence de reliefs relativement déclinés. Ces illites proviendraient donc de l'érosion des massifs cristallins du Haut Atlas et de la Méséta.

## 5- ZONE V ET PASSAGE CRETACE-TERTIAIRE

Sur la marge atlantique de l'Afrique, à l'époque Maastrichtien-Eocène, les conditions paléogéographiques et paléoclimatiques sont particulièrement favorables à l'établissement d'un piège géochimique. Ce piège est en grande partie dû à l'activité biologique intensifiée par des apports minéraux dans les courants d'Upwelling et à la matière organique qui en résulte (Lucas et Prévot, 1975). Suivant les conditions de stabilité de la marge, les mêmes sédiments déposés dans les mêmes conditions donneront soit des phosphates soit des hydrocarbures.

Dans les bassins Ouest marocains, se sont surtout les phosphates qui se développent. On les retrouve entre autres dans le bassin du Haut Atlas occidental. Dans la région d'Imin'tanout, ils sont localisés au Maastrichtien et au Paléocène soit sous forme de calcaires phosphatés ou tout simplement de phosphates meubles. Au niveau d'Asni, les niveaux phosphatés (Maastrichtien-Eocène) sont très peu épais.

Sur le plan des cortèges argileux, cette zone est caractérisée par un changement brutal qui ne coïncide pas obligatoirement avec la limite Crétacé-Tertiaire, mais qui est tributaire d'un changement lithologique. Les formations phosphatées présentent un cortège argileux soit à prédominance de smectites (jusqu'à 90 %) au niveau d'Imin'tanout, soit à illite et smectite au niveau d'Asni. La disparition des phosphates correspond au large développement des argiles fibreuses (jusqu'à 80 % à Imin'tanout et 100 % à Asni). Sur le flanc Sud, au niveau d'Afensou, on observe la même évolution avec surtout de l'illite dans les niveaux phosphatés.

De telles associations ont déjà été signalées par plusieurs auteurs. En effet, une association préférentielle phosphate-smectite et une exclusion phosphate-palygorskite a été décrite par Slansky (1959); Slansky *et al.*, (1959). Un antagonisme entre les phosphates et les minéraux magnésiens en général (dolomite, palygorskite et sépiolite) a été avancé par Jeannette *et al.* (1956), Millot (1964) et Lucas *et al.* (1979).

Avant de nous intéresser à la signification génétique de ces associations, il convient de faire allusion aux conditions paléogéographiques favorables au développement des phosphates. La formation et la mise en place des phosphorites sédimentaires sont des problèmes vivement étudiés depuis une quinzaine d'années (Slansky, 1980; Baturin, 1982; Boujot, 1986). Sans aborder en détail ce problème, il convient juste de signaler la relation qui lie les phosphorites aux évaporites. Dans de nombreux gisements étudiés dans le monde, bien qu'elle ne se manifeste pas toujours de la même manière, la relation entre les phosphorites et les évaporites est évidente. Au Maroc, dans les gisements phosphatés des Gantours le caractère évaporitique est discret (Prévôt *et al.*, 1971). Il apparaît cependant par des efflorescences de sels dans les tranchées anciennes et par la présence de faibles pics de halite et de gypse dans quelques diagrammes de diffraction X. Dans la région d'Afensou, des niveaux d'argiles gypseuses sont intercalés dans la série phosphatée.

Les milieux favorables aux évaporites et ceux où se forme l'apatite sont donc assez semblables, comme le montre d'ailleurs la fréquence de la proximité géographique de phosphorites et des évaporites (Hite, 1978). Ils correspondent à des milieux calmes dont les échanges sont limités avec la pleine mer. C'est dans de tels milieux que les argiles fibreuses, considérées comme des évaporites silicatées par Trauth (1977), prennent également naissance. Cependant, bien que formées tous deux dans des milieux confinés, phosphorites et argiles fibreuses diffèrent dans leurs origines.

L'antagonisme observé entre les phosphorites et les argiles fibreuses ou les minéraux magnésiens dépend des caractères géochimiques du bassin. Martens et Harris (1970) ont nettement montré que le magnésium de l'eau de mer empêche la formation des phosphates. Ceci est conforme aux observations de Nathan et Lucas (1972 et 1976) sur le rôle de poison du magnésium dans la cristallisation de l'apatite.

Il faut signaler enfin que l'antagonisme entre phosphates et argiles fibreuses n'est pas général. Dans certains niveaux et dans certains gisements, l'association phosphate-palygorskite est possible. Les argiles fibreuses sont dans ce cas probablement héritées du continent voisin (Prévot *et al.*, 1971).

On peut donc conclure que la fraction argileuse associée aux phosphates est essentiellement détritique, elle dépend des conditions morphologiques, climatiques et tectoniques régnant sur le continent environnant. Au niveau d'Imintanout, l'abondance des smectites correspond à un calme tectonique et au développement de sols mals drainés sous des climats chauds à contrastes saisonniers d'humidité. Par contre vers l'Est, au niveau d'Asni, la présence en quantité non négligeable de l'illite indique une érosion active en réponse à une déstabilisation locale des reliefs qui entraîne du matériel détritique.

### C- CONCLUSION

Sur la zone Nord atlasique, la fraction argileuse résulte de processus diagénétiques et d'apports détritiques. Les modifications diagénétiques concernent particulièrement la zone I (Hauterivien supérieur-Vraconien) et la zone III (Turonien). Les argiles associées aux grès dans le premier cas et aux dolomies et calcaires dolomitiques dans le second résultent de la néoformation en milieu poreux.

Du point de vue paléogéographique, deux phases morphologiques peuvent être distinguées: 1)- au Crétacé inférieur l'abondance de l'illite témoigne d'une activité tectonique importante par suite de la subsidence du bassin. Les matériaux détritiques proviendraient de la Méséta et du massif ancien du Haut Atlas. 2)- à partir du Cénomaniens et pendant le Crétacé supérieur et l'Eocène, la subsidence du bassin devient faible. Le comblement du bassin se fait essentiellement par des faciès évaporitiques dont les argiles sont constituées d'alternance de smectite et d'argiles fibreuses. Elles reflètent une sédimentation en milieux confinés, sous climat chaud à forts contrastes saisonniers d'humidité.

**CHAPITRE - VI :**

**CONCLUSIONS GENERALES :**

**ESSAI DE SYNTHESE SUR L'ORIGINE  
DES ARGILES DU GOLFE ATLASIQUE  
DU JURASSIQUE SUPERIEUR A L'EOCENE.**







**CHAP. VI- CONCLUSIONS GENERALES : ESSAI DE SYNTHÈSE SUR  
L'ORIGINE DES ARGILES DU GOLFE ATLASIQUE DU JURASSIQUE  
SUPERIEUR A L'EOCENE.**

La constitution des assemblages argileux étudiée sur environ 1000 échantillons du Jurassique supérieur à l'Eocène du Haut Atlas occidental est conditionnée à la fois par des effets diagénétiques et par l'évolution des environnements de dépôt dans le Golfe atlasique. Dans ce chapitre on tente de dresser un bilan sur l'origine des cortèges argileux du bassin du Golfe atlasique.

### **I- EFFETS DIAGENETIQUES**

Les cortèges argileux des formations étudiées dans le Haut Atlas occidental ont subi des modifications post-sédimentaires importantes et variées.

#### **A- DIAGENESE EN MILIEU EVAPORITIQUE**

Dans les milieux évaporitiques, l'évaporation et le confinement entraînent une forte concentration des éléments chimiques en solution dans le milieu de sédimentation. Les transformations minéralogiques, en particulier des minéraux argileux, sont très fréquentes.

Dans les faciès évaporitiques du Golfe atlasique (argiles, carbonates et gypse) la diagenèse affecte particulièrement les smectites qui se transforment en corrensite. Cette transformation a été mise en évidence dans le complexe évaporitique du Tithonique à Imin'tanout, dans le Cénomaniens d'Afensou et dans le Sénonien de Tafinegoult et d'Afensou. Dans les trois cas la corrensite coexiste très rarement avec la smectite, elle apparaît quand disparaît cette dernière. Au niveau de toutes les coupes étudiées de part et d'autre du Haut Atlas, en particulier dans la zone Sud atlasique, les argiles sont dominées au Sénonien par des smectites (Fig.76). Ceci suggère qu'au niveau du bassin d'Erguita, en particulier sur la coupe d'Afensou, une transformation de la smectite en corrensite s'est opérée. Cette transformation se fait sous des conditions de pH et de rapport Mg/Ca élevés.

La corrensite est souvent associée à des faciès carbonatés (dolomies et calcaires) et gypseux. L'environnement de ces dépôts chimiques est celui de paysages où sévissent évaporation, confinement et assèchement. La précipitation du gypse entraîne une augmentation relative de la concentration du magnésium en solution et par conséquent dans les sédiments, ce qui provoque une transformation des smectites en corrensite. Une question reste cependant posée quant au caractère précoce (c'est-à-dire dans le milieu de sédimentation) ou tardif (c'est-à-dire lors de l'enfouissement) de la transformation smectite/corrensite.

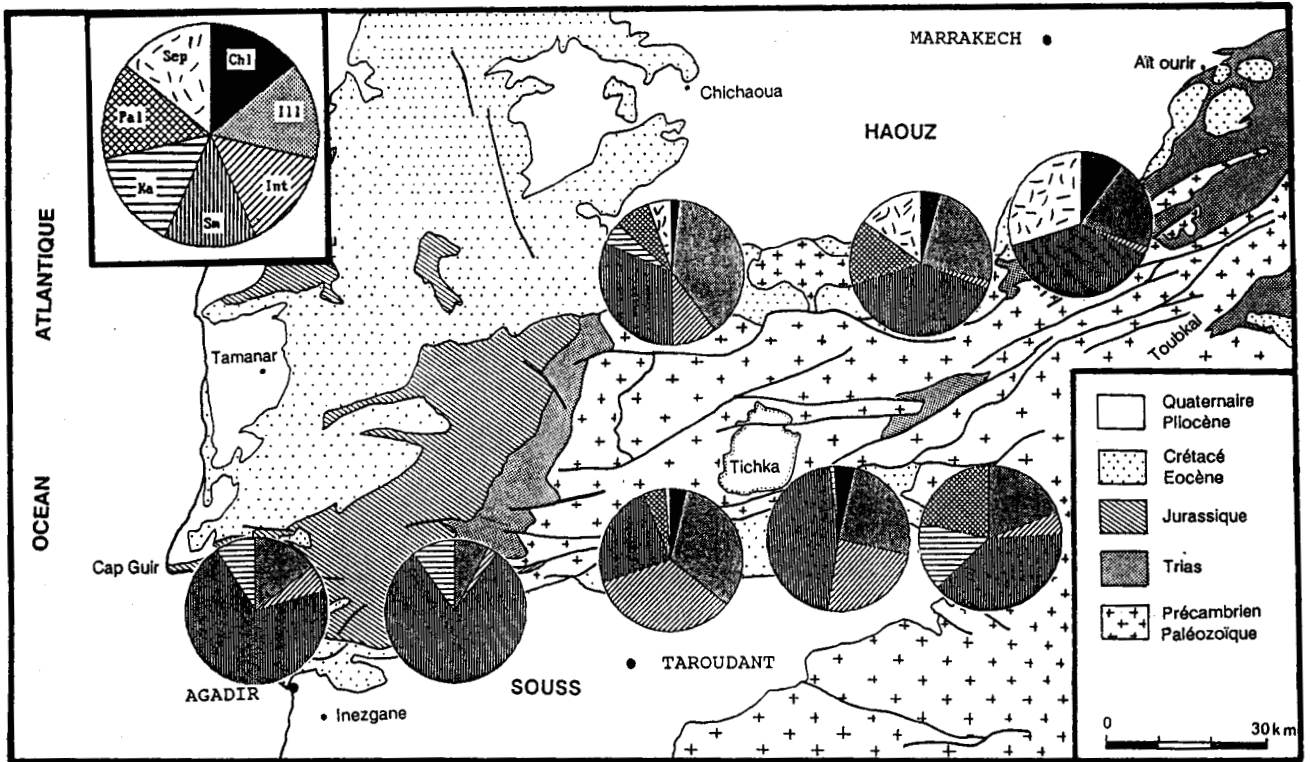


Fig. 76: Répartition des assemblages argileux sénoniens dans le Haut Atlas occidental.

## B- DIAGENÈSE D'ENFOUISSEMENT

L'influence de la diagenèse d'enfouissement s'exprime sur le flanc Sud du Haut Atlas au niveau de deux coupes; la coupe d'Agadir dans le bassin d'Agadir et la coupe d'Afensou dans le bassin d'Erguita.

Dans la coupe d'Agadir, elle se traduit vers la base de la série à la fois par l'accroissement des proportions d'illite et de chlorite au détriment de la smectite et de la kaolinite et par l'amélioration de la cristallinité de l'illite. Au cours de cette diagenèse, les smectites sensibles aux augmentations de pression et température se transforment selon les concentrations en potassium et magnésium en illite ou en chlorite. Au niveau d'Agadir la diagenèse d'enfouissement est compatible avec l'épaisseur des sédiments qui atteint 3000 m.

En plus de la chlorite et de l'illite, la vermiculite constituerait un produit de la diagenèse d'enfouissement. En effet, associée à un niveau de "marnes chocolats" relativement pauvres en magnésium au Kimméridgien, la vermiculite résulterait d'une transformation incomplète de la smectite en chlorite en raison du déficit en magnésium.

Dans la coupe d'Afensou, la diagenèse d'enfouissement provoque une évolution, en fonction de la profondeur, des interstratifiés vermiculite/smectite et de la corrensite (Voir chap. IV). L'influence de la diagenèse d'enfouissement est particulièrement évidente à partir de 1200 m de profondeur où on observe une amélioration de la cristallinité de la corrensite et une tendance vers une composition 50/50 (c'est à dire 50 % de feuillets de chlorite et 50 % de feuillets smectitiques). Toutefois, la persistance de smectites à certains niveaux suggère une influence diagénétique relativement peu importante, n'ayant pas pu oblitérer complètement les caractères du cortège argileux initial.

Au niveau d'Afensou où les sédiments se sont déposés en milieu confiné (milieu évaporitique), les transformations minéralogiques interviennent à faible profondeur (environ 400 m), par contre au niveau d'Agadir (milieu marin ouvert), l'influence de la diagenèse d'enfouissement n'est clairement exprimée qu'à partir de 2500 m de profondeur. Cela traduit le fait que les concentrations importantes de certains éléments dans les milieux évaporitiques ont favorisé les transformations. La corrensite peut donc se former dans des conditions thermodynamiques variables, mais la condition qui semble fondamentale pour permettre sa formation est la présence d'un milieu riche en magnésium (Fig.77).

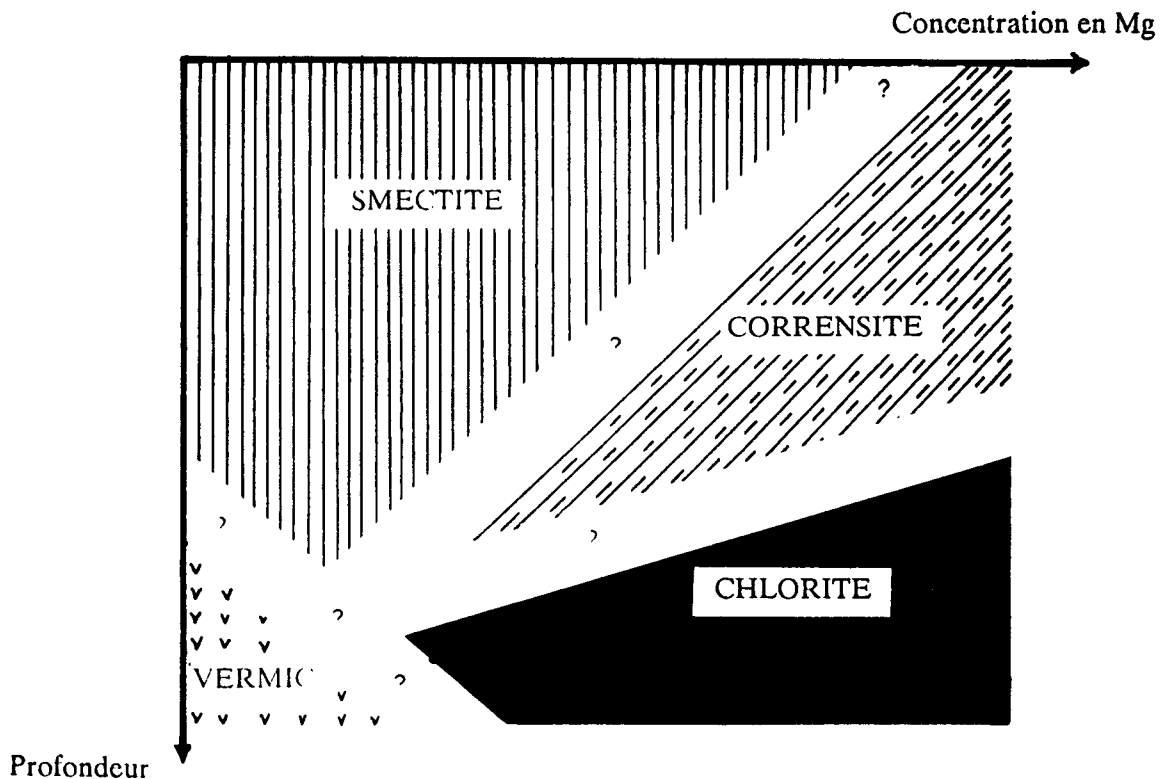


Fig. 77: Représentation schématique des domaines de stabilité des minéraux argileux (magnésiens) au cours de la diagenèse.

### C- DIAGENESE EN MILIEUX POREUX

Les argiles prennent naissance par authigénèse, à partir de solutions interstitielles dans les pores des roches. Ces phénomènes sont fréquents dans les formations gréseuses du Crétacé inférieur de la zone Nord atlasique, mais aussi dans les formations carbonatées de la barre turonienne à Askouti et dans la zone Nord atlasique. Dans les formations gréseuses, l'importance des néoformations dépend de la porosité des roches. Dans les formations carbonatées, les néoformations sont plus importantes dans les dolomies recristallisées que dans les calcaires dolomitiques; la porosité intercrystalline est beaucoup plus importante dans le premier cas par rapport au second.

La nature des argiles néoformées dépend principalement de la nature chimique des eaux interstitielles.

La kaolinite constitue le minéral le plus commun dans les formations poreuses, aussi bien gréseuses que carbonatées, les kaolinites authigéniques se présentent sous forme de palettes pseudo-hexagonales à hexagonales empilées les unes sur les autres pour former des structures variées (Planche II). Dans les grès, elles résultent de la combinaison de l'aluminium apporté, sous forme de complexes alumineux solubles, par les eaux interstitielles et de la silice dissoute dans les pores. Dans les niveaux carbonatés les néoformations d'argiles sont moins fréquentes que dans les grès. Cependant, elles prennent une grande importance dans la barre turonienne de la zone Nord atlasique. La forte porosité ainsi que la présence en quantité importante de silice (sous forme de quartz  $< 2 \mu\text{m}$ ) explique le large développement des kaolinites authigéniques.

Les smectites authigéniques sont également rencontrées dans les alternances grès-argile de l'Hauteriviens supérieur-Barrémien des coupes d'Imin'tanout et d'Amizmiz. Les smectites sont exclusivement associées aux échantillons gréseux. Leur teneur augmente en fonction de la porosité des grès et se présentent sous des formes délicates et diversifiées (planche III) qui ne peuvent en aucun cas correspondre à une origine détritique. La néoformation des smectites nécessite la présence proximale d'une source de magnésium, comme c'est le cas du complexe évaporitique du Tithonique à Imin'tanout.

Certains minéraux associés aux argiles se développent également par authigénèse dans les milieux poreux. Ils présentent des structures automorphes qui se sont développées par cristallisation *in situ*. Les plus rencontrés sont la goethite et les lépisphères d'opale (Planche I, annexe).

Il faut noter cependant qu'à toutes les formations poreuses en général et gréseuses en particulier ne sont pas associées des argiles authigéniques. Ceci est probablement due au fait que la composition chimique des eaux interstitielles n'est pas favorable à la formation d'une espèce minérale donnée. Dans ce cas seules les argiles détritiques sont identifiées. Pour distinguer les argiles d'origine détritique des argiles d'origine authigénique, nous avons utilisé principalement le microscope électronique à balayage: la structure des argiles authigéniques se présentent sous des formes automorphes et fragiles.

## **II- INFLUENCES DETRITIQUES ET DES MILIEUX DE DEPOTS**

### **A- INFLUENCE DES MILIEUX DE DEPOT**

Dans les milieux évaporitiques, la formation des minéraux argileux se fait généralement par précipitation à partir de solution du milieu de sédimentation. Sur la zone Nord atlasique, au Sénonien et plus encore à l'Eocène, les paysages sont constitués de bassins peu profonds clos à semi clos sous climats relativement chauds. L'évaporation et le confinement sont favorisés, ils entraînent une forte concentration de certains éléments chimiques, notamment le magnésium dans le milieu. Les argiles néoformées sont principalement des argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite) et des smectites trioctaédriques. Au Sénonien la sépiolite, véritable évaporite silicatée, devient de plus en plus abondante vers l'Est, en direction du continent (Fig.76).

A l'Eocène, aussi bien sur la zone Nord (Imin'tanout, Asni) que sur la zone Sud atlasique (Afensou), l'abondance de la palygorskite, suppose des conditions très favorables à son développement: bassins péri-marins peu profonds à forte concentration en magnésium et climat chaud. Au Maastrichtien et à la base de l'Eocène, le développement des phosphates suggère les mêmes conditions de paysage et de climat, mais, la présence du phosphore dans le milieu de sédimentation empêche la néoformation des palygorskites (cf. chapitre V).

Du point de vue paléogéographique, ces cortèges argileux contemporains aux sédiments auxquels ils sont associés présentent le même intérêt que les argiles héritées. Ils sont caractéristiques d'un climat, d'une morphologie continentale bien définis et leur formation nécessite des conditions relatives de stabilité tectonique.

## B- INFLUENCES DETRITIQUES

Les caractéristiques des argiles détritiques, acquises lors de leurs genèses, reflètent les conditions dans lesquelles elles se sont formées. Il s'agit maintenant d'envisager les principaux processus qui déterminent la nature des minéraux argileux et leurs modifications au cours du temps.

### 1- INSTABILITE TECTONIQUE

Dans le bassin du Haut Atlas occidental, l'activité tectonique résulte à la fois de l'instabilité des marges liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord, de l'évolution du Golfe atlasique et de la surrection de la chaîne du Haut Atlas. L'influence de cette instabilité tectonique s'exprime à différentes périodes.

**Au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur**, la grande abondance de l'illite au niveau de toutes les coupes témoigne d'une désagrégation mécanique active du substratum continental activement érodé par suite de l'instabilité des marges atlantiques. Les données géologiques et géophysiques indiquent qu'à cette période on est encore aux premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique Nord. Le spreading de la croûte océanique atlantique entraîne la subsidence des marges continentales. Une sédimentation détritique continue prend place au niveau du bassin du Haut Atlas occidental. Le matériel détritique provient essentiellement du massif ancien du Haut Atlas, de l'Anti Atlas et de la Méséta.

Dans le bassin d'Agadir, partie extrême occidentale du Golfe atlasique, la subsidence atteint son maximum. Elle est due à l'effet combiné de l'ouverture atlantique à l'origine de l'instabilité marginale et de l'approfondissement, par suite d'une évolution propre du bassin du Golfe atlasique.

Au Barrémien supérieur, au niveau de la coupe de Tamzergoute (bassin d'Agadir) et de la coupe de l'Oued Tlit (bassin d'Essaouira), la fraction argileuse est essentiellement constituée de minéraux primaires (illite et chlorite). Cet événement minéralogique exprimé aussi bien en bordure Est de l'Atlantique qu'en bordure Ouest, résulterait de la réaction tectonique des marges continentales à une accélération momentanée de l'ouverture du jeune Océan atlantique. Ceci a pour conséquence l'intensification de l'érosion sur les terres émergées ce qui entraîne un flux terrigène important et une sédimentation à dominance d'argiles rouges et de grès.

Vers le continent, au niveau du bassin d'Erguita au Sud, et Imin'tanout au Nord, la subsidence devient moins importante. L'effet de l'instabilité marginale due à l'ouverture atlantique s'amortit. La sédimentation est principalement contrôlée par les mouvements propres du bassin du Golfe atlasique.

**Au Sénonien**, alors que la smectite constitue l'essentiel de la fraction argileuse des sédiments déposés dans le bassin d'Agadir, les apports d'illite sont importants dans le bassin d'Erguita et au niveau d'Imin'Tanout. Ils témoignent d'une érosion mécanique active par suite d'une déstabilisation tectonique. Le bassin d'Erguita, de même que la région d'Imin'tanout, semblent être soumis à une subsidence importante étant donnée la forte épaisseur du Coniacien-Santonien. Le matériel détritique alimentant les deux régions proviendrait principalement de la partie exondée du massif ancien du Haut Atlas. Enfin au Maastrichtien, l'accroissement important de l'illite dans les régions d'Agadir et d'Afensou, ainsi que la tendance gréseuse des sédiments montrent l'importance grandissante de l'érosion qui entraîne sur les lieux de sédimentation des éléments issus des roches. Cet événement minéralogique exprimé dans de nombreux forages du D.S.D.P. paraît correspondre à l'ouverture de l'Atlantique Nord-Ouest. Le domaine côtier réagit à cet événement par une instabilité tectonique et une reprise d'érosion.

## 2- INFLUENCES CLIMATIQUES

Dans le bassin du Golfe atlasique, au **Crétacé inférieur**, les périodes d'instabilité tectonique favorisent le remaniement des minéraux argileux des roches par rapport à ceux des sols. L'expression des climats est donc masquée à cette période. La présence de kaolinite dans le Crétacé inférieur du bassin d'Agadir d'Essaouira (coupe de Oued Tlit) et d'Imin'tanout, paraît refléter l'établissement d'un climat chaud et relativement humide. De plus, lors de la désagrégation mécanique des roches cristallines (magmatiques ou métamorphiques) de l'Anti Atlas et du massif ancien du Haut Atlas, illite et chlorite devraient constituer l'essentiel de la fraction argileuse déposée dans le bassin. Or, seule l'illite domine très largement la fraction argileuse, la chlorite est présente généralement à l'état de traces. La chlorite constitue un minéral phylliteux plus vulnérable à l'hydrolyse que l'illite; les faibles proportions de chlorites au Crétacé inférieur s'accordent bien avec l'existence de climats chauds et relativement humide.

Au **Cénomanién** et au **Sénonien**, les minéraux apportés en plus grande quantité sont les smectites. Leur abondance est très fréquemment supérieure à 80 % de la fraction argileuse au niveau d'Agadir. Deux familles principales de smectites ont été décrites dans ces formations:

1)- smectites résultant d'une transformation: lorsque le lessivage sur les roches à l'affleurement est peu important, les processus de dégradation partant de la chlorite et de l'illite évoluent par l'intermédiaire des interstratifiés vers les smectites, qui représentent alors un stade évolué de la pédogenèse. Ces transformations minéralogiques en direction des smectites, qui débutent dans les zones tempérées dans les sols de basse altitude se font indépendamment de la nature de la roche-mère.

2)- smectites résultant d'une néoformation: elles se développent surtout dans les plaines semi-arides ou arides. L'évaporation concentre les solutions en silice ainsi qu'en ions alcalins ou alcalino-terreux, apportés au préalable par les eaux depuis les zones de lessivage.

Les smectites issues aussi bien de transformation que de néoformation expriment un climat chaud à humidité saisonnière contrastée. Lorsque les conditions favorables sont très marquées, les minéraux tendent à envahir le paysage et les phases transitoires disparaissent. Ceci explique la présence des smectites pratiquement exclusives en particulier dans le Sénonien d'Agadir.

A l'Eocène, sur l'ensemble du bassin du Golfe atlasique ainsi qu'au Turonien de la région d'Afensou, les smectites sont relayées par la palygorskite. Ce minéral caractérise également un climat chaud ayant une tendance à l'aridité.

En conclusion; l'étude des minéraux argileux suggère, sur le bassin du Haut Atlas occidental, la présence d'un climat chaud à alternance de périodes sèches et humides, mais tendant vers l'aridité. Il peut être comparé au climat qui règne à l'heure actuelle dans la région. Le même type de climat a été décrit sur plusieurs bassins Ouest africains. Il est donc possible de supposer que ce type de climat ait pu régner sur une grande partie du globe terrestre. De plus, si l'on exclut la kaolinite néoformée dans les pores des roches gréseuses et carbonatées; on s'aperçoit que dans l'ensemble des formations étudiées, ce minéral est peu représenté alors que les domaines continentaux, fournisseurs potentiels de ce minéral sont proches du domaine étudié. La rareté de la kaolinite détritique exprimerait donc l'érosion vigoureuse de roches principalement magmatiques et métamorphiques ramenant sur les lieux de sédimentation principalement de l'illite et de la chlorite.

### 3- VARIATIONS EUSTATIQUES

De manière générale il semble que les variations globales du niveau de la mer conditionnent en partie la composition et les variations des assemblages argileux d'origine détritique. La relation entre la minéralogie des argiles est la même aussi bien avec les variations eustatiques à court terme qu'avec les variations eustatiques à long terme. Trois mécanismes permettent d'expliquer cette relation. Ils n'aboutissent pas à des résultats analogues concernant la composition des assemblages argileux, cependant ils permettent de différencier les dépôts de haut niveau marin des sédiments déposés en contexte régressif.

#### a- Mécanisme de sédimentation différentielle

Les mécanismes de sédimentation différentielle conduisent au dépôt préférentiel de l'illite et de la kaolinite près des rivages et à l'exportation des smectites vers le large. Ce tri des minéraux argileux résulte de la plus petite taille, de la plus grande flottabilité et de la floculation des smectites. Les variations du niveau de la mer provoquent l'éloignement ou le rapprochement du bassin des lignes de rivage, ce qui peut se traduire par des modifications des conditions de tri minéralogique.



Ainsi les variations rapport smectite/illite (S/I) permettent de détecter les variations induites par le mécanisme de sédimentation différentielle. L'élévation du niveau de la mer a tendance à augmenter la distance entre les sources terrigènes et le bassin, le rapport S/I est donc important. Par contre, pendant la baisse du niveau de la mer le rapport devient plus faible.

Enfin, les variations du rapport S/I concernent aussi bien les variations eustatiques à court terme que les variations eustatiques à long terme. Au niveau de l'Oued Tlit (chap. V), on a montré que les cycles eustatiques de 3<sup>ème</sup> ordre coïncident avec la variation du rapport S/I. Au niveau de la coupe d'Agadir, l'effet de la transgression céno-mano-turonienne commence à se sentir dès l'Albien moyen. L'augmentation de la teneur en smectite à ce niveau correspondrait donc en partie à l'effet de l'eustatisme.

#### **b- Evaporation et confinement**

En bordure du bassin, dans des milieux clos à semi clos et sous climats plus chauds qu'actuellement, la néoformation des argiles (smectite et argiles fibreuses) est importante. Elle dépend principalement de la concentration des éléments en solution dans le milieu de sédimentation, en relation avec les variations de la tranche d'eau. En effet, sous une faible épaisseur d'eau, la concentration des éléments en solution est importante, la néoformation des smectites trioctaédriques est favorisée. Quand la tranche d'eau augmente, la concentration des éléments en solution diminue et les néoformations deviennent moins importantes.

Ainsi, dans le Cénomaniens d'Imin'Tanout, la variation de la fraction argileuse est principalement contrôlée par ce mécanisme. Pendant l'augmentation de la tranche d'eau, la fraction argileuse est essentiellement héritée, elle est constituée principalement de minéraux primaires dominés par l'illite. Quand la tranche d'eau devient faible, on assiste à la création de véritable lacs où règnent évaporation et confinement, favorisant la néoformation des smectites. Dans les milieux évaporitiques, le rapport S/I augmente donc en contexte régressif et diminue en contexte transgressif.

#### **c- Influence de l'érosion**

Dans des milieux proches des rivages, les variations des cortèges argileux, par suite des mécanismes de sédimentation différentielle, ne permettent pas de rendre compte des variations du niveau de la mer. En effet, les smectites sont plutôt exportées vers le large; l'illite, la chlorite, les interstratifiés et la kaolinite constituent l'essentiel de la fraction argileuse. Au niveau de la coupe de

Tamzergout, on a montré que la distribution de ces minéraux primaires et de la kaolinite est contrôlée par les variations du niveau de la mer:

1)- en contexte transgressif, l'érosion des reliefs est atténuée. Ceci se traduit au niveau du bassin de sédimentation par une diminution relative des argiles primaires au profit de la kaolinite. Les rapports kaolinite/illite (K/I) et kaolinite/chlorite (K/C) sont importants.

2)- en contexte régressif, l'intensité de l'érosion augmente; les cours d'eau prenant naissance à l'amont des bassins versants se creusent pour atteindre leur nouveau profil d'équilibre. L'érosion du substratum, ramenant sur les lieux de sédimentation des argiles primaires, devient donc très importante. Les rapports K/I et K/C diminuent.

En résumé, la comparaison de la variation des cortèges argileux des sédiments du bassin du Golfe atlasique avec les fluctuations du niveau de la mer suggère que l'eustatisme contrôle en partie, la sédimentation des minéraux argileux dans le bassin durant le Crétacé-Eocène. Les variations des assemblages argileux induites par l'eustatisme varient en fonction du caractère proximal ou distal de la sédimentation (Fig.78).

|               | Milieu profond                          | Milieu lagunaire                        | Milieu littoral                          |
|---------------|---|---|--|
| Eustatisme    | $\frac{\text{Smectite}}{\text{Illite}}$ | $\frac{\text{Smectite}}{\text{Illite}}$ | $\frac{\text{Kaolinite}}{\text{Illite}}$ |
| -             | -                                       | -                                       | -  |
| +             | +                                       | +                                       | +  |
| Transgression | ↑                                       |   |  |
| Regression    | ↓                                       |   |  |

Fig. 78: Relations entre minéralogie des argiles et fluctuations eustatiques, selon les milieux de dépôt.

#### 4- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE

Dans le bassin du Haut Atlas occidental, deux phases morphologiques principales se succédant de manière progressive apparaissent à travers l'évolution de la fraction argileuse détritique des sédiments jurassique supérieur-Eocène (Fig.79 et 80).

**1- Jurassique supérieur-Cénomanién p.p.**: période d'instabilité des reliefs liée à la distension des marges et à la subsidence du bassin du Golfe atlasique.

Vers l'Est du bassin du Golfe atlasique, aussi bien sur la zone Nord que sur la zone Sud atlasique, la fraction argileuse détritique est exclusivement constituée d'illite. Ceci témoigne de la présence vers l'Est de reliefs très accentués trop activement érodés pour permettre l'établissement des sols. Au niveau d'Imin'tanout et plus encore à Essaouira (Oued Tlit) et à Agadir, le développement de la kaolinite indique la présence vers l'Ouest de versants déclives propices au lessivage des sols. Cependant l'abondance des minéraux primaires indique qu'une part importante des bassins versants est trop activement érodée. Ainsi se dessine l'hypothèse d'une morphologie continentale jeune soumise à la tectonique (Fig.79).

**2- Cénomanién p.p.-Eocène**: période de stabilisation des reliefs.

Au niveau du bassin d'Agadir correspondant à la partie la plus profonde du bassin du Golfe atlasique, les smectites sont principalement héritées des reliefs voisins. L'abondance croissante des smectites est en partie liée à l'aplanissement morphologique des reliefs à la suite d'une diminution de l'activité tectonique. L'érosion plus faible que précédemment, exporte vers l'aval les ions libérés lors du déroulement des processus d'altération, ainsi que les argiles des sols. En effet, dans les zones de plaines relativement peu drainées et tendant au confinement, les smectites peuvent se développer dans les sols à la faveur de l'alternance périodique de l'humidité.

Vers l'Est, aux niveaux de la zone d'Erguita et Imin'tanout, les smectites et les argiles fibreuses sont principalement néoformées dans des milieux évaporitiques. Elles témoignent de la présence vers l'Est du Golfe atlasique de milieux peu profonds clos à semi clos, chimiquement confinés (Fig.80).

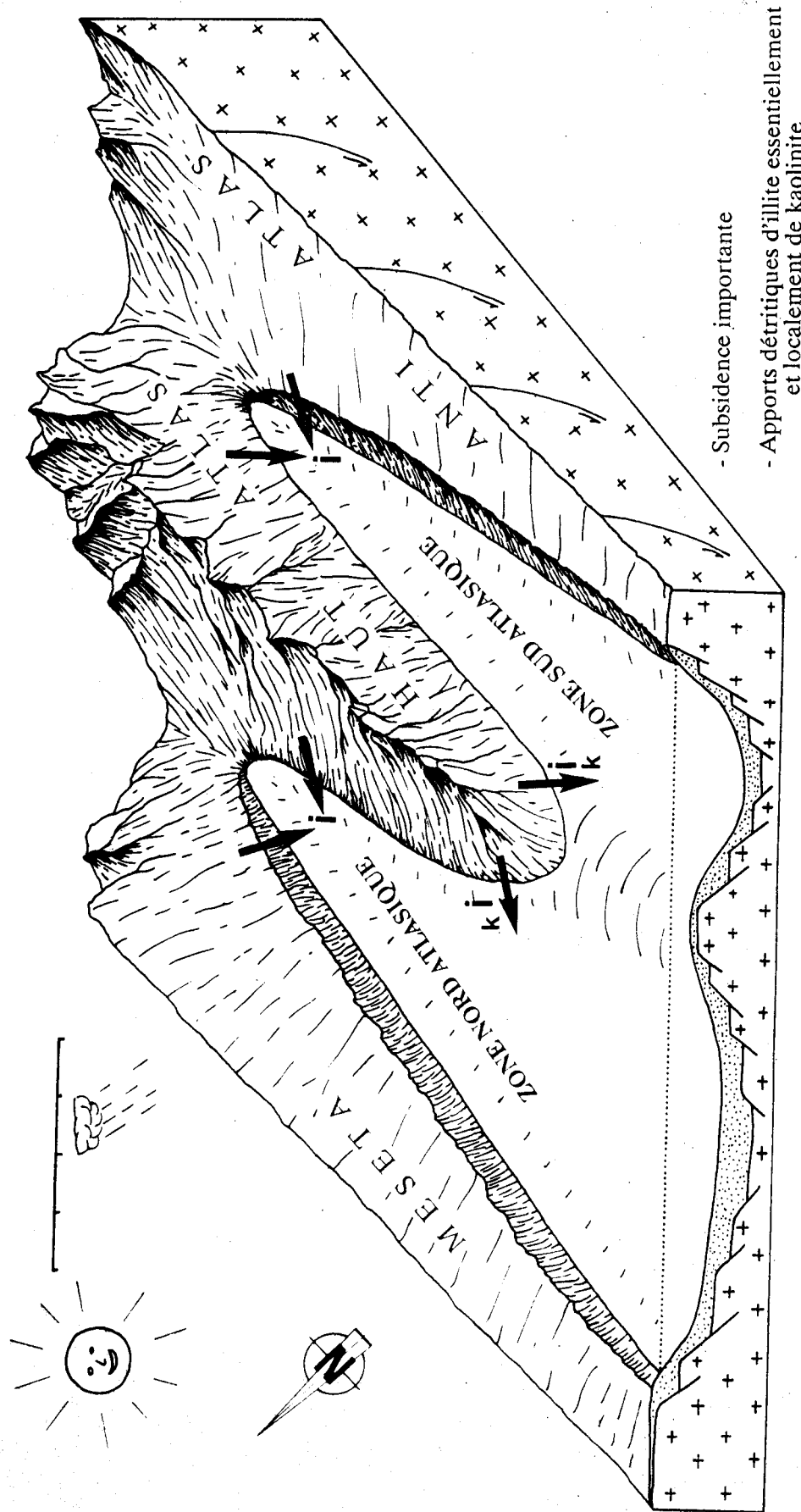


Fig. 79: Reconstitution paléogéographique du bassin du Golfe atlasique au Crétacé inférieur.

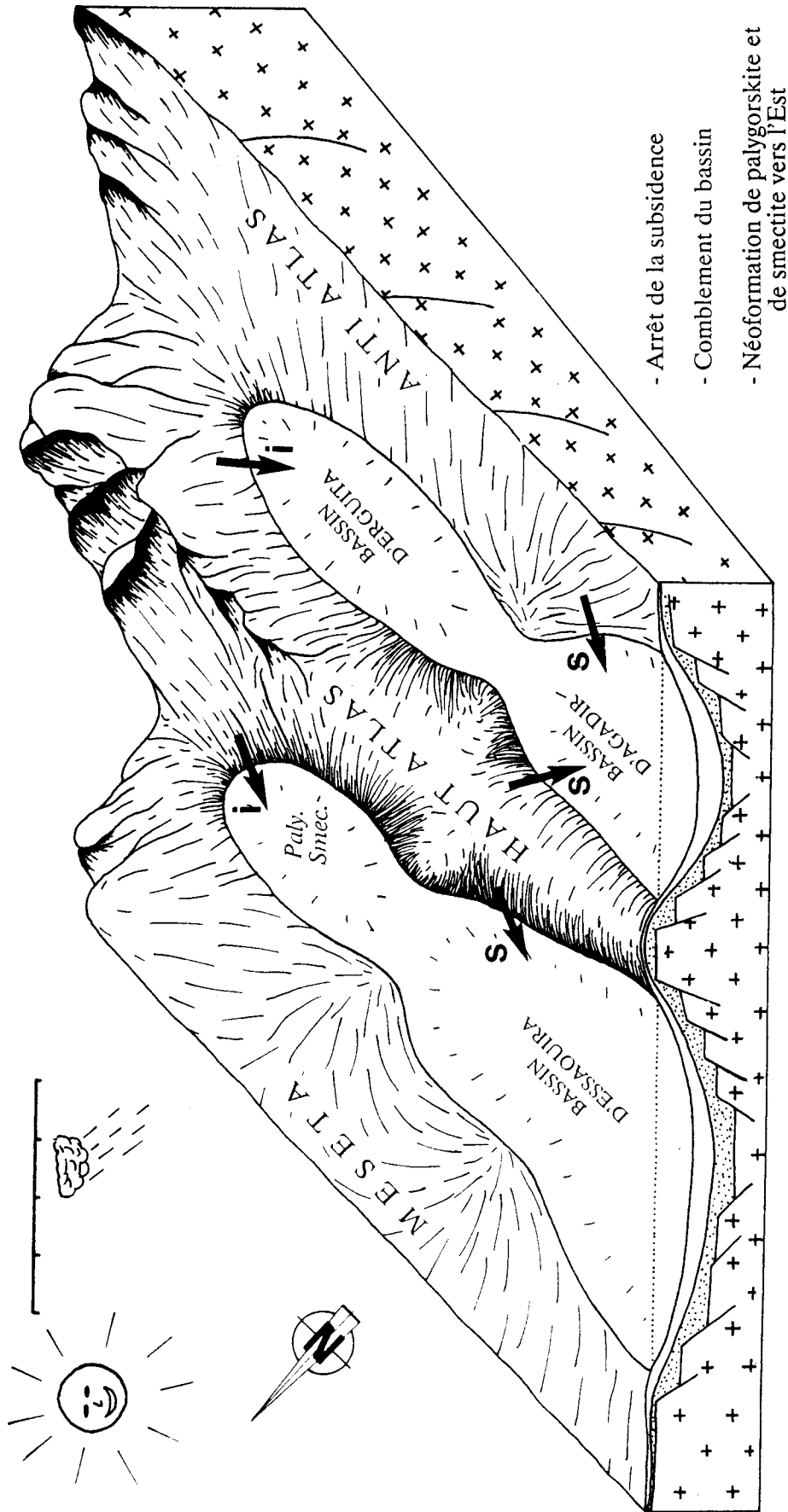


Fig. 80: Reconstitution paléogéographique du bassin du Golfe atlasique au Crétacé supérieur.

## **PROBLEMES ET PERSPECTIVES**

*Cette étude, la première entreprise sur les argiles du Haut Atlas occidental, apporte donc déjà des résultats variés sur l'origine des argiles des bassins d'Essaouira d'Agadir et d'Erguita. L'un des intérêts majeurs de cette étude est d'ouvrir la voie pour des recherches plus approfondies et ciblées sur certains environnements ou intervalles de temps. Diverses questions demeurent en effet à la suite de ce travail. En voici quelques unes qui peuvent ouvrir la voie à de nouvelles recherches :*

*- Problème de la corrensite; une étude poussée appuyée par des analyses chimiques est nécessaire dans le but de prouver si ce minéral peut prendre naissance dans des milieux de sédimentation.*

*- Au Maastrichtien-Eocène, il serait intéressant de connaître la relation entre la formation des phosphates et des argiles fibreuses.*

*- La faible teneur en kaolinite plus particulièrement vers la partie orientale du bassin reste en partie inexplicable alors qu'aussi bien le climat que la morphologie continentale sont favorables à la formation de ce minéral.*

*- Dans le bassin du Haut Atlas occidental, les formations évaporitiques sont très développées. Il serait donc intéressant de bien cerner les problèmes concernant les relations entre divers minéraux argileux caractéristiques de ces milieux (smectite, palygorskite, sépiolite, corrensite).*

*- Pendant l'Albien, Dans les sites D.S.D.P. au large du bassin du Haut Atlas occidental, les argiles sont constituées entre autres par les argiles fibreuses. Cependant, parmi les 9 coupes étudiées, aucune ne présente de tels minéraux à cette époque.*

*- Enfin, il serait intéressant d'étudier les cortèges argileux des formations d'âge Crétacé du bassin de Tarfaya afin de comparer avec le bassin du Haut Atlas occidental et les autres bassins Ouest africains.*

**BIBLIOGRAPHIE.**







**BIBLIOGRAPHIE**

- ACCARIE H. et DECONINCK J.F. (1989).**- Relation entre présence de palygorskite et périodes d'anoxie à l'Albien supérieur et au Turonien inférieur à moyen dans le massif de la Maïella (Abruzzes / Italie). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 308, II, p. 1267-1272.
- ADAMS A.E. (1979).**- Sedimentary environments and palaeogeography of the Western High Atlas, Morocco, during the Middle and Late Jurassic. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, vol. 28, p. 185-196.
- AGER D.V. (1974).**- The Western High Atlas of Morocco and their significance in the history of the North Atlantic. *Proc. Geol. Ass. Lond.*, 85, p. 23-41.
- AHN J.H. et PEACOR D.R. (1985).**- Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, vol. 33, n° 3, p. 228-236.
- AISSAOUI D.M. (1985).**- Botryoidal aragonite and its diagenesis. *Sedimentology*, 32, p. 345-361.
- AISSAOUI D.M. (1986).**- Diagenèse carbonatée en domaine récifal. *Thèse Fac. Sci. Paris XI*, 369 p.
- ALMON W.R., FULLERTON L.B. et DAVIES D.K. (1976).**- Pore space reduction in Cretaceous sandstones through chemical precipitation of clay minerals. *J. Sedim. Petrol.*, 46, p. 89-96.
- AMBROGGI R. (1963).**- Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 157, 321 p.
- AMBROGGI R. et BREISTROFFER M. (1959).**- Stratigraphie du Crétacé du Haut Atlas occidental (Sud marocain). *Cong. Geologico intern. XXè Session, Mexico, 1956*, p. 33-40.
- AMBROGGI R. et NELTNER L. (1952).**- Haut Atlas et Anti Atlas occidentaux. Fascicule 1 et 2, *19ème Congr. géol. intern., Alger, livret guide, Maroc, 12-13*, 148 p.
- AMGHAR (1989).**- Apport des méthodes d'analyse de la tectonique cassante à l'histoire alpine du Haut Atlas occidental: exemple du bloc ancien et du Haut Atlas d'Agadir. *Thèse 3ème cycle, Marrakech*, 174 p.
- APRIL R.H. (1981).**- Trioctahedral smectite and interstratified chlorite/smectite in Jurassic strata of the Connecticut valley. *Clays and Clay Minerals*, Vol. 29, n° 1, p. 31-39.
- BADIOZAMANI K. (1973).**- The Dorag dolomitization model-application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sedim. Petrol.*, 43, p. 965-984.
- BATURIN G.N. (1982).**- Phosphorites on the sea floor, origin, composition and distribution. *Developments in sedimentology*, 33, Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam - Oxford - New York, 343 p.
- BEHRENS M. et SIEHL A. (1982).**- Sedimentation in the Atlas Gulf I: Lower Cretaceous clastics. *In. Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.)*, p.427-439.
- BEHRENS M., KRUMSIEK K., MEYER D.E., SCHAFFER A., SIEHL A., STETS J., THEIN J. et WURSTER P. (1978).**- Sedimentations-abläufe in Atlas-Golf (Kreide Küstenbecken) Marokko. *Geol. Rundsch*, 67, p. 424-453.

- BELOW R. (1976).**- Geologische Aufnahmen am Südrand des Hohen Atlas bei Taroudant (Marokko). Diplomarb, Bonn, 89p. (Unpubl).
- BENCHEKROUN M.S. (1985).**- Les séries triasiques du Maroc (Domaines mésétien et atlasique): Evolution minéralogique et géochimique. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Strasbourg*, 108 p.
- BERGGREN W.A. et HOLLISTER C.D. (1977).**- Plate tectonics and paleocirculation commotion in the ocean. *Tectonophysics*, 38, p. 11-48.
- BETAR I. (1988).**- Etudes palynologiques dans le Crétacé inférieur du bassin d'Agadir (Maroc). *Thèse Univ. Lyon I*.
- BLANC R. et STEVAUX J. (1966).**- Etude d'échantillons de la mission Lake Amadeus. *Rapport interne SNPA*.
- BOUJO A. (1986).**- La série phosphatée marocaine. Géologie des gîtes minéraux marocains, Tome 3, Phosphates. *Notes Mém. serv. géol. Maroc*, n°. 276, p. 82-152.
- BRADLEY W.F. et GRIM R.E (1951).**- High temperature effects of clay and related materials. *Amer. Mineral*, 36, p. 182-201.
- BRIGATTI M.F. et POPPI L. (1984).**- Crystal chemistry of corrensite: A review. *Clays and Clay Minerals*, vol. 32, n°. 5, p. 391-399.
- BRINDLEY G. W. ET BROWN, G., (EDS), (1980).**- Crystal structures of clay minerals and their X-ray indentification. *Min. Soc. London Monogr.*, 5, p.
- BRIX M. (1976).**- Geologische Aufnahmen am Südrand des Hohen Atlas bei Taroudant (Marokko). Diplomarb, Bonn, 78 p. (Unpubl).
- BRIX M. (1981).**- Schwermineralanalyse und andere sedimentologische Untersuchungen als beitrage zur Rekonstruktion der strukturellen entwicklung des Westlitchen Hohen Atlas / Morokko. Inaugural Dissertation. *Thèse Univ. Bonn*, 236 p.
- BROWN R.H. (1980).**- Triassic Rocks of Argana Valley, Southern Morocco, and Their Regional Structural Implication. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 64. p. 988-1003.
- BURTON J.H., KRINSLEY D.H. et PEY K. (1987).**- Authigenesis of kaolinite and chlorite in Texas Gulf Coast sediments. *Clays and Clay Minerals*, vol. 35, n°. 4, p. 291-296.
- BUSSON G. (1970).**- Le Mésozoïque saharien, II: Essai de synthèse des données de sondages algéro-tunisiens. *CNRS (ed)*, Paris, 811 p.
- BUTT A. (1982).**- Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Morocco. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 37, p. 235-275.
- BUTT A., STETS J. et WURSTER P. (1982).**- Micropaleontological and sedimentological aspects of High Atlas Cretaceous onshore sediments. (Atlas Gulf / Morocco). *Unpubl*.
- CAILLERE S. et HENIN S. (1948).**- Thermal Study of Clay Minerals. *Ann. Agron.*, Paris, 17, p. 23-72.
- CAILLERE S., HENIN S. et RAUTUREAU M. (1982).**- *Minéralogie des argiles*. I et II, Masson Paris, 373 p.
- CAPDECOMME L. (1952).**- Sur les phosphates alumineux de la région de Thiès (Sénégal). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 235, p. 187-197.
- Carte Géologique du Maroc au 1/100 000, Feuille d'Imi n'Tanout (1972).

- CHAMLEY H. (1979).**- North atlantic clay sedimentation and paleoenvironment 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. (1989).**- Clay Sedimentology. Springer-Verlag. 623 p.
- CHAMLEY H. et GIROUD D'ARGOUD G. (1979).**- Clay mineralogy of site 397, south of Canary Islands. (D.S.D.P., Leg 47A). *Init. Rep., D.S.D.P.*, vol. XLVII, part 1, p. 595-601.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G. et ROBERT C. (1980).**- Clay mineralogy of cretaceous and cenozoïc sediments off the moroccan margin, Deep sea drilling project sites 415 and 416. *Init. Rep. D.S.D.P.*, vol. 50, p. 715-723.
- CHAMLEY H. et ROBERT C. (1979).**- Late Cretaceous to early Paleogene environmental evolution expressed by the Atlantic clay sedimentation. *In: CHRISTENSEN W.K., BIRKELUND T. eds. Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symposium, Copenhagen., Vol. 2, Proceedings 71. 7.*
- CHANTRET F., DESPRAIRIES A., DOUILLET P., JACOB. C., STEINBERG M. et TRAUTH N. (1971).**- Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie: cas des smectites (Montmorillonites). *Bull. Groupe. Franç. Argiles*, vol. XXIII, p. 141-172.
- CHBANI B. et VAN HAUVERT T. (1985).**- La série détritique et carbonatée anté Aptienne discordante sur le granite d'Azegour. *In. Bull de la faculté des sciences de Marrakech. P.I.C.G.- UNESCO*, n°183, p. 413-443.
- CHOUBERT G. (1948).**- Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. *Vol. jub. Soc. Sc. Nat. Maroc*, p. 307-329.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1962).**- Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps Paléozoïques. *Mém. h. Sér. Soc. Géol., France. (Livre mémoire P.Fallot)*, t.1, p. 447-527.
- CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1952).**- Aperçu structural, *In: Géologie du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 100, et 19ème Congr. géol. intern., Alger, Monogr. région., 3ème sér., Maroc, 6, p. 9-73.
- CLAYTON R.N, JONES B.F. et BERNER R.A. (1968).**-Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, p. 415-432.
- COULON H. (1987).**- Propriétés physico-chimiques de sédiments argileux français: contribution au stockage de déchets radioactifs. *Thèse Univ. Lille I*, 215 p.
- COUSMINER H.L. et MANSPEIZER W. (1977).**- Autunian and Carnian palynoflorules. Contribution to the chronology and tectonic history of the Moroccan pre-Atlantic borderland. *In: SWAIN FM (Ed.), Stratigraphy micropaleontology of Atlantic basins and borderlands. Elsevier, Amsterdam*, p. 185-204.
- COUTURE R.A. (1977).**- Composition and origin of palygorskite-rich and montmorillonite-rich zeolite-containing sediments from the Pacific Ocean. *Chem. Geol.*, 19, p. 113-130.
- DAOUDI L. (1987).**- Etude des minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine Est Atlantique voisin. *D.E.A. Paris XI/ Lille I*. 47 p.
- DAOUDI L., DECONINCK J.F., BEAUCHAMP J. et DEBRABANT P. (1988).**-Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine Est-Atlantique voisin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CVII, p. 15-24.

- DECONINCK J.F. (1982).**- Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral boulonnais. *D.E.A. Université de Lille I*. 52 p.
- DECONINCK J.F. (1984).**- 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. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Lille I*. 150 p.
- DEJOU J., GUYOT J. et CHAUMONT C. (1972).**- Altération superficielle des diorites dans les régions tempérées humides. Exemples choisis dans le Limousin. *Sci. Géol. Bull.*, vol. 25, n°. 4, Strasbourg, p. 259-286.
- DIJON R. (1968).**- Aperçu hydrogéologique et ressources en eau de la vallée du Souss (Sud marocain). Extrait de "*Terre et Eaux*", vol. XXI, n°. 55, p. 46-66.
- DRESCH J., GIGOUT M., LEGOZ J. et RAYNAL R. (1952).**- Aspects de la géomorphologie du Maroc. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n°. 96, 182 p.
- DRESNAY R. du (1971).**- Extension et développement des phénomènes récifaux Jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. Géol. France*, 13 (7), p. 46-56.
- DUFFAUD F. (1966).**- Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Taghazoute. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 204.
- DUFFAUD F., BRUN L. et PLAUCHUT B. (1971).**- Le bassin du Sud-Ouest marocain. In D. REYRE (Ed). *Sedimentary basins of the African coasts, Part 1. Atlantic Coast, Assoc. Serv. géol. afr.*, p. 5-12.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969).**- Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Cart. géol. Als.- Lorr.*, 29, 320 p.
- DYNI J.R. (1976).**- Trioctahedral smectite in the Green River Formation, Duchesne Country, Utah. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 967, 14 p.
- ESQUEVIN J. (1968).**- Etude pétrologique, biostratigraphique et géochimique de quelques sondages de Canning Basin (Australie occidentale). *Rapport interne CFP - SNPA*, p. 52
- ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J., MELGUEN M. et SEIBOLD E. (1970).**- Sur la présence d'attapulгите dans les sédiments récents du Nord-Est du Golfe Persique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 271, p. 1153-1156.
- FERRANDINI M. et FERRANDINI J. (1985).**- Biozonation et sédimentologie de la plate forme carbonatée Cénomano-turonienne du Sud Est Marocain et du Haut Atlas central au Haut Atlas de Marrakech. In Bull de la faculté des sciences de Marrakech. *PICG-UNESCO*, n°. 183, p. 531-532.
- FRAKES L. A. (1979).**- Climates throughout geologic time. *Elsevier, Amsterdam*, 310 p.
- FREY M. (1969).**- Die Metamorphose des Keupers von Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. *Beitr. geol. Karte Schweiz, NF*. 137 p.
- FREY M. (1987).**- *Low temperature metamorphism*. Blackie, Glasgow, 351 p.
- FROITZHEIM N., STETS J. et WURSTER P. (1988).**- Aspects of Western High Atlas tectonics. In. The Atlas System of Morocco; Volker, Jacoshagen (Ed), *Lecture Note in Earth Sciences*, 15, p. 219-245.
- FURON R. (1972).**- Eléments de paléoclimatologie. *Vuibert, Paris*, 216 p.

- GAC J.Y. (1979).**- Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Thèse Univ. Strasbourg*, 249 p.
- GALAN E. et CASTILLO A. (1984).**- Sepiolite-palygorskite in Spanish Tertiary Basins: genetical patterns in continental environments. *In*, Palygorskite-Sepiolite, Occurrences, Genesis and Uses, A. SINGER et E. GALAN (Eds), *Developments in Sedimentology*, 37, p. 87-125.
- GALAN E. et FERRERO A. (1982).**- Palygorskite-Sépiolite Clays of Lebrija, Southern Spain. *Clays and Clay minerals*, vol. 30, n° 3, p. 191-199.
- GALLOWAY W.E. (1974).**- Deposition and diagenetic alteration of sandstone in Northeast Pacific arc-related basins: implications for graywacke genesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 379-390.
- GHARIB A. (1989).**- Etude stratigraphique, sédimentologique et géodynamique des formations hauteriviennes entre Smimou et Imin'tanout, Haut Atlas occidental (Maroc). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Marrakech*.
- GIBBS R.J. (1977).**- Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 47, n° 1, p. 237-243.
- GRIM R.E., DROSTE J.B. et BRADLEY W.F. (1960).**- A mixed-layer clay mineral associated with an evaporite. *Clays and Clay Minerals, Proc. 8th Natl. Conf., Norman, Oklahoma, 1959*, Ada Swineford, ed., Pergamon Press, New York, p. 228-236.
- GRIM R.E. et KULBICKI G. (1961).**- Montmorillonite : high temperature reactions and classification. *Amer. Miner.*, 46, p. 1329-1369.
- HANSON R.F., ZAMORA R. et KELLER W.D. (1981).**- Nacrite, dickite and kaolinite iron deposit in Nayarit, Mexico. *Clays and Clay Minerals*, vol. 29, n° 6, p. 451-453.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987).**- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science.*, vol. 235, p. 1156-1167.
- HARRIS D.C. et MEYER W.J. (1987).**- Regional dolomitization of subtidal shelf carbonates: Burlington and Keokuk Formations (Mississippian), Iowa and Illinois. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, n° 36, p. 237-258.
- HASSOUBA H. et SHAW H.F. (1980).**- The occurrence of palygorskite in Quaternary sediments of the coastal plain of North-West Egypt. *Clay Minerals*, vol. 15, n° 77, p. 77-83.
- HAY R.L. et STOESEL R.K. (1984).**- Sepiolite in the Amboseli Basin of Kenya: a new interpretation. *In*, Palygorskite-Sépiolite Occurrences, Genesis and Uses. A. SINGER et E. GALAN (Eds), *Developments in Sedimentology*, 37, p. 125-137.
- HEEZEN B.C., NESTEROFF W.D., OBERLIN A. et SABATIER G. (1965).**- Découverte d'attapulgite dans les sédiments profonds du Golfe d'Aden et de la mer Rouge. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 260, p. 5819-5821.
- HINZ K., DOSTMANN H. et FRITSCH J. (1982).**- The Continental Margin of Morocco: Seismic Sequences, Structural Elements and Geological Development. *In*. *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag (Ed.), p. 34-60.
- HITE R.J. (1978).**- Possible genetic relationships between evaporites, phosphorites and iron-rich sediments. *The Mountain Geol.*, vol. 14, n° 3, p. 97-107.
- HOFFERT M. (1980).**- Les argiles rouges des grands fonds dans le pacifique Centre Est. Authigenèse, transport, diagenèse. *Thèse Univ. Strasbourg*, 231 p.

- HOFFERT M., LALOU C., BRICHET E., BONTE P. et JEHANNO C. (1975).**- Présence en Atlantique Nord de nodules de manganèse à noyaux d'attapulгите et de phillipsite authigènes. *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 281, p. 231-233.
- 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. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, vol. 26, p. 55-79.
- HOLTZAPFFEL T. (1985).**- Minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord.*, n° 12, 136 p.
- HOWER J., ESLINGER E., HOWER M. et PERRY E. (1976).**- Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n° 87, p. 725-737.
- ICAME N., CHBANI B., CHELLAI E. et MRABET A. (1988).**- Paléoenvironnements des séries du Crétacé Moyen (Albien-Coniacien) de la région d'Imi n'Tanout (Haut Atlas Occidental - Maroc). (*Unpubl.*).
- JEANNETTE D., MONITION A., ORTELLI L. et SALVAN H. (1956-59).**- Premiers résultats de l'étude des argiles de la série phosphatée du bassin de Khouribga (Maroc). *20<sup>ème</sup> Congr. Géol. Intern. Mexico 1956*, Comm. int. Etude argiles, p. 53-60.
- KARPOFF A.M., LAGABRIELLE Y., BOILLOT G. et GIRARDEAU J. (1989).**- L'authigenèse océanique de palygorskite par halmyrolyse de péridotites serpentinisées (Marge de Galice): ses implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, p. 647-654.
- KELLER W.D. (1977).**- Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin- V. Kaolins collected in Australia and Japan on field trips of the sixth and seventh clay conferences. *Clays and Clay Minerals*, vol. 25, n°5, p. 347-364.
- KELLER W.D. (1985).**- The nascence of clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, vol. 33, n°3, p. 161-172.
- KEYSER W.L. et WOLLAST R. (1961).**- L'action de CaO sur les réfractaires silico-alumineux. *Bull. Soc. Fr. Ceram.*, 50, p. 25-34.
- 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. Developments in sedimentology*; vol. II, p. 289-494.
- KOSSOVSKAYA A.G. (1972).**- Genetic types and paragenetic associations of minerals of the corrensite group. *Intern. Clay Conf.*, I, p. 341-342.
- KRUMSIEK K. (1982).**- Cretaceous magnetic stratigraphy of Southwest Morocco. *In. Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.)*, p. 475-498.
- KUBLER B. (1963).**- Untersuchungen über die Tonfraktion der Trias der Sahara. *Fortschr. geol. Rheinl. Westf.*, vol. 10, p. 319-324.
- 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 de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 7, p. 543-556.

- LANCELOT Y. et WINTERER E.L. (1980).**- Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin : A synthesis. *Init. Reports D S D P*, vol. 50, p. 801-821.
- LAND L.S. (1973).**- Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. *Bull. Marine Sci.*, 23, p. 64-92.
- LAVILLE E., LESAGE J.L. et SEGURET M. (1977).**- Géométrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant Sud du Haut Atlas. *Bull. Soc. Geol. France*, 19 (7), p. 527-539.
- LE PICHON X., SIBUET JC et FRANCHETEAU J. (1977).**- The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, vol. 38, p. 169-209.
- LECLAIRE L. (1974).**- Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolysants. *Bull. Soc. Géol. France*, 16 (2), p. 214-226.
- LEGUEY S., MARTIN DE VIDALES J. et CASAS J. (1984).**- Diagenetic palygorskite in marginal continental detrital deposits located in the south of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain). *In*, Palygorskite-Sepiolite Occurrences, Genesis and Uses, A. SINGER et E. GALAN (Eds), *Developments in Sedimentology*, 37, p. 137-149.
- LEROY P. (1981).**- Contribution à l'étude de la sédimentation argileuse sur les marges de l'océan atlantique nord depuis le Jurassique supérieur. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Lille*, 146 p.
- LERTORT Y. (1950).**- Les minéralisations des transformations de la silice. *Suppl. Bull. Soc. Fr. Céram.*, 9, 44p.
- LIPPMANN F. (1954).**- Über einen Keuperton von Zaisersweihe bei Maulbronn. *Heidelb. Beiter. Miner. u. Petrogr.*, vol. 4, p. 130-134.
- LUCAS J. (1962).**- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als-Lorr*, vol. 23. 202 p.
- LUCAS J. et ATAMAN G. (1968).**- Mineralogical and geochemical study of clay mineral transformation in the sedimentary triassic Jura basin. *Clays and Clay Minerals.*, vol. 5, p. 365-372.
- LUCAS J. et TRAUTH N. (1965).**- Etude du comportement des montmorillonites à haute température. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 18, p. 217-242.
- LUCAS J., CHAABANI F. et PREVOT L. (1979).**- Phosphorites et évaporites: Deux formations de milieux sédimentaires voisins étudiés dans la coupe du Paléogène de Fom Selja (Metlaoui, Tunisie). *Sci. Géol. Bull.*, 32, Strasbourg, p. 7-19.
- LUCAS J. et JEHL C. (1961).**- Etude de l'action de la chaleur sur la chlorite et la kaolinite par diffraction des rayons X. Application à la distinction des minéraux. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, vol. 23.
- LUCAS J. et PREVOT L. (1975).**- Les marges continentales, pièges géochimiques, l'exemple de la marge atlantique de l'Afrique à la limite Crétacé-Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 17, n° 4, p. 496-501.
- MACKENZIE R.C. (1972).**- Differential Thermal Analysis. vol 1 et 2, Academic Press, London and New York, 456 p.
- MAILLOT H. (1983).**- Les paléoenvironnements de l'Atlantique Sud: Apports de la géochimie sédimentaire. *Soc. Géol. Nord*, n° 9, 316 p.

- MARTENS C.S. et HARRIS R.C. (1970).**- Inhibition of apatite precipitation in the marine environment by magnesium ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, p. 621-625.
- MAY R.W. (1980).**- Authigenic kaolinite in Till. *Clays and Clay Minerals*, vol. 28, n° 3, p. 237-238.
- MELIERES F. (1978).**- X Ray mineralogy studies, Leg 41, Deep Sea Drilling Project, Eastern North Atlantic Ocean. *Init. Reports D.S.D.P.*, vol. 41, p. 1065-1086.
- MICHARD A. (1976).**- Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 252, 408 p.
- MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A. et HAMZEH R. (1975).**- Tectonique de bloc dans le socle atlas mésoétien du Maroc: une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. *Earth Planet. Sci. Letters*, 24, p. 363-368.
- MILLOT G. (1964).**- Géologie des argiles, altération, sédimentologie, géochimie. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT G. (1967).**- Les deux grandes voies de l'évolution des silicates à la surface de l'écorce terrestre. *Rev. Quest. Sci.*, 138, p. 337-357.
- MILLOT G. (1970).**- Geology of clays. *Springer (Eds). Masson, Paris*, 425 p.
- MILLOT G. (1980).**- Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mém. h.-sér. Soc. Géol. France*, 10, p. 295-305.
- MONTADERT L., DE CHARPAL O., ROBERTS D., GUENOC P. et SIBUET J. (1979).**- Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. *In: TALWANI M., RYAN W.B.F. ed. Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment. Maurice Ewing Series, 3 (Amer. Geophys. Union, Washington)*, p. 154-186.
- MORET L. (1931).**- Recherches géologiques dans l'Atlas de Marrakech. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 18, 262 p.
- MÜLLER G. et IRION G. (1969).**- Subaerial cementation and subsequent dolomitization of lacustrine carbonate muds and sands from paleo Tuz Gölü, Turkey. *Sedimentology*, vol. 12, p. 193-204.
- NAHON D. (1976).**- Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structure, relais et coexistence. *Thèse Univ. Aix-Marseille 3*, 220 p.
- NATHAN Y. et LUCAS J. (1972).**- Synthèse de l'apatite à partir du gypse; application au problème de la formation des apatites carbonatées par précipitation directe. *Chem. Geol.*, n° 9, p. 99-112.
- NATHAN Y. et LUCAS J. (1976).**- Expériences sur la précipitation directe de l'apatite dans l'eau de mer: implications dans la genèse des phosphorites. *Chem. Geol.*, n° 18, p. 181-186.
- OUAHMAN B. (1988).**- Recherche géomorphologique du piémont méridional du Haut Atlas occidental à l'Est d'Agadir (Maroc). *D.E.A. Univ. Lille I*, 65 p.
- PAQUET H. (1969).**- 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.
- PASCAL A., MAHDOUDI M.L., LANG J., PAQUET H. et MILLOT G. (1989).**- Palygorskites continentales épigéniques dans le Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc). Double signification des palygorskites dans les séries géologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, p. 899-906.



- PETERSON M.N.A. (1961).**- Expandable chlorite clay minerals from Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. *Amer. Mineral.*, vol. 46, p. 1245-1269.
- PETERSON M.N.A. (1962).**- The mineralogy and petrology of upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. *J. Geol.*, vol. 70, p. 1-31.
- PINTA M. (1971).**- Spectrométrie d'absorption atomique. 1 et 2, *Edit. Masson*.
- PREVOT L., BOUJO A. et LUCAS J. (1971).**- Etude minéralogique de la série phosphatée des Gantour (Maroc). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, vol. 24, n° 4, p. 243-253.
- PRICE I. (1980).**- Provenance of the Jurassic-Cretaceous flysch, Deep Sea Drilling Project sites 370 and 416. *Init. Rep. D.S.D.P.*, 50, p. 571-757.
- PROUST F., PETIT J.P. et TAPONNIER P. (1977).**- L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 19 (7), p. 541-551.
- PURSER B.H. (1980).**- Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Publication de l'institut français de pétrole*. Tome 1, 366 p.
- RANKE U., VON RAD U. et WISSMANN G. (1982).**- Stratigraphy, Facies and Tectonic Development of the On and Offshore Aaiun-Tarfaya Basin. A Review. In. *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag (Ed.), p. 86-105.
- REY J. et TAJ EDDINE K. (1989).**- Eustatisme et tectonique distensive au passage Jurassique-Crétacé: Leur enregistrement sédimentaire dans le bassin du Haha (Haut Atlas Occidental, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II, p. 101-106.
- REY J., CANEROT J., PEYBERNES B., TAJ-EDDINE K., RAHHALI I. et THIEULOY J.P. (1985).**- Le Crétacé inférieur de la région d'Essaouira: données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. In. *Bull de la faculté des sciences de Marrakech. P.I.C.G.-UNESCO*, n°183, p. 413-443.
- REY J., CANEROT J., ROCHER A., TAJ-EDDINE K. et THIEULOY J.P. (1985).**- Le Crétacé inférieur sur le versant nord du Haut Atlas (région d'Imin'Tanout et Amizmiz): données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. In. *Bull de la faculté des sciences de Marrakech. P.I.C.G.-UNESCO*, n°183, p. 393-413.
- REYNOLDS R.C. et HOWER J. (1970).**- The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*, vol. 18, p. 25-36.
- REYNOLDS R.C. (1980).**- Interstratified clay minerals. In: BRINDLEY G.W., BROWN G., (Eds.), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. *Mineral. Soc., London*, p. 249-303.
- RISER J. et CHARDON M. (1981).**- Formes et processus géomorphologiques dans le Haut Atlas marocain. *Rev. Géog. Alp. France*, n° 4, p. 561-582.
- ROBERT C. (1982).**- Modalité de la sédimentation argileuse en relation avec l'histoire géologique de l'Atlantique Sud. *Thèse Etat Aix-Marseille II*, 141 p.
- ROCH E. (1930).**- Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 9, p. 542.
- ROCH E. (1950).**- Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 80, 440 p.

- SAADI M. (1988).**- Les grandes fractures du Maroc et leurs relations avec la structure géologique, la sismicité, le volcanisme et les gîtes minéraux. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 349, p. 23-32.
- SCHAER J.P. (1964).**- Aspects de la tectonique dans le Bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, p. 2353-2355.
- SCHAER J.P. (1988).**- Deformation of igneous dykes in and around the Tichka granite, High Atlas-Morocco. *In. The Atlas System of Morocco*, VolkerH., Jacoshagen (Ed), *Lecture Note in Earth Sciences*, 15, p. 131-139.
- SCHMITZ J. (1977).**- Geologische Aufnahmen am Südrand des Hohen Atlas bei Taroudant. *Diplomarb, Bonn*, 119 p. (Unpubl).
- SCHROEDER R. (1976).**- Mikropaläontologische Datierung der "Barre Turonienne" in Süd-Tunesien. *Geol Palaeontol Inst Univ Frankfurt Forschber*, 42.
- SCLATER JC, HELLINGER ST et TAPSCOTT CH. (1977).**-The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. *J. Geol.*, 85, p. 519-552.
- SHADFAN H. et DIXON J.B. (1984).**- Occurrence of palygorskite in some soils and rocks of the Jordan Valley. *In. Palygorskite-Sepiolite Occurrences, Genesis and Uses*, A. SINGER et E. GALAN (Eds), *Developments in Sedimentology*, 37, p. 187-199.
- SIBLEY D.F. (1980).**- Climatic control of dolomitization, Seroe Domi formation (Pliocene), Bonaire, N.A. *In: Concepts and models of dolomitization*, Eds ZENGER, DUNHAM and ETHINGTON, *S.E.P.M., Spec. Pub.*, n° 28, p. 247-258.
- SIBUET J.C. et MASCLE J. (1978).**- Plate kinematic implications of Atlantic equatorial fracture zone trends. *J. Geophys. Res.*, 83 (7), p. 3401-3421.
- SINGER A. (1984).**- Pedogenic palygorskite in the arid environment. *In. Palygorskite-Sepiolite Occurrences, Genesis and Uses*. A. SINGER et E. GALAN (Eds), *Developments in Sedimentology*, 37, p. 169-177.
- SINGER A. et MULLER G. (1983).**- Diagenesis in recent sediments. *In. Larsen G., Chilingar G.V. (Eds.), Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam*, 25, p. 115-212.
- SLANSKY M. (1959).**- Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. *Thèse Univ. Nancy*, 270 p.
- SLANSKY M. (1980).**- Géologie des phosphates sédimentaires. *Mémoire du B.R.G.M.*, n°. 114, 92 p.
- SLANSKY M., CAMEZ TH. et MILLOT G. (1959).**- Sédimentation argileuse et phosphatée au Dahomey. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, tome I, p. 150-155.
- STAMM R. et THEIN J. (1982).**- Sedimentation in the Atlas Gulf III: Turonian carbonates. *In. Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.)*, p. 459-475.
- STEPHEN I. et MAC EWAN D.M.C. (1951).**- Chlorite minerals of an unusual type. *Clay Miner. Bull.*, 1, p. 157-162.
- STETS J. et WURSTER P. (1982).**- Atlas and Atlantic Structural relations. *In. Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag (Ed.)*, p. 69-85.

- STRONG G.E. et MILODOWSKI A.E. (1987).**- Aspects of the diagenesis of the Sherwood Sandstones of the Wessex Basin and their influence on reservoir characteristics. *In*. J.D. Marshall (Ed.), *Diagenesis of sedimentary Sequences, Geol. Soc. Spec. Publ.*, n° 36, p. 325-337.
- TARDY Y. (1969).**- Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Sci. Géol. Strasbourg. Mém.*, 31, 274 p.
- TARDY Y. et GARRELS R.M. (1974).**- A method of estimating the Gibbs energies of formation of layer silicates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, p. 1101-1116.
- TERMIER G. et TERMIER H. (1971).**- Le massif granodioritique de Tichka (Haut Atlas occidental; Maroc). Les régions et les terrains. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 216, 240 p.
- THEIN J. (1988).**- Turonian Paleogeography of the High Atlas mountains (Morocco) and the North Atlantic. *Zeitschrift der deutschen Geologischen Omelsdroft*, 139, p. 261-287.
- THOMPSON ThL (1976).**- Plate tectonics in oil and gas exploration of continental margins. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, vol. 60, p. 1463-1501.
- TIXERONT M. (1973).**- Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes, syngénétiques et familiaires des formations détritiques permo-triasiques du Couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). *Notes et Mém Serv Géol Maroc*, 249, p. 147-177.
- TRAUTH N. (1977).**- Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale Tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. Géol. Mém.*, n° 9, Strasbourg, 195 p.
- TRAUTH N. et LUCAS J. (1968).**- Apport des méthodes thermiques dans l'étude des minéraux argileux. *Bull. Groupe franç. Argiles*, vol. XIX, p. 11-24.
- VAN HINTE J.E. (1976).**- A Cretaceous time scale. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, vol. 60, p. 269-287.
- VAN HOUTEN F.B. (1977).**- Triassic Liassic deposits of Morocco and eastern North America: Comparison. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, vol. 61, p. 79-99.
- VATAN A. (1967).**- Manuel de sédimentologie. *Ed. Technip.*, 397 p.
- VON RAD U. et EINSELE G. (1980).**- Mesozoic-Cenozoic subsidence history and paleobathymetry of the Northwest African Continental Margin (Aaiun Basin to D.S.D.P. site 397). *Phil. Trans. Roy. Soc. London A.*, 294, p. 37-50.
- VON RAD U., RYAN WBF. et al (1979).**-Initial Reports of the Deep Se Drilling Project. 47, part 1, Washington DC 47, 835 p.
- WALLACE M.W. (1990).**- Origin of dolomitization on the Barbwire Terrace, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology*, 37, p. 105-122.
- WALLBRECHER E (1988).**- The Anti Atlas system: an overview. *In*. The Atlas System of Morocco, H. Volker et A. Jacoshagen (Ed), *Lecture Note in Earth Sciences*, 15, p. 13-19.
- WARD W.C. et HALLEY R.B. (1985).**- Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, Pleistocene, Northeastern Yucatan Peninsula. *J. Sedim. Petrol.*, 55, p. 407-420.
- WEAVER C.E. et BECK K. C. (1977).**- Miocene of the S.E. United States - A model for Chemical Sedimentation in a peri-Marine Environment. *Sediment. Geol.*, 17, p. 1-234.

- WELLPOTT A. (1977).**- Geologische Aufnahmen am Südrand des Hohen Atlas bei Taroudant (Marokko). *Diplomarb. Bonn*, (Unpubl), 85 p.
- WELLPOTT A. (1988).**- Zur Fazies der Oberkreide und Alttertiärsedimente im Westlichen Hohen Atlas (Marokko) unter Besonderer Berücksichtigung der tonmineral Paragenesen. *Thèse Univ. Bonn*, 226 p.
- WHITEHOUSE G., JEFFREY L.M. et DEBBREHT J.D. (1960).**-Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. *Clays and Clay Minerals.*, vol. 7, p. 1-79.
- WIEDMANN J., BUTT A. et EINSELE G. (1978).**- Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. *Geol. Rundsch*, 67, p. 454-508.
- WIEDMANN J., BUTT A. et EINSELE G. (1982).**- Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history at the Moroccan Continental Margin. *In. Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag* (Ed.), p. 366-396.
- WILSON M.D. et PITTMAN E.D. (1977).**- Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence of reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 47, p. 3-31.
- WURSTER P. et STETS J. (1982).**- Sedimentation in the Atlas Gulf II: Mid-Cretaceous events. *In. Geology of the Northwest African Continental Margin. Springer-Verlag* (Ed.), p. 439-459.

**LISTE DES FIGURES**

**ET**

**TABLEAUX.**





## LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

### LISTE DE FIGURES

|  |    |
|--|----|
| <b>Fig. 1:</b> Domaines structuraux du Maroc, situation du secteur étudié.....   | 5  |
| <b>Fig. 2:</b> Cadre géographique du domaine étudié.....   | 7  |
| <b>Fig. 3:</b> Blocs diagrammes représentant l'évolution géologique du Haut Atlas.....   | 10 |
| <b>Fig. 4:</b> Systèmes atlasique et atlantique; stade initial de la formation des rifts.....  | 11 |
| <b>Fig. 5:</b> Blocs diagrammes représentant l'évolution géologique de l'Océan atlantique. ....  | 12 |
| <b>Fig. 6:</b> Cadre géologique du secteur étudié.....   | 13 |
| Légende de la lithologie.....  | 19 |
| <b>Fig. 7:</b> Localisation des coupes étudiées.....   | 21 |
| <b>Fig. 8:</b> Localisation des coupes d'Agadir.....   | 22 |
| <b>Fig. 9:</b> a- Coupe du Crétacé inférieur d'Aïn Amouch.....   | 23 |
| b- Coupe de l'Albien d'Iggu n'Tassila.....   | 23 |
| c- Coupe du Cénomaniens le long de la côte.....  | 23 |
| d- Coupe du Crétacé supérieur d'Aourir.....  | 23 |
| <b>Fig. 10:</b> Coupes synthétiques du flanc Sud atlasique.....  | 25 |
| <b>Fig. 11:</b> Situation géographique de la coupe d'Askouti.....  | 27 |
| <b>Fig. 12:</b> Situation géographique de la coupe d'Afensou.....  | 29 |
| <b>Fig. 13:</b> Situation géographique de la coupe de Tafinegoult.....   | 30 |
| <b>Fig. 14:</b> Situation géographique de la coupe d'Aoulouz.....  | 31 |
| <b>Fig. 15:</b> Situation géographique de la coupe d'Imin'tanout.....  | 34 |
| <b>Fig. 16:</b> Coupes synthétiques du flanc Nord atlasique.....   | 36 |
| <b>Fig. 17:</b> Situation géographique de la coupe d'Amizmiz.....  | 37 |
| <b>Fig. 18:</b> Situation géographique de la coupe d'Asni.....   | 38 |
| <b>Fig. 19:</b> Coupe longitudinale synthétique de la zone Sud atlasique.....  | 41 |
| <b>Fig. 20:</b> Coupe longitudinale synthétique de la zone Nord atlasique.....   | 42 |
| <b>Fig. 21:</b> Schéma interprétatif montrant la migration de la zone littorale en relation avec les variations du niveau de la mer..... | 43 |
| <b>Fig. 22:</b> Coupe transversale montrant l'évolution du Golfe atlasique selon les deux hypothèses.....                                | 44 |
| <b>Fig. 23:</b> Schéma de principe du diffractomètre.....  | 50 |

|   |    |
|---|----|
| <b>Fig. 24:</b> Principe de mesure de la cristallinité de l'illite et de la smectite sur le diffractogramme de l'essai glycolé.....   | 53 |
| <b>Fig. 25:</b> Courbes d'analyses thermiques différentielles des principales familles de smectites.....  | 57 |
| Légende des argiles.....  | 62 |
| <b>Fig. 26:</b> Evolution diagénétique des smectites au cours de l'enfouissement lithostatique.....   | 64 |
| <b>Fig. 27:</b> Minéralogie des argiles des formations portlandiennes à maastrichtiennes de la coupe d'Agadir.....  | 67 |
| <b>Fig. 28:</b> Minéralogie des argiles de la coupe d'Askouti.....  | 69 |
| <b>Fig. 29:</b> Minéralogie des argiles de la coupe d'Afensou.....  | 71 |
| <b>Fig. 30:</b> Diffractogramme de rayons X type d'un échantillon à 100% de palygorskite.....   | 72 |
| <b>Fig. 31:</b> Courbe d'analyse thermique différentielle de palygorskite.....  | 72 |
| <b>Fig. 32:</b> Minéralogie des argiles de la coupe de Tafinegout.....  | 74 |
| <b>Fig. 33:</b> Minéralogie des argiles de la coupe d'Aoulouz.....  | 75 |
| <b>Fig. 34:</b> Successions minéralogiques argileuses comparées des coupes de la zone Sud atlasique.....  | 77 |
| <b>Fig. 35:</b> Situation géographique des différents sites D.S.D.P. cités.....   | 79 |
| <b>Fig. 36:</b> Minéralogie des argiles et géochimie de la roche totale du Jurassique supérieur de la coupe d'Agadir.....   | 80 |
| <b>Fig. 37:</b> Interprétation schématique de l'évolution de la marge continentale marocaine durant le Crétacé inférieur.....   | 82 |
| <b>Fig. 38:</b> Lithologie et minéralogie des argiles détaillées de la coupe de Tamzergout (Agadir) au Barrémien-Aptien.....  | 83 |
| <b>Fig. 39:</b> Relation entre la variation de la minéralogie des argiles de la coupe de Tamzergout (Barrémien-Aptien) et la courbe eustatique de Haq <i>et al.</i> (1987)..... | 84 |
| <b>Fig. 40:</b> Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite santonienne d'Agadir (échantillon Asr 13).....  | 88 |
| <b>Fig. 41:</b> Paléogéographie du bassin d'Agadir au Crétacé inférieur.....  | 89 |
| <b>Fig. 42:</b> Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite du Sénonien d'Askouti (échantillon Ak 57).....  | 91 |
| <b>Fig. 43:</b> Domaine de stabilité de la corrensite d'après Hoffman et Hower.....   | 94 |
| <b>Fig. 44:</b> Répartition de la smectite et des interstratifiés le long de la coupe d'Afensou.....  | 95 |
| <b>Fig. 45:</b> Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs de la zone A et B de la coupe d'Afensou.....   | 96 |



|   |     |
|---|-----|
| <b>Fig. 46:</b> Diffractogrammes de rayons X d'échantillons représentatifs de la zone C de la coupe d'Afensou.....  | 97  |
| <b>Fig. 47:</b> Diffractogramme de rayons X d'échantillon représentatif de la zone D de la coupe d'Afensou.....   | 98  |
| <b>Fig. 48:</b> Principe de calcul du rapport R. ....   | 99  |
| <b>Fig. 49:</b> Variation du rapport R en fonction de la profondeur.....  | 100 |
| <b>Fig. 50:</b> Carte paléogéographique du Sénonien. ....   | 103 |
| <b>Fig. 51:</b> Diffractogrammes de rayons X représentant l'association palygorskite/corrensite (T 85) et palygorskite/ (vermiculite-smectite) régulier (T 86). ....            | 105 |
| <b>Fig. 52:</b> Schéma d'évolution des interstratifiés relatif à l'enfouissement lithostatique. ....  | 106 |
| <b>Fig. 53:</b> Schéma d'évolution des interstratifiés en fonction du milieu de sédimentation.....  | 108 |
| <b>Fig. 54:</b> Schéma général d'évolution des interstratifiés dans la coupe d'Afensou. ....  | 110 |
| <b>Fig. 55:</b> Principaux milieux de formation des argiles fibreuses.....  | 112 |
| <b>Fig. 56:</b> Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite trioctaédrique (Campanien d'Afensou).....   | 114 |
| <b>Fig. 57:</b> Evolution morphologique de la marge continentale ouest marocaine au Jurassique supérieur-Crétacé (Bassin d'Agadir).....   | 117 |
| <b>Fig. 58:</b> Evolution paléogéographique de la zone Sud atlasique au Crétacé.....  | 119 |
| <b>Fig. 59:</b> Situation géographique de la coupe de Oued Tlit.....  | 123 |
| <b>Fig. 60:</b> Stratigraphie et lithologie de la coupe de Oued Tlit.....   | 125 |
| <b>Fig. 61:</b> Minéralogie des argiles de la coupe de Oued Tlit.....   | 126 |
| <b>Fig. 62:</b> Relation entre la variation du cortège argileux détritique de la coupe de Oued Tlit (Barrémien-Aptien) et la courbe custatique de Haq <i>et al.</i> (1987)..... | 128 |
| <b>Fig. 63:</b> Diagramme (smectite + kaolinite) / illite, relatif à la coupe de Oued Tlit.....   | 128 |
| <b>Fig. 64:</b> Minéralogie des argiles de la coupe d'Imin'tanout.....  | 131 |
| <b>Fig. 65:</b> Minéralogie des argiles de la coupe d'Amizmiz. ....   | 133 |
| <b>Fig. 66:</b> Minéralogie des argiles de la coupe d'Asni. ....  | 135 |
| <b>Fig. 67:</b> Successions minéralogiques argileuses comparées des coupes de la zone Nord atlasique.....   | 137 |
| <b>Fig. 68:</b> Diffractogrammes montrant la très bonne cristallinité des smectites et des kaolinites authigéniques. ....   | 142 |
| <b>Fig. 69:</b> Lithologie et minéralogie des argiles du complexe évaporitique du Tithonique d'Imin'tanout.....   | 143 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Fig. 70:</b> Schéma montrant la contribution du magnésium dans la distribution des smectites et des kaolinites authigéniques (Zone I, flanc Nord atlasique)..... | 144 |
| <b>Fig. 71:</b> Direction et sens de courants au Crétacé inférieur.....   | 145 |
| <b>Fig. 72:</b> Evolution de la minéralogie des argiles en relation avec la variation de la tranche d'eau (Cénomaniens d'Imin'tanout).....                          | 147 |
| <b>Fig. 73:</b> Relation entre la minéralogie des argiles et la teneur en carbonates de la barre turonienne de la zone Nord atlasique.....                          | 150 |
| <b>Fig. 74:</b> Schéma montrant l'association de la kaolinite authigénique aux divers faciès carbonatés de la barre turonienne .....                                | 156 |
| <b>Fig. 75:</b> Diagramme montrant l'absence de relation entre la kaolinite et le degré de dolomitisation des carbonates.....                                       | 157 |
| <b>Fig. 76:</b> Répartition des assemblages argileux sénoniens dans le Haut Atlas occidental.....   | 164 |
| <b>Fig. 77:</b> Représentation schématique des domaines de stabilité des minéraux argileux (magnésiens) au cours de la diagenèse.....                               | 165 |
| <b>Fig. 78:</b> Relation entre minéralogie des argiles et fluctuations eustatiques, selon les milieux de dépôt.....   | 172 |
| <b>Fig. 79:</b> Reconstitution paléogéographique du bassin du Golfe atlasique au Crétacé inférieur.....   | 174 |
| <b>Fig. 80:</b> Reconstitution paléogéographique du bassin du Golfe atlasique au Crétacé supérieur.....   | 175 |

### LISTE DES TABLEAUX

|   |    |
|---|----|
| <b>Tableau 1:</b> Tableau récapitulatif de l'évolution des ensembles lithologiques sur le flanc Sud atlasique.....  | 32 |
| <b>Tableau 2:</b> Tableau récapitulatif de l'évolution des ensembles lithologiques sur le flanc Nord atlasique..... | 40 |
| <b>Tableau 3:</b> Paramètres d'analyse diffractométrique.....   | 50 |

**ANNEXES.**





**ANNEXES.**

Planche I  
(Photos M.E.B)

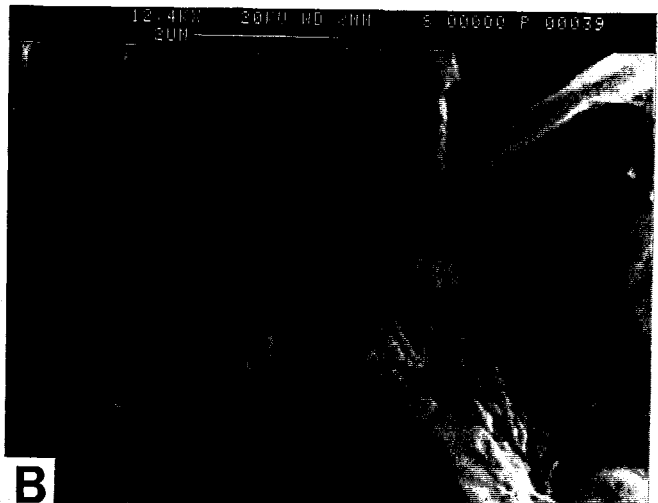
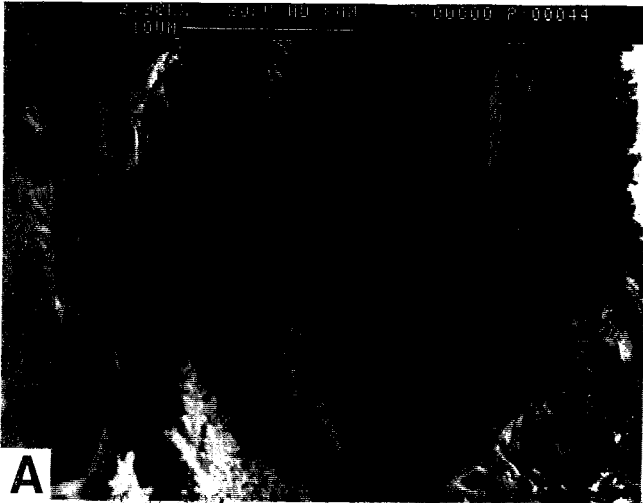
**Photo. A :** échantillon prélevé dans le Cénomaniens d'Askouti; on remarque des cristaux de goethite qui se développent dans les pores de la roche.

**Photo. B :** même échantillon; détail d'un cristal de goethite.

**Photo. C :** lépisphères d'opale associés aux dolomies de la barre turonienne d'Imin'tanout.

**Photo. D :** même échantillon; détail d'une lépisphère de dolomie associée à des cristaux de goethite.

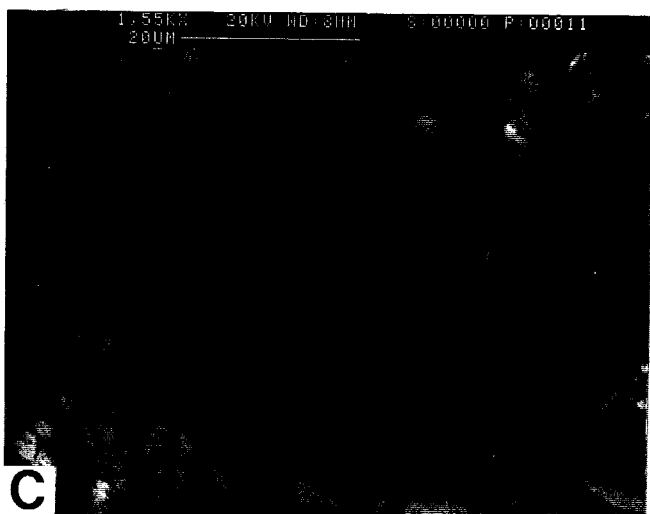
**Photo. E :** dolomie se développant par "phagocytose" autour des lépisphères d'opale.



A

B

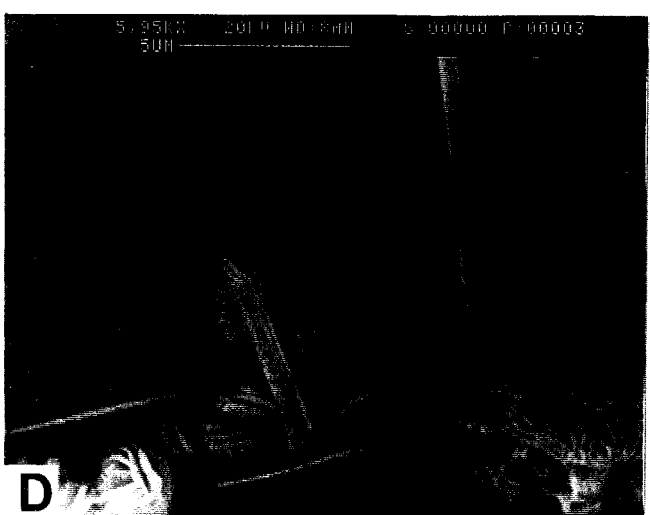
Micrograph A shows a dark field with some bright, irregular shapes. Micrograph B shows a dark field with some bright, irregular shapes.



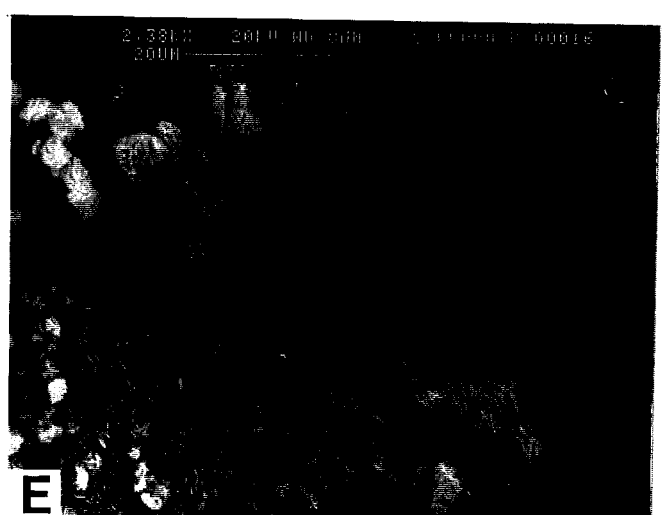
C

Micrograph C shows a dark field with some bright, irregular shapes.

Micrograph C shows a dark field with some bright, irregular shapes.



D



E

Micrograph D shows a dark field with some bright, irregular shapes.

Micrograph E shows a dark field with some bright, irregular shapes.

## Planche II

(Photos M.E.T.)

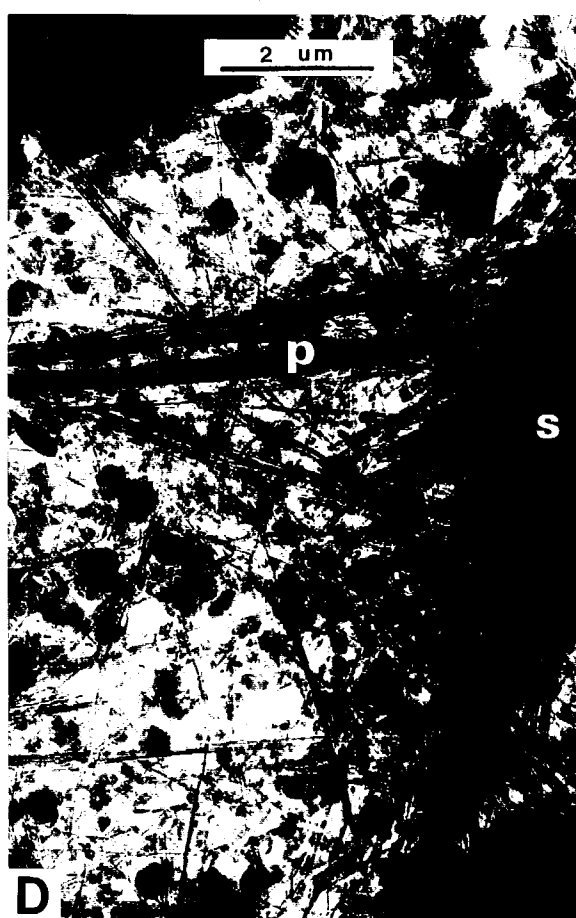
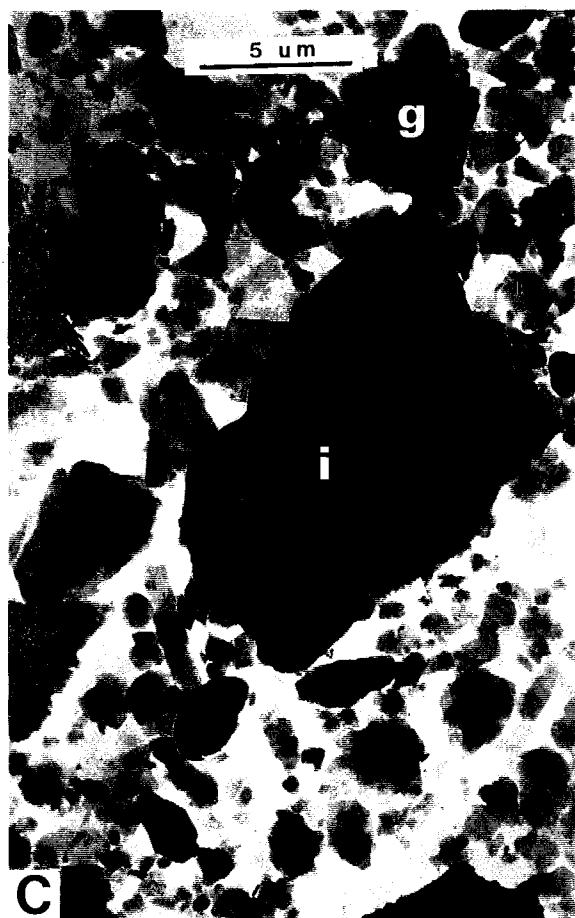
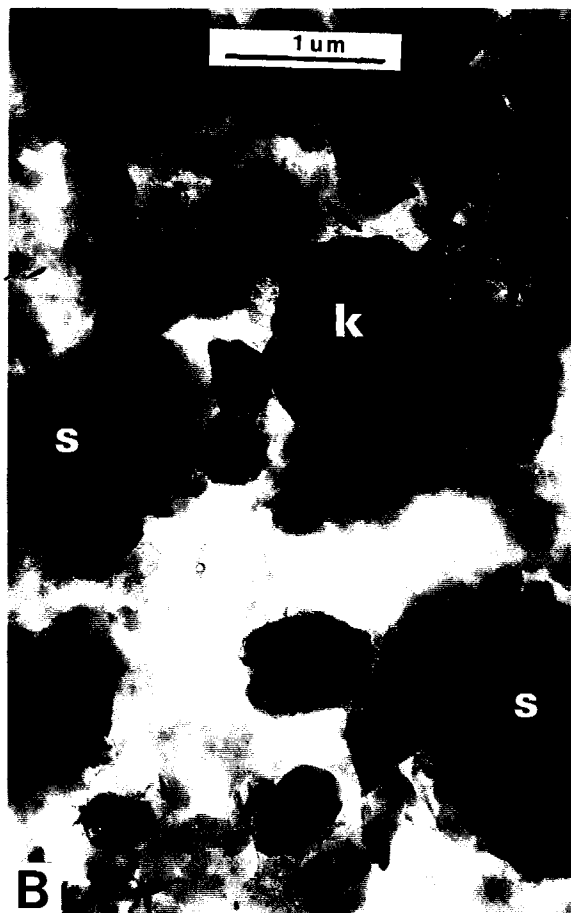
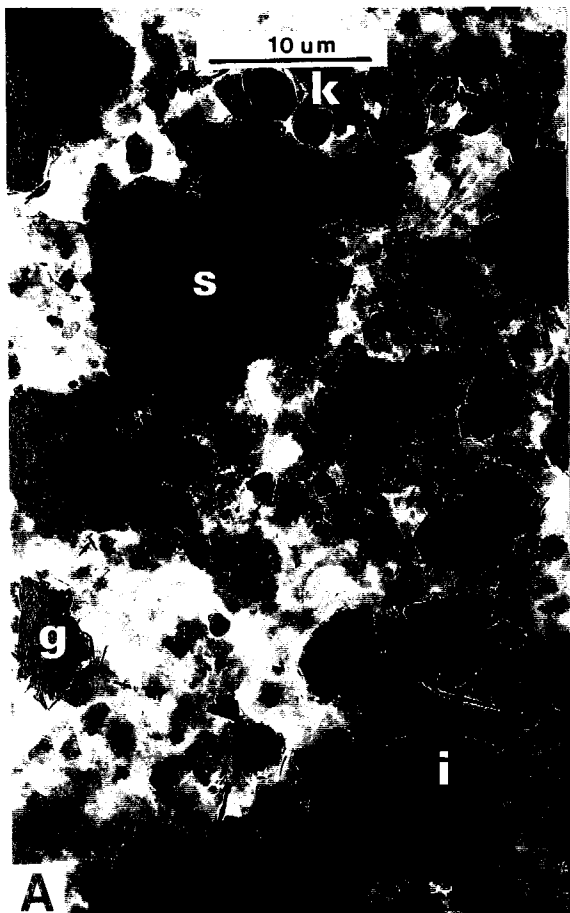
**Photo. A :** Cénomaniens d'Agadir; on remarque les smectites (s) d'aspects floconneux très abondantes. Elles sont accompagnées de quelques particules d'illites (i) xénomorphes, de kaolinites (k) de forme pseudo-hexagonales à hexagonales et de cristaux de goethite (g).

**Photo. B :** Sénonien d'Askouti, échantillon constitué exclusivement de smectite (s) d'aspect floconneux et quelques cristaux automorphes de kaolinite (k).

**Photo. C :** Albien d'Imin'tanout; échantillon constitué exclusivement d'illite. remarquer la différence de taille entre les cristaux.

**Photo. D :** Sénonien d'Asni; association de palygorskite (p) sous forme de fibres allongées, parfois regroupées et de smectite (s) d'aspect floconneux.





| N°ECH. | 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> | Sr  | Mn  | Zn  |
|--------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------------------|------------------|------------------|-----|-----|-----|
| AHM5   | 15,40            | 5,62                           | 2,10                           | 22,92 | 14,05 | 0,31              | 1,55             | 0,23             | 137 | 205 | 189 |
| AHM4   | 9,60             | 3,87                           | 1,32                           | 34,66 | 8,70  | 0,11              | 1,15             | 0,14             | 200 | 168 | 168 |
| AHM3   | 29,80            | 11,50                          | 3,01                           | 15,13 | 11,05 | 0,35              | 3,27             | 0,39             | 110 | 189 | 384 |
| AHM2   | 14,30            | 4,75                           | 1,62                           | 25,08 | 14,60 | 0,11              | 1,47             | 0,18             | 121 | 174 | 289 |
| AHM1   | 42,60            | 12,04                          | 3,09                           | 10,70 | 8,35  | 0,72              | 3,50             | 0,59             | 84  | 184 | 700 |
| CGH7   | 13,20            | 3,55                           | 1,86                           | 26,11 | 14,30 | 0,20              | 1,24             | 0,17             | 142 | 221 | 715 |
| CGH6   | 13,30            | 5,04                           | 1,81                           | 24,10 | 14,75 | 0,19              | 1,71             | 0,19             | 163 | 231 | 158 |
| CGH5   | 17,50            | 5,66                           | 2,02                           | 21,56 | 14,25 | 0,26              | 1,86             | 0,22             | 147 | 216 | 221 |
| CGH4   | 8,90             | 2,85                           | 0,98                           | 37,59 | 7,10  | 0,12              | 1,01             | 0,13             | 195 | 205 | 142 |
| CGH3   | 16,50            | 4,88                           | 2,33                           | 22,49 | 14,45 | 0,17              | 1,63             | 0,21             | 179 | 405 | 426 |
| JBT    | 31,90            | 10,57                          | 3,00                           | 19,79 | 5,91  | 0,11              | 2,87             | 0,47             | 121 | 731 | 126 |
| MC5    | 50,70            | 19,17                          | 8,04                           | 4,09  | 2,81  | 0,16              | 6,12             | 0,70             | 74  | 305 | 216 |
| MC2    | 50,40            | 20,93                          | 9,30                           | 2,36  | 2,76  | 0,16              | 6,38             | 0,68             | 95  | 268 | 389 |
| MC1    | 45,90            | 17,20                          | 7,15                           | 9,19  | 2,25  | 0,15              | 5,00             | 0,67             | 105 | 331 | 289 |
| CGH2   | 27,90            | 9,09                           | 3,48                           | 26,72 | 2,28  | 0,58              | 3,04             | 0,40             | 226 | 184 | 95  |
| CGH1   | 30,60            | 6,28                           | 2,18                           | 27,51 | 3,05  | 0,79              | 2,12             | 0,33             | 184 | 347 | 352 |

Géochimie de la roche totale des échantillons du Jurassique supérieur de la coupe d'Agadir.

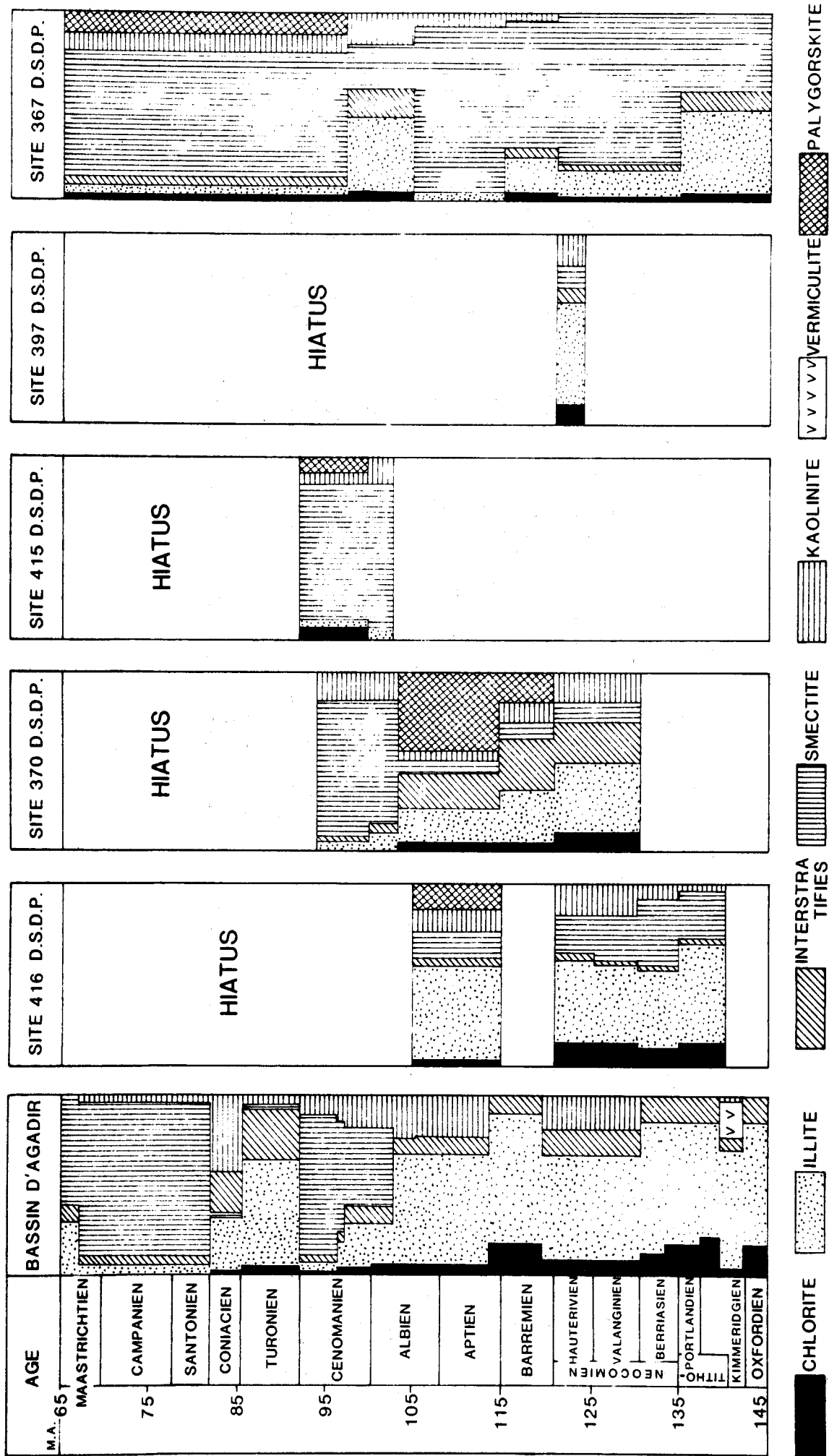


Fig. a: Successions minéralogiques argileuses comparées du bassin d'Agadir et des sites D.S.D.P. Est atlantique voisins.

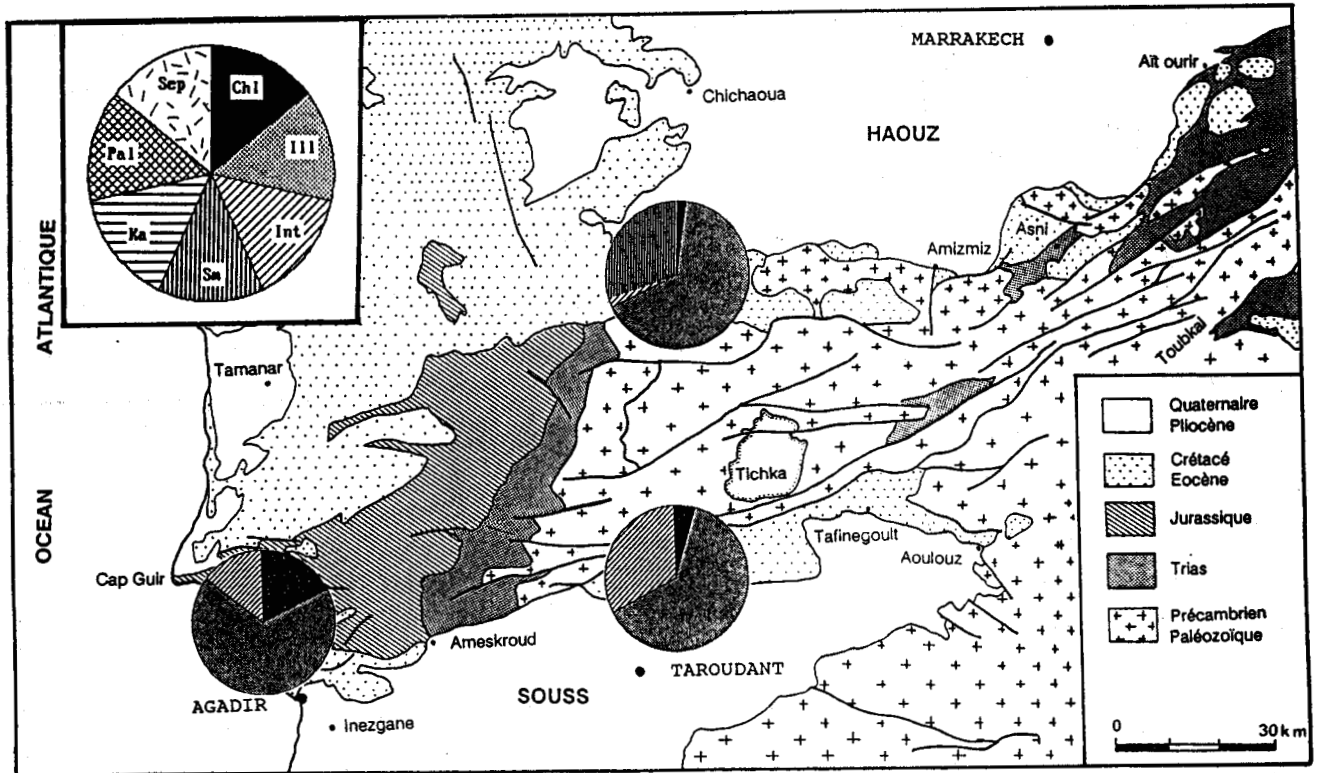


Fig. b: Répartition des assemblages argileux du Jurassique supérieur dans le bassin du Haut Atlas occidental.

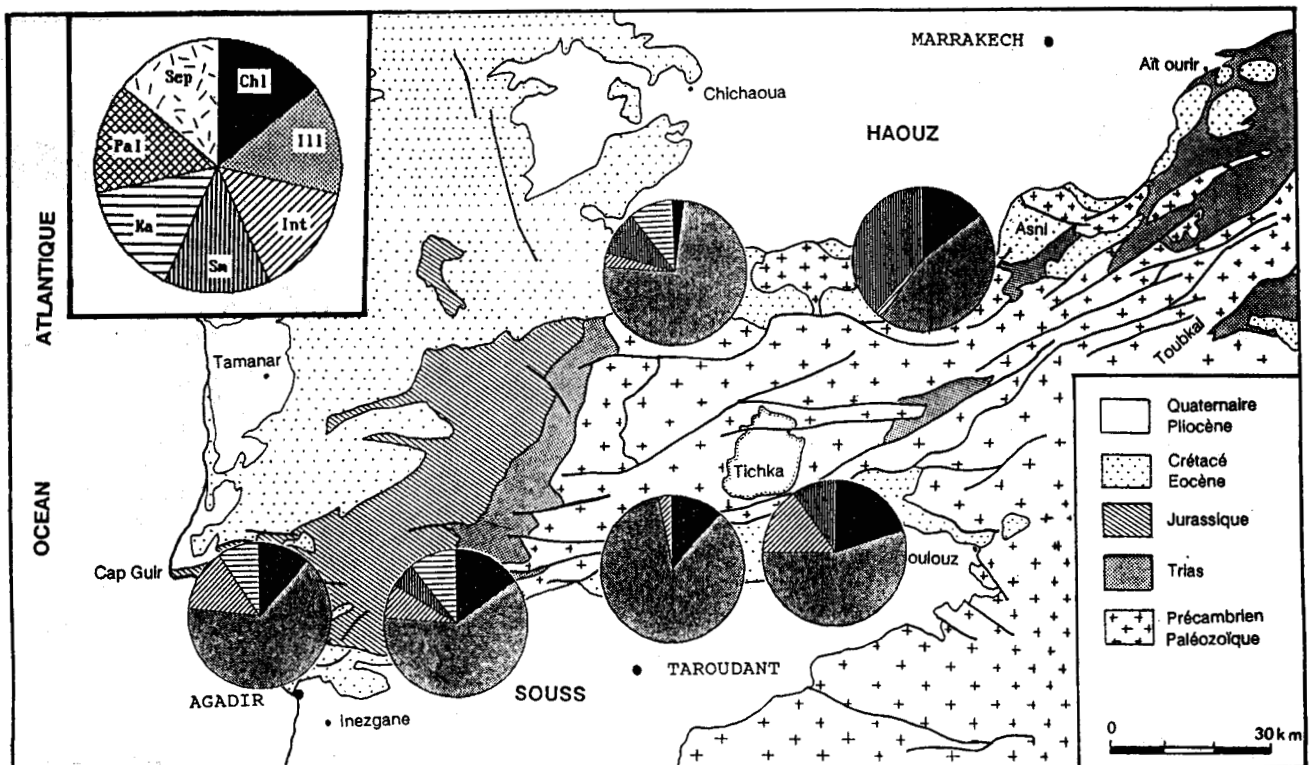


Fig. c: Répartition des assemblages argileux néocomiens dans le bassin du Haut Atlas occidental.

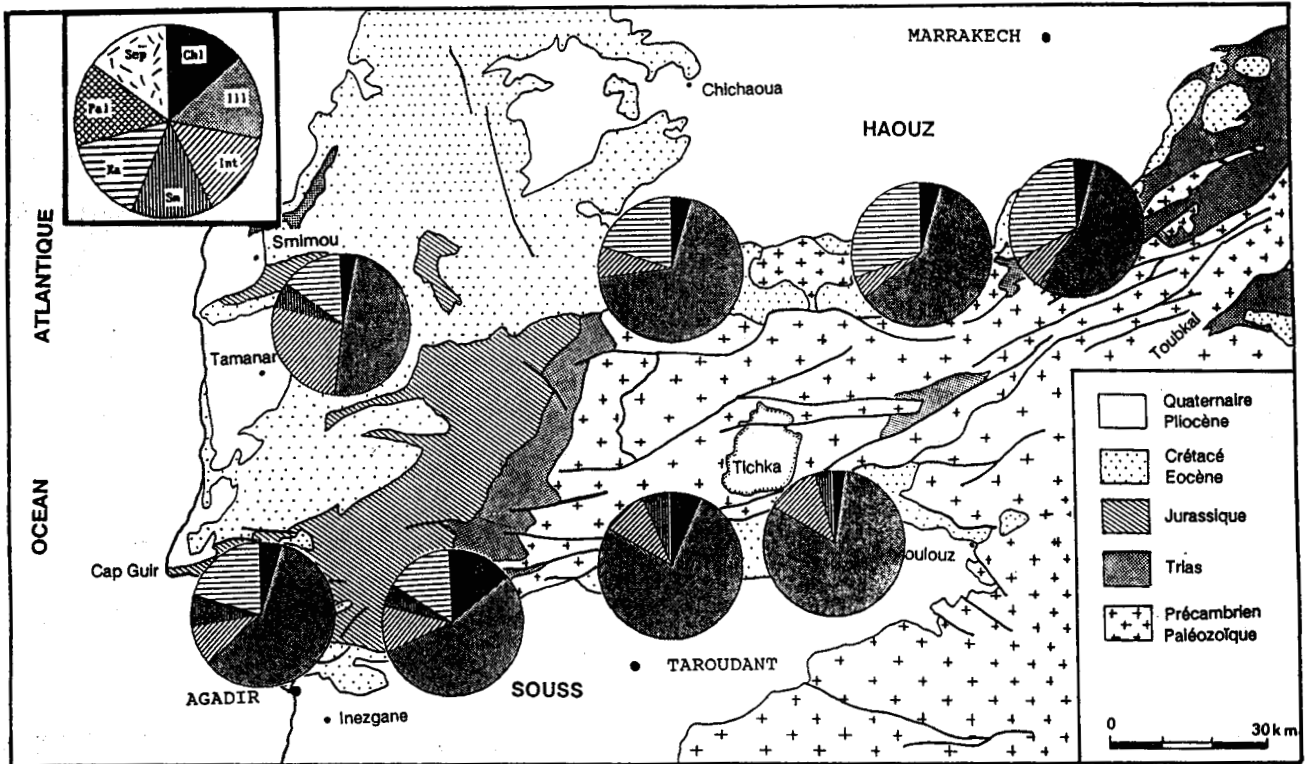


Fig. d: Répartition des assemblages argileux de l'Aptien-Albien dans le bassin du Haut Atlas occidental.

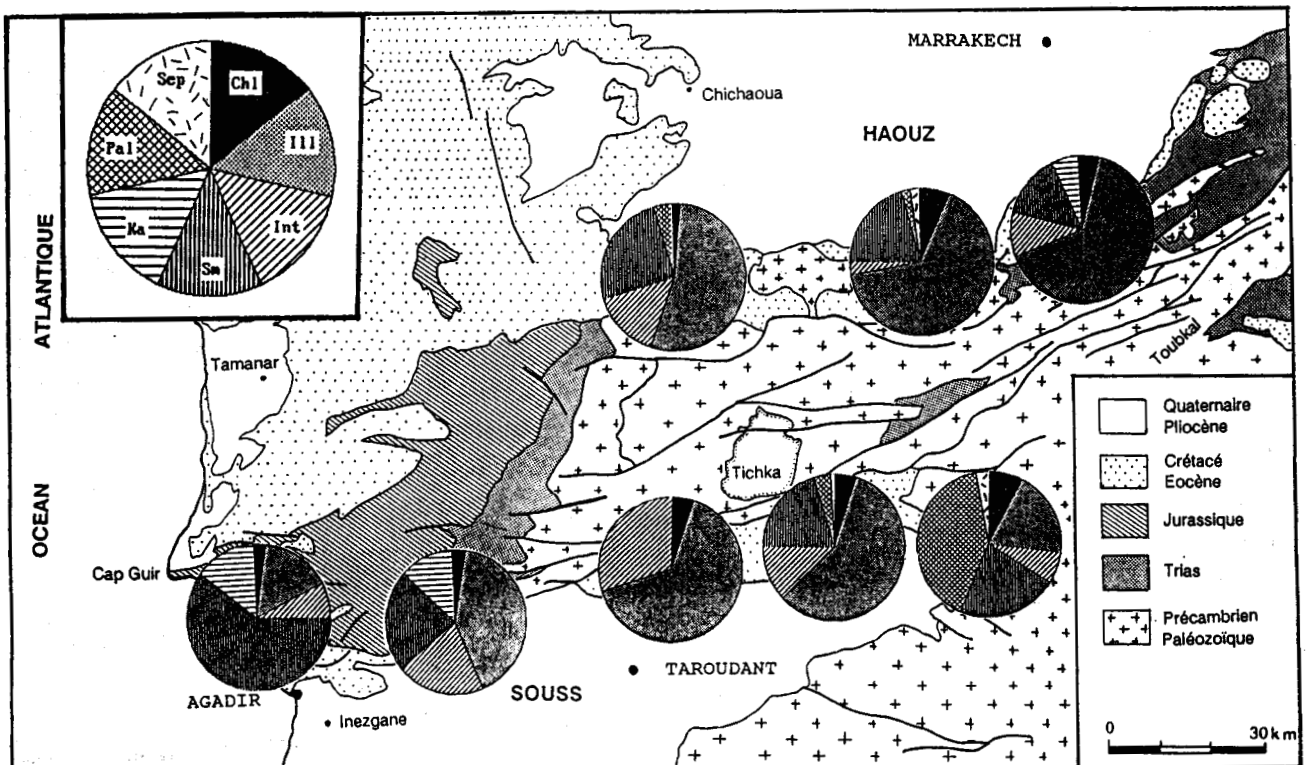


Fig. e: Répartition des assemblages argileux cénomaniens dans le bassin du Haut Atlas occidental.

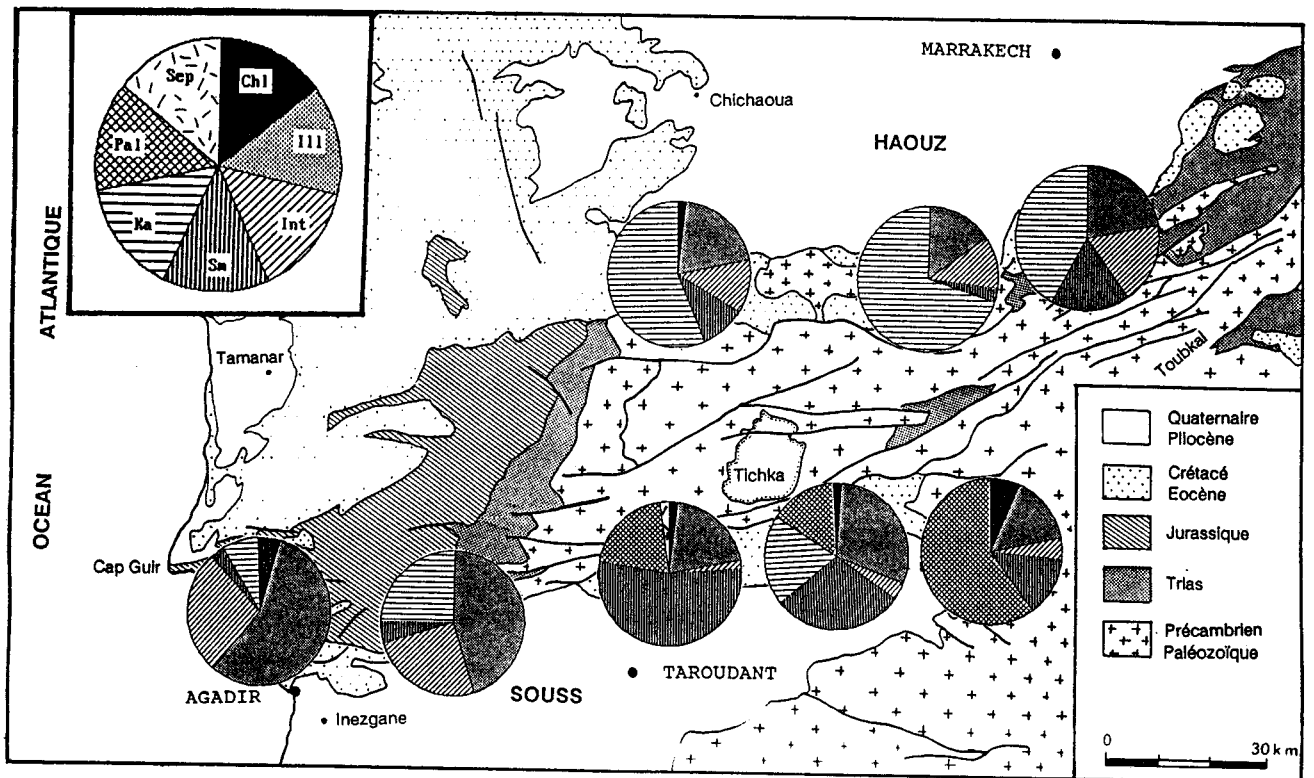


Fig. f: Répartition des assemblages argileux turoniens dans le bassin du Haut Atlas occidental.

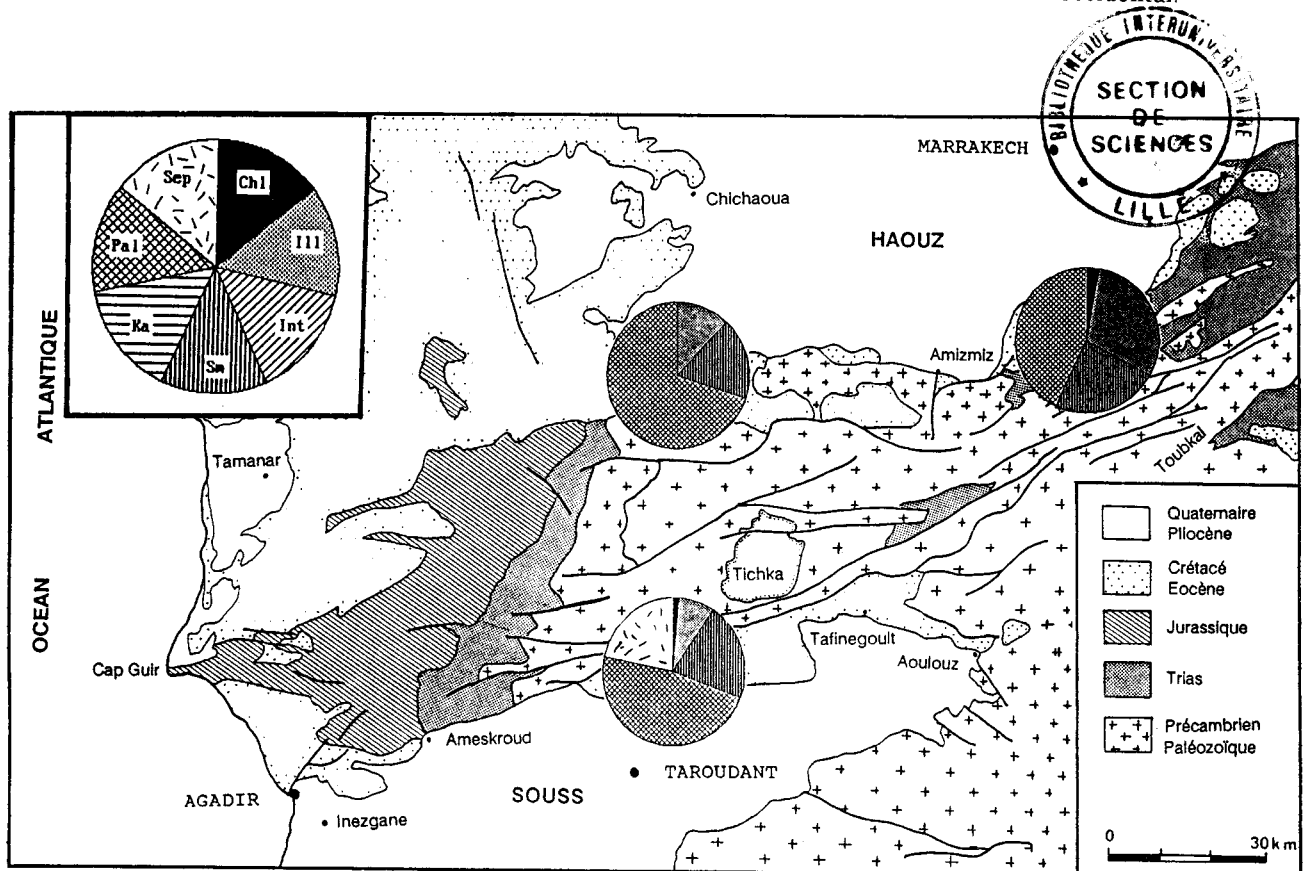


Fig. g : Répartition des assemblages argileux eocènes dans le bassin du Haut Atlas occidental.



RESUME

Les assemblages argileux des sédiments Jurassique supérieur à Eocène du Haut Atlas occidental (Maroc) sont étudiés par diffraction des rayons X, analyses chimiques, analyses thermiques différentielles et microscopie électronique (transmission et balayage). La constitution des assemblages argileux étudiés sur environ 1000 échantillons répartis sur plusieurs coupes disposées de part et d'autre du Haut Atlas, est conditionnée à la fois par des effets diagénétiques et par l'évolution des environnements de dépôt dans le Golfe atlasique.

Les modifications diagénétiques subies par les cortèges argileux sont importantes et variées.

- Dans les faciès évaporitiques du Golfe atlasique (Cénomaniens d' Afensou, Sénonien de Tafinegoult et d' Afensou et complexe évaporitique du Tithonique d' Imin'tanout) la diagénèse affecte particulièrement les minéraux smectitiques dont l'évolution vers la corrensité est de plus en plus poussée en profondeur.

- L'influence de la diagénèse d' enfouissement affecte essentiellement les minéraux smectitiques, mais s'exprime de manières variables. Dans la coupe d' Agadir, les smectites des sédiments marins évoluent en profondeur en chlorite et illite dont la cristallinité s'améliore. En revanche, les smectites des sédiments déposés en milieu confiné évaporitique (coupe d' Afensou) se transforment en profondeur plutôt en corrensité.

- Les néoformations d' argiles en milieu poreux sont également fréquentes dans les séries gréseuses et dolomitiques du Golfe atlasique. Elles s'expriment généralement par la croissance de kaolinites plus rarement de smectites.

Les influences détritiques sur la composition des assemblages argileux du Haut Atlas occidental dépendent de la combinaison de trois facteurs principaux:

- Les apports de minéraux primaires (illite et chlorite) issus de l'Anti Atlas, de la Méséta et du massif ancien du Haut Atlas, résultent à la fois de l'instabilité des marges liée à l'ouverture de l'Atlantique, de l'évolution du Golfe atlasique et de la surrection de la chaîne du Haut Atlas. Le Crétacé supérieur et l'Eocène correspondent à des périodes plus stables permettant le développement de couvertures pédologiques à smectite et l'individualisation de milieux confinés favorables à la genèse d'argiles fibreuses.

- Du point de vue climatique, les données de la minéralogie des argiles suggèrent l'existence d'un climat chaud à alternance de périodes sèches et humides.

- Enfin, les variations du niveau de la mer à différentes échelles semblent conditionner en partie la constitution des cortèges argileux détritiques. Les relations complexes entre minéralogie des argiles et fluctuations eustatiques dépendent en particulier du milieu de dépôt.

Mots clefs: Minéraux argileux, Haut Atlas occidental, Maroc, Diagenèse, Sédimentation, Jurassique supérieur, Crétacé, Eocène, Paléoenvironnement.

ABSTRACT

X-ray diffraction, transmission and scanning electron microscopy, chemical and thermal analysis are performed on Late Jurassic to Eocene clay assemblages of the western High Atlas (Morocco). The composition of the clay assemblages is mainly controlled both by diagenetic processes and environmental evolution of the Atlas Gulf during the Cretaceous.

Important and various diagenetic changes affect the clay minerals.

- In evaporitic facies (Cenomanian at Afensou, Senonian at Tafinegoult, and Tithonian evaporitic complex of Imin'tanout) smectite are progressively replaced by various mixed layers (mainly corrensité) with depth of burial.

- On the Agadir section, smectites are also transformed with depth into chlorite and illite whose crystallinity is improving with depth.

- Clay neoformation (kaolinite and smectite) in pore spaces occurs in sandstones and dolomitic formations of the Atlas Gulf.

Detrital influences on the clay mineralogical succession of western High Atlas depend on three main factors :

- The inputs of illite and chlorite coming from the Anti Atlas, the Meseta and the High Atlas result from the destabilization of the Atlantic margins, caused by the opening of the Atlantic, Atlas Gulf evolution, and the rejuvenation of the High Atlas range. Upper Cretaceous and Eocene correspond to more stable periods leading to the formation of smectite-rich paleosols and confined environments which favored genesis of fibrous clays.

- Clay mineralogy of Cretaceous sediments suggests a warm and a seasonally humid climate.

- Finally sea level changes at different scales appear to control partly the input of clay minerals. Complex relationships between clay minerals and eustatic movements are related with depositional environments.

Key words : Clay minerals, western High Atlas, Morocco, Diagenesis, Sedimentation, Upper Jurassic, Cretaceous, Eocene, Palaeoenvironment.