

50377
1993
213

50377
1993
213

THESE

présentée à

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

pour l'obtention du titre de DOCTEUR de l'UNIVERSITE

en ANALYSE GEOGRAPHIQUE DU MILIEU PHYSIQUE RESSOURCES
ET RISQUES NATURELS

par

him OUAHMAN



**RECHERCHES GEOMORPHOLOGIQUES SUR LA
BORDURE MERIDIONALE ET LE PIEMONT DU HAUT
ATLAS OCCIDENTAL (Région d'Ameskroud, MAROC).**

Soutenu le 24 septembre 1993 devant la commission d'examen:

| | |
|--------------|---------------------------------------|
| Président: | J. SOMME |
| Directeur: | R. LHENAFF |
| Rapporteurs: | A. WEISROCK A. MARRE |
| Examineur: | E. VERRECCHIA |

AVANT-PROPOS

Avant d'aborder le sujet de ce travail j'ai à la fois le plaisir et le devoir de remercier ceux qui par leur conseil, leur collaboration ou leur aide ont contribué à sa réalisation.

Je remercie en premier Monsieur le Professeur R. LHENAFF pour m'avoir accepté au sein du Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire. Il s'est chargé de diriger de surveiller et de corriger ce travail.

Monsieur le Professeur J. SOMME, Responsable de la Formation Doctorale, qui m'a fait l'honneur de présider le Jury de thèse. Son soutien et son aide ont été très importants dans la réalisation de ce travail. Je le remercie très sincèrement.

Monsieur E. VERRECCHIA chercheur et spécialiste des carbonates au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S à Caen où il m'a accueilli avec sympathie. Nos discussions sur les différents problèmes concernant l'analyse micromorphologique des croûtes calcaires m'ont été très utiles. Je lui en suis profondément reconnaissant.

Monsieur le Professeur A. WEISROCK, connaisseur du domaine de l'Atlas atlantique, qui a accepté de juger ce travail. Je lui exprime ma profonde gratitude.

Monsieur le Professeur A. MARRE, a bien voulu faire partie du Jury après avoir manifesté son intérêt pour cette étude. Qu'il reçoive ici mes sincères remerciements.

Je tiens aussi à remercier Mme N. CUNAT ingénieur au Laboratoire de Géomorphologie et d'Etude du Quaternaire pour son aide dans la préparation et l'analyse des échantillons.

Ma reconnaissance et mes remerciements vont également à Mr P. RE COURT ingénieur C.N.R.S au Laboratoire de Géochimie et Sédimentologie à Lille I, qui m'a initié avec gentillesse à l'analyse des minéraux argileux. J'associe également Mr DORN pour la réalisation des lames minces de croûtes calcaires dans les meilleurs délais malgré son planning souvent chargé. Je le remercie vivement.

Pendant les missions de terrain, Mr A. ELMANSOURI responsable du service de documentation à la Direction d'Hydraulique d'Agadir a mis à ma disposition différents documents concernant la région étudiée. Qu'il soit assuré de ma reconnaissance.

Mes remerciements vont aussi aux collègues et amis qui m'ont fait bénéficier, à divers titres, de leur expérience par de longues discussions et remarques qui m'ont éclairé quelques points pendant la rédaction. Je pense en particulier à L. DAOUDI et A. LAKHRISSI. Qu'ils soient assurés de mon amitié.

Mon témoignage d'humble reconnaissance va à Mr M. LAPORTE, Mme et Mr LEPINE ainsi qu'à Mme et Mr SABRI à Paris auprès desquels j'ai trouvé accueil chaleureux et soutien permanent. Je les en remercie sincèrement.

Je n'oublie pas d'évoquer les moments pleins d'émotion et de souvenir que j'ai passé avec mes collègues et amis. Je pense à N.ADOUK, M.ELOUAFFI, M ELOUAZGUITI, B.KIDOU, M.KIRAT, Ph.LAHOUSSE, M.MAATE, A.MOUHDI, M.NACER, A.SBAI, M. SOUAM, I.TISON et à ceux que je n'ai pas pu malheureusement citer ici.

Enfin, je ne saurais oublier mes parents, mes frères et soeurs qui ont porté beaucoup d'espoir et grande patience et pour m' avoir aidé et encouragé. C'est à eux que je dédie ce mémoire.

Résumé:

Le travail exposé dans ce mémoire porte sur l'évolution géomorphologique d'une partie de terrain située à la bordure méridionale du Haut Atlas occidental (région d'Ameskroud).

-Dans un premier lieu les caractéristiques fondamentales du milieu naturel ont été définies.

-La reconstitution de la morphogenèse néogène a été réalisée grâce à la présence dans la marge immédiate de la chaîne de témoins d'héritages anté-quaternaires disposés en discordance les uns sur les autres. La dynamique sédimentaire est contrôlée par deux facteurs majeurs: la tectonique et l'eustatisme.

Du Pliocène au Moghrébien la mer dépose dans "le golfe d'Agadir" des séquences de grès et de conglomérat discordantes sur le substrat oligocène suivies d'une série de dépôts plus variés. Le cycle "villafranchien" correspond à une sédimentation entièrement continentale traduisant le début de démantèlement de la chaîne.

Du point de vue tectonique l'examen de ces dépôts néogènes révèle la continuité des mouvements compressifs qui ont pour conséquence le soulèvement de bâti montagneux et le début d'un traçage de limite entre montagne et piémont.

-La morphogenèse quaternaire a consisté principalement en l'élaboration du piémont des Mesguina. Son excellent degré de conservation est dû à la présence d'épaisses croûtes calcaires. Les cônes de déjection constituent les principales formes auxquels s'associent des terrasses fluviatiles souvent peu développées et incomplètes qui constituent le terme supérieur du Quaternaire. Les variations du faciès dans ces cônes s'expliquent en grande partie par les contrastes lithologiques des différents bassins d'alimentation. Par ailleurs, les données sédimentologiques, les caractères et la répartition des minéraux argileux ont fourni quelques indices sur les modalités morphoclimatiques lors du dépôt.

-L'importance de la néotectonique quaternaire qui s'est manifestée par des mouvements de subsidence, rejeu de flexure ou d'anciennes failles et quelques mouvements tardifs qui ont abouti à des ondulations dans certains secteurs.

-Les calcrètes représentent le dernier acte de la genèse du piémont. Les différents faciès pétrographiques sont décrits: croûte en dalle, croûte perlitique et croûte zonaire. L'origine génétique est également précisée: sédimentation détritique (épandages de boue carbonatées) ou ruissellement latéral des eaux chargées en bicarbonates alternant avec des processus chimiques (précipitation de carbonate, néoformation, diagenèse etc...). La palygorskite contenue en abondance dans ces croûtes calcaires révèle l'aridité extrême du milieu.

Mots clefs: Maroc, Haut Atlas occidental, Néogène, Quaternaire, piémont, cônes de déjection, terrasses, néotectonique, calcrètes.

Abstract:

This work concerns the geomorphologic evolution of a portion situated in the meridional Western High Atlas (Ameskroud region).

-Firstly the characteristics of natural environment are defined.

-The presence of neogene deposits in range margin permit the morphogenesis reconstitution. The sedimentary dynamic is controlled by two main factors: tectonic and eustatic. From Pliocene to Moghrébien the sequences of sandstone and conglomerat are deposited in the "Agadir Gulf" followed by a set of various sediments. The important angular discordances affect these deposits and show the continue of orogenic movements.

-The quaternary morphogenesis consists of elaboration of Mesguina piedmont. The alluvial fans are the main forms combined with fluvial terraces. The various and importance of facies in these alluvial fans are essentially conditioned by the lithology contrasts of drainage basins. Moreover The sedimenologic results, the character and distribution of clay minerals provide some indexes about climatic conditions.

-The calcretes represent the last act in genesis of piedment. The different petrographic facies are described: slab crust, perlitic crust and zoned crust. The active mechanism of these encrustations is detailed: alternative of periods of detritic and processes of chemical sedimentation (precipitation of calcium carbonate, neogenesis of palygorskite ...). The abundant occurrence of palygorskite in all these formations is in accordance with proposed origin, in a high pH milieu rich in Ca Mg ions.

Key words: Morocco, Western High Atlas, Neogene, Quaternary, piedmont, alluvial fans, terraces, neotectonics, calcretes.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS**RESUME/ABSTRACT****TABLE DES MATIERES****INTRODUCTION GENERALE****PREMIERE PARTIE: LE MILIEU NATUREL***CHAPITRE I: PRESENTATION DU RELIEF.*

| | |
|--|----|
| <i>Introduction</i> | 7 |
| I) Limites du domaine étudié | 7 |
| II) Paysage général | 8 |
| III) Les principaux compartiments topographiques | 9 |
| A) La zone montagneuse | 9 |
| 1) Le Jbel Lgouz | 9 |
| 2) Le dôme de Tagragra | 11 |
| 3) Partie inférieure d'Argana | 11 |
| 4) Le synclinal des Aït Abbès | 12 |
| B) La zone de piémont | 12 |
| 1) Glacis occidental | 12 |
| 2) Glacis oriental | 14 |
| C) Le cours inférieur du Souss et ses abords | 14 |
| <i>Conclusion</i> | 15 |

CHAPITRE II: CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL.

| | |
|--|----|
| I) Etat des connaissances sur la géologie du Haut Atlas occidental | 19 |
| II) Cadre lithostratigraphique | 21 |
| A) Le Trias | 21 |
| B) Le Jurassique | 24 |
| C) Le Crétacé | 26 |
| D) Dépôts cénozoïques | 31 |
| III) Evolution tectonique du Haut Atlas occidental | 32 |
| A) Phases anté-pérmo-triasiques | 32 |
| B) Phases distensives mésozoïques | 33 |
| 1) Phase triasique | 33 |
| 2) Phase jurassique | 33 |

| | |
|---|----|
| 3) Phase crétacée-inférieure | 34 |
| C) Phases compressives fini-mésozoïques et tertiaires | 34 |
| 1) Phase fini-mésozoïque | 34 |
| 2) Phase tertiaire | 35 |
| IV) Synthèse paléogéographique | 35 |
| <i>Conclusion</i> | 39 |

CHAPITRE III: DONNEES BIOCLIMATIQUES.

| | |
|---|----|
| <i>Introduction</i> | 43 |
| I) Le climat | 43 |
| A) Le versant sud du Haut Atlas occidental appartient au domaine semi-aride | 43 |
| B) Les températures | 45 |
| C) Les précipitations | 47 |
| D) Les vents | 50 |
| II) L'étagement bioclimatique | 51 |
| III) Les sols | 54 |
| A) Types de sols | 54 |
| 1) Sols peu évolués | 54 |
| 2) Sols calcimorphes | 55 |
| 3) Sols bruns steppiques | 55 |
| B) Caractéristiques des sols | 55 |
| IV) Données hydrologiques | 56 |
| A) L'écoulement superficiel | 57 |
| B) La nappe phréatique | 59 |
| <i>Conclusion</i> | 61 |

| |
|---|
| DEUXIEME PARTIE: EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE ET MISE EN PLACE DES DEPOTS NEOGENES |
|---|

Introduction

CHAPITRE I: ETUDE DES DEPOTS NEOGENES.

| | |
|--|----|
| I) Quelques exemples des domaines voisins | 69 |
| II) Dépôts néogènes de la bordure sud du Haut Atlas occidental | 71 |
| A) Historique sur les travaux antérieurs | 71 |
| B) Coupe d'El Maasser | 72 |
| 1) Témoins d'un cycle pliocène marin | 72 |

| | |
|---|----|
| 2) Dépôts moghrébiens | 75 |
| 3) Formations dites "villafranchiennes" | 78 |
| III) Contexte paléogéographique des dépôts néogènes | 81 |
| IV) Significations tectoniques | 84 |

CHAPITRE II: LES FORMES STRUCTURALES.

| | |
|------------------------|----|
| I) Le pli du Lgouz | 89 |
| A) Un pli faillé | 89 |
| B) Formes et modelés | 91 |
| II) Le pli du Tagragra | 93 |
| <i>Conclusion</i> | 96 |

| |
|---|
| TROISIEME PARTIE: ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS QUATERNAIRES |
|---|

CHAPITRE I: METHODES D'ETUDE.

| | |
|---|-----|
| I) Echantillonnage | 101 |
| II) Granulométrie | 101 |
| III) Dosage en CaCO ₃ | 101 |
| IV) Analyse des particules à la pipette de Robinson | 102 |
| V) Morphoscopie | 102 |
| VI) Diffraction des rayons X | 102 |
| A) Principe | 102 |
| B) Appareillage | 103 |
| C) Traitement des données | 104 |
| 1) Analyse semi-quantitative | 104 |
| 2) Indice de cristallinité | 104 |
| VII) Observation en microscope optique | 104 |

CHAPITRE II: ETUDE DES FORMATIONS QUATERNAIRES.

| | |
|---|-----|
| <i>Introduction</i> | 107 |
| I) Cône de déjection de l'Irhzer El Aarba | 109 |
| A) Extension et morphométrie | 109 |
| B) Accumulation sédimentaire du cône | 109 |
| 1) Coupe n° 1 | 111 |
| 2) Coupe n° 2 | 117 |
| 3) Coupe n° 3 | 117 |
| 4) Coupe n° 4 | 119 |

| | |
|--|-----|
| C) Terrasses alluviales associées au cône d'El Aarba | 120 |
| D) Interprétation | 122 |
| II) Cônes de la bordure sud du Tagragra | 129 |
| A) Limites et morphométrie | 129 |
| B) Sédiments du cône | 129 |
| 1) Coupe n°7 | 132 |
| 2) Coupe n°8 | 135 |
| 3) Coupe n°10 | 136 |
| 4) Les minéraux argileux | 137 |
| C) Terrasse d'épandage | 139 |
| D) Interprétation | 139 |
| III) Cône de déjection de Taguenza | 140 |
| A) Extension et morphométrie | 140 |
| B) Description des matériaux du cône | 142 |
| 1) Coupe n°11 | 142 |
| 2) Minéraux argileux | 144 |
| C) Basses terrasses alluviales associées au cône | 145 |
| IV) Cône de déjection d'Ameskroud | 150 |
| A) Matériaux du cône | 150 |
| 1) Coupe n°14 | 150 |
| 2) Coupe n°15 | 150 |
| 3) Coupe n°16 | 153 |
| B) Les minéraux argileux | 153 |
| C) Interprétation | 154 |
| V) Terrasses de la partie aval de l'oued Issen et du Souss | 154 |
| A) Terrasses de l'oued Issen | 155 |
| 1) Coupes étudiées | 155 |
| -Coupe n°17 | 155 |
| -Coupe n°18 | 157 |
| 2) Le cortège argileux | 157 |
| B) Terrasses du Souss | 159 |
| 1) Butte d'Aknibich | 160 |
| 2) Coupe n°20 | 160 |
| 3) Coupe n°21 | 162 |
| 4) Basses terrasses du Souss | 162 |
| VI) Manifestations néotectoniques | 162 |
| A) Mouvement de subsidence | 163 |
| B) La flexure bordière | 163 |

| | |
|---|-----|
| C) Dans la région d'El Gouna | 163 |
| d) Aux abords de l'oued Souss | 165 |
| V) Essai lithostratigraphique des formations quaternaires | 165 |

CHAPITRE III: ETUDE DES FORMATIONS CARBONATEES (CALCRETES).

| | |
|--|-----|
| I) Rappel bibliographique | 171 |
| A) L'hypothèse pédologique | 171 |
| B) L'hypothèse sédimentaire | 172 |
| II) Observation de terrain | 173 |
| A) Accumulations calcaires du haut piémont | 174 |
| B) Sur les buttes de Tamlalt et d'Aknibich | 176 |
| C) Sur le flanc nord du Tagragra | 177 |
| III) Caractéristiques micromorphologiques et pétrographiques | 178 |
| IV) Minéralogie des argiles | 180 |
| V) Interprétation | 185 |
| <i>Conclusion</i> | 196 |

CONCLUSION GENERALE.

BIBLIOGRAPHIE.

LISTE DES FIGURES.

ANNEXE DES PLANCHES.

INTRODUCTION GENERALE

La bordure méridionale du Haut Atlas occidental constitue un domaine privilégié pour l'étude des différents événements qui ont marqué l'évolution de la chaîne montagneuse et son piémont. La présence des héritages néogènes et quaternaires nous a permis de reconstituer le milieu paléogéographique et de déceler la nature du rapport existant entre ces deux unités.

Cette étude se justifie donc à plusieurs titres: La zone choisie est représentative dans le sens où elle illustre la relation entre la montagne et son piémont. D'une part nous avons un cadre montagneux plus varié dont les formes sont assez classiques de la chaîne atlasique. D'autre part un paysage de piémont plus aride et dont les épandages alluviaux de cônes de déjection et de terrasses fluviales sont les principaux modelés.

Nous avons adopté le plan suivant:

Dans la première partie nous avons essayé de réunir tous les éléments qui déterminent les particularités du milieu naturel. En premier lieu la présentation du relief permet de dégager quelques problèmes majeurs de la géomorphologie. Ensuite les données géologiques et structurales aident à mettre en lumière les différents facteurs susceptibles d'orienter l'évolution de la région pendant le Néogène et le Quaternaire. Enfin, les éléments bioclimatiques déterminent également une régionalisation des paysages morphologiques.

Dans la deuxième partie nous avons étudié dans un premier chapitre les formations néogènes mises en évidence à El Maasser qui représentent des témoins d'une très grande valeur pour la reconstitution de l'orogénèse atlasique. Puis, dans le second chapitre on a défini les principales formes et modelés en montagne.

La troisième partie est consacrée à l'étude géomorphologique et sédimentologique des formations quaternaires avec tout d'abord une brève présentation des méthodes d'étude et techniques mises en oeuvre pour pouvoir caractériser ces formations. Le deuxième chapitre a porté sur l'étude d'une vingtaine de coupes échantillonnées et réalisées dans différents endroits accompagnée de résultats respectifs. On s'est attaché à:

- Définir la nature de la dynamique sédimentaire sur le piémont.*
- Déterminer le cadre morphoclimatique des différentes formations.*

-Comparaison entre ces formations.

-Evaluation du rôle de la néotectonique dans l'organisation des formes.

-Elaboration d'un cadre litho-stratigraphique en se limitant aux résultats et aux conclusions obtenues.

-Enfin, présentation d'un travail cartographique de l'ensemble du terrain (carte hors texte).

Le dernier chapitre est consacré à l'étude des croûtes calcaires. Il était question d'en déterminer la nature, les caractéristiques macro et micromorphologiques, sédimentologiques et leur origine génétique.

PREMIERE PARTIE: LE MILIEU NATUREL

CHAPITRE I: PRESENTATION DU RELIEF

Introduction

En suivant la chaîne du Haut Atlas depuis la côte atlantique jusqu'au Massif de Tichka vers l'Est, on distingue traditionnellement trois sections structurales différentes: la première s'élève graduellement depuis la côte et s'étend sur 70 km jusqu'au couloir triasique d'Argana; c'est une couverture plissée de terrains principalement jurassiques et crétacés. Ensuite les séries se dégagent de leur enveloppe secondaire et s'élèvent brutalement pour former une chaîne lourde, profondément entaillée formant le bloc occidental du massif ancien qui doit la majeure partie de son développement à l'orogénie tertiaire. Enfin, vient la dernière section bâtie de roches anciennes qui, à l'exception de quelques zones de cassures importantes, n'a pas subi de plissement notable. Au-delà, les assises du Précambrien sont en général sub-horizontales soulignant ainsi par leur disposition d'ensemble un vaste bombement qui caractérise cette chaîne dans sa partie orientale.

L'étude envisagée dans ce présent travail ne concerne que la première section et plus particulièrement sa partie méridionale.

D) LIMITES DU DOMAINE ETUDIÉ:

Les limites du terrain d'étude coïncident le plus souvent avec le compartimentage majeur lié aux facteurs structuraux (Fig 1) ;

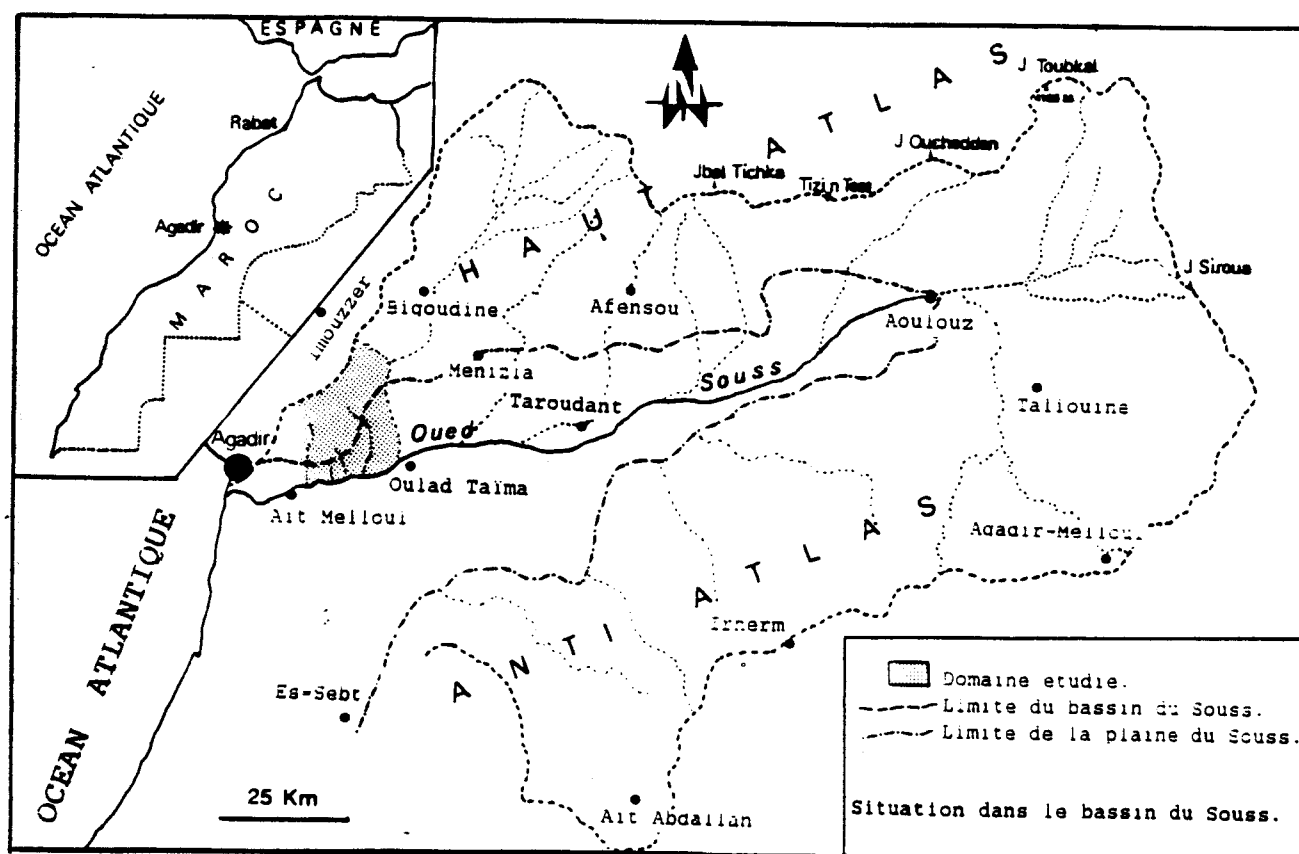


Figure. 1: Carte de localisation de la zone étudiée dans le bassin du Souss.

- au Nord, les limites du bassin-versant qui draine l'ensemble du terrain épousent la ligne de partage des eaux séparant deux domaines différents du point de vue hydrographique: le bassin occidental dont le régime est atlantique et le bassin oriental de régime continental qui évacue les eaux vers la partie méridionale;

- à l'Est, le vaste couloir permo-triasique d'Argana qui s'insère entre deux blocs différents: l'Atlas occidental et l'Atlas oriental. Il borde à l'Ouest le Grand Atlas au pied de la côte jurassique des plateaux des Ida ou Bouzia et des Ida ou Tanane. Ce couloir correspond d'Imi n'Tanout au Nord jusqu'au Souss au Sud à un immense pays rouge évidé entre la côte abrupte et le massif ancien. Son drainage est assuré par l'oued Issen (Assif n'Aït Moussi) qui prend naissance plus au Nord.

- au Sud, l'oued Souss borde notre terrain d'étude et draine, sans en occuper exactement l'axe, la plaine qui porte son nom. Celle-ci apparaît comme une plaine uniforme construite à la fois par des alluvions des oueds atlasiques et anti-atlasiques.

- Enfin, à l'Ouest, les limites correspondent à la confluence de l'Irhzer El Aarba, un des principaux affluents du Souss qui draine à l'amont la région d'Askouti et, après avoir traversé le Jbel Lgouz en cluses étroites et l'anticlinal de Tagragra, débouche dans la partie occidentale du glacis par un foug (gorge).

II) PAYSAGE GENERAL:

Portion méridionale du Haut Atlas occidental, le Souss occidental se présente comme une dépression triangulaire largement ouverte sur l'océan atlantique. Il forme une région de basses altitudes. Le contact avec le massif montagneux est brutal souligné par ce que l'on a appelé le grand accident sud-atlasique, limite entre le socle africain et le Maghreb "alpin".

Dans l'ensemble du terrain, plusieurs compartiments topographiques parfaitement distincts contribuent à en organiser le paysage. La dénivellation, si insensible soit-elle en général sur le piémont de l'Ouest vers l'Est, apparaît variable voire accusée au niveau des points de contact entre le piémont et la retombée des derniers contreforts atlasiques. Ces unités s'échelonnent en trois étages topographiques (Fig 2):

- Le domaine montagneux, d'altitudes moyennes, qui s'étend sur 25 km de long et 12 km de large, occupant environ la moitié du terrain; le point culminant est à 1349 m, sur la ligne de partage des eaux au Nord.

- La zone de piémont, se présente comme un vaste glacis légèrement concave, de pente relativement faible par rapport au chaînon montagneux dominant. L'altitude moyenne ne

dépasse pas 160 m entre le pied de la montagne à l'Est et les abords de l'Oued Souss à l'Ouest.

- Le cours inférieur du Souss; il occupe la partie aval du piémont des Mesguina et s'inscrit en contrebas des alluvions récentes du Souss. La pente va croissant de l'aval vers l'amont de 1 à 2% jusqu'au confluent de l'oued Issen. Dans cette partie le lit du Souss décrit des inflexions à vastes rayons de courbure .

III) LES PRINCIPAUX COMPARTIMENTS TOPOGRAPHIQUES:

A) La zone montagneuse:

Dans cette zone, la topographie est irrégulière. Le réseau hydrographique, fortement encaissé sous forme de plusieurs ravins qui s'organisent suivant le schéma structural d'ensemble, détermine un paysage de relief très disséqué. La topographie s'élève de l'Ouest vers l'Est et du Sud vers le Nord jusqu'à la limite du couloir d'Argana où elle s'incline au contraire vers le N-E. La retombée méridionale de Jbel Lgouz, même si elle ne présente pas une grande énergie, offre un relief plus imposant grâce aux barres constituées par des couches redressées jusqu'à la verticale.

Au Sud, l'anticlinal de Tagragra montre un relief très modéré et apparaît comme un bourrelet qui se raccorde avec Jbel Lgouz par le synclinal des Aït Abbès. Le fait le plus marquant est la dissymétrie considérable entre ses deux flancs S et N, le premier beaucoup plus escarpé que le second.

Le dispositif topographique du compartiment montagneux correspond donc aux unités suivantes:

-Deux bombements anticlinaux de Lgouz et Tagragra d'orientation générale Ouest-Est.

-La partie inférieure du couloir triasique d'Argana.

-Le synclinal des Aït Abbès.

1) Le Jbel Lgouz:

Etendu de l'océan atlantique à Ameskrout, cette anticlinal présente à l'Ouest une voûte de modeste énergie dans les sédiments crétacés. Ensuite celle-ci se pince et s'élève en même temps qu'apparaissent les terrains du Jurassique supérieur érodés, dans la partie médiane de l'anticlinal, jusqu'au Lias inférieur. Vers Ameskrout, la voûte redevenue complète s'enfonce à l'est dans les vallées du Souss et de l'oued Issen.

Vers la cote 1150 m, à Tama n'dou Tirhrine, le Jurassique apparaît en crêts ou barres rocheuses qui surplombent les combes creusées dans les marnes tendres du Jurassique inférieur. L'anticlinal se referme, après un parcours de 10 à 12 km et les corniches se referment en arc de cercle au-delà duquel la voûte anticlinale est de nouveau complète.

Au Sud-Est du Jbel Lgouz, des interfluves ou croupes convexes, moulées sur la structure, sont rabotées par des surfaces d'érosion dans lesquelles des vallons sont en voie d'incision. Outre les formes d'évidement, qui représentent l'originalité de Jbel Lgouz, on compte également plusieurs rangs de crêts à corniches qui s'élèvent progressivement du Sud vers le Nord. Ces crêts constituent la limite septentrionale du bassin d'Askouti. Leur faite se maintient, à cet endroit, à 1150 m ce qui peut bien correspondre à un affleurement continu d'une même couche résistante. En revanche, les crêts de la partie est de l'anticlinal, qui surplombent le couloir d'Argana, s'enfouissent assez brusquement sous la plaine du Souss. Le raccord entre ces groupes de crêts et le fond des ravins présente souvent la forme de deux versants plus ou moins dissymétriques: c'est le cas de Jbel Tama ou Zazoul qui dessine un crêt à double corniche allongée vers le Sud avec des versants raides.

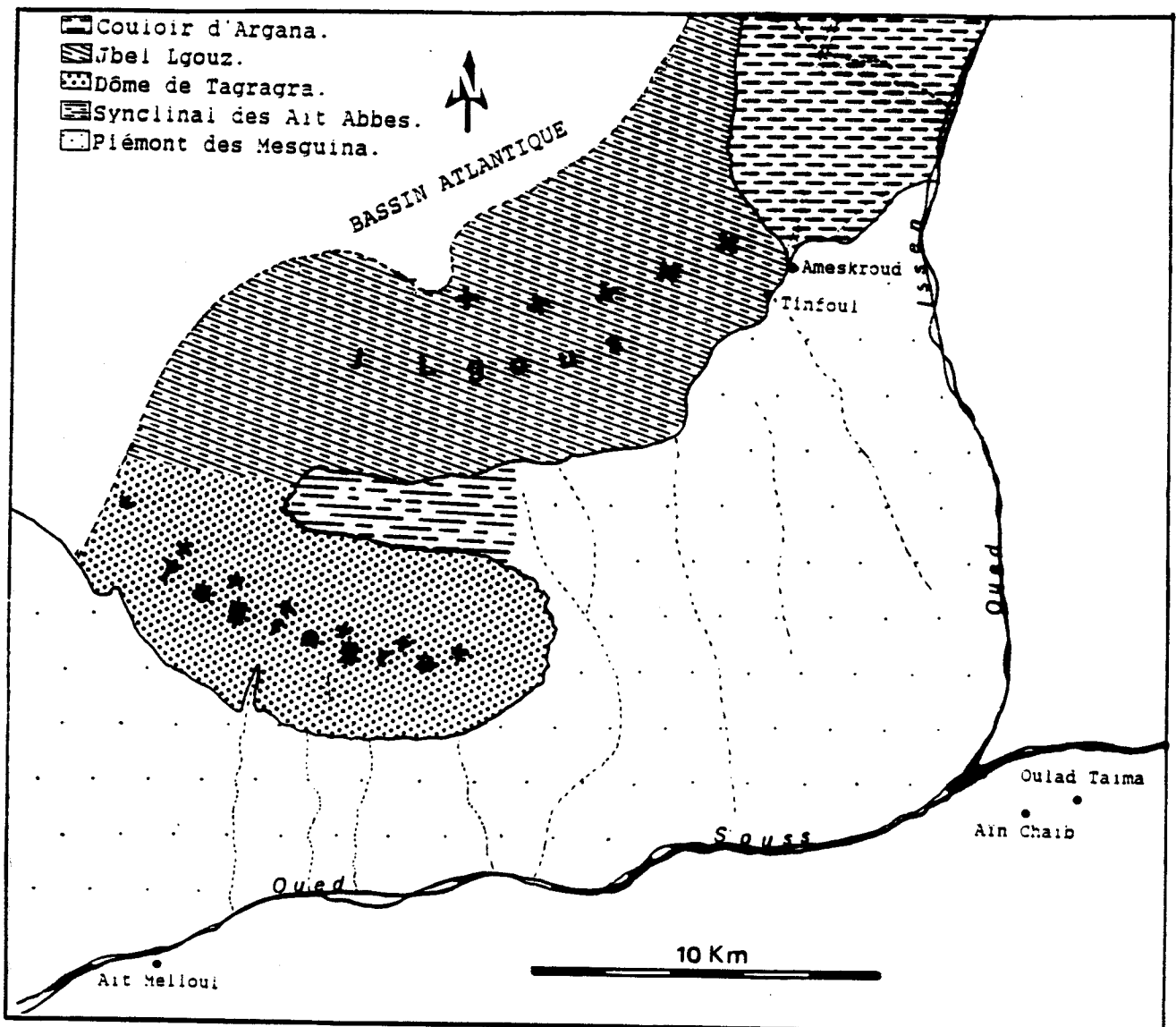


Figure. 2: Les principales unités topographiques.

2) Le dôme de Tagragra.

C'est l'unité méridionale du compartiment montagneux. Elle est formée d'un anticlinal qui présente une allure courbe de direction Nord-Ouest Sud-Est du côté Ouest puis Ouest-Est vers l'Est conférant un axe de 20 km de longueur. Le point culminant avoisine 450 m d'altitude. Son flanc sud est limité par la flexure sud-atlasique qui correspond au passage entre cet anticlinal et le piémont des Mesguina. Le fait le plus marqué, concernant cette unité, est la dissymétrie de ses deux flancs. D'une part le flanc nord montre un profil topographique très court et moins escarpé se raccordant au synclinal des Aït Abbès, alors que celui du sud est plus escarpé et se relie au piémont des Mesguina. Dans le secteur interne de Tagragra, la topographie prend une allure très modérée voire sub-tabulaire par endroit. Ce fait doit être vraisemblablement dû à l'effet de l'érosion dont l'action s'exerce sur tous les versants constituant le dôme de Tagragra en nivelant cet ensemble à des altitudes plus basses. Une dense ramure d'oueds issus des crêtes de bordures internes converge vers le Sud. Seul l'Irhzer El Aarba parvient à recouper transversalement la bordure nord et sud de l'anticlinal. La partie centrale de ce dôme, constituée principalement de roches tendres, a subi une érosion vigoureuse engendrant une large combe façonnée dans des argiles et marnes sénoniennes et entourée d'une série de crêtes concentriques fragmentés en chevrons, modelé attribué souvent à l'alternance de couches résistantes et couches tendres.

3) Partie inférieure du couloir d'Argana.

Vers l'Est le couloir permo-triasique fait suite à la zone montagneuse de Jbel Lgouz et appartient à la sous-zone primaire de l'Atlas. Il constitue une dépression bien marquée entre le Massif central et le Haut Atlas occidental. Il prend naissance au Tizi n' Machou et correspond sur le versant sud de celui-ci aux bleds Demsira et Ida ou Ziki. Son contour est, d'une façon très approchée, celui d'un triangle assez aigu, dont la base se trouve vers la limite même de la montagne en arrivant aux terrains quaternaires de la vallée du Souss. Cette disposition géographique, comme l'a souligné R. Ambroggi (1963), est due à la fois à la tectonique et à l'évolution du relief.

Aussitôt, dans cette partie, le modelé topographique change. Les crêtes déchiquetées font place à de larges croupes montagneuses allongées, de relief doux, dont l'altitude est tout de suite faible, entre 300 et 750 m. L'oued Issen prend le nom de l'Assif n'Aït Moussa et s'étend sur une très vaste dépression creusée en grande partie dans les formations gréseuses et argileuses du Permo-Trias. Il ne reçoit pas d'affluent notable sur sa rive droite dominée par des plateaux escarpés formant une longue cuesta, qui permet, en longeant la route d'Ameskroud-Imi n'Tanout, d'observer toute la série jurassique gréso-argileuse dans ses termes inférieurs.

4) Le synclinal des Aït Abbès:

Il s'étend au pied du versant Sud de Jbel Lgouz avec 7 Km de longueur et 2 Km de largeur. Il présente la forme d'une gouttière avec des abords inégalement relevés et dont l'axe est parallèle à celui du pli de Tagragra. La surface de ce synclinal se manifeste principalement sous forme d'une surface de recoupement qui tronque, au Nord comme au Sud, l'ensemble des crêts sénoniens. Au coeur du synclinal, la surface correspond à une puissante dalle conglomératique dominante coiffant un remplissage détritique.

B) La zone de piémont:

Le piémont des Mesguina se présente comme un vaste glacis de pente relativement faible par rapport aux massifs montagneux dominants. Le passage entre montagne et piémont est souligné par la flexure sud-atlasique qui jalonne le versant sud de l'Atlas. A l'aval, le piémont se raccorde avec l'oued Souss par une série de cônes de déjection parfois coalescents ou emboîtés dans sa partie ouest. Il ne présente aucune anomalie topographique notable permettant de penser l'existence de gradins ou de formes d'étagement. Par contre, son originalité majeure est le contraste entre les épandages limoneux du Quaternaire terminal et les cônes étalés au débouché des fousms. Les mesures des pentes, le comportement du réseau hydrographique ainsi que les variations en superficie permettent de le subdiviser en deux glacis:

1) Glacis occidental:

Son profil topographique est très court mais avec une pente assez élevée de 8° . Il s'ordonne en fonction des écoulements. Une dense ramure de ravins, issus de la bordure sud de Tagragra, draine sa surface et l'entaille en gorge. Ceci permet d'observer facilement non seulement la structure du glacis mais aussi les affleurements du Crétacé surmontés en discordance par l'Oligocène et le Moghrébien; la coupe située au foug d'El Maasser en témoigne. Cependant la plupart de ces ravins n'ont pas leur source sur la bordure montagneuse mais plutôt à la surface du glacis.

En longeant la route Agadir-Ameskroud, on remarque des endroits doucement ondulés. Cet aspect bombé des épandages est réalisé grâce à l'existence, entre chaque épandage d'un drain qui, en s'enfonçant, par érosion linéaire, entraîne un accroissement des pentes des chenaux au débouché de la montagne. L'aspect dominant correspond donc à une série de cônes de déjection très rapprochés voire coalescents. Il n'y a donc pas un glacis unique mais "composite" puisqu'à travers un transect ouest-est on note une variation remarquable des charges détritiques. Ceci laisse supposer une genèse à la fois polyphasée et

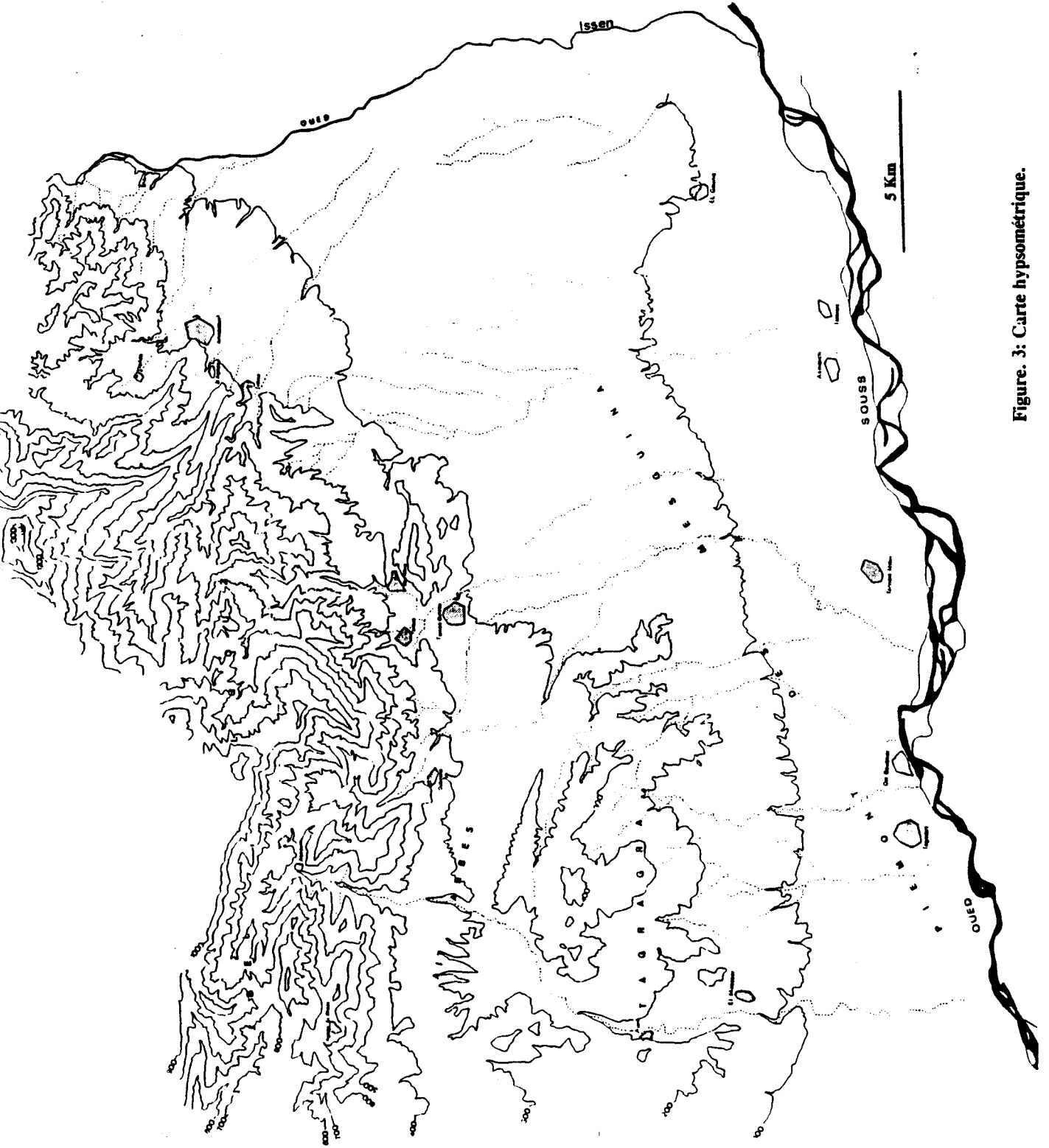


Figure. 3: Carte hypsométrique.

polygénique.

En surface, le glacis présente un aspect caillouteux sous forme de champs de pierrailles issus de la croûte calcaire craquelée qui moule l'ensemble de la partie supérieure du glacis.

2) Glacis oriental:

Ici, l'élément majeur est un glacis qui s'accroche au flanc sud de Jbel Lgouz par un versant très raide dessiné par des rangées de croupes méridionales, puis descend avec une faible inclinaison vers l'aval. Sa morphologie générale correspond à une vaste rampe adoucie dont la pente est inférieure à 6° et offrant une grande uniformité de paysage. Néanmoins, dans la région d'El Gouna le profil décrit une légère rupture de pente qui correspond probablement à une faille affectant la structure crétacée et les formations continentales quaternaires. De vastes champs de colluvions caillouteuses recouvrent la surface donnant lieu à des terrains inexploitable. Seul l'arganeraie y résiste. Plus à l'Est, sur la rive droite de la vallée de l'oued Issen, l'unique terrasse de l'oued supporte une végétation halophile sur un sol chargé de sel provenant du bassin permo-triasique. Une épaisse croûte calcaire représente dans le paysage un bon repère des surfaces anciennes.

C) Le cours inférieur du Souss et ses abords:

Après un parcours sinusoïdal en amont, l'oued Souss se trouve en aval rejeté vers le Sud au confluent de l'oued Issen. L'origine de ce fait est vraisemblablement liée à la puissance des apports en débits et en alluvions de l'oued Issen. Des inflexions à vastes rayons de courbures que le lit du Souss décrit, avec convexité légère vers le Sud, font face à quelques affleurements bordant sa rive droite. Ces coudes correspondent, soit aux entailles des cônes de déjection rongés par l'oued Souss, soit à une série de petites buttes qui affleurent le long de l'oued. A partir de Dar Boubker les conglomérats rattachés au Pliocène, selon J. Dresch (1941), et les buttes de Tamlalt-Aknibich surplombent la terrasse limoneuse, formant le niveau supérieur du Souss avec un abrupt qui dégage le contraste topographique entre piémont et cours inférieur du Souss.

Conclusion

La présentation du relief révèle une grande diversité de formes qui s'échelonnent en trois unités topographiques principales.

-Le domaine montagneux débute à partir de 200 m environ. Les crêtes et les formes d'évidement sont les aspects majeurs du paysage tandis que la structure et la tectonique sont directement responsables de son morcellement secondaire.

-Un vaste glacis, construit de dépôts continentaux, compose le piémont des Mesguina. Son extension vers l'aval croît progressivement d'Ouest en Est, alors qu'il forme un glacis très court au pied de Tagragra. Sa physionomie et les formes qui s'en dégagent rappellent curieusement un paysage où le système morphogénique traduit par la dualité érosion-sédimentation correspond, classiquement, aux caractéristiques des régions arides et semi-arides et leur évolution pendant le Quaternaire.

-Vient enfin la dernière unité caractérisée;

d'une part; par la dynamique fluviale de l'oued Souss qui, par ses alluvions actuelles et sub-actuelles, constitue la surface terminale du Quaternaire;

d'autre part, par des anomalies topographiques sous forme de légers reliefs qui rompent partiellement la monotonie du paysage. Ainsi le cours inférieur du Souss s'est établi vraisemblablement sur un axe anticlinal jalonné par les petites buttes de Tamlalt Aknibich et les conglomérats de Dar Boubker.

CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

Après une brève description du relief, il s'agit maintenant de déterminer les caractéristiques de la structure géologique. Dans cette étude on s'intéressera essentiellement dans un premier temps, à décrire et définir le cadre litho-stratigraphique des formations venant à l'affleurement dans l'ensemble du bassin-versant. Nous verrons ensuite les étapes de la tectonique ancienne responsable des plissements des assises jurassiques et crétacés, éléments majeurs du relief. Et, enfin nous présenterons une synthèse paléogéographique de la région et son évolution depuis le Trias.

D) ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA GEOLOGIE DU HAUT ATLAS OCCIDENTAL:

De nombreux travaux ont été consacrés à l'histoire géologique du Haut Atlas occidental. Après cinquante ans de recherches environ, les connaissances ont été largement approfondies. Les premières investigations dans ce domaine remontent au début de ce siècle entre 1902 et 1921 avec Brives (1902), L.Gentil (1915), W.Kilian (1917) et P.Lemoine (1920). L'ensemble de ces travaux s'inscrit dans ce qu'on peut appeler "la géologie descriptive ou monographique". En 1930, E.Roch mena une étude détaillée dans laquelle il a apporté les éléments de base concernant la stratigraphie des étages crétacés. Reprenant tous ces travaux antérieurs, et après quinze années de recherches sur le terrain, R.Ambroggi en 1963 apporta incontestablement une étude stratigraphique et paléontologique qui reste jusqu'à nos jours une référence de base. Cependant cet auteur a accordé peu d'attention à l'interprétation des dépôts et des milieux sédimentaires. Quelques aspects géologiques importants des dépôts mésozoïques du Haut Atlas ont fait également l'objet d'étude d'Ager (1974) et Adams (1980) qui ont abouti à la cartographie de quelques secteurs de la région des Ida ou Tanane. Ces travaux non publiés ont été présentés sous forme de thèses d'un groupe d'étudiants du Département de Géologie et d'Océanographie (University College of Swansea). Entre 1975 et 1982, une équipe de géologues de l'Institut Géologique de l'Université de Bonn s'est consacrée à l'étude de cette région dans le but d'établir une subdivision lithologique et stratigraphique et reconstituer le paléoenvironnement du Crétacé tout en adoptant une méthode d'étude pluridisciplinaire: géophysique, paléontologie, minéralogie, géochimie...etc (Behrens et *al.*, 1978; Brix, 1981; Behrens et Siehl, 1982; Wurster et Stets, 1982; Butt et *al.*, 1982). Une grande partie de ces travaux a été publiée in " The geology of the Northwest African Continental Margin".

La carte géologique d'Imouzzer des Ida ou Tanane, sur laquelle figure notre terrain d'étude, n'est pas encore élaborée. Les cartes géologiques disponibles, souvent bâties à de petites échelles (1/500 000), sont en général insuffisantes et ne nous donnent pas de

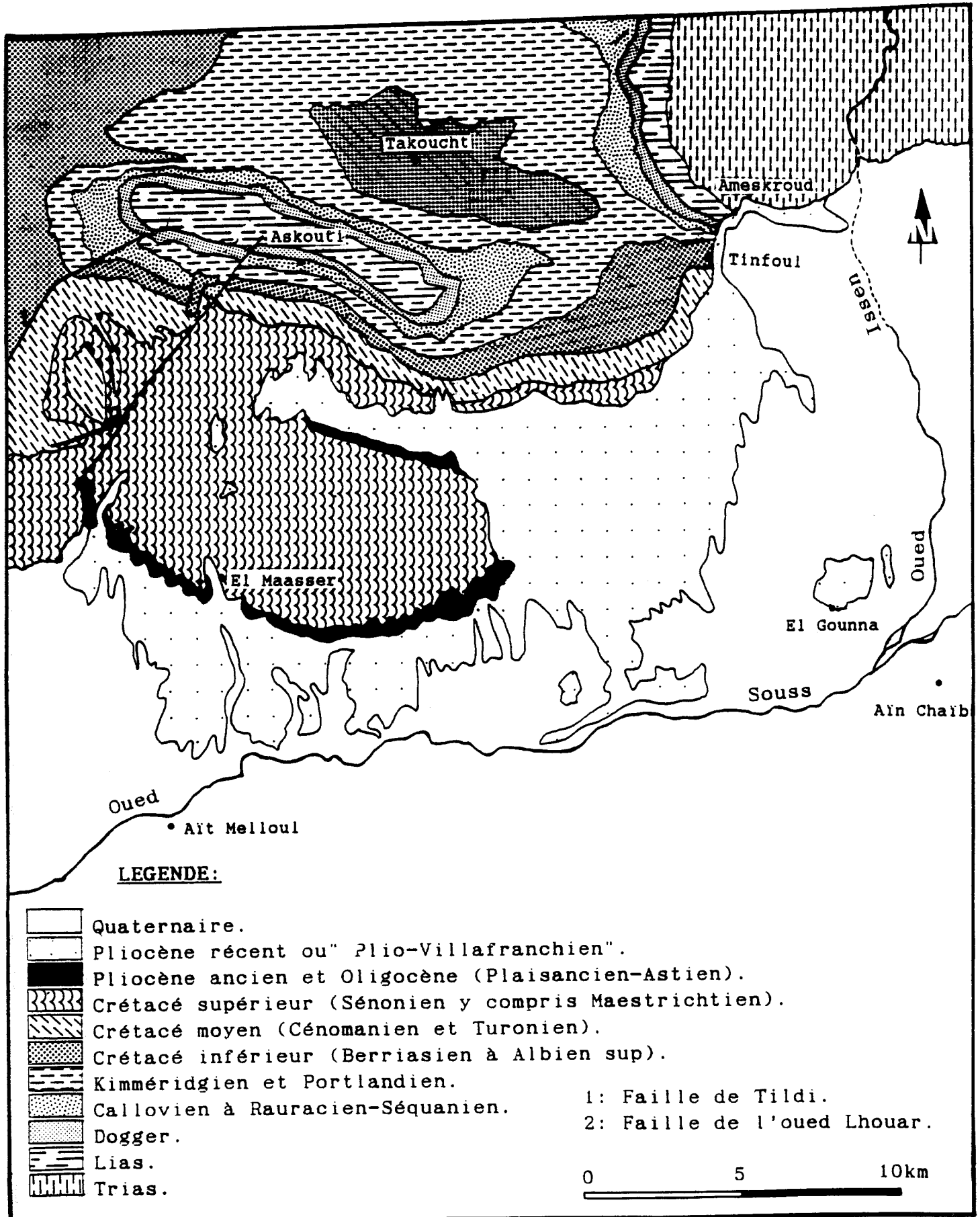


Figure. 4: Carte géologique de la retombée sud de la zone méridionale du Haut Atlas occidental.

renseignements assez précis sur les subdivisions des étages et surtout des faciès, bien sûr sans nier pour autant leur importance dans la différenciation des principales unités lithostratigraphiques. Par conséquent on se limitera ici à dégager les grands traits de la stratigraphie et la lithologie.

II) - CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

De toutes les régions du Maroc, le Haut Atlas occidental, plus particulièrement la zone méridionale ou le secteur des Ida ou Tanane, offre la série stratigraphique post-hercynienne la plus complète, à dominante marine, depuis le Lias supérieur (fig: 5). La séquence sédimentaire est subdivisée en plusieurs unités de roches qui, curieusement, coïncide avec la colonne stratigraphique (Fig: 6). Cette série se trouve de plus en plus jeune de l'Est vers l'Ouest et du Nord vers le Sud. En effet, les séries de roches mésozoïques se poursuivent du Nord au Sud du Haut-Atlas et s'étendent du Trias jusqu'au Crétacé. Les sédiments jeunes apparaissent successivement vers le littoral atlantique donnant l'impression que la chaîne plonge dans l'océan.

A) Le Trias:

Représenté par une épaisse série détritique rouge, conglomératique, gréseuse et pélitique. Elle surmonte en discordance les roches paléozoïques dans la région d'Argana (Tixeront, 1973) alors qu'au nord de la zone subatlasique c'est la séquence jurassique qui recouvre généralement le socle paléozoïque en discordances angulaires (Moret, 1935; Froitzheim, 1987). Brown, (1980) évalue l'épaisseur de toute la série triasique entre 2500 et 5000 m. Cette formation est couronnée par des basaltes altérés à la base, sains au sommet et marquent ainsi le niveau-limite entre le Trias et le Lias. Sur le bord Sud-Ouest d'Argana près d'Ameskroud, les formations rouges du Trias sont largement développées d'une épaisseur constante de 250 à 300 m. Elles se caractérisent par une granulométrie plus fine que celles situées en-dessus et les grains qui les constituent sont à la fois mieux répartis et mieux arrondis. Les ciments sont calcaires et riches en fer (A.E Adams et *al.*, 1980). Faute de découverte de microfossiles identifiables, l'âge de la formation, le cas général pour le Trias d'autres régions, est difficile à déterminer.

Dans l'anticlinal de Jbel Lgouz E.Roch avait attribué les couches rouges du Lias inférieur au Permo-Trias, et en l'absence de basaltes avait conclu qu'il s'agit du diapirisme du pli. Par contre, Ambroggi confirme que ces formations rouges appartiennent au Lias inférieur et que les basaltes doivent se placer au-dessous de celles-ci. Mais, si les basaltes étaient absents, ce serait pure lacune, comme cela a été observé par cet auteur au NE d'Ameskroud dans la vallée de l'Assif Yg.

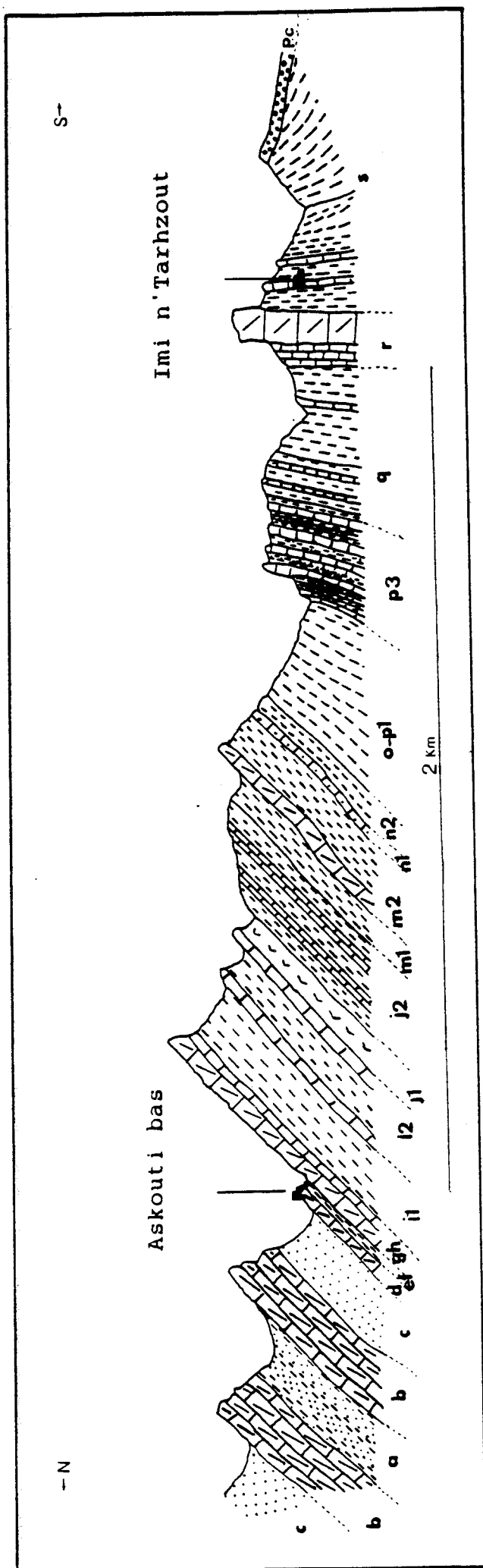
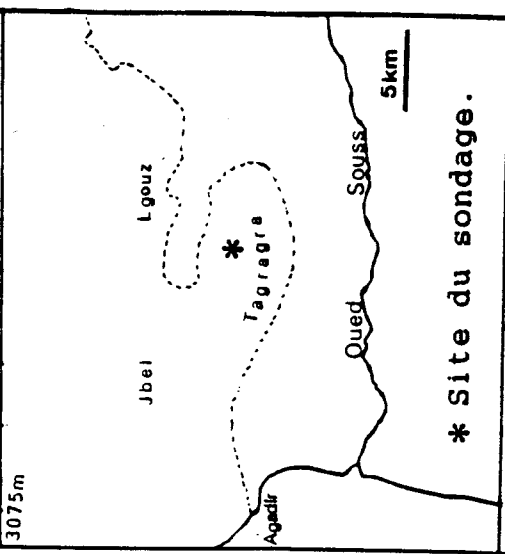
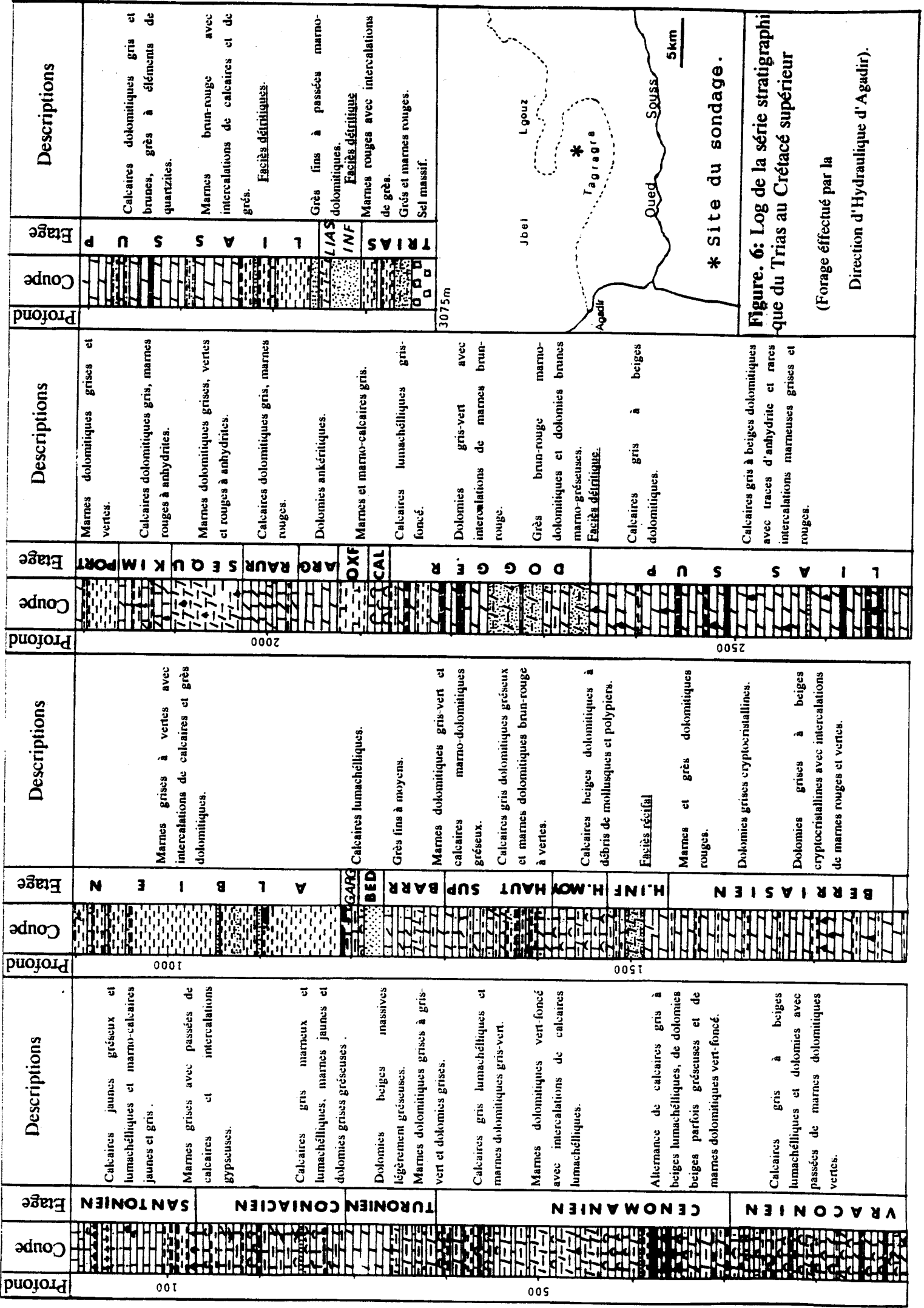


Figure 5: Coupe de l'Assif n'Tourzha .

a. Lias inf; b. Lias sup; c. Dogger; d. Callovien; ef. Oxfordien et Argovien; gh. Rauracien-Séquanien;
 i1. Kimméridgien inf; i2. Kimméridgien sup; j1. Portlandien inf; j2. Portlandien sup; m1. Hauterivien inf;
 m2. Hauterivien sup; n1. Barrémien de base; n2. Barrémien; op1. Aptien et Albien inf; p3. Albien sup;
 q. Cénomannien; r. Turonien; s. Sénonien; Pc. Pliocène continental (R. Ambroggi, 1963 "modifié").



*** Site du sondage.**
Figure. 6: Log de la série stratigraphique du Trias au Crétacé supérieur
 (Forage effectué par la Direction d'Hydraulique d'Agadir).

B) Le Jurassique:

Le Jurassique comprend trois systèmes distincts: **LIAS**, **MALM** et **DOGGER**. Seul ce dernier, par son abondance en fossiles, a permis des subdivisions zonaires. En effet, les basaltes considérés comme limite Trias-Lias sont recouverts d'une formation détritique rouge, de conglomérats, grès et marnes rouges de 30 à 150 m de puissance (Ambroggi, 1963), attribuée par sa disposition au Lias inférieur. Les calcaires situés au sommet et formant un talus de 300 m d'épaisseur ont été classés dans le Dogger (c) car ils sont subordonnés aux calcaires du Jurassique supérieur.

Les couches du Jurassique inférieur affleurent sur une grande surface. La partie supérieure de la formation ne constitue plus qu'une liseré rouge au-dessus du Callovien-Oxfordien fossilifère (d/e).

Au Nord d'Askouti une gorge coupe les calcaires du Lias supérieur et les marnes du Lias inférieur qui forment la charnière deversée du Jbel Lgouz (Fig: 5 (a)). Le Lias inférieur est représenté ici par des marnes et grès rouge vif coupés de bancs de poudingues à éléments primaires, tandis que le Lias supérieur est caractérisé par des calcaires dolomitiques d'où jaillissent des sources saumâtres.

L'ensemble présente une épaisseur totale de 350 m environ (Ambroggi, 1963). Par contre, dans la région d'Ameskroud le Lias disparaît pratiquement sous les alluvions quaternaires du Souss et ne réapparaît nulle part. Ceci porte à croire qu'il s'agit bien des affleurements les plus méridionaux et les plus orientaux du Haut Atlas.

Le Dogger est constitué, dans la région d'Askouti, de grès grossiers ou fins et argiles rouges avec une épaisseur variant de 8 à 50 m. Mais c'est à Ameskroud que le Dogger, composé de conglomérats grossiers à éléments paléozoïques mal roulés, grès rouges grossiers ou fins, marnes gréseuses et argiles rouges (Fig:7(c)), atteint sa plus grande puissance (300-350 m) (Fig 8).

Le Jurassique supérieur débute par une corniche calcaire et marno-calcaire de 30 à 40 m d'épaisseur où ont été déterminés les étages du **CALLOVIEN** moyen et supérieur. Les marnes feuilletées grises et les marno-calcaires tendres (20 à 30 m) de l'**OXFORDIEN** (e) qui font suite se terminent par une petite corniche calcaire à entroque de 3 m et des marnes gris-bleu (10m) de l'**ARGOVIEN** (f). Le talus marneux oxfordien se termine par des calcaires gris-sombre, des marno-calcaires dolomitiques et de calcaires lités avec une épaisseur de 50 à 60 m. Il a été daté du **RAURACIEN-SEQUANIEN** (g/h). Cette corniche représentait le Lusitanien d'E.Roch, (1930). Les ammonites, apparues au Callovien, disparaissent aussitôt à ce niveau (Ambroggi, 1963). Au-dessus du Rauracien-Séquanien, qui forme les crêts et

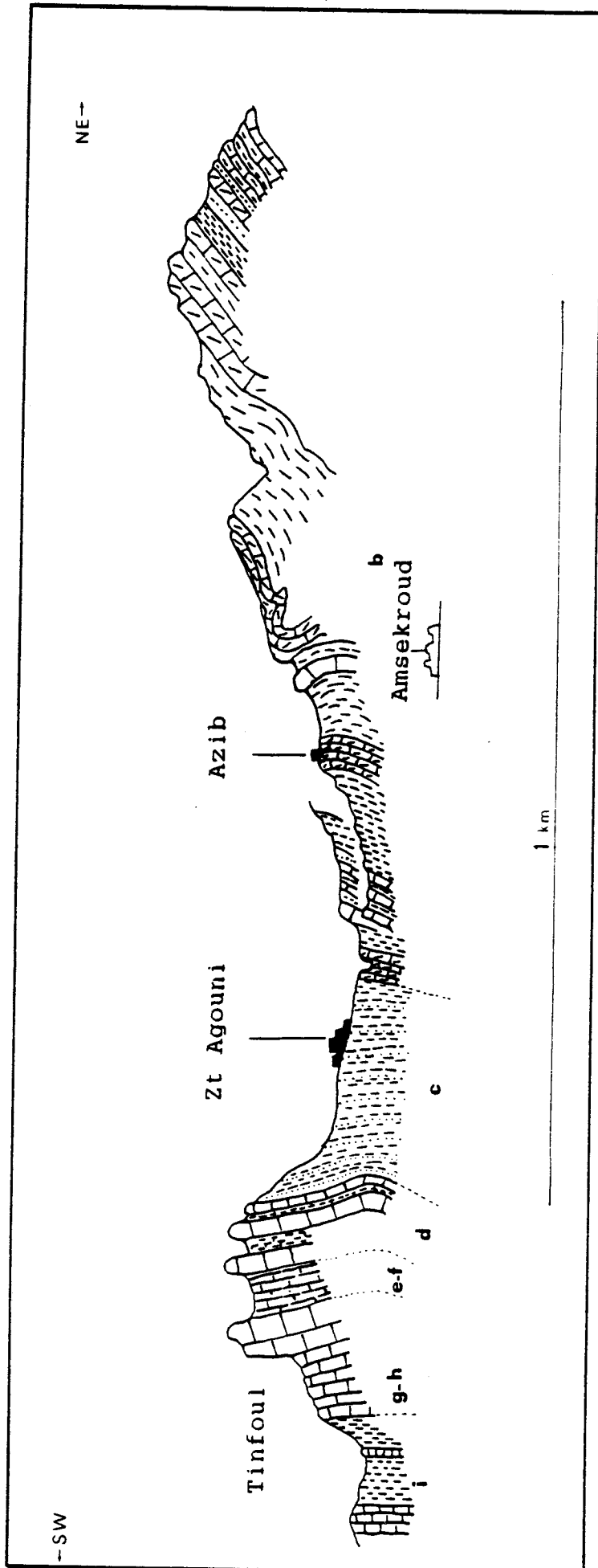


Figure 7 : Coupe d'Ameskroud.

b. Lias sup; c. Dogger; d. Callovien; e-f. Oxfordien et Argovien; g-h. Rauracien-Séquanien; i. Kimméridgien (R. Ambroggi, 1963, "modifié").

les voûtes de l'anticlinal de Lgouz, apparaissent des marnes chocolat (100 à 150 m), puis des calcaires gris (70-80 m) en corniche dédoublée. L'ensemble se rapporte au **KIMMERIDGIEN** (i); les marnes chocolat et les calcaires correspondraient respectivement au Kimméridgien inférieur et supérieur. Le **PORTLANDIEN** (j) comporte, en succession normale, d'abord des marnes rouges gypsifères de 20 à 60 m d'épaisseur puis une puissante série de calcaires gris et marnes vertes alternés (200 à 400 m) sans faune apparente, sauf au toit où a été récolté *Natica levithan* (Ambroggi, 1963), fossile caractéristique du **VALANGINIEN** et de la zone de passage du Jurassique au Crétacé. Le Portlandien a été subdivisé en deux ensembles:

- le Portlandien inf (j1) caractérisé par la série de marnes gypsifères.
- le Portlandien sup (j2) constitué de calcaires et marnes alternées.

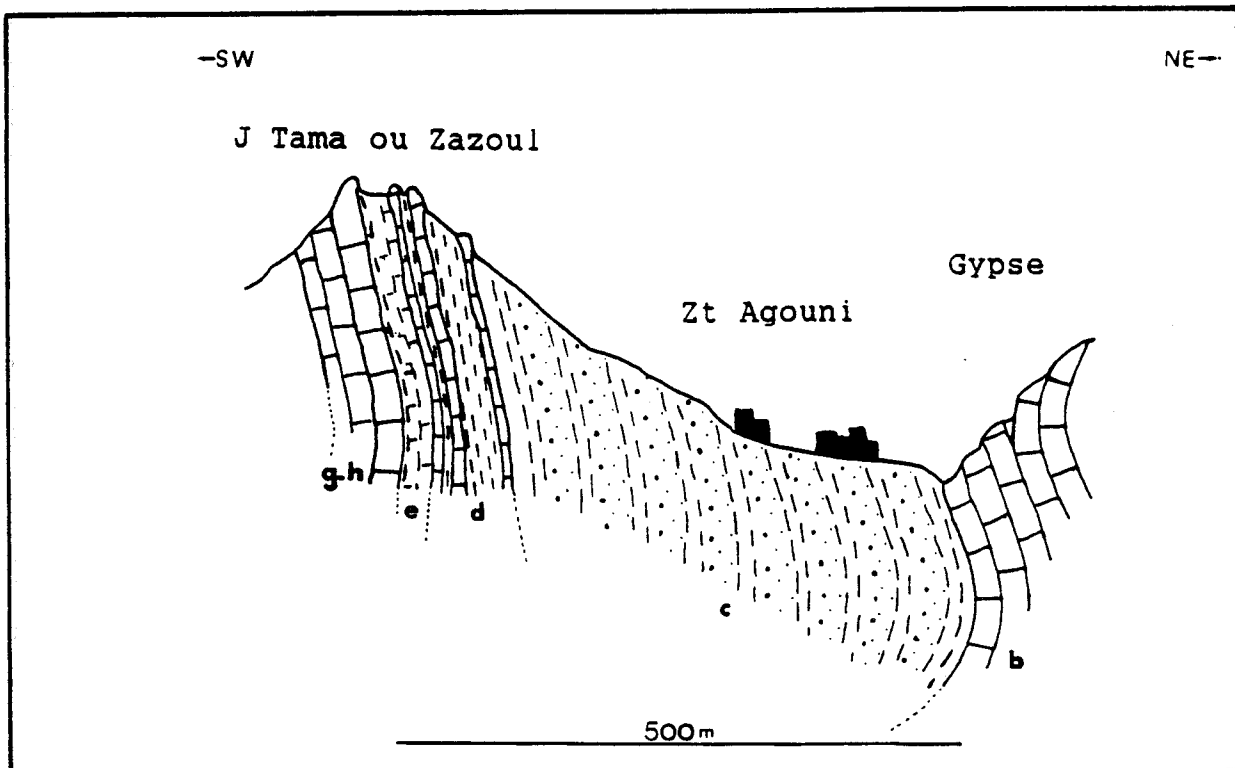


Figure 8: Coupe du Dogger d'Amsekroud.

b.Lias sup; c.Dogger; d.Callovien; e.Oxfordien; g-h.Rauracien-Séquanien (D'après R.Ambroggi, 1963 "modifié").

C) Le Crétacé:

Les affleurements attribués au Crétacé occupent une grande surface sur le terrain. La base du Crétacé se dégage au sein de l'anticlinal du Jbel Lgouz alors que son sommet

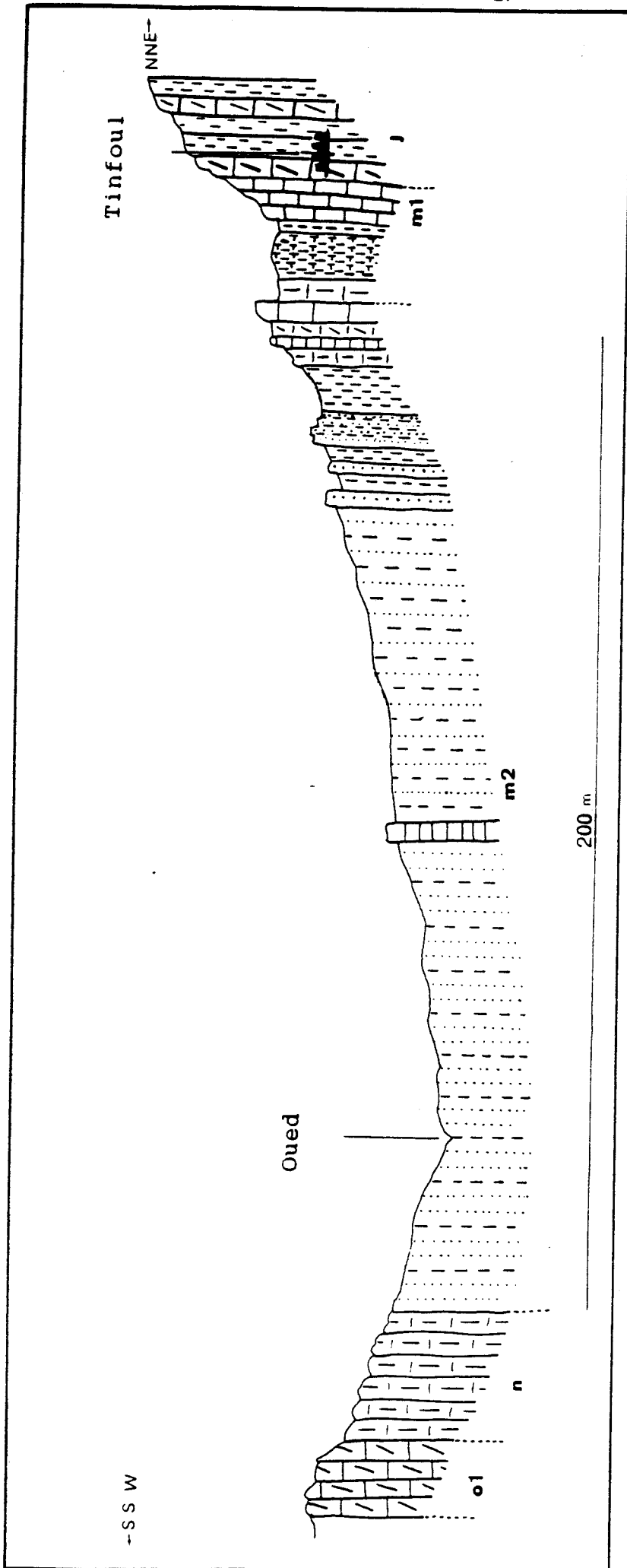


Figure 9: Coupe de l'Hauterivien de Tinfoul .

j. Portlandien sup; m1. Hauterivien inf; m2. Hauterivien sup; n. Barrémien; o1. Aptien inf (D'après R. Ambroggi, 1963, "modifié").

apparaît dans le Tagragra. Ils se caractérisent par une large dominance de calcaire, de marnes et de marno-calcaires essentiellement marins. La puissance de toute la série crétacée oscille entre 1200 et 1600 m et comprend les ensembles suivants:

-LE **BERRIASIEN** (k), surmonte le Portlandien par des marnes gris-vert et des marno-calcaires gris coupés de grès. Son épaisseur varie entre 8 et 15 m. L'espèce type est *Buccicrenata italica* (Butt et al., 1982).

-LE **VALANGINIEN** (l), formé de marno-calcaires gris et marnes vert-jaune de 10 à 15m d'épaisseur. Il a été défini par des ammonites (Ambroggi, 1963). Vers l'Est cette faune disparaît et le faciès identique à celui du Portlandien supérieur envahit partiellement cette formation. C'est ainsi que dans la région de Tinfoul on ne trouve plus, non seulement les traces du Berriasien, mais aussi celles du Valanginien. Ambroggi avance l'hypothèse de l'existence d'une transgression de l'Hauterivien sur le Portlandien du fait que les niveaux qui succèdent directement à ce dernier ont livré une faune caractéristique de l'Hauterivien. Outre *Buccicrenata italica*, le Valanginien offre également quelques spécimens de *Triplasia* (Butt et al., 1982).

-L'**HAUTERIVIEN** (m), épais de 70 m, peut être subdivisé en deux ensembles (Daoudi, 1991): l'ensemble inférieur est constitué par des calcaires à coraux en place, débris de Brachipodes et Echinoïdes. L'ensemble supérieur est formé de marnes rouges. Les foraminifères caractéristiques sont *Dorothia Kummi*, *Ammodiscus* et *Lenticulina* (Butt et al., 1982).

-LE **BARREMIEN** (n), fait suite avec un faciès de marnes vertes où apparaissent des niveaux de grès roux. Trois espèces ont permis de l'identifier: *Chofatella decipiens*, *Dorothia Kummi* et *Trochammina depressa* (Butt et al., 1982). Il présente une épaisseur de 20 à 50 m.

-L'**APTIEN** (o), généralement calcaire à la base, marno-calcaire au milieu et franchement marneux au sommet avec des petits bancs de grès. La présence des ammonites a permis de le subdiviser en trois niveaux (Ambroggi, 1963): le Bédoulien ou Aptien inf (o1), le Gargasien ou l'Aptien moy (o2) et le Clansayésien ou l'Aptien sup (o3).

-L'**ALBIEN** (p), débute par des argiles et des marnes vertes coupées de petits niveaux gréseux (Fig 10). Au sommet dominant des calcaires gris et blancs et des marno-calcaires gris alternant avec des marnes. L'épaisseur totale de l'ensemble est de 240 m. Différencié à l'aide des ammonites, cet étage a été également subdivisé en trois ensembles: l'Albien

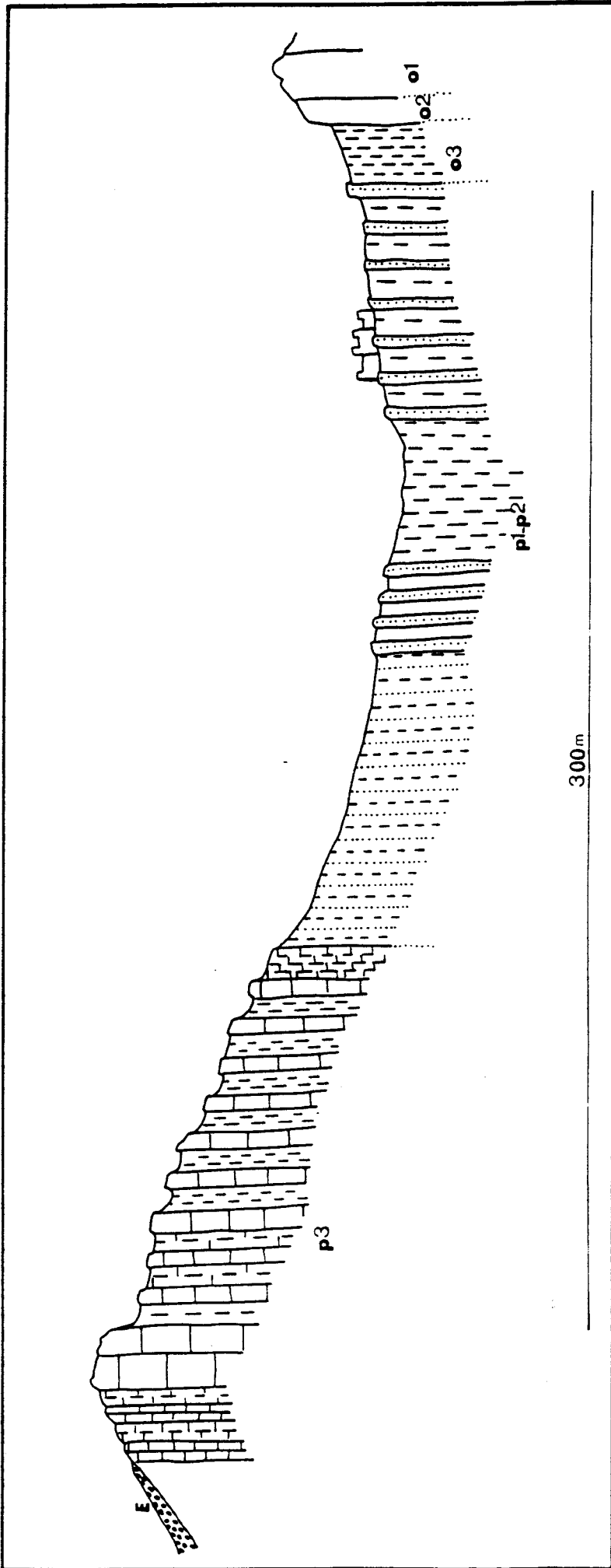


Figure 10: Coupe de l'Albien de Tinfoul .

o1. Bédoulien; o2. Gargasien; o3. Clansaysien; p1-p2. Albien inf et moyen; p3. Albien sup; E. Eboulis (D'après R. Ambroggi, 1963 "modifié").

inférieur, moyen et supérieur. Les foraminifères sont très fréquents et très diversifiés, benthiques comme *Epistonima spinulifera* et planctoniques comme *Ticinella bijaovensis*, tandis que l'Albien moyen et supérieur n'ont livré que des espèces benthiques, assez abondantes représentées par: *Vulvulinera gracillima* et *Pseudonosaria humilis* (Butt et al., 1982).

-LE CENOMANIEN (q), dans l'Assif El Aarba le Cénomaniens est constitué de marnes jaunes avec des alternances de calcaires et barres calcaires. A l'Est le Cénomaniens devient difficilement reconnaissable, soit parce qu'il se confond avec l'Albien, soit qu'il disparaît sous les alluvions du Souss. Il présente une épaisseur allant de 300 à 400 m. Il est caractérisé par une grande abondance d'espèces benthiques telles que: *Cribratina texana*, *Cuneolina*, *Daxia* et *Gavelinopsis* (Butt et al., 1982).

-LE TURONIEN (r), connu auparavant sous le nom de calcaires à Astres (Roch, 1930) et de Cénomano-Turonien d'autres auteurs. Il correspond en fait aux calcaires à silex sous forme de petits bancs qui constituent au-dessus des marnes cénomaniennes une corniche de 50 à 60 m. Au débouché du bassin d'Askouti ce faciès est coupé en gorge étroite sous forme de muraille verticale qui constitue le dernier chaînon typique de Jbel Lgouz (Fig 6(r)).

-LE SENONIEN (s) est représenté par trois faciès prédominants: calcaires, marnes et grès répartis sur les trois sous-étages suivants (Fig 11):

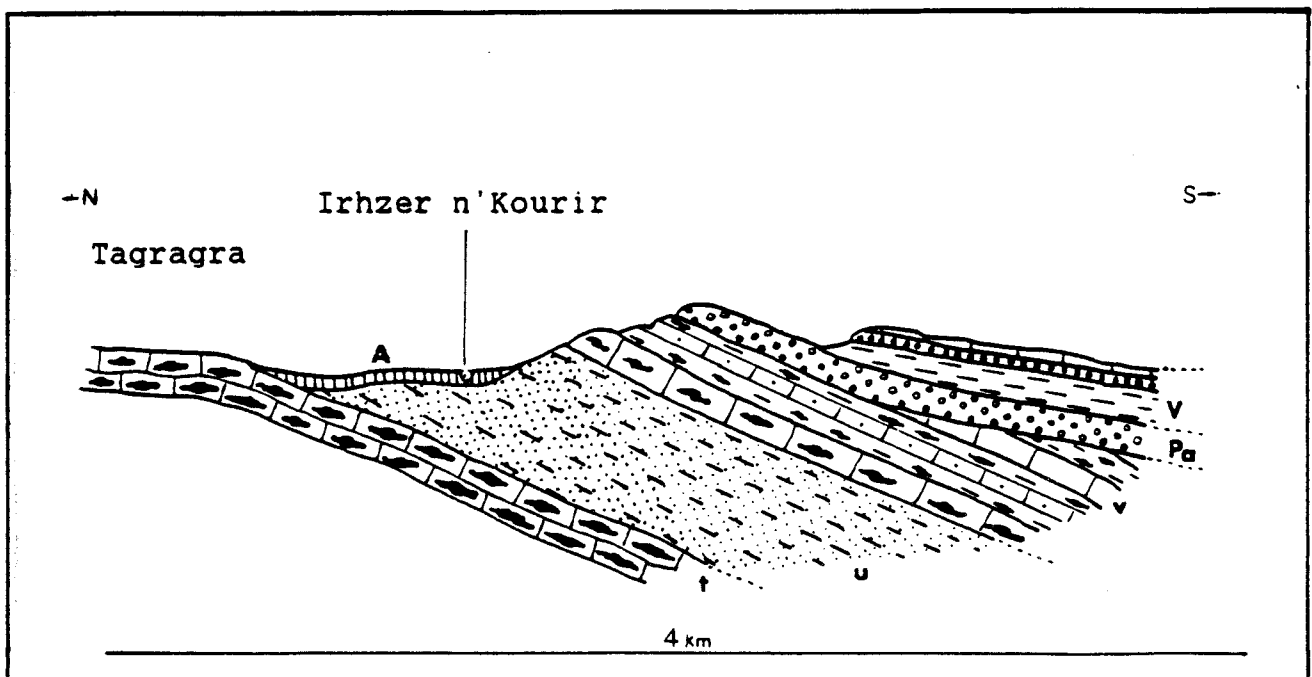


Figure 11: Coupe du Sénonien de Tagragra.

t. Santonien; u. Campanien; v. Maestrichtien; Pa. Pliocène ancien continental; V. "Villafrachien"; A. Alluvions (D'après R. Ambroggi, 1963 "modifié")

- * Santonien, constitué de dalles de calcaires siliceux détritiques, à patine chamois.
- * Campanien, composé de marnes jaunâtres, coupées de niveaux gréseux et ferrugineux d'une épaisseur qui varie entre 80 et 100 m.
- * Maestrichtien, épais de 100 m environ offre à la base un calcaire siliceux qui forme une corniche. Viennent ensuite des marnes, grès et calcaires. Puis un faciès de calcaires sub-lithographiques à patine ferrugineuse contenant des petits silex bruns et de nombreuses huîtres silicifiées (Ambroggi, 1963). Au sommet, la formation maestrichtienne est clôturée par des marnes siliceuses blanches de 20 m d'épaisseur.

D) Dépôts cénozoïques:

L'EOCENE. Sur le versant sud du Haut Atlas occidental les formations éocènes n'ont jamais été identifiées. La bande de faciès de conglomérats blancs qu'E.Roch avait découverte dans le synclinal des Aït Abbès et attribuée à l'Eocène est en réalité oligocène (Allard et *al.*, 1958; Ambroggi, 1963). Selon ces auteurs l'absence de l'Eocène dans le bassin occidental du Souss correspond à une régression générale de la fin du Lutétien et traduit en même temps la première phase majeure de l'orogénèse atlasique.

-L'OLIGOCENE (O) a été mis en évidence pour la première fois dans la vallée du Souss par Ambroggi en 1956. Il est représenté typiquement par une formation grossièrement conglomératique à ciment blanc appelée par commodité "conglomérat blanc". Elle repose en légère discordance sur le Maestrichtien sous le douar d'El Maasser qui couronne la rive gauche de l'Irhzer El Aarba sur le flanc sud de Tagragra. Cet Oligocène constitue en fait une bande variable en épaisseur autour de l'anticlinal de Tagragra et comprend:

- * un poudingue mal consolidé dont les éléments sont bien arrondis et avec une taille de moins de 10 cm. Les galets calcaires dominent largement avec environ 80%.

- * Un grès rose plus au moins fin contenant des granules calcaires et éléments de socle altérés.

- * Un poudingue à ciments blanc qui comporte des galets forts aplatis de taille décroissante du bas vers le haut ce qui peut indiquer un transport longitudinal localement concentré dans les gorges (Weisrock, 1980).

Ces formations, en l'absence de tout fossile identifiable, ont suscité une grande polémique quant à leur origine. Allard et *al.*, (1958) évoquent l'origine marine en s'appuyant sur la découverte de débris d'Echinodermes et des Miliolites dans le ciment du conglomérat. De même, Ambroggi (1956, 1963) avance la même hypothèse mais fondée sur la corrélation avec les formations oligocènes situées au voisinage de la côte entre 10 et 22 km au Nord d'Agadir et où a été identifié parmi la microfaune: *Miogyropsinoides complanata* (faune qui date l'Aquitainien). Mais cet auteur a insisté plutôt sur le fait que la

discordance observée dans le secteur de Tagragra traduit l'amplitude des déformations tectoniques qui ont accompagné le bombement du pli de fond atlasique pendant cette période. Au contraire, Weisrock (1980) exclue le caractère marin de cette formation et considère que les organismes mis en évidence n'existent pas dans le ciment lui-même mais sont remaniés des couches sous-jacentes. En outre, les analyses minéralogiques de cette formation lui ont permis de confirmer qu'il s'agit bel et bien du remaniement de couches variées à l'amont. Mais comme on le verra plus loin, quelques minéraux identifiés par l'auteur, notamment l'attapulgite connue sous le nom de palygorskite, n'est pas issue du complexe lithologique. Ce minéral semble être néoformé lors du dépôt dans une ambiance climatique très aride. Autrement dit, ceci est un argument supplémentaire sur l'origine continentale des dépôts oligocènes.

III) - EVOLUTION TECTONIQUE DU HAUT ATLAS OCCIDENTAL:

Le Haut Atlas occidental partage avec l'ensemble d'autres chaînes atlasiques marocaines les mêmes traits tectoniques généraux. En effet, Selon M. Mattauer et *al.*, (1977) la genèse de cet ensemble serait due à une variation de l'état de contrainte moyen dans la partie Nord-Ouest de la plaque africaine, conséquence de l'ouverture de l'Atlantique Nord, puis de la convergence continentale en Méditerranée issue de la collision de la plaque africaine avec celle du domaine européen. Cette orogénèse est caractérisée par une évolution progressive et continue dans le temps. Certes les principales phases de paroxysme tectonique, comme on le verra, sont relativement récentes (Crétacé et Tertiaire) mais ceci n'exclut pas l'importance des mouvements tectoniques qui ont eu lieu depuis le Trias.

L'étude chronologique de ces phases tectoniques a fait l'objet de travaux de nombreux auteurs (Roch, 1930; Allard et *al.*, 1958; Ambroggi, 1963; Huvelin, 1973; Tixeront, 1973; Petit, 1976; Michard, 1976; Mattauer et *al.*, 1972, 1977; Petit, 1985; Medine, 1985; Stet, 1992; Jacobshagen, 1992) et d'ores et déjà cela nous permet de dresser un bilan de ces différentes phases.

A) Phases anté-permo-triasiques

Dans le Haut Atlas occidental l'instabilité tectonique commence à se manifester avant le début de la sédimentation triasique. En effet, le socle paléozoïque du Massif ancien a été plissé, métamorphisé et granitisé accompagné à la fin de la phase hercynienne de décrochements dextres N060 (Mattauer et *al.*, 1977; Petit, 1976; Proust et *al.*, 1977). Ces phases tardihercyniennes sont caractérisées par des mouvements compressifs de direction N 110 (Petit, 1976).

B) Phases distensives mésozoïques:

1) Phase triasique:

Elle a eu pour conséquence deux phénomènes principaux: une discordance très visible du Dogger et du Callovien sur le Trias, sans qu'elle soit parfois généralisée, et un changement notable des sédiments qui ravinent souvent les dépôts antérieurs. Cependant le phénomène le plus spectaculaire enregistré au cours de cette période réside dans le changement de direction des déformations qui est devenue Ouest-Est: "atlasique", alors qu'elle était méridienne durant les phases hercyniennes. On parle dès lors de l'émergence du style atlasique. C'est ainsi que le paroxysme de cette phase se situe vraisemblablement, selon Ambroggi (1963), entre le dépôt des basaltes et la formation détritique rouge du Lias inférieur qui les surmonte.

L'activité sédimentaire triasique débuta par des dépôts torrentiels grossiers puis se poursuivit par des grès fins et des argiles. La fin de ce cycle a été accompagnée d'activités volcaniques considérables sous forme de basaltes tholéitiques généralisés dans l'ensemble du domaine atlasique (Manspeizer et *al.*, 1978) marquant ainsi la fin du Trias.

Cette sédimentation était plus probablement contrôlée le long du bassin d'Argana par une série de horsts et de grabens de direction Est-Ouest (Brown, 1974; Brown et Harding, 1974). Les horsts correspondent approximativement aux régions à épaisseurs sédimentaires réduites et les grabens aux régions d'épaisseur maximum (Adams et *al.*, 1980).

2) Phase jurassique:

La distension se poursuit pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur, mais de façon moins intense qu'au Trias, comme en témoigne la diminution du nombre de failles actives. Cette distension est accompagnée par la mise en place d'intrusions modestes à la fin du Jurassique (Manspeizer et *al.*, 1978).

Le Jurassique a connu à son tour des mouvements progressifs et continus qui se sont traduits surtout par le soulèvement du Massif Central du Haut Atlas et par le recul de la mer. Ces mouvements, qui se sont manifestés notamment pendant le Dogger, semblent matérialiser déjà un pli de fond orienté suivant la direction atlasique SW-NE, sur l'emplacement de la zone axiale actuelle (Ambroggi, 1963). Au début du Malm la plateforme marine du Haut Atlas s'abaisse à nouveau, préparant ainsi la transgression callovienne. Elle continue à s'affaisser légèrement durant l'Oxfordien. Pendant le Rauracien-Séquanien le régime sédimentaire était entièrement récifal; d'où l'absence totale de dépôts détritiques. Au Kimméridgien le bilan sédimentaire était dominé par les apports détritiques venus du continent, à l'Est, sans doute enregistrements-réponses des pulsations orogéniques. C'est sans doute le contre-coup d'une secousse orogénique dont l'épicentre se situait plus à l'Est dans le Massif du Haut Atlas et dont le bloc de Tichka a servi de pivot (Ambroggi, 1963; Adams et *al.*, 1980).

Les variations d'épaisseur dans le Jurassique sont probablement causées par des variations du taux de subsidence (Adams et *al.*, 1980; Butt et *al.*, 1982; Wurster et Butt, 1982) plutôt que par des rejeux de la fracturation triasique (Adams et *al.*, 1980). Les monoclinaux et les branches de plis s'alignent aussi sur ces failles triasiques, et le plissement semble bien avoir été provoqué par la réaction de ces lignes de failles pendant les temps tertiaires.

3) Phase crétacée-inférieure:

Pendant le Crétacé la subsidence synsédimentaire était plus continue, mais sensiblement inférieure à l'intérieur, en comparaison de la marge ouest du golfe atlasique (Wiedmann et *al.*, 1978). Suite aux changements du niveau de la mer, le bassin atlasique était le théâtre d'épisodes marins intermittents alternant avec des conditions continentales durant la période du Crétacé inférieur et moyen (Butt et *al.*, 1982).

En effet, l'activité tectonique débute au Berriasien. La plate-forme du Haut Atlas occidental qui constitue un glacis légèrement incliné vers la mer s'enfonce progressivement et la mer recouvre la côte atlantique (Ambroggi, 1963). Une période calme, durant laquelle la subsidence provoque la transgression de la mer berriasienne, s'installe pendant une très courte durée. Ce mouvement gagna ensuite en ampleur et culmina durant le Valanginien et l'Hauterivien.

Mais dès le début de l'Aptien, un nouveau mouvement provoque un exhaussement général des fonds marins auquel succède la transgression de la mer gargasienne. La fin de l'Aptien est caractérisée par un nouveau retour de la subsidence qui se poursuit durant l'Albien inférieur (Butt et *al.*, 1982).

Au début de l'Albien un nouveau mouvement épirogénique se manifeste. Il en résulte une régression générale vers l'Ouest qui s'est stabilisée ensuite le long d'un littoral-charnière délimitant l'aire subsidente durant le Cénomaniens. Ce mouvement s'est poursuivi pendant le Turonien supérieur par un exhaussement général du fond dans le Haut Atlas occidental et s'est traduit par des phénomènes de *hard grounds* au sommet de la corniche turonienne.

C) Phases compressives fini-mésozoïques et tertiaires:

1) Phase fini-mésozoïque:

Elles sont le résultat de la collision Afrique-Europe dont les effets ont marqué toutes les chaînes méditerranéennes avec des variations locales d'un segment à l'autre. Dans le Haut Atlas occidental les manifestations liées au début de cette phase apparaissent dès le

Crétacé supérieur par des discordances et déformations des bordures d'ordre local qui ont marqué notamment la période sénonienne. Au cours du Coniacien et du Santonien une activité de subsidence s'est également manifestée. A la fin du Campanien se produisit un autre mouvement responsable de la transgression maestrichtienne. Il en résulte une discordance angulaire mais aussi quelques failles qui affectent la série santonienne, campanienne et la base du Maestrichtien du secteur de Tagragra. Toutefois, on peut considérer la phase campanienne comme période pendant laquelle la tectonique atteignit son paroxysme en modifiant sensiblement la configuration du relief hérité de la phase albienne. Suite à ce mouvement épirogénique, le haut fond occupé par la mer au large d'Agadir s'est soulevé parallèlement au massif central (Ambroggi, 1963). Un chenal sous forme de gouttière s'est alors établi à l'emplacement actuel de la vallée d'Argana.

2) Phases tertiaires:

*L'absence des dépôts éocènes au large de la partie occidentale de Souss est une preuve irréfutable témoignant du soulèvement du Haut Atlas. En effet, aucun dépôt éocène n'est identifiable dans la région étudiée où la mer existait peut être et recueillait des sédiments. Ceux-ci ont peut-être été érodés durant l'émersion de l'Eocène supérieur (Ambroggi, 1963) correspondant à la surrection du pli de fond à grand rayon de courbure de l'Atlas déjà en formation depuis la fin du Crétacé. Cette phase correspondrait probablement à la première phase pyrénéenne.

*Dans le bassin occidental d'Agadir le conglomérat blanc transgressif rattaché à l'Oligocène surmonte en discordance de quelques degrés le substrat sénonien érodé. Cette discordance a donc été attribuée à la phase anté-oligocène qui serait sans doute responsable, d'une part, d'un léger plissement de la bordure sud-atlasique et, d'autre part, de la création d'un bassin subsident qui sera occupé, ultérieurement, par la mer pliocène.

*Durant la phase post-oligocène supérieur des mouvements compressifs se sont poursuivis aboutissant à la mise en place de la plupart des plis et les axes qui s'orientent entre N100 et N140. A ces plis sont associés stylolithes, fentes de tension, failles inverses et décrochements (Medina, 1985).

IV) - SYNTHESE PALEOGEOGRAPHIQUE:

L'orogénèse hercynienne a donné naissance à l'émersion atlasique qui se poursuit jusqu'aux temps tertiaires. En effet, suivant l'emplacement actuel du couloir d'Argana un accident de direction NNE-SSW affectait l'Atlas. Par la suite la partie ouest atlasique s'est abaissée et a constitué un Rifting continental, selon une géosuture préexistente: zone de failles de Tizi n'Test (Proust et *al.*, 1977, Daoudi, 1991). Les limites nord de ce Rifting épousent les flancs du domaine mésétain qui est resté relativement stable (Fig 12) et

beaucoup plus exposé depuis qu'il a été soudé au craton africain il y a 300 millions d'années (Brown, 1980). Sur les hauteurs qui s'étendaient à l'Est de l'accident, un sol rouge s'élaborait sous un climat humide; des cours torrentiels et intermittents charriaient ces terres rouges dans la dépression. Rappelons que la couleur rouge de ce complexe permotriasique fut interprétée auparavant comme le témoignage d'un climat aride. Nous savons maintenant (Millot et *al.*, 1961) que la rubéfaction ne se développe qu'en climat humide.

Cet épisode est caractérisé par le dépôt de conglomérats et grès rouges (Ambroggi, 1963). La sédimentation des argiles rouges à dépôts de sel débuta à la suite de la diminution du régime torrentiel. En revanche, des formations évaporitiques prennent naissance dans un système de chotts qui s'établit par la concentration des eaux en sel par évaporation.

A la fin du Trias et à la suite de la distension du Rift, la dépression accueille de vastes coulées basaltiques sous forme de grands épanchements au toit du Trias (Fig 12 A) (Michard, 1976) soit à l'air libre soit sous les chotts (Ambroggi, 1963). Vers le Sud ces coulées ne semblent pas atteindre la vallée du Souss; vers le Nord elles ont à peine dépassé le parallèle d'Argana. Tandis qu'à l'Ouest elles ont vraisemblablement atteint l'Océan atlantique du fait que la dépression est allongée d'Est en Ouest.

Au Jurassique les apports continentaux continuent en ravinant les basaltes antérieurs dont la surface avait été légèrement déformée par diastrophisme (Ambroggi, 1963). A la suite de l'élévation du niveau marin, l'Atlantique a envahi le bassin (de Dresnay, 1971) pendant le Lias (Ambroggi, 1963). Ainsi, sur les flancs du Rift des structures récifales (Pach Reef) se sont développées (de Dresnay, 1971) (Fig 12 B). Le taux de la subsidence est localement supérieur aux taux de sédimentation (Butt et *al.*, 1982; Daoudi, 1991).

Au Crétacé inférieur et moyen, la subsidence du Rift atlasique se poursuit. Par conséquent les transgressions ont progressé lentement de l'Ouest vers l'Est; on parle alors de golfe atlasique. Ceui-ci est limité par deux zones de plate-formes stables: la Méséta marocaine au N et l'Anti-atlas au S (Behrens et *al.*, 1978; Stets et Wurster, 1982; Wurster et Stets, 1982; Butt et *al.*, 1982). La forme en entonnoir du golfe s'est ouverte vers l'Atlantique et la séquence sédimentaire se développe en épaisseur vers l'axe du bassin et vers l'Atlantique. En revanche, vers l'E la séquence sédimentaire diminue en épaisseur et les couches rouges sont de plus en plus fréquentes dans le golfe atlasique (Butt et *al.*, 1982) (Fig 12 C).

Au Crétacé supérieur, le golfe atlasique était recouvert par une mer épicontinentale très littorale à dépôts tantôt continentaux tantôt marins. La subsidence persiste et crée un golfe très développé dans tout le Souss jusqu'au Siroua pendant le Cénomanién, mais sans

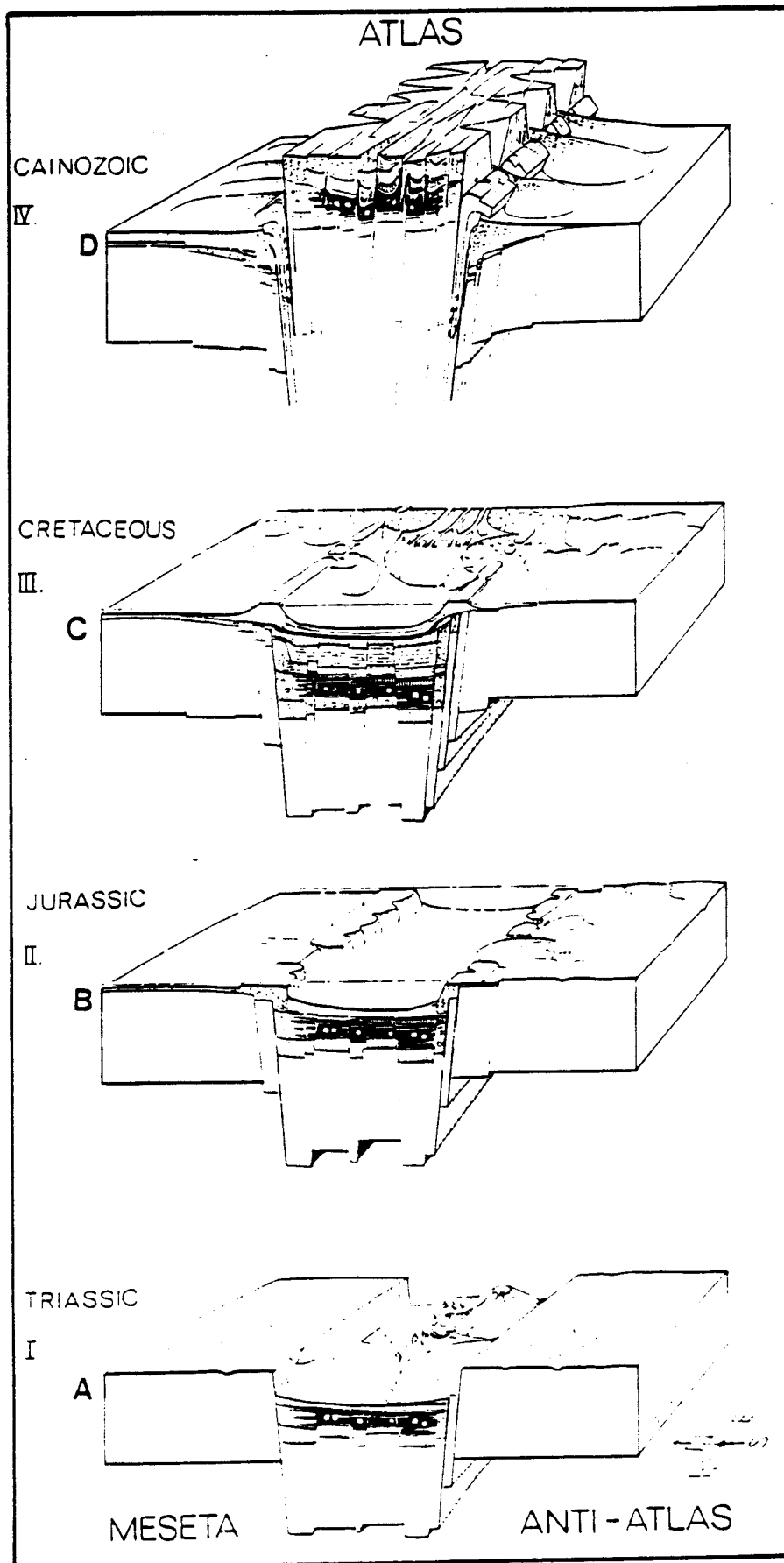


Figure.12: Blocs diagrammes représentant l'évolution géologique du Haut Atlas.

(d'après Wurster et Stets. 1982).

que l'Atlas soit entièrement submergé par cette transgression. A partir du Turonien, l'inversion structurale prend place dans la zone en mouvement du Haut Atlas. La subsidence du bassin du Rift atlasique cesse progressivement (Ambroggi, 1963; Duffaud, 1966; Michard, 1976; Brix, 1976; Behrens et *al.*, 1978). Depuis, deux bassins différents séparés se sont développés au long des flancs nord et sud de la chaîne montagneuse soulevée (Butt et *al.*, 1982) (Fig 12 D). Ce mouvement brutal s'est traduit également par l'apparition de la sédimentation calcaire et surtout de la silice. Au Sénonien, la mer abandonne l'aire du golfe atlasique à la suite d'un important changement dans 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). De même, des modifications importantes liées à cette épirogénèse sont survenues au Maestrichtien: changement brusque de la sédimentation avec l'apparition de la phosphatogénèse. Deux bassins se sont alors individualisés: celui d'Erguita à l'Est caractérisé par la présence des dépôts phosphatés et celui d'Agadir à l'Ouest où les phosphates font défaut. Ceci s'explique par l'érosion intense sur les dépôts eocènes qui existaient probablement auparavant dans l'ensemble de la vallée du Souss.

A l'Oligocène, une gouttière synclinale s'étendait jusqu'au méridien d'Ameskroud où se constituait un cordon littoral produit par une transgression marine très limitée. De nouveaux plissements surviennent à la fin de l'Oligocène engendrant des déformations du bâti continental de l'Atlas sur ses bordures et repoussant ainsi la mer vers l'Ouest.

Conclusion:

En résumé, la structure géologique et les grands éléments du relief sont étroitement liés à l'évolution tectonique et sédimentaire depuis les temps triasiques. Cette évolution semble s'être accélérée durant le Crétacé supérieur et le Tertiaire. Pendant toute cette période, le golfe atlasique a subi de grands changements dans son évolution structurale. Ces changements ont été contrôlés principalement par deux types de systèmes de contrainte:

-Une distension qui s'étend du Trias au Crétacé inférieur.

-Une compression qui débute au Crétacé supérieur et se poursuit jusqu'à l'actuel.

C'est à ce dernier type que le Haut Atlas occidental doit, en grande partie, sa configuration actuelle.

L'importance de la subsidence, notamment au Crétacé, donne lieu à une sédimentation marine qui s'est développée surtout à l'Ouest. Au Turonien les mouvements de subsidence se sont arrêtés en faveur de la surrection atlasique. Les apports des détritiques semblent avoir trois origines principales: l'Anti-Atlas au Sud, la Méséta marocaine au Nord et momentanément le Massif ancien à l'Est (le massif de Toubkal et de Tichka).

L'étude lithologique révèle une grande diversité de roches sédimentaires venant à l'affleurement dans le bassin-versant de l'arrière pays. Ces formations sédimentaires sont constituées essentiellement de deux types de roches:

-Roches carbonatées regroupant les calcaires, les dolomites, les marnes et les marno-calcaires. Elles sont d'une proportion très importante et s'étendent sur de vastes surfaces. Les plus résistantes parmi elles constituent des crêtes élevées tandis que les plus tendres forment généralement des talus ou versants érodés.

-Roches argileuses ou gréseuses limitées en gros dans la partie inférieure du bassin d'Argana. Elles sont également fort érodées.

Les sources des matériaux susceptibles d'être mis en jeu par les agents de transport sont donc très proches dans l'arrière pays. On peut donc supposer une dynamique des carbonates sous différents aspects sur la zone de piémont.

CHAPITRE III: DONNEES BIOCLIMATIQUES.

Introduction:

Situé entre 21° et 36° de latitude Nord et entre 2° et 12° de longitude Ouest, le Maroc occupe une position distinctive dans le bassin méditerranéen. Il est limité au nord par la mer Méditerranée, à l'Ouest par l'océan atlantique, à l'Est et au Sud par le désert et les ergs sahariens. Cette situation fait que le pays appartient à la zone méridionale du domaine méditerranéen, caractérisée par une saison aride très longue allant en moyenne de cinq à sept mois et un maximum pour les pluies situé en hiver, saison relativement douce. La variation des facteurs climatiques est d'abord commandée par la latitude, mais le relief d'une part (altitude et disposition des massifs montagneux) et la proximité de l'océan atlantique d'autre part ont aussi une grande influence .

En effet, le pays est soumis, d'une part à l'anticyclone atlantique qui se déplace vers le Nord au printemps et en été et à l'anticyclone eurasiatique qui peut s'étendre en hiver, d'autre part aux dépressions du front polaire, lequel constitue la surface de contact entre les masses d'air polaire froides relativement sèches et les masses d'air tropical chaudes et humides. En outre, un front secondaire se forme temporairement sur la Méditerranée entre l'air froid provenant du continent eurasiatique et l'air chaud tropical continental ou maritime. Enfin les dépressions sahariennes sont à l'origine des perturbations des températures qui s'installent sur le pays durant les mois d'été.

Une telle complexité et interférence des différents facteurs d'ordre et d'importance variable marquent de façon plus sensible et complexe le climat de la région qui se manifeste par l'existence d'une mosaïque bioclimatique à l'échelle régionale.

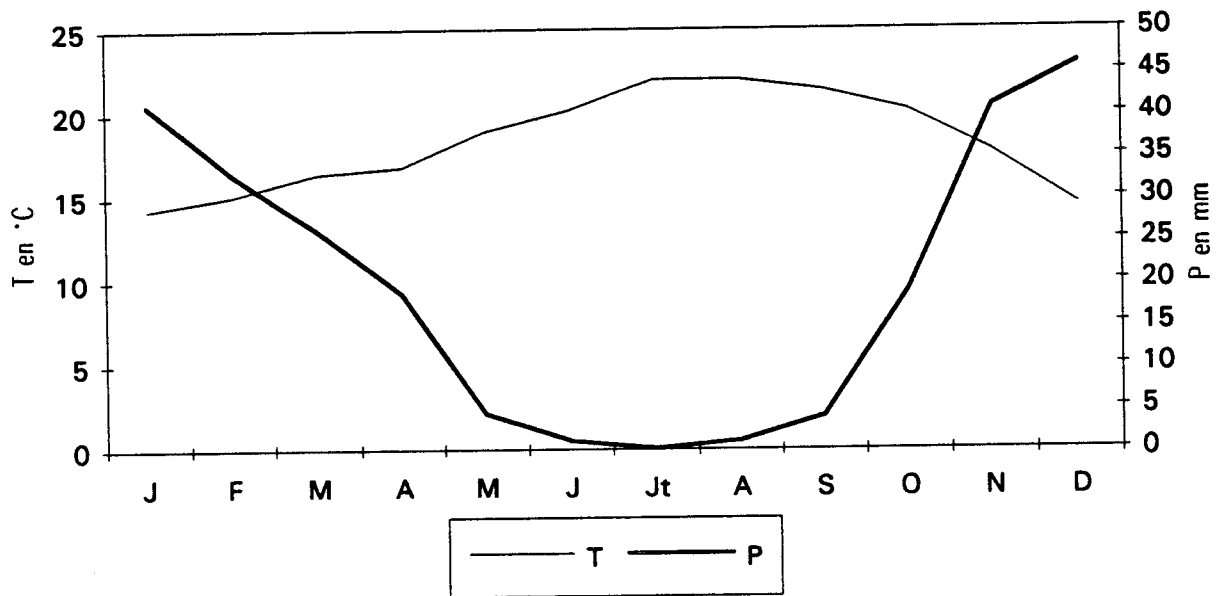
D) LE CLIMAT:

A) Le versant sud du Haut Atlas occidental appartient au domaine climatique semi-aride.

La région étudiée est située à la limite de la zone climatique tempérée et de la zone saharienne. Le pays présente des caractères semi-arides très accusés. Toutefois, la proximité de l'océan et la présence de très hautes chaînes de montagnes au N comme au S font que, dans cette zone de passage au désert ,le climat est, en réalité, extrêmement complexe. Emberger (1955) l'a défini comme "climat extratropical à photopériodisme saisonnier et quotidien, à pluviosité concentrée sur les saisons froides ou relativement froides de l'année, l'été, saison la plus chaude, étant sec".

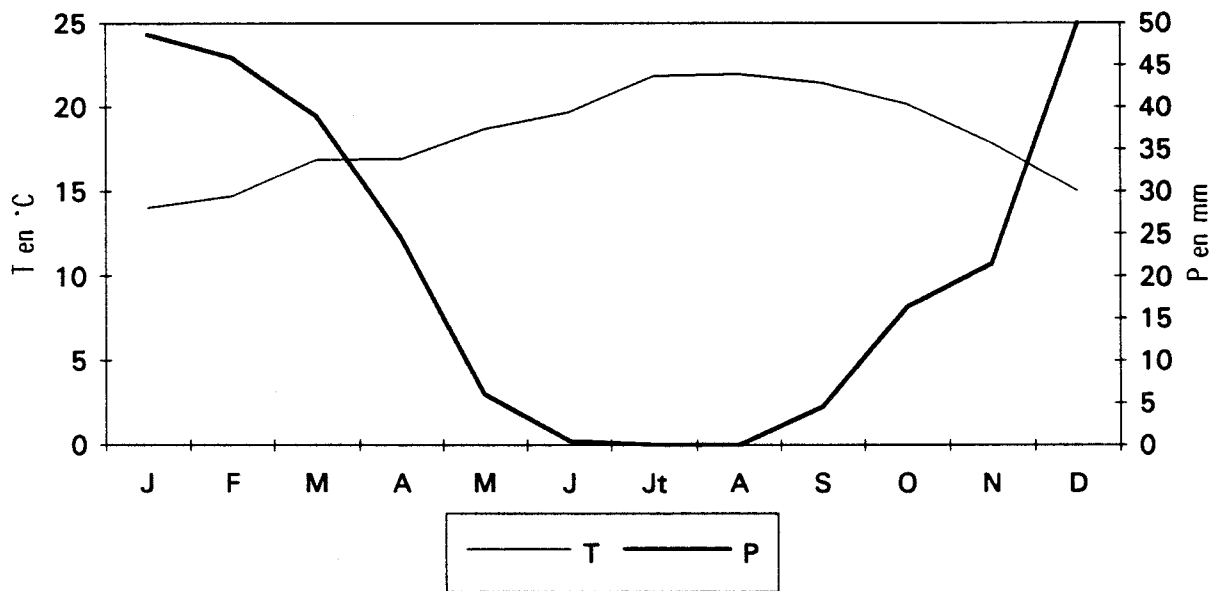
Le Haut Atlas au nord, forme un écran et bloque les influences tempérées provenant des fronts froids qui se développent sur tout le Maroc atlantique. En revanche, les vents des secteurs Sud et Est franchissent plus facilement la chaîne de l'Anti-Atlas ainsi que la Haut

Figure 13: Diagramme pluvio-thermique à Agadir.



(Source: Direction Météorologique Nationale Marocaine).

Figure 14 : Diagramme pluvio-thermique à Aïn Chaïb.



(Source: Centre National des Recherches Agronomiques, Aït Melloul).

Atlas et se comportent comme des foehns, au point que les plaines, plateaux et vallées montagneuses affluentes sont parfois surchauffés et plus arides que la plaine du Souss elle-même.

A l'Ouest, une brise de mer souffle vers la vallée . Son influence est surtout ressentie dans la zone côtière qui jouit d'un climat relativement doux et atténuant ainsi l'ampleur de l'aridité sur une profondeur de 20 à 30 Km à l'intérieur du continent.

D'une façon générale, Le climat comporte deux saisons nettement contrastées dont chacune a son type de temps particulier (fig 13 et 14):

la saison estivale, d'avril à octobre, est la plus longue. Elle se définit par la persistance de la situation anticyclonique comme on l'a vu plus haut.

la saison pluvieuse hivernale marquée par le passage des perturbations de front polaire qui déterminent un temps instable.

Les données climatiques dont on dispose ne concernent que trois stations: Agadir (à proximité de l'océan atlantique); Imouzzer (comme station montagnarde) et Aïn Chaïb située à l'extrémité Est du terrain. A l'exception des données concernant Agadir, seule station synoptique, qui présentent une grande fiabilité, celles des deux autres stations sont fragmentaires voire criticables. En outre, l'insuffisance des observations et notamment l'hétérogénéité des données aussi bien spatialement que temporellement représentent un blocage pour l'analyse des différentes variantes climatiques. Par conséquent, ces données ne méritent d'être exploitées ici qu'à titre indicatif.

En tout état de cause on a tenté de les compléter en prenant en compte les conclusions déduites par Dresch (1941), Dijon (1969), Weisrock (1980) et Peltier (1982).

Globalement, le caractère d'aridité se trouve accentué vers le Sud et vers l'intérieur alors que la montagne semble en atténuer la rigueur. La continentalité de l'air explique la forte amplitude diurne sur les régions qu'il affecte: le refroidissement nocturne est plus au moins sévère à Aïn Chaïb et se traduit par des températures minima très basses par rapport à Agadir (situé à la même latitude) et varient généralement entre 3 et 10°C.

L'évaporation atteint son maximum de mai à septembre, autrement dit dans la saison sèche tandis que l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne est de l'ordre de 0,85 à 0,95m.

B) Les températures :

Les températures sont du reste variables d'une année à l'autre: La région du Souss est située dans une zone de transition où s'exercent des influences diverses et changeantes. Quoiqu'il en soit elles sont toujours considérables. Les moyennes annuelles des températures ne présentent pas de très grands écarts, mais tout de même notables entre les

Figure 15: Moyenne des températures maximales et minimales à Agadir (entre 1961 et 1986).

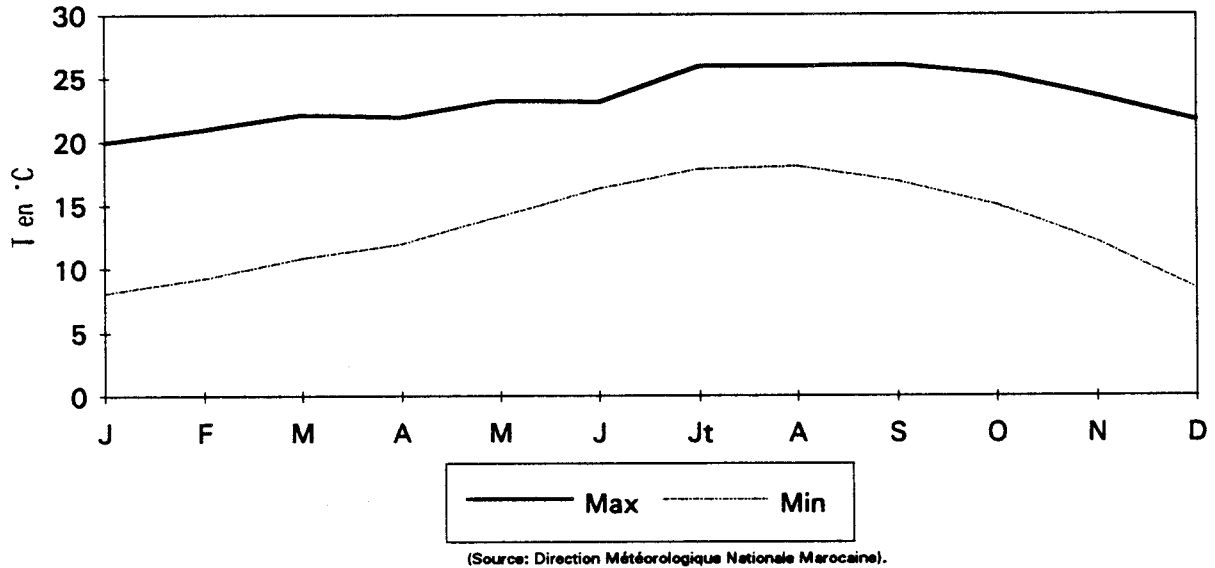
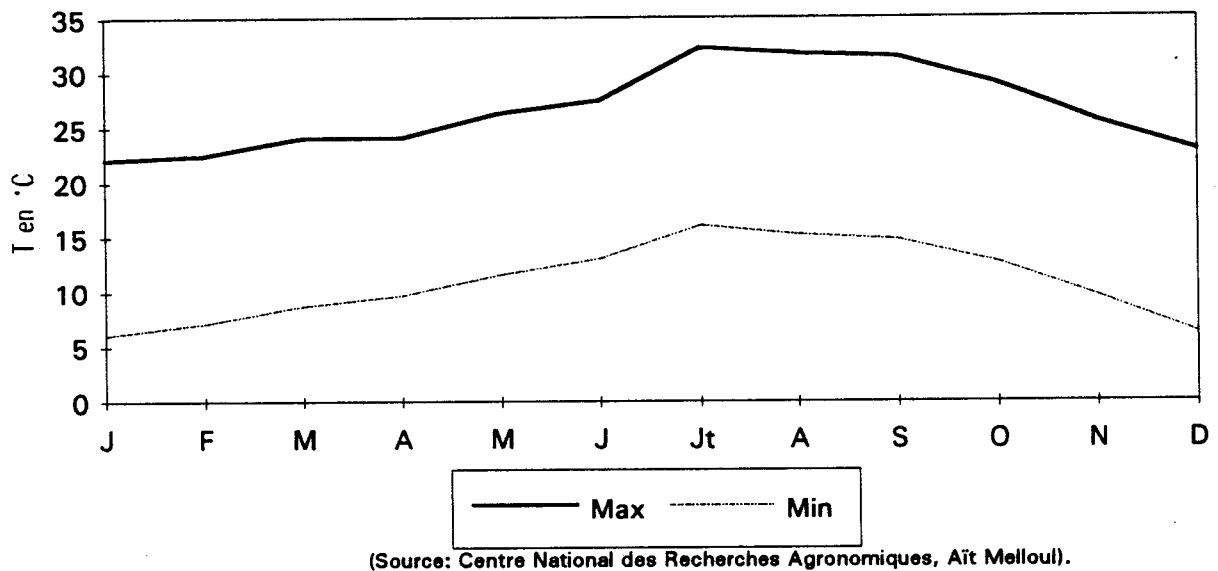


Figure 16: Moyenne des températures maximales et minimales à Aïn Chaïb (entre 1968 et 1985).



stations: 16°,6 à Imouzzer, 18°,2 à Agadir et 23° à Aïn Chaïb.

Les chaleurs d'été sont relativement faibles à Agadir, peu accusées à Aïn Chaïb. Ceci s'explique par le fait que les vents du sud et ceux de sud-est ont un effet de foehn moins accusé, et particulièrement parce que les brises de mer balayent la plaine dans la journée. Néanmoins les maxima absolus peuvent être parfois très élevés (43° à Imouzzer et 47° à Aïn Chaïb).

Les maxima d'hiver ne sont pas faibles (fig 15 et 16). Les maxima moyens des mois les plus froids, décembre ou janvier, s'élèvent par l'effet adoucissant de la mer qui maintient les maxima moyen au-dessus de 16° à Agadir et 19° à Aïn Chaïb. De même, les moyennes des minima d'hiver sont relativement douces; il fait relativement moins froid en bordure de l'Atlas et dans le Souss. Par conséquent les gelées sont quasiment inconnues.

L'influence de l'altitude engendre des modifications considérables dans le régime thermique. A Imouzzer le climat est sensiblement frais et doux. La moyenne des mois les plus chauds excède rarement 32°. Le maximum absolu de l'année atteint 40°. Les moyennes mensuelles sont également plus basses l'hiver (14,1° en décembre).

Mais, même si l'altitude fait par ailleurs décroître les températures (cas d'Imouzzer), c'est l'éloignement de l'océan qui joue le rôle principal. Le froid est ainsi légèrement plus sensible à Aïn Chaïb qu'à Agadir. La continentalité influe donc davantage sur les températures qu'altitude et latitude.

C) Les précipitations:

Les conditions climatiques locales, soumises essentiellement à l'influence des hautes pressions subtropicales de l'Atlantique nord, ne se prêtent que rarement à la cyclogénèse. L'effacement momentané de l'anticyclone des Açores peut laisser le passage aux perturbations (Weisrock, 1980). Les flux perturbés intéressant la région ont alors deux origines principales (Delannoy, 1971, 1973):

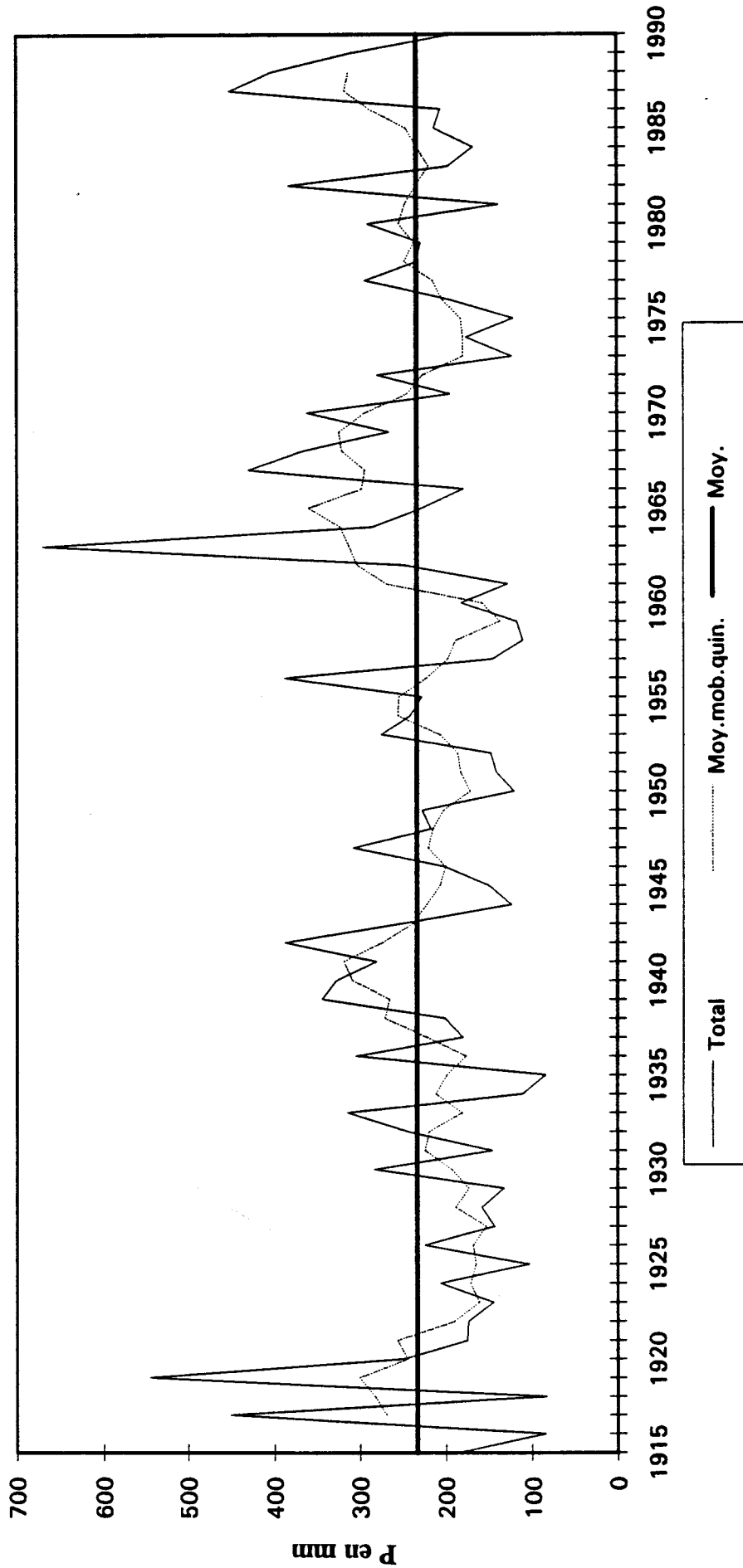
les uns relèvent des perturbations du front polaire, et sont donc essentiellement de secteur N et de secteur W, mais peuvent aussi prendre parfois une orientation de secteur Sud-ouest.

Les autres, de secteur Sud, se produisent lorsqu'une aire de basse pression atlantique très méridienne s'établit ou lorsqu'il existe une dépression sur le golfe de Cadix et les Canaries. Par conséquent, l'air tropical plus ou moins humide provoque plus de condensations.

Cette double origine des précipitations a des implications notables au niveau de la quantité et la répartition des pluies commandées en premier lieu par l'altitude.

La saison des pluies s'étend d'octobre à avril, avec un maximum qui se situe de novembre à mars. Il y a, en montagne, quelques chutes de pluies en mai et septembre, alors

Figure 17: Evolution des précipitations à Agadir (1915-1990).



(Source: D.M.N.M).

que les mois de juin, juillet et août constituent la saison sèche pendant laquelle il n'y a pratiquement pas de précipitations. Le nombre de jours de pluies est maximum en deux périodes: février-mars et novembre-décembre. Mais à l'inverse de ce que l'on constate dans le Maroc septentrional, la première est plus marquée que la seconde. D'où la répartition mensuelle des journées pluvieuses est encore plus appréciable en avril et octobre. Par ailleurs, les précipitations sont caractérisées par des alternances de séries d'années sèches et d'années humides (Fig 17).

Ce qui nous importe ici c'est de faire apparaître à quel point les données pluviométriques interviennent dans la morphogénèse. Tout d'abord il faut tenir compte de la répartition de la pluviosité en altitude qui est en grande partie contrôlée par la position et l'orientation du massif montagneux. Le Jebel Lgouz décrit une dorsale exposée perpendiculairement aux vents provenant du Nord et reçoit à l'Ouest les influences de l'océan atlantique. Ainsi, sa façade Nord-Ouest est nettement plus arrosée.

D'autre part le régime des pluies est caractérisé par la concentration des averses sur une période assez courte de l'année. Il pleut, en effet, 24 j/an à Agadir, 28 j/an à Aïn Chaïb. Une baisse sensible de la pluviométrie se manifeste de mai à septembre, avec une forte réduction des averses en juillet et août.

En ce qui concerne les précipitations neigeuses il semble qu'elles sont peu importantes du fait que la limite des neiges les plus basses peut être fixée entre 1400 et 1500 m. A Imouzzer la neige est moins abondante et ne tient guère sur les sommets montagneux que quelques jours.

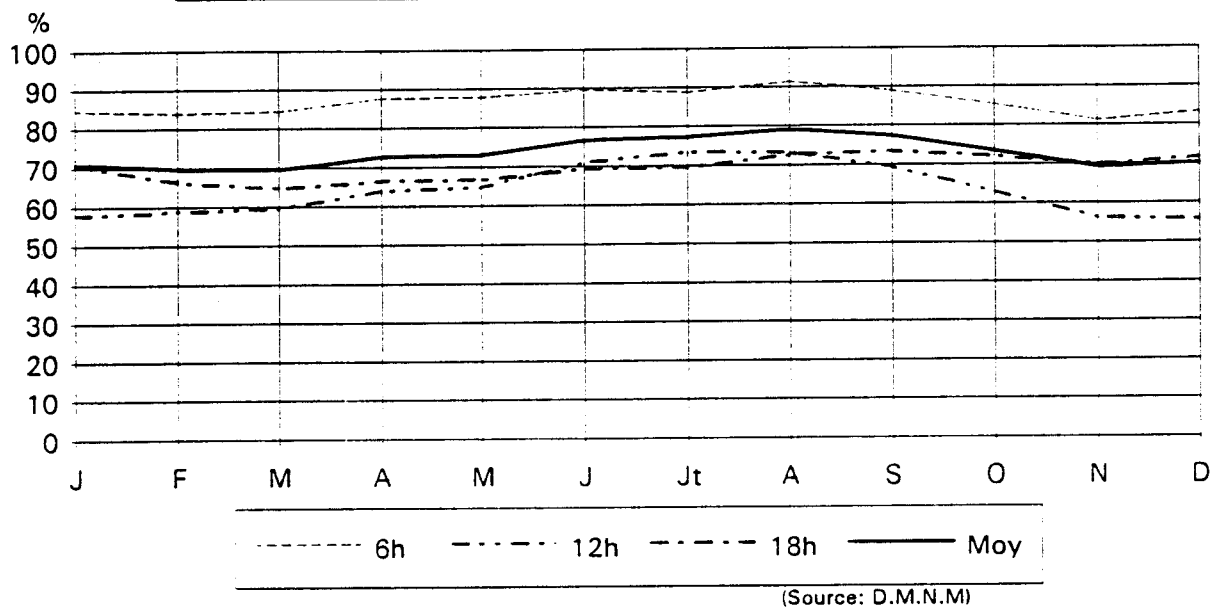
Les précipitations occultes que l'on peut observer sous forme de condensations sous les arbres jouent aussi un rôle considérable dans le maintien d'une certaine humidité qui favorise la résistance de quelques espèces végétales dans ce contexte climatique semi-aride. Elles sont dues à deux types de brouillards: brouillards côtiers ou ceux provenant des vallées ou montagnes. Mais ce phénomène est plutôt en rapport avec la qualité électrique de la surface du limbe foliaire (Peltier, 1982). En outre, Debrach (1948) avait démontré qu'il se fait inégalement suivant les espèces arborescentes (in Peltier, 1982). L'importance de ce phénomène dans la région vient du fait que l'arganier (espèce dominante) représente un grand condensateur énergétique et par conséquent cette capacité lui permet de s'adapter même dans des climats arides.

Le phénomène de brouillard est aussi très fréquent notamment le long de la côte (60 jours par an selon Simonet, 1938). Il atteint son maximum en été (juillet et août), le minimum en avril. Par ailleurs, il peut s'étendre sur les vallées et les cuvettes à l'intérieur des massifs montagneux. Cet apport de brumes côtières a des conséquences positives en favorisant le développement du couvert végétal qui joue un rôle protecteur non négligeable.

L'humidité relative enregistrée à Agadir est très élevée (Fig 18) en particulier pendant la saison d'été. La variation mensuelle est plus ou moins faible (en janvier les

moyennes sont de 84,46% à 6h, 69% à 12h et 70,66 à 18h (T.U). En revanche, au mois d'août ces valeurs augmentent et font état de 91,20%, 73,20% et 72,48%). Par conséquent, la proximité du littoral joue le rôle d'adoucissant des températures estivales. A l'intérieur, faute de données statistiques, on peut dire que l'humidité relative diminue au fur et mesure que l'on s'éloigne de la côte vers la plaine et peut aussi augmenter au contact de la montagne.

Figure 18: Humidité relative moyenne mensuelle à Agadir effectuée sur trois prélèvements quotidiens (entre 1947 et 1985).



D) Les vents:

On ne dispose pas de données statistiques concernant cet élément. D'une façon générale la région est soumise à deux types de vents:

-vents d'Est connus sous le nom de Chergui. Ce sont des vents chauds fréquents pendant quelques jours d'été et soufflant même parfois en automne. Ils contribuent à une augmentation accrue des températures. Leur origine est liée d'une part aux hautes pressions qui affectent la région méditerranéenne et d'autre part à l'extension de la dépression saharienne vers le nord.

-vents d'ouest, ils concernent la côte et toute la zone littorale. Ils se manifestent sous forme d'alternance de brises de terre et de mer notamment pendant la période estivale. Contrairement aux premiers, il en résulte ici une baisse des températures

maximales de quelques degrés et une augmentation d'humidité relative. Par ailleurs, leur effet s'étend sur une bande large de 30 à 40 km à l'intérieur des terres.

II) L'ETAGEMENT BIOCLIMATIQUE:

La proximité des domaines géographiques et climatiques très différents: Atlantique, Méditerranée, Haute montagne et Sahara s'exprime par la flore définie par les espèces originaires de ces divers milieux qui côtoient d'autres espèces endémiques en nombre notable (Dijon, 1969). En général, la flore naturelle est celle du sous-étage méditerranéen aride-chaud. Peu dense, cette végétation souvent dégradée par l'intervention de l'homme d'une part et la sécheresse accentuée d'autre part, laisse apparaître de vastes surfaces de terrain nu souvent raviné et érodé.

En effet, il y a encore quelques années, l'homme avait exercé clandestinement des déboisements intenses au détriment de l'arganeraie pour des fins économiques. Actuellement, on peut compter dans plusieurs foyers des fours qui servent à produire le charbon de bois. D'autre part la sécheresse estivale, conséquence des conditions climatiques, provoque la disparition rapide des plantes naturelles et détruit pratiquement la matière organique dans les sols faiblement recouverts. Et comme dans tous les pays du Maghreb, ces ruptures d'équilibre dans le milieu naturel provoquées par des pratiques abusives sont d'autant plus catastrophiques qu'elles sont souvent irréversibles.

Face à ces menaces l'état a pris des mesures de restauration et de conservation du milieu naturel. C'est ainsi que la forêt d'arganiers a bénéficié d'un statut juridique privilégié en l'assimilant au patrimoine foncier de l'état sous forme de bien domaniaux: les coupes de bois sont interdites ou réglementées et seuls le parcours de troupeaux et le ramassage des fruits et de bois morts y sont tolérés.

L'analyse de la couverture végétale permet de la ranger dans le domaine bioclimatique semi-aride caractérisé par un hiver doux. C'est le domaine le plus original, et aussi le plus caractéristique de l'Atlas Atlantique, que l'on peut schématiquement assimiler au domaine de l'arganeraie, bien que l'aire de cette espèce soit beaucoup plus vaste (Weisrock, 1980).

La succession des étages de végétation, prise ici dans le sens commun de ceintures superposées en altitude (fig 19), permet de préciser la diminution progressive de l'aridité avec l'altitude. On distingue, en effet les étages suivants:

L'arganeraie; c'est "l'arbre le plus remarquable au Maroc, tant par son intérêt botanique que par sa valeur économique" (Emberger, 1938). Il forme une forêt relique, héritée d'une époque où tout le Maroc ainsi qu'une grande partie de l'Europe jouissaient d'un climat tempéré chaud ou tropical. L'aire naturelle de l'arganier a extrêmement reculé

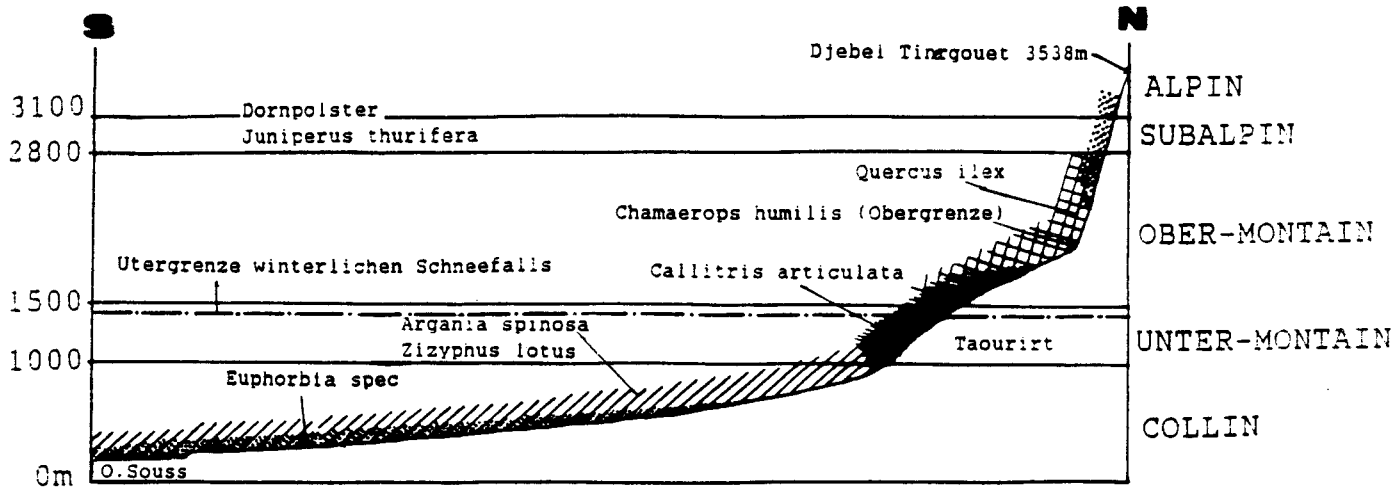


Figure.19: Etagement végétal sur le versant sud du Haut Atlas.

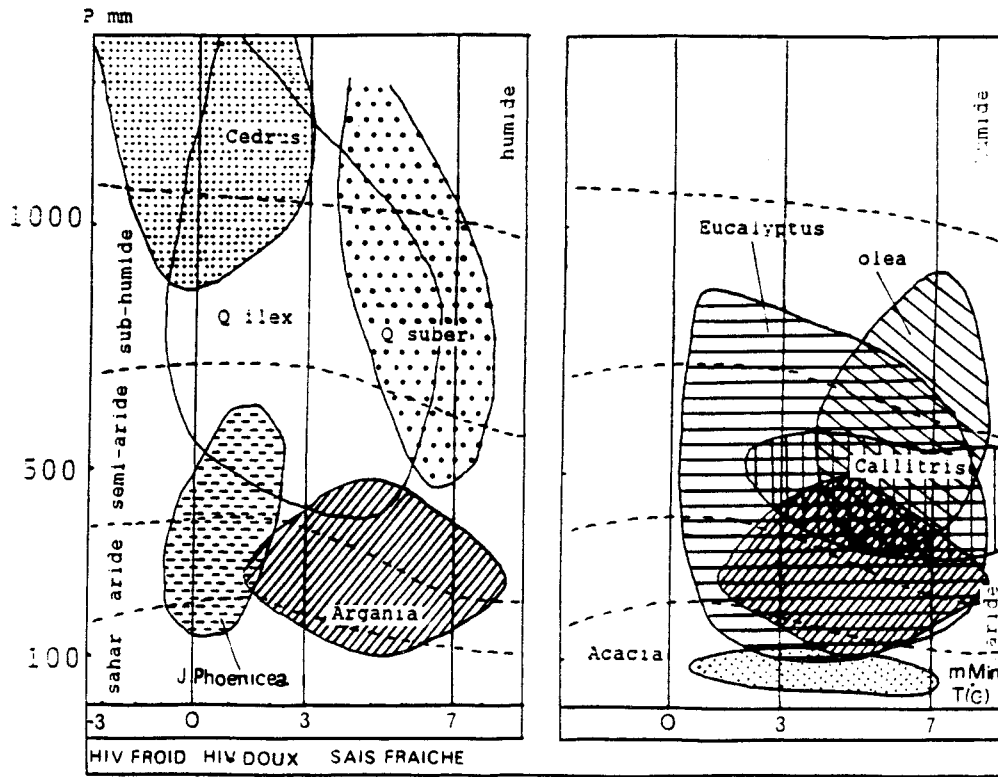


Figure.20: Signification climatique de l'arganier et de quelques autres espèces.

par les actions dévastatrices de l'homme: à titre d'exemple, de 1918 à 1924 on estime généralement que les coupes charbonnières, pratiquées abusivement dans l'arganeraie autour d'Essaouira, correspondent à la disparition annuelle de 2000 ha (Boudy, 1951 (in Peltier, 1982)). Malgré le statut juridique visant à préserver cette espèce, il reste toutefois incomplet dans sa vision globale au problème et n'a donc pas limité le recul systématique de l'arganeraie.

Comme toutes les Sapotacées, très anciennes, qui se répandaient un peu partout à l'époque tertiaire et durant des temps reculés, l'arganeraie, découverte dans des régions où le climat accuse déjà une certaine dureté, témoigne aujourd'hui de cette ancienne distribution géographique époque à laquelle il se serait répandu sur une grande partie du pays. Et il semble que ce sont les froids et les pluies quaternaires qui l'ont refoulé vers le sud-ouest où il s'est maintenu.

En effet, Emberger fixe les limites de l'arganeraie au niveau des neiges les plus basses et avance un isotherme de $3^{\circ},8$ dont le tracé se superpose à la ligne marquant la limite altitudinale.

D'autre part, l'arbre supporterait certainement les chaleurs des confins sahariens s'il n'était pas arrêté dans son expansion vers le Sud par le manque d'humidité atmosphérique. Celle-ci détermine sa frontière méridionale. Ses limites sont donc fixées principalement par deux facteurs:

- un minimum d'humidité ,
- un minimum de température.

Néanmoins, l'aire d'extension de cette espèce peut être également mise en rapport avec le facteur pluviométrique. La ligne de pluviosité maxima supportée par l'arganier serait à considérer et à combiner au Nord avec l'isotherme de $3^{\circ},8$. Elle correspondrait à l'isohyète de 500 mm. Au-delà de cette ligne l'arbre devient rarissime.

Les taxons qu'on rencontre le plus souvent avec l'arganier forment un sous-bois de nombreuses espèces thérophytes endémiques du S-O marocain, parmi lesquelles les Euphorbes (*E.Regis Jubae* et *E.Beaumierana*) et le Jujubier sauvage (*Ziziphus Lotus*) qui confèrent une forte originalité aux paysages de dégradation de la forêt.

L'étage du thuya (*Callitris articulata*). Il cerne à peu près partout le domaine de l'arganier. Il n'apparaît cependant que lorsque l'océanité n'est pas excessive (Peltier, 1982). Sa limite inférieure serait estimée entre 800 et 1200 m. Par conséquent, cet étage montagnard inférieur a encore une signification plus semi-aride que sub-humide avec l'association la plus fréquente à l'Oléastre (*Olea europea oleaster*), Lentis (*Pistacia Lentiscus*), Phyllaire (*Phillyrea angustifolia*) etc .En réalité il apparaît dès 500 m dans la forêt de l'arganier et est abondant dès 700 m. Il exigerait donc un minimum pluviométrique de 200 à 250 mm. Sa limite supérieure est estimée à 1500 m.

L'étage de la Chênaie de chêne-vert (Quercus ilex). C'est l'essence des forêts les plus importantes de l'ensemble de l'Atlas. Il cohabite sur le versant Sud du Haut Atlas avec l'arganeraie, du moins dans la partie Ouest, vers 1000 m. Au-delà de 1500 m il devient plus abondant. Par contre vers l'Est les deux essences sont nettement dissociées: l'arganier s'élève jusqu'à 1200-1400 m, et, par-delà une lacune déboisée, la forêt du chêne vert, très dégradée, s'étale en longues taches, au-dessus de 1500 m. Dans le massif ancien occidental, il s'élève désormais jusqu'aux crêtes, couvrant les hauts versants jusqu'à plus de 2800 m. Le long du couloir subatlasique, où sa limite inférieure s'élève, il tend à se rétrécir et devient de plus en plus discontinu. Emberger considère cette essence comme caractéristique de l'étage humide entre 1500 à 1800 m et 2500 à 2800 m: il correspondrait à la zone de précipitations élevées, soit 500 à 650 mm.

III) LES SOLS:

Plusieurs études et de nombreux relevés de profils pédologiques ont été réalisés dans la région du Souss. Une première reconnaissance générale a été menée par Cuenot (1955, 56) après l'étude de la basse vallée du Souss par SOGREM (1949); Renon et Nasse ont étudié les sols de la partie amont (1958-61) pour le compte de l'Institut National de la Recherche Agronomique. Ghanem (1974) a effectué une synthèse d'observations systématiques et détaillées après avoir mis à profit les différents résultats et extrapolations antérieurs.

Dans cette étude notre approche est plutôt géomorphologique. Nous insisterons sur la structure des sols et sur tout ce qui est susceptible de nous apporter des renseignements sur leur sensibilité à l'érosion aride, c'est-à-dire leur hétérométrie, leur degré de consolidation, la lithologie des roches-mère, qui est souvent calcaire, et le type de pente sur lequel ils se localisent.

A) Types de sols:

Pour l'ensemble du domaine étudié on distingue trois grandes catégories de sols:

1) Sols peu évolués regroupant:

- * les sols squelettiques, d'érosion, lithosols de montagne, qui laissent apparaître sous un limon très mince de larges affleurements de calcaires, marno-calcaires ou de croûtes.

- * Les régosols, également d'érosion, qui sont tous des sols caillouteux de piémont, continuellement rajeunis par le ruissellement. Ces sols se classent tout naturellement, par ordre de densité décroissante, sur les pentes des cônes de déjection .

- * Les sols jeunes, qui sont des sols d'apports éoliens ou alluviaux, à profils très constants avec de véritables roches-mères contemporaines dont la pédogenèse n'a guère eu le temps de se manifester. Les sols alluviaux, autour des oueds, reflètent fidèlement la

nature des terrains qu'ils ont parcourus. Ils ont des textures variables, suivant la rapidité des courants. Quant aux sols éoliens, ils s'accumulent partout dans la vallée car le vent se trouve freiné par les massifs de végétation ou par des topographies tourmentées.

2) Sols calcimorphes

Ces types de sols recouvrent tous les niveaux du Quaternaire ancien ayant subi des encroûtements généralisés. Dans certains de ces sols non érodés, la steppisation et le lessivage ont provoqué une altération importante de la roche-mère, qui peut être marno-calcaire ou gréseuse. Sur limon encroûté, ces sols calcimorphes sont limoneux, à deux ou trois horizons, bruns ou chatains, suivant les apports des argiles accumulés dans l'horizon B.

La croûte calcaire, qui sépare le sol de la roche-mère, présente trois aspects principaux:

- Croûte graveleuse.
- Croûte lamellaire.
- Croûte en dalle.

Néanmoins, il existe des variantes de ces différentes sortes de croûtes, ainsi, autour d'anciens passages d'eau, cette croûte peut être qualifiée de conglomératique car elle englobe des bancs de cailloutis dans son ciment calcaire; de même, elle peut être plus ou moins dure en surface, et friable ou non en profondeur.

Tous ces sols à croûte sont peu profonds, et l'érosion tend à les transformer en sols squelettiques.

3) Sols bruns steppiques.

Les limons d'épandage d'âge probablement rharbien ne semble pas avoir subi d'encroûtement généralisé. Sur ces limons, assez perméables et bien drainés, la steppisation a provoqué un certain enrichissement en matière organique de l'horizon supérieur, dont la présence a facilité le lessivage du calcaire. Parfois on note la présence des concrétions calcaires vers 60 à 80 cm de profondeur. Autour de l'oued Issen, des sols bruns-rouges, peu perméables et parfois salés reflètent fidèlement l'origine des argiles du Trias dont ils sont issus.

B) Caractéristiques des sols:

Dans ce paragraphe on va aborder dans une synthèse les différents aspects géomorphologiques de ces complexes pédologiques. Par la suite, ceci va nous permettre de fournir des explications sur l'évolution et le rapport existant entre ces sols et les horizons roches-mères souvent représentés par des croûtes ou des encroûtements calcaires.

Généralement la granulométrie de ces sols est très variable. A l'exception de quelques zones argileuses, les épandages sont constitués principalement d'éléments fins: argile 10 à 20 %, limon 20 à 35 %, presque tout le sable est fin et très peu de sable grossier.

La structure de ces sols limoneux, lamellaire en surface, cubique ou prismatique en profondeur, est en général grossière. Leur consistance est faible et, à l'eau, ces sols se désagrègent très facilement.

Les teneurs en calcaire sont en général importantes avec lessivage en surface et accumulation de ces éléments en profondeur. Seuls, les sols très arrosés et érodés des pentes des cônes de déjection ont l'horizon A décalcifié (5%) mais présentent parfois des teneurs en calcaire du sous-sol de l'ordre de 30 à 60%. Les sols bruns chatains et gris des limons d'épandage ont des profils calciques croissant régulièrement mais plus ou moins rapidement. Seuls, les sols jeunes, des basses terrasses, ont des profils calciques tout à fait constants.

Tous les sols de la région sont très basiques, avec des PH avoisinant 8. Leurs teneurs en azote sont de l'ordre de 1% environ. Cette proportion décroît très vite en profondeur. Tous ces sols sont à peu près dépourvus d'acide phosphorique. Leur teneur en potasse totale est notable, mais cet élément ne semble guère être assimilable.

En revanche, les teneurs en matières organiques dépassent rarement 4% et reflètent parfaitement le faible rôle de la couverture végétale. A 40 cm de profondeur, l'humus n'existe qu'à l'état de traces.

Quant aux sols salés ils sont rares sauf dans la zone dominée par le Trias (bassin de l'oued Issen). On peut imaginer l'accumulation des chlorures dans les horizons supérieurs mais ce phénomène est rare puisqu'il est entravé par les processus de lessivage et de drainage.

IV) DONNEES HYDROLOGIQUES:

Le bassin-versant qui draine le piémont Sud du Haut Atlas occidental est un sous-ensemble du bassin de l'oued Souss, un parmi les plus importants fleuves du Sud-ouest marocain. Celui-ci prend sa source dans le massif de Toubkal (4165 m), segment le plus haut de toute la chaîne atlasique. Après un parcours torrentueux en montagne, il débouche dans la plaine au niveau d'Aoulouz. Dans la partie occidentale du Souss les affluents les plus importants prennent naissance dans le Haut atlas et entaillent le piémont en direction Sud avant de rejoindre le Souss. Ce sont respectivement de l'Est vers l'Ouest : Oued Issen, Assif de Tinfoul, Assif n'Taguenza, Irhzer n'Kourir et Irhzer el Aarba (Assif n'Tourhza de J. Dresch) (Fig 21).

Les seuls renseignements dont on dispose concernant cette étude sont inspirés des travaux hydrogéologiques effectués par R.Ambroggi et R.Dijon, et ils ne couvrent que la période 1947-1968. A ce problème s'ajoute également l'absence des données statistiques exception faite pour l'oued Souss et oued Issen qui disposent des stations de jaugeage en aval.

A) L'écoulement superficiel:

Le schéma hydrographique actuel des oueds et des affluent qui drainent l'ensemble du terrain est conditionné par:

- l'importance du régime d'écoulement et la violence des pluies .
- l'abondance et la nature de l'alluvionnement.

Ces actions, actuellement, s'exercent sur un modelé de la plaine qui est l'aboutissement d'une longue évolution pendant laquelle se sont formés les vastes cônes de déjection du piémont, les surfaces aplanies et le creusement axial de la vallée.

Dans cette étude, on va se contenter d'évoquer tous les éléments et facteurs permettant de mieux comprendre l'agencement des processus morphogéniques commandés par le régime hydrologique et montrer les différentes modalités de fonctionnement de ce régime. S'agissant de la zone semi-aride, il n'est pas étonnant de constater qu'il n'existe pas de rapport bien défini entre la hauteur de pluie et l'écoulement. Ceci tient surtout à ce que l'évaporation joue un rôle déterminant dans les bilans hydriques. L'écoulement ne représente qu'un faible pourcentage de chutes de pluie. En effet, ce sont les crues correspondant aux fortes pluies d'automne et d'hiver qui représentent les principaux écoulements superficiels. Elles sont irrégulières, violentes et souvent de courte durée. Par conséquent, l'oued Souss ne coule véritablement que quelques jours ou quelques semaines par an.

Le régime interannuel se caractérise par une grande irrégularité exprimée par le rapport des valeurs extrêmes des écoulements qui est de l'ordre de 45 à Aït Melloul. En moyenne on observe une année très humide sur 6 à 8 ans (1942/43, 1949/50, 1955/56, 1962/63...) (Dijon, 1968). Les écarts positifs par rapport à la moyenne sont moins nombreux et beaucoup plus accusés que les écarts négatifs. Quant aux débits journaliers moyens, les fréquences moyennes font état de 12 à 15% à Aït Melloul. Aussi la vitesse des crues, mesurée par l'intervalle de temps séparant les pointes de crues enregistrées aux diverses stations, correspond à 12h pour 60 Km, entre Taroudant et Aït Melloul, soit 1,5 m/s : les pentes sont en effet moins fortes en aval. Quant aux crues de l'oued Issen, elles dévalent vers Aït Melloul à une vitesse de 2 à 3m/s (3 à 4h depuis le barrage de l'oued

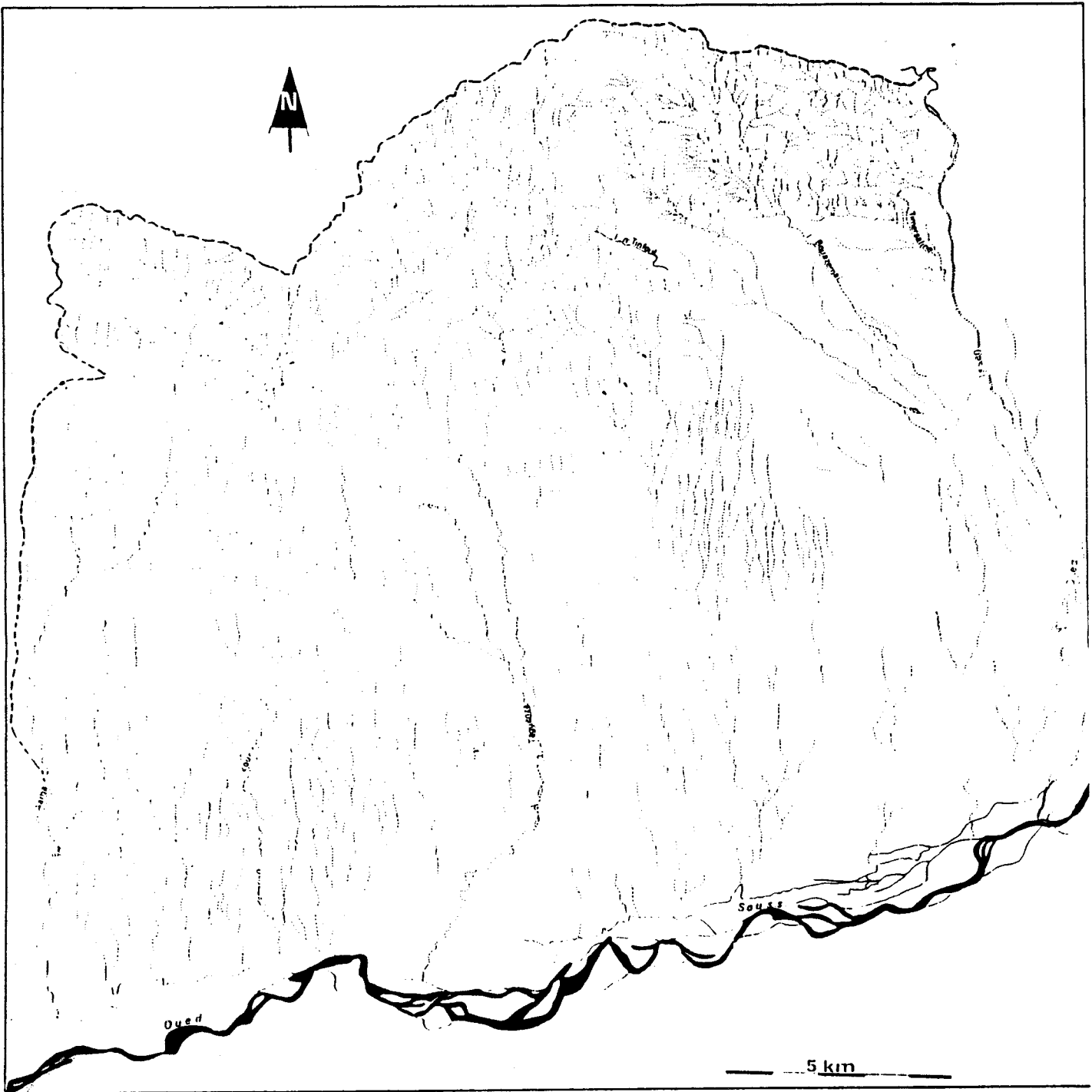


Figure.21: Schéma du Réseau hydrographique.

Issen).

L'écoulement à Aït Melloul est de l'ordre de $4\text{m}^3/\text{s}$ soit 125 hm^3 pour l'écoulement annuel. Les chiffres dont on peut faire état pour l'oued Issen couvrent peu d'années. L'écoulement annuel a été estimé à 70 hm^3 , soit $2.5\text{ m}^3/\text{s}$.

En ce qui concerne les Assifs et Irhzers, affluents atlasiques, il semble qu'ils sont mis en crue par les orages les plus puissants. Leurs pulsations sont brutales et brèves, ce qu'explique une convergence de causes: les bassins-versants ont des dimensions très réduites, par exemple $14,2\text{ km}^2$ pour l'Irhzer El Aarba sur les marnes et calcaires jurassico-crétacés et $5,5\text{ km}^2$ pour l'Irhzer n'Kourir sur les calcaires du Crétacé supérieur. En outre, les incisions sont étroites à pente forte par endroit et même à travers le piémont. Dans de telles conditions, l'irruption de l'eau dans les talwegs suit presque immédiatement la phase d'intensité maximum des averses orageuses.

Ainsi par leur caractère torrentiel ces petits oueds impriment-ils une particularité originale au secteur de piémont par rapport au secteurs Est et Sud marqués par le rythme plus ou moins lent mais aussi puissant des crues de l'oued Souss et l'oued Issen.

La faiblesse relative du ruissellement est à ramener donc à plusieurs causes. La principale est évidemment la sécheresse ambiante. D'autres en accentuent l'effet, comme la présence de pondérateurs tels que les affleurements de roches perméables. Et par la suite, une grande partie de l'eau est vraisemblablement restituée à l'atmosphère par évaporation et évapotranspiration.

En aval, aux abords de l'oued Souss, un système de séguia a été aménagé pour irriguer les cultures sur terrasses limoneuses (séguia de Tamelalt et de Drarga). Le débit de ces séguia est en baisse permanente. A titre d'exemple la moyenne des années 1959-64 représente à peu près un quart de celle correspondant à 1936-43 (Dijon 1968). Cette baisse inquiétante serait due à plusieurs causes: la principale semble être le surcreusement du lit du Souss dû à la violence de certaines crues exceptionnelles qui ne permet plus aux séguias de capter le débit de certaines sources. Par la suite certaines prises de séguias dominant actuellement de plusieurs mètres le lit mineur du Souss ce qui présente une difficulté en matière de canalisation. Par ailleurs, la réalisation du barrage "Abdel Moumen" à l'amont de l'oued Issen n'a pas eu pour effet de récupérer chaque année les eaux perdues dans l'océan; au contraire, elle soustrait à la nappe des alluvions du Souss des eaux d'infiltration qui la rechargent annuellement.

B) La nappe phréatique:

Les facteurs climatiques précédemment décrits conditionnent étroitement certains caractères hydrogéologiques assez voisins de ceux observés dans les autres bassins présahariens du Maroc dans le sens où les précipitations interceptées par l'ensemble du bassin sont évaporées rapidement et n'atteignent pas la nappe phréatique. En revanche, la

situation géographique du bassin-versant, sa structure lithologique et ses dimensions lui procurent des eaux superficielles, notamment des eaux de crues, relativement abondantes qui s'infiltrent en partie dans les bassins montagneux, lorsque ceux-ci sont constitués de grès ou de calcaires. Ces infiltrations alimentent la nappe d'eaux souterraines de la vallée du Souss.

En effet, le Haut Atlas forme une zone d'alimentation étendue pour des nappes phréatiques profondes intéressant des formations géologiques très variées. Les circulations trouvent parfois un exutoire sur la bordure montagneuse et donnent ainsi des sources de piémont; dans d'autres cas elles alimentent les nappes profondes de la vallée.

Parmi les formations aquifères notables que l'on trouve en bordure du Haut Atlas on peut citer:

- Les grès stéphano-autuniens et permo-triasiques qui donnent des eaux sulfatées ou chlorurées sodiques et parfois des eaux neutres.

- Les calcaires du Jurassique supérieur; calcaires blancs récifaux du Lusitanien et calcaires gris ou noirs du Callovo-Oxfordien. Les eaux sont ici de faciès sulfaté calcomagnésien.

- Dans la zone subatlasique méridionale; les calcaires dolomitiques sublithostatigraphiques et à silex du Crétacé moyen (Cénomnien-Turonien) qui donnent notamment les sources.

- Sur le piémont, quelques écoulements issus des formations conglomératiques "néogènes". Telles sont les sources d'El Gouna dont les eaux viennent probablement des calcaires crétacés sous-jacents et s'enrichissent en sels dans leur ascension en traversant la nappe phréatique contenue dans les terres salées du cône de déjection de l'oued Issen.

Conclusion.

En définitive, les éléments bioclimatiques sont fortement marqués par l'aridité caractérisée par une saison sèche prolongée et une saison humide à pluviosité brutale et très courte dans le temps. La première est due essentiellement à l'intrusion périodique des types de temps sahariens alors que la seconde est étroitement liée à la situation de la région par rapport aux différents changements atmosphériques qui marquent l'ensemble du bassin méditerranéen.

Cependant cette aridité ambiante se trouve atténuée par l'effet des influences maritimes et la présence des deux chaînes de relief, atlasique et anti-atlasique. Les conditions générales et locales, par leurs interférences, multiplient les contrastes à l'échelle locale traduits par un certain nombre de caractéristiques dont les principales concernant cette étude sont:

-Une végétation dégradée à physionomie largement steppique à l'exception d'un étage de forêt limité à la haute montagne. Outre l'impact du climat sur le couvert végétal, les menaces de l'homme rendent l'équilibre du climax trop précaire en favorisant, par différentes pratiques abusives, la destruction locale du tapis végétal en modifiant, du même coup, le système morphoclimatique.

-Un sol très mince, conséquence du contexte bioclimatique ambiant, caractérisé par une faible évolution, également en état de dégradation et se traduisant en particulier par l'affleurement de la roche-mère souvent calcaire.

-Un régime hydrographique à caractère torrentiel lié à une montagne naturellement plus arrosée et dont les bassins-versants, par leurs caractéristiques, renforcent le régime en question.

**DEUXIEME PARTIE: EVOLUTION
GEOMORPHOLOGIQUE ET MISE EN PLACE DES DEPOTS
NEOGENES**

Introduction:

La retombée sud du versant méridional du Haut Atlas occidental se démarque, dans le domaine atlasique, par la présence des formations néogènes conservées sur les marges immédiates de la chaîne. C'est en fait là qu'existe une des coupes-types qui ont servi pour corrélation avec d'autres régions du Maroc. En effet, il se trouve dans notre domaine d'étude que tous les étages tertiaires, à l'exception de l'Eocène et du Miocène, ont été clairement définis faciologiquement et stratigraphiquement: le premier critère grâce à la différenciation entre les dépôts marins et continentaux, tandis que le second se fonde sur l'existence de discordances bien visibles. Ainsi, il était non seulement possible de mettre en évidence la succession stratigraphique mais aussi de reconstituer avec évidence l'orogénèse atlasique depuis la phase oligocène jusqu'au Quaternaire. Par contre l'absence des dépôts marins entre le Lutétien supérieur et le Pliocène s'explique par l'émersion du bâti atlasique et du même coup la poursuite d'une érosion intense entreprise sur les formations antérieures.

CHAPITRE I: ETUDE DES DEPOTS NEOGENES:

Avant de passer à l'étude des dépôts néogènes du versant sud du Haut Atlas occidental il convient d'en rappeler quelques traits fondamentaux établis à partir des études menées dans les domaines voisins. Notre approche ici consiste à mieux comprendre la problématique réelle de ces formations et exposer les points obscurs encore persistants.

En effet, s'agissant des dépôts contemporains aux principales phases d'émersion atlasique et aux successions climatiques, il n'était pas toujours aisé de les déceler avec précision.

I) QUELQUES EXEMPLES DES DOMAINES VOISINS:

-Au Sud du Haut Atlas central les dépôts continentaux cénozoïques ont été mis en évidence par E.Roch (1941) qui les attribuent à l'Oligo-Miocène tandis que Choubert (1945) les rapporte au Pontien. Il s'agit en fait d'une formation présentant des aspects variés dont trois dominant largement: faciès conglomératique, blocs de grès et de basaltes permotriasiques avec des éléments paléozoïques, enfin une alternance de marnes et de grès. L'épaisseur totale de la série dépasse 200 m. R.Ambroggi (1952) rapportait ce qui paraît leur équivalent latéral dans le Souss au Pliocène en raison de ses rapports avec les formations marines datées. Jodot (1953 et 1954) qui étudie les faunes de mollusques d'eau douce découvertes par Gauthier (1953) confirme la même attribution. Cependant Gauthier préfère conserver le terme de Mio-Pliocène étant donné que les faunes servant de repère chronologique n'ont pas été récoltées à la base de la série. Couvreur (1978), faute de nouveaux arguments, conserve le terme le plus large de Mio-Pliocène.

-Dans le Haouz de Marrakech, les points de vue des auteurs convergent pour différencier deux formations principales (Roch, 1930; Dresch, 1941; Huvelin, 1973; Favède, 1973; Dutour et Ferrandini, 1985) au sein des dépôts molassiques sans qu'ils soient toutefois unanimes sur leurs attributions stratigraphiques. J.Dresch (1941) distingue une première formation essentiellement grés-conglomératique qu'il rapportait à l'Oligo-Miocène, terme suggéré par Roch (1930). Puis une seconde où dominant les conglomérats attribués au Pliocène. Par contre, Huvelin (1973) rattache la première formation au Mio-Pliocène, terme introduit par Ambroggi et Neltner (1952) et la deuxième au "Plio-Villafranchien". A nouveau Favède (1973) emploie le terme d'Oligo-Miocène pour désigner la première formation et considère la seconde comme sixième niveau quaternaire qu'il définit comme "Plio-Villafranchien". En l'absence d'arguments solides sur les molasses du Haouz, Dutour et Ferrandini (1985) conservent les mêmes attributions lithostratigraphiques établies par Dresch (1941).

-Dans le Plateau central marocain, Beaudet (1969) distingue deux générations de mouvements tectoniques atlasiques qui ont étroitement contrôlé les cycles sédimentaires néogènes:

-la première génération date de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène, âge sur lequel tous les auteurs sont d'accord. Il en résulte la mise en place des grandes artères hydrographiques et le déclenchement d'une période d'érosion qui a pour aboutissement la topographie miocène que fossilise au N la transgression vindobonienne. A l'Ouest et au Sud du plateau la topographie se dégage sous forme d'une véritable surface d'érosion (Beaudet, 1969).

-la seconde génération de mouvements atlasiques, d'âge fini-miocène, eut pour résultat de fragmenter le plateau central en une série de panneaux inégalement exhausés. De ce fait trois zones différentes se distinguent du point de vue modelé: au N, s'accumulaient les marnes néogènes notamment sur les aires stables où la surface miocène se perfectionnait. A l'Est du massif la topographie miocène était défoncée et le relief appalachien se façonnait. Enfin, au Sud c'est plutôt l'entaillement profond qui l'emporte. Les formes et les dépôts ainsi élaborés furent profondément altérés à la fin du Pliocène et durant la majeure partie du "Villafranchien", les sols ferrugineux rouges d'allure tropicale se développaient alors. Cette période du Pliocène au "Villafranchien" a vu s'établir le tracé approximatif du rivage atlantique actuel. La sédimentation pliocène continentale est caractérisée par des sables fauves puis des calcaires lacustres. Ensuite la mer transgressait au "Villafranchien" inférieur, accumulant les dépôts moghrébiens qui se tiennent à peu près parallèlement au littoral actuel.

-Encore plus loin, dans le Rif oriental, Barathon (1989) a mis en évidence trois cycles marins résultant d'une part de la tectonique de distension et d'autre part de l'envahissement de la mer dans les bassins littoraux. Ce sont: le Tortonien, le Messinien et le Pliocène inférieur. Le Totonien, dont les affleurements sont très réduits, et où les microfaunes caractéristiques font défaut, est consécutif aux premières manifestations tectoniques de la distension caractérisant la tectonique géosynclinale du domaine rifain. Le Messinien est également marqué par la tectonique en distension. Mais à la différence du premier il montre une extension et une variation remarquables de faciès. Ainsi l'auteur conclue à une paléogéographie complexe et perturbée par des mouvements de subsidence ou de surrection de certains secteurs. Ce cycle se termine le plus souvent par un régime franchement continental représenté sous forme d'importants épandages conglomératiques généralement accordants sur les séries messiniennes. Maurer (1969) a daté ces conglomérats du "Pontien" suite aux observations établies dans la partie occidentale du bassin de Boudinar. En l'absence de repères stratigraphiques déterminants, Barathon (1989) qualifie ces dépôts grossiers de dépôts fini-messiniens. Le dernier cycle marin date du Pliocène inférieur et ravine les séries messiniennes. Son littoral n'était pas différent de celui que nous

connaissions actuellement. Les faunes découvertes le rattachent au Tabianien (Barathon, 1989).

En résumé de ce survol bibliographique concernant les dépôts néogènes mis en évidence dans quelques régions du Maroc, on peut affirmer que, depuis longtemps, l'étude de ces formations a posé de nombreux problèmes. Ceci tient à plusieurs facteurs:

-Quelques points obscurs persistent encore notamment en ce qui concerne, éventuellement, les rapports et les corrélations avec des formations mises en évidence et clairement datées dans certaines régions du Maroc avec celles dépourvues de repères chronologiques. La tâche de corrélation semble de plus en plus difficile quand il s'agit de formations marines d'une part et continentales d'autre part. En effet, celles-ci semblent ne pas être étudiées avec autant de précisions.

-Ces dépôts sont généralement dépourvus d'indices paléontologiques permettant de les dater. D'où une grande ambiguïté terminologique pour définir les limites d'un étage par rapport à l'autre: "Oligo-Miocène", "Mio-Pliocène", "Plio-Villafranchien"...etc.

-Ces dépôts sont pratiquement disparus de l'intérieur de la chaîne à cause de son soulèvement important qui continue jusqu'à nos jours dans certaines régions. Par la suite, c'est uniquement dans les zones de piémonts, où ces dépôts sont vigoureusement déformés, que ces dépôts ont été conservés.

-Enfin, une autre contrainte rend l'étude de ces formations plus difficile. En effet, s'agissant des témoins de la formation de la chaîne, la succession des phases tectoniques majeures et des épisodes érosifs, fait que les dépôts néogènes sont d'une faible puissance et par conséquent à peine reconnaissables.

II) DEPOTS NEOGENES DE LA BORDURE SUD DU HAUT ATLAS OCCIDENTAL.

A) Historique sur les travaux antérieurs:

L'étude stratigraphique des dépôts néogènes du versant sud du Haut Atlas occidental a déjà fait l'objet des travaux précurseurs de Kilian, (1917) et Bourcart, (1926). Il s'agissait de quelques observations éparses et imprécises.

En 1930, E.Roch confirme l'existence d'une formation qui s'étend du plateau d'Afermi au Nord jusqu'à Agadir et qu'il attribue au Pliocène. Par ailleurs, il signale une

autre formation d'âge également pliocène dans les Aït Daoud, sur les deux rives de l'Assif n'Tamghart et sur le versant Est de l'anticlinal Agadir-Lgouz.

En 1946 G.Choubert présente un premier essai de corrélation entre les formations marines du Néogène supérieur et leurs équivalents latéraux continentaux. Par la suite il a mis en évidence, dans tout le Maroc, deux cycles sédimentaires séparés par une discordance peu importante mais générale: le premier cycle représente le Pontien, le second est pliocène.

En confrontant ses résultats avec ceux de Choubert, Ambroggi (1963), a déterminé deux cycles sédimentaires dans le Pliocène marin: Plaisancien-Astien ou Pliocène ancien et Moghrébien-"Villafranchien". Chronologiquement ce dernier est inséparable puisque, selon Ambroggi, le Moghrébien et le "Villafranchien" sont contemporains et datent du Pliocène supérieur.

Weisrock (1980) entreprend l'étude stratigraphique de ces formations dans l'ensemble du l'Atlas atlantique avec plus de précisions et reconnaît trois cycles:

-Pliocène moyen.

-Pliocène supérieur (Moghrébien) qu'il considère comme maximum transgressif du premier.

-Le "Villafranchien" continental proprement dit ou formation correspondant aux cônes "villafranchiens".

B) Coupe d'El Maasser:

C'est l'une des coupes-types, et la seule dans la région étudiée, qui nous montre les témoins de trois cycles post-oligocènes clairement définis et cantonnés à la bordure sud-ouest de l'anticlinal de Tagragra (fig 22, Planche 1/a hors texte). Ce sont le Pliocène marin, le Moghrébien et "le Villafranchien". Il faut également signaler, comme on l'a vu précédemment, que les dépôts éocènes et miocènes font défaut. Ceci s'explique par la poursuite des mouvements tectoniques mis en évidence par le fait que l'Oligocène à conglomérats blancs transgresse le Maestrichtien et que le Pliocène marin s'est déposé directement sur l'Oligocène. Ainsi, cette disposition de discordances qui encadrent le cycle pliocène, non seulement individualisent ce cycle sédimentaire, mais encore apportent la preuve évidente de phases tectoniques post-oligocènes.

1) Témoins d'un cycle pliocène marin:

Les affleurements sédimentaires que l'on peut rapporter à ce cycle sont peu nombreux et ne sont visibles que dans la coupe d'El Maasser. Il s'agit d'un Pliocène marin caractéristique par son épaisseur relativement puissante. Par ailleurs son abondance en faune marine et sa disposition discordante sur l'Oligocène en font sans aucun doute un dépôt

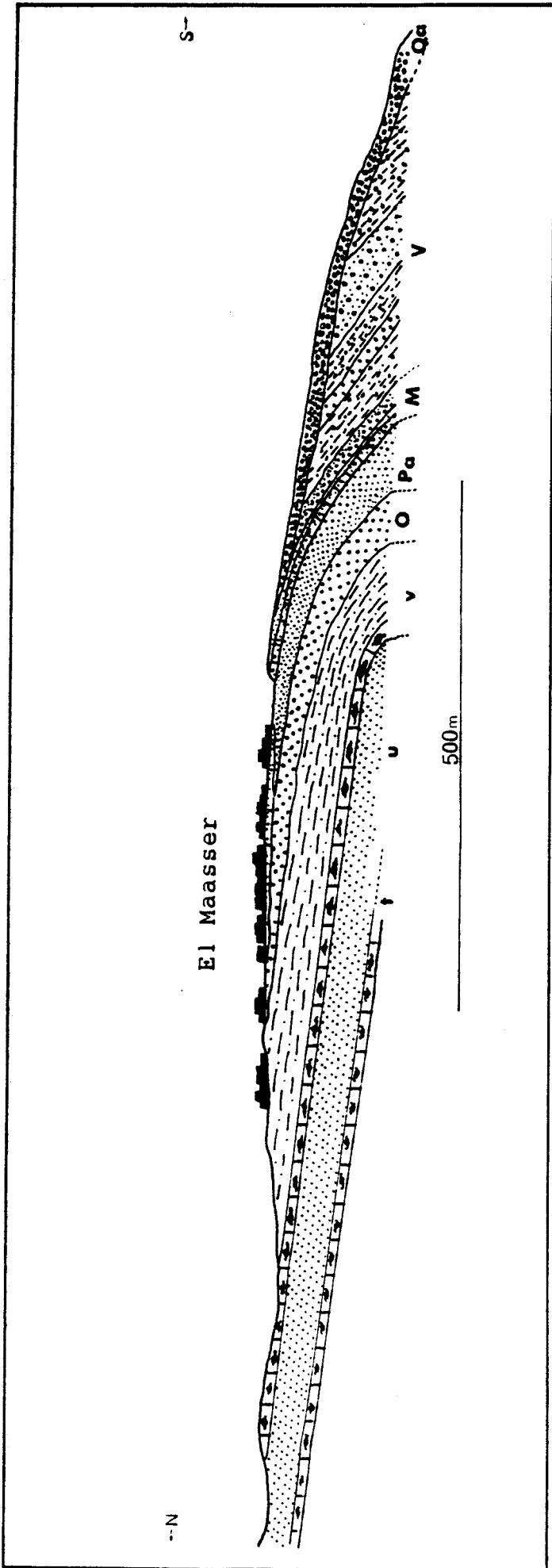


Figure 22: Coupe des formations néogènes d'El Maasser.

t. Santonien; u. Campanien; v. Maestrichtien; O. Oligocène; Pa. Pliocène ancien; M. Mogrèbien; V. "Villafranchien"; Qa. Quaternaire ancien.

référentiel pour la reconstitution de l'histoire orogénique de l'ensemble du Haut Atlas. Il comporte une série d'alternance successives de grès jaunes et de sables incluant quelques lits de galets et bancs d'*Ostrea*. Ambroggi (1963) en avait compté dix niveaux alternés:

-Grès jaunes contenant en abondance des niveaux conglomératiques à éléments roulés.

-Conglomérat à gros éléments comportant un banc de grès jaune et des échinides indéterminables.

-Sables micacés plus ou moins consolidés, à intercalations de petits niveaux conglomératiques à débris de coquilles marines.

-Conglomérat peu consolidé, comportant de petits galets paléozoïques (50%) et de gros galets calcaires mésozoïques (50%); les éléments de granite sont rares. On s'interroge sur la provenance de ces éléments: sont-ils remaniés à partir des formations liasiques qui comportent des poudingues à éléments primaires ou sont-ils issus des poudingues oligocènes?. Il est plus probable que ce ne sont autres que des ramaniements de ces derniers. En fait, on peut penser que dans la suite de la série, où les conglomérats ne comportent plus que des éléments calcaires, les assises oligocènes n'affleuraient plus (couches pliocènes transgressives) et donc n'alimentent plus les sédiments en galets paléozoïques.

-Grès jaunes à fragments de coquilles.

-Conglomérat à ciment beige, à majorité d'éléments calcaires du Secondaire.

-Grès sableux jaunâtre.

-Conglomérat à gros éléments calcaires de 0,2m de diamètre.

-Grès calcaire coquiller et conglomérat.

-Conglomérat fin à ciment jaune, contenant des dents de poissons, surmonté par des sables rose saumon.

Parmi les espèces recueillies on peut dénombrer: *Ostrea lamellosa*, *Cardium hians*, *Turitella aspera* et *Ostrea dontaspis*.

L'épaisseur totale de la série est d'environ 40m, dominée dans la partie sommitale par une petite corniche peu résistante.

L'analyse de quelques échantillons des horizons inférieurs, effectuée au laboratoire de Géochimie et Sédimentologie de Lille I, révèle un taux de carbonate de calcium qui oscille entre 50 et 60%. Quant au cortège argileux il se caractérise par une forte proportion en smectite avec 85%, l'illite représente 10% enfin quelques traces des argiles fibreuses de type palygorskite. Au sommet de la série on a enregistré une baisse significative du carbonate de calcium (de l'ordre de 26%) la smectite restant toujours dominante (75%), une légère évolution de l'illite à (20%) et des traces de kaolinite.

2) Dépôts moghrébiens:

Discordant de 38° sur le Pliocène marin le Moghrébien fait suite à celui-ci par trois faciès prédominants:

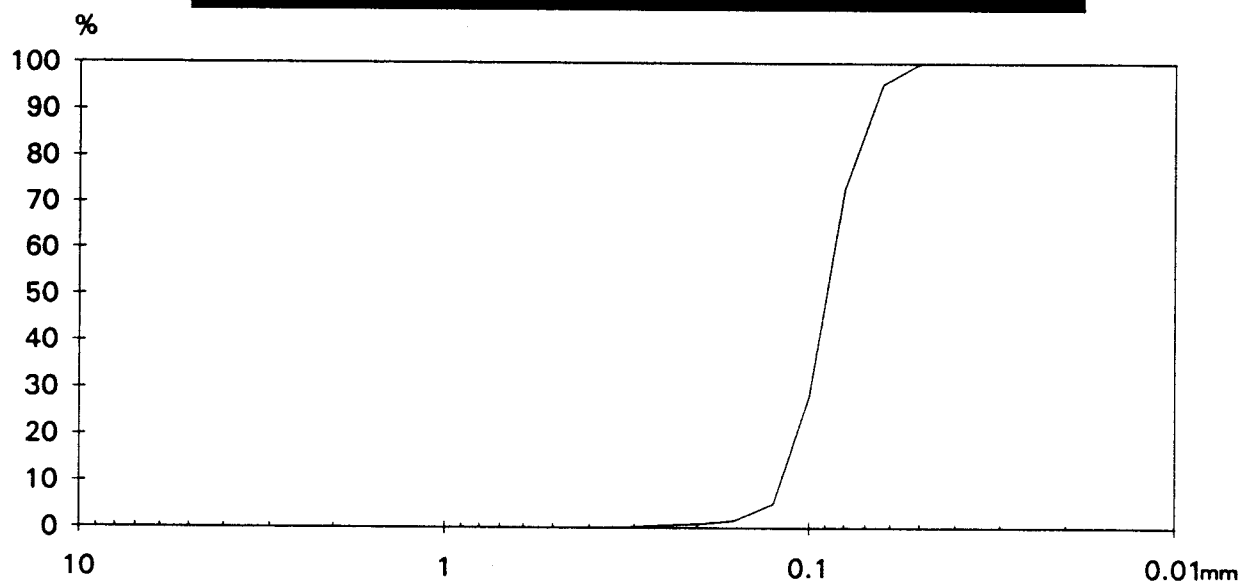
-Grès coquilliers conglomératiques contenant quelques spécimens d'*O. lamellosa*. Ce faciès est l'équivalent de ce qui a été mis en évidence par Ambroggi sous le nom de "Grès de Tildi" près d'Agadir à l'Ouest.

-Un poudingue peu consolidé à quelques éléments de quartzites rouges et de gros galets calcaires qui peuvent atteindre 15 cm de long.

-Un faciès sableux tendre de couleur violacée contenant également quelques fragments de quartzites rouges et petits quartz. L'examen granulométrique d'un échantillon révèle une forte proportion de la fraction sableuse (73%) puis viennent les limons grossiers à 10% et fins à 6% tandis que les argiles constituent environ 11%. La courbe granulométrique (fig 23) montre un faciès de sables bien classés du côté des plus fins.

| Indices | |
|---------|-------|
| Q1 | 0.103 |
| So | 0.881 |
| Q3 | 0.08 |
| Méd | 0.09 |
| Assy | 0.68 |

Figure 23: Courbe granulométrique des sables moghrébiens d'El Maasser.



Du point de vue chronostratigraphique deux hypothèses ont été émises pour tenter de situer le Moghrébien par rapport au Pliocène ancien ou inférieur. La première considère les

formations moghrébiennes comme un Pliocène régressif ou Pliocène supérieur. C'est notamment les tendances de Gigout, 1956; Lecoindre, 1963. La seconde hypothèse (Choubert, 1965; Biberson, 1971) estime que le cycle moghrébien représente en réalité le premier maximum transgressif indépendant enregistré pendant les premiers temps quaternaires. De ce fait il est en quelque sorte contemporain du Calabrien d'Italie, mais sans qu'il lui soit, du point de vue faune, identique ou même comparable.

L'extension des dépôts moghrébiens a été également, en gros, précisée et devrait correspondre à la limite orientale de la mer pliocène. Malheureusement aucun affleurement-témoin visible ne permet de retracer avec certitude la limite exacte de l'océan moghrébien. A titre d'hypothèse, on peut penser, toutefois, que les formations moghrébiennes peuvent réapparaître dans le vallon d'El Maasser en remontant l'Irhzer El Aarba, comme cela a été envisagé par Ambroggi, 1963 et Weisrock, 1980. Cependant il conviendrait pour pouvoir trancher à ce sujet, de prendre en compte des faits observés sur le terrain notamment à propos des formations probablement moghrébiennes situées à 350m d'altitude près de Talourhacht (à environ 500m à l'Ouest en remontant l'Irhzer El Aarba); dans les Iben Aïden, à 240m d'altitude, au voisinage de la piste qui mène vers le village d'Askouti ou encore près du douar Ben Ijguerra. Ces faits se résument ainsi:

-L'anticlinal de Tagragra, dans lequel ces dépôts ont été suspectés, a été ébauché, on l'a vu, durant la phase tectonique anté-pliocène. Ceci est vraisemblable compte tenu de l'absence d'affleurements miocènes et de la discordance majeure qui différencie les dépôts maestrichtiens de ceux oligocènes. De ce fait, peut-on imaginer la mer moghrébienne transgressant au-delà de l'axe de la voûte anticlinale de Tagragra et déposant ensuite les conglomérats et sables moghrébiens?.

-Dans ces formations, le faciès que l'on a tendance à rattacher au Moghrébien apparaît sous la forme d'une puissante dalle (dalle lumachélique) alors que les sables, qui clôturent ailleurs la série moghrébienne, y font défaut. Autrement dit, peut-on supposer ces témoins comme moghrébiens sachant que ce serait plutôt des dépôts de plage que l'on devrait observer?.

-A une centaine de mètres environ au Nord de l'endroit de la coupe d'El Maasser, en longeant la rive droite de l'Irhzer El Aarba, une coupe bien visible montre une formation continentale peu épaisse composée de conglomérats déposés en vrac. Au sommet prend place un recouvrement calcaire très mince alors qu'à la base, des marnes jaunes maestrichtiennes sont ravinées par ces dépôts. D'où une preuve supplémentaire sur l'absence des dépôts marins à l'intérieur du vallon d'El Maasser.

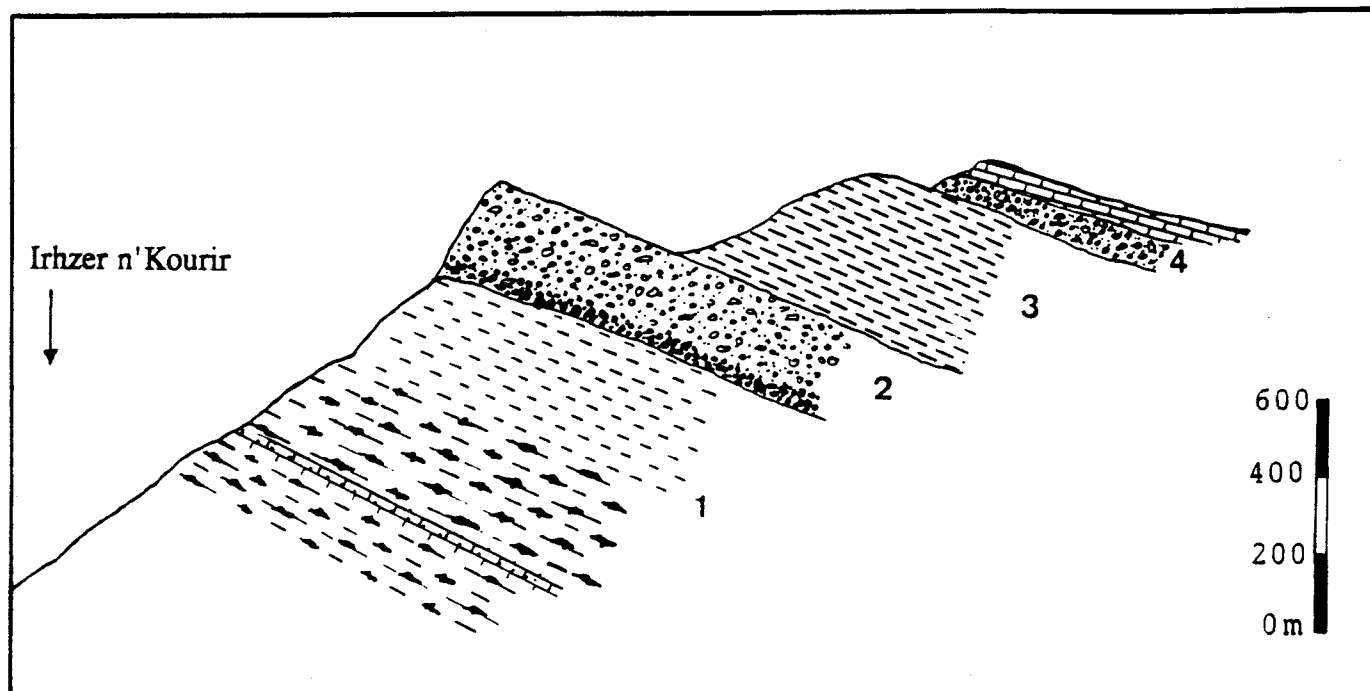


Figure 24: coupe montrant l'absence des dépôts pliocène marin et moghrébien au pied du Tagragra.

- 1 Marnes et calcaires siliceux sénoniens.
- 2 Conglomérat à éléments plus ou moins arrondis et mal cimenté. A la base il forme un banc très consolidé.
- 3 Formation marneuse de couleur rose.
- 4 galets peu consolidés riche en matrice calcaire recouverts par une épaisse croûte calcaire.

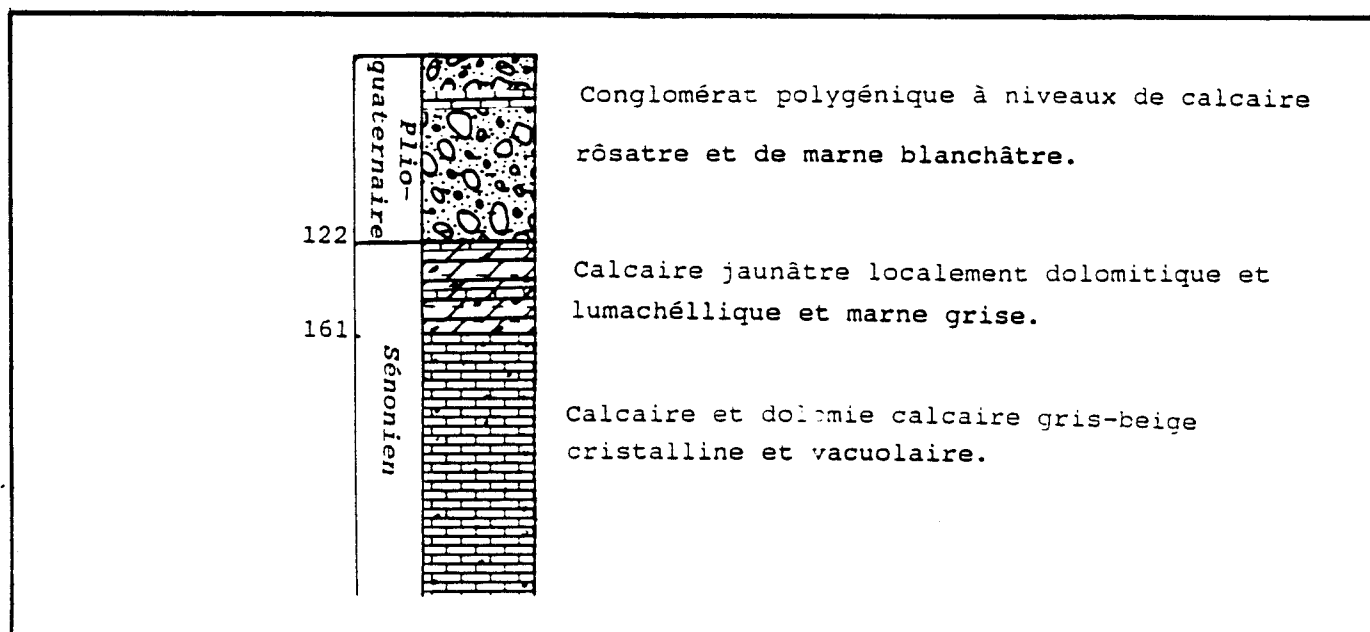


Figure 25: Sondage d'El Gounna (D'après la Direction d'Hydraulique d'Agadir).

En tout état de cause, j'ai parcouru le flanc nord du Tagragara dans le but de déceler l'existence des formations moghrébiennes qu' on a supposé être conservées dans certains endroits, mais ceci n'a donné lieu à aucune découverte nouvelle.

En revanche vers l'est Ambroggi (1963) avait défini la limite orientale avec précision "puisque'on peut suivre le Moghrébien de la côte atlantique jusqu'à l'Irhzer El Aarba après quoi il devient continental". A trois kilomètres vers l'Est au pied du Tagragra les dépôts marins disparaissent et on ne rencontre qu'un faciès continental varié qui repose sur les marnes et calcaires sénoniens (fig 24). Plus à l'est encore dans la région d'El Gouna, située à la même latitude qu'El Maasser un sondage de plusieurs dizaines de mètres révèle l'absence des formations moghrébiennes. Ce sondage, effectué sur la rive droite de l'oued Issen non loin de la confluence avec l'oued Souss au point des coordonnées ($x=127,0$; $y=388,7$; $z=106$; feuille d'Ademine à 1/50 000, figure 25), montre déjà la dominance d'un faciès continental franc qui repose immédiatement sur les calcaires et marnes créacés. La transgression moghrébienne représente donc une extension d'une dizaine de kilomètres sans qu'elle dépasse le site actuel d'El Maasser.

3) Formations dites "Villafranchiennes".

En tenant compte des résultats obtenus lors du Colloque sur le "Villafranchien" en Méditerranée organisé à Lille en 1982 et conformément aux souhaits de ses participants, nous étudierons dans ce paragraphe le terme "villafranchien" non pas en tant qu'étage géologique mais comme un complexe paléontologique durant lequel la morphogenèse présente une richesse en événements de toutes sortes (Lhénaff, 1983) (tectoniques, stratigraphiques, morphologiques.etc).

Mais l'interférence et l'ambiguïté de ces facteurs posent le plus souvent des contraintes cruciales pour la reconstitution de la morphogenèse "villafranchienne". Cependant, tout en manifestant cette prise de conscience du problème, il paraît que l'emploi du terme "Villafranchien" soit utile et uniquement à titre de désignation. En effet, dans le bassin du Souss en général, les études ne sont pas suffisamment avancées en comparaison avec d'autres régions du Maroc, à cet égard, pour que l'on puisse abandonner ce terme et, par la suite, suggérer une terminologie alternative. En revanche, on va essayer en premier lieu de dégager les caractères généraux du cycle "villafranchien" dans notre domaine d'étude et présenter ensuite les différents résultats obtenus en vue d'établir un essai de synthèse dont le but serait de le situer au sein des domaines marocains.

Ce sont en fait les dépôts correspondant au troisième cycle sédimentaire depuis le début du cycle marin pliocène. Ils représentent un faciès entièrement continental. La même coupe d'El Maasser plus détaillée en ce terme présente de la base au sommet les niveaux suivants:

-un faciès argilo-calcaire de couleur rose plus ou moins altéré par endroits coupé de petits bancs d'éléments lithiques très variés généralement de petites tailles.

-Une formation conglomératique de 12m d'épaisseur comportant à la base des éléments calcaires de très petites tailles et d'aspect bréchoïde à ciment terreux gris-blanc et quartz bipyramidés.

-Marnes gréseuses rose ravinant sur une frange de 5m la formation précédente et contenant des petits bancs conglomératiques à silex. L'ensemble devenant plus conglomératique vers le Nord et à partir de la base présente une épaisseur de 15m environ.

-Un poudingue très consolidé repose en discordance sur le faciès marneux. Il comprend des éléments grossiers pour l'essentiel barriolés et pris dans un ciment gréseux .

-Au sommet de la série un faciès de marnes roses conglomératiques.

L'analyse granulométrique de ces dépôts n'a pas été effectuée; soit la matrice présente des pourcentages excessifs en calcaire soit qu'elle est fortement consolidée. Partiellement on a essayé de combler ces lacunes en procédant à l'analyse des argiles de quelques échantillons plus significatifs prélevés dans les formations marneuses.

En général, les poudingues sont composés de galets exclusivement calcaires issus des formations jurassiques et crétacées du bassin-versant de l'Irhzer El Aarba avec quelques petits fragments de silex provenant probablement de la barre siliceuse turonienne. L'ensemble présente un amalgame d'éléments hétérométriques variant entre 2 et 20 cm sans granoclassement particulier.

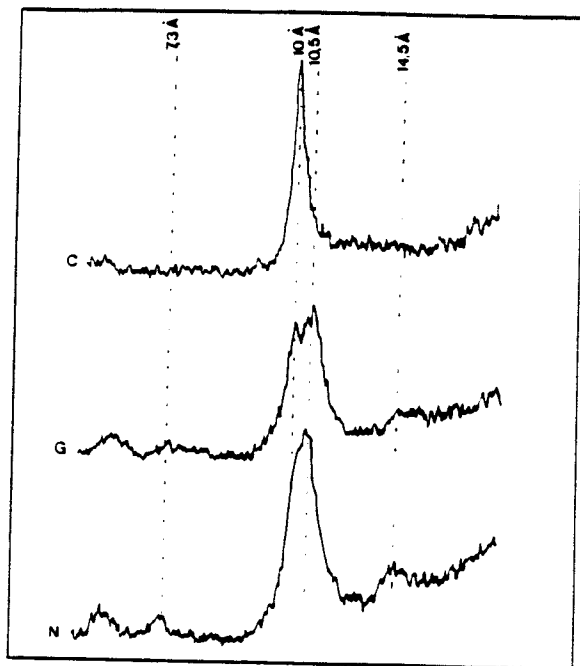
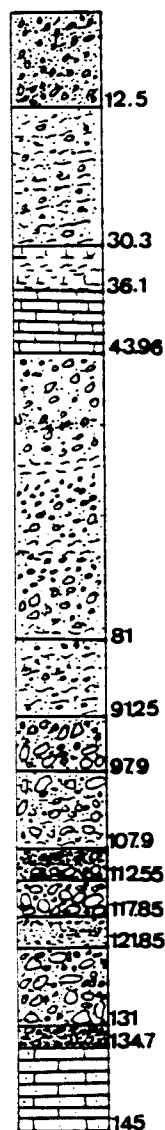


Figure. 26: Diffractogrammes des Rayons X de la formation marneuse du sommet du "Villafranchien" d'El Maasser.

En revanche, pour les marnes la proportion du calcaire est de 28,35% à la base tandis qu'en formation marneuse du sommet elle s'élève à 60,60%. Le cortège argileux, déterminé au laboratoire de Géochimie et de Sédimentologie de Lille I, révèle le caractère détritique de quelques minéraux et la néoformation des autres. En effet, l'illite représente 40%, la palygorskite 35%, la smectite 20% et enfin 5% de kaolinite. Au sommet de la série (fig 26), la palygorskite constitue la majeure partie de la phase argileuse avec environ 70%, l'illite représente 25% et la kaolinite reste constante avec 5%. Par conséquent, ce cortège évoque un milieu confiné et riche en ions basiques.

A l'Est la rareté des coupes épaisses, suite aux faibles creusements des oueds, nous amené à faire appel à des forages effectués sur le piémont. Il faut toutefois signaler que l'ensemble de ceux-ci n'offrent que de minimes renseignements et manquent notamment des qualités essentielles pour l'utilité géomorphologique. Mais on se contentera tout de même ici de préciser grossièrement les grands ensembles détritiques plus ou moins individualisés. Le forage en question est situé au Nord-Ouest d'El Gouna aux coordonnées x:126, y:388,50; on trouve du haut au bas les formations suivantes:



-Quaternaire:

0-12,50: Formation conglomératique à ciment terreux,

30,30: marnes sableuses avec galets,

-Pliocène continental:

36,10: calcaires et marnes,

43,96: calcaire dur,

81,00: conglomérats, marnes, conglomérats avec passages de marnes, galets et gravillons,

91,25: marnes sableuses avec graviers et quelques galets,

97,90: gros galets,

107,90: conglomérat à gros galets et marnes,

112,55: conglomérat à gros éléments, sables et graviers,

117,85: blocs et galets,

121,85: graviers, sables et argiles,

131,00: conglomérat avec blocs et galets,

134,70: conglomérat avec blocs et galets, silex et sables,

-Sénonien:

145,00: calcaires marneux jaunâtres.

Ce forage montre, entre 30,3 et 134,7m, un faciès franchement détritique diversifié caractérisé le plus souvent par des dépôts grossiers. La subdivision de cette série est difficile à établir puisque, chronostratigraphiquement, elle n'est pas datée. Par ailleurs, le faciès conglomératique où se mêlent graviers sables et marnes rend les limites entre les séquences sédimentaires franches invisibles. On peut dire que c'est la transformation sensible et complète en sédiments continentaux de la coupe d'El Maasser située sur le même parallèle où, inversement, le Pliocène et le Moghrébien étaient encore marins. D'où, la rattacher au Pliocène continental paraît moins aléatoire.

III) CONTEXTE PALEO GEOGRAPHIQUE DES DEPOTS NEOGENES:

A partir des données fournies par les dépôts néogènes on peut esquisser grossièrement le contexte paléogéographique du Pliocène inférieur au "Villafranchien".

Durant la première phase du Pliocène inférieur, sous l'effet de la subsidence, la mer occupe une frange de la bordure sud du Haut Atlas occidental sous forme d'une sorte de chenal, hérité de l'ancien golfe atlasique, et qu'on a appelé par convention le "golfe d'Agadir". Ce dernier est limité au nord par les bombements de la bordure méridionale du Haut Atlas en voie de surrection. Au Sud sa limite correspond approximativement au Nord de l'emplacement actuel de l'oued Souss (fig 27). La mer pliocène dépose alors des grès à faunes néritiques alternant avec des conglomérats et des sables et atteignant la puissance maximale de 500 m. Ambroggi (1963) considère ce faciès comme Plaisancien typique du bassin méditerranéen.

Dans *la seconde moitié du Pliocène*, on note l'absence de faciès rapporté à l'étage astien qui se manifeste à l'Ouest (dans la région de Tildi) par l'apparition des calcaires coquilliers, des grès et des sables à faune plus littorale qui se sont déposés suivant une bande côtière très étroite proche du littoral actuel et non soumise à la subsidence. Par contre à l'Est les sédiments marins perdent leurs caractères faciologiques et leur puissance et passent rapidement à un cordon littoral, puis à des conglomérats continentaux.

Le Pliocène marin du Souss présente un cycle sédimentaire complet, compris entre deux discordances. Il est sans doute le mieux caractérisé de l'ensemble du Maroc par sa puissance, sa riche faune marine, son cycle bien individualisé et la présence de discordances bien datées qui éclairent l'histoire orogénique marocaine aux temps néogènes. Sa puissance peut atteindre près de 750 m aux limites ouest du bassin.

Le cycle moghrébien (Pliocène supérieur) représente la dernière transgression des temps néogènes. A l'image du Pliocène inférieur la mer moghrébienne emprunte le même

chenal jadis occupé par le golfe pliocène. Mais on ne saurait affirmer quelle est l'extension du Moghrébien par rapport au Pliocène. Ambroggi (1963) souligne qu'il était déjà moins étendu et moins profond que celui-ci en raison de la puissance totale des sédiments qui n'excède jamais 10m et se réduit le plus souvent à 1 ou 2m. Par contre Weisrock (1980) considère que, pendant le Moghrébien, l'extension de l'océan est maximale. Certes, le faciès moghrébien montre une variation brutale issue probablement d'une crise tectonique qui a pour conséquence le passage d'une sédimentation fine sur une longue période à une sédimentation grossière de courte durée, mais la présence à la base comme au sommet de traces d'argiles rouges détritiques et la présence de coquilles brisées ne révèle-t-il pas déjà des influences continentales. Par conséquent, les témoins raccordés au Moghrébien dans l'arrière-pays d'El Maasser, dans le Tagragra, restent hypothétiques, notamment au point de vue stratigraphique puisqu'ils surmontent dans ces endroits en discordance le Crétacé supérieur. En plus, le Moghrébien ici ne présente pas les mêmes analogies de faciès: il est bien différencié à El Maasser et confus en arrière-pays sous forme d'une dalle lumachéllique.

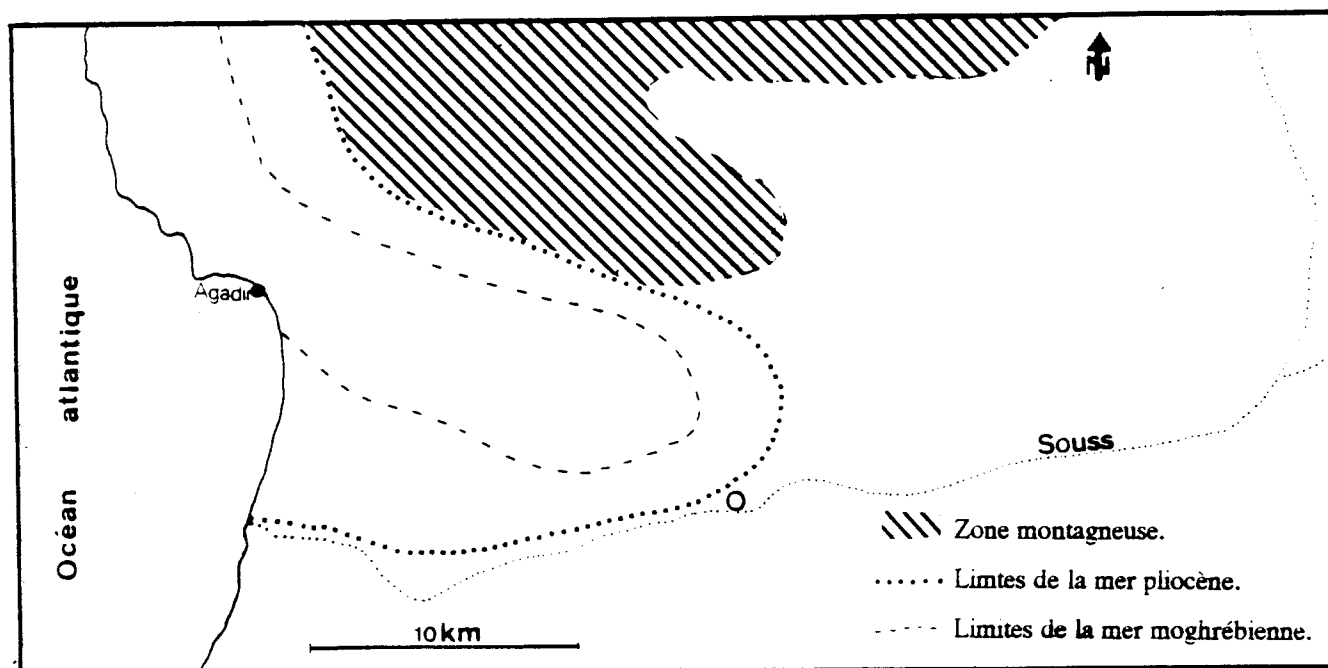


Figure.27: Le golfe d'Agadir pendant le Pliocène et le Moghrébien.

En tout état de cause, il semble que la mer moghrébienne s'est avancée à l'intérieur du continent d'une dizaine de kilomètres vers l'Est jusqu'à la limite d'El Maasser. Mais

aussitôt une crise tectonique de moindre ampleur repousse la mer vers l'Ouest comme l'atteste la faible discordance angulaire de 10° S entre les sables moghrébiens et la formation marneuse "villafranchienne". A l'Est la morphogénèse continentale l'emporte par la mise en place des sédiments continentaux attribués en bloc au "Villafranchien".

Par rapport aux travaux sur le Moghrébien de Casablanca menés par Brébion (1978) ou ceux de Wernli (1978) dans la région de Rabat et qui ont permis d'attribuer ce cycle, notamment sa base, à l'étage messaoudien suite au prélèvement de faunes planctoniques identiques l'essai de corrélation avec les dépôts moghrébiens mis en évidence à El Maasser paraît ici moins évident. D'abord le contexte topographique non seulement d'El Maasser mais aussi de l'ensemble du Haut Atlas occidental correspond à des niveaux plus déformés que sur la Méséta. A El Maasser, cette déformation est équivalente d'environ 240m par rapport au niveau marin actuel et se prolonge à plus de 300 m sous les alluvions continentales du piémont. Ceci traduit donc un soulèvement principal du bâti atlasique dont les principales conséquences se sont manifestées par un début de creusement des vallées. Par ailleurs, du point de vue faunistique, et comme ceci a été souligné par Weisrock et Rognon (1977) "il s'agit (dans la plupart des cas) d'une lumachelle très zoogène, malheureusement très concassée, mais où la faune de Gastéropodes recueillie a déjà un caractère moderne (Quaternaire ancien)".

A la différence des deux cycles précédents, le "*Villafranchien*" représente un faciès entièrement continental encadré par deux discordances: la première entre les sables moghrébiens et les marnes conglomératiques, la seconde entre le sommet de la série et les poudingues quaternaires. La coupe d'El Masser montre en réalité un "Villafranchien" dans son terme supérieur.

A l'Est les charges détritiques, souvent conglomératiques, affleurent sous forme d'une dalle composée de conglomérats de grande taille. On peut suivre ces affleurements à partir du revers Nord du Tagragra en longeant l'Assif n'Taguenza; aux abords de l'oued Souss, de la localité de Tagadirt jusqu'aux buttes d'Aknibich et Tamlalt vers l'amont. Dans ces endroits les terrasses limoneuses du Souss et celles de l'Irhzer n'Kourir et de Taguenza se trouvent emboîtées dans cette formation.

Ces faits observés sur le terrain nous autorisent à distinguer deux étapes concernant la genèse de l'ensemble du piémont:

-Une première où le piémont Ouest était occupé par la mer moghrébienne, dont le faciès est de caractère plutôt marin que continental, alors que le piémont Est connaissait déjà des épandages alluviaux sous forme de larges cônes de déjection.

-Une seconde marquée par le début de la sédimentation continentale "villafranchienne" sur l'ensemble du piémont ouest après le départ définitif de la mer moghrébienne dans la partie ouest.

Cette dernière étape fut marquée par le déclanchement d'une ablation considérable. Elle a provoqué et engendré presque partout un cycle de démantèlement de la chaîne et de remblaiement dans le bassin du Souss. Nous retrouvons au pied de l'Atlas les témoins de la glyptogénèse comparables à ceux décrits dans les Aurès par Ballais (1980) sous forme de conglomérats à gros galets mal cimentés et même parfois dépourvus de ciment ou matrice. Des sondages effectués dans certains endroits sur le piémont Est prouvent cet aspect de la sédimentation "villafranchienne". Ces dépôts évoquent donc des cônes de déjection bordant le relief atlasique déjà en phase de démantèlement. Parmi les éléments figurés dominant très nettement les galets calcaires, ce qui montre que le cœur des anticlinaux principaux, constituant les hautes crêtes était déjà attaqué par l'érosion. Le bassin d'Ameskroud et celui de l'Assif n'Taguenza commençaient déjà à s'individualiser nettement à cette époque par rapport à celui de l'Irhzer El Aarba.

IV) SIGNIFICATIONS TECTONIQUES:

L'analyse des déformations subies par les dépôts néogènes révèle la continuité des mouvements tectoniques compressifs qui ont pour conséquence le soulèvement de la chaîne atlasique. Leurs effets se sont manifestés par le plissement de la bordure sud du Haut Atlas accompagnée d'une série de discordances qui témoignent de l'ampleur tectonique. Par ailleurs la poursuite de la subsidence a pour résultat la formation du golfe d'Agadir.

*La première discordance est produite par le soulèvement du Haut Atlas accompagnée par l'exode de la mer vers l'Ouest où elle occupe encore le golfe d'Agadir. Ses effets se manifestent par le plissement de la bordure méridionale tandis que sa partie ouest s'incline vers l'Ouest permettant l'avancée de la transgression pliocène vers le continent. Cette transgression se marque par une discordance angulaire avec le substratum oligocène ou antérieur (Sénonien). On ne dispose pas d'arguments solides pour confirmer si elle correspond à la phase vindobonienne du Rif notamment en l'absence de Miocène visible aux affleurements. Ceci justifie bien l'adoption du terme "anté-pliocène" par les auteurs pour définir l'orogénie atlasique.

*La seconde discordance survient à la fin du Pliocène inférieur à l'issue de mouvements qui ont agi principalement sur les bordures de la chaîne et plissé le Pliocène ancien de plus de 60°, créant en même temps le golfe d'Agadir. Cette phase est responsable

de la mise en place de l'anticlinal de Tagragra qui s'est accompagnée d'une série d'accidents et failles qui ne feront que s'accroître ultérieurement. Mais le fait le plus marquant demeure le déversement de la partie supérieure du pli de Lgouz.

*La troisième discordance a suivi la dernière transgression, celle du Moghrébien, et a repoussé la mer vers l'Ouest. Cette discordance n'excède pas 10° entre les sédiments moghrébiens et les marnes et conglomérats susjacents (attribués en bloc au "Villafranchien") du moins jusqu'aux endroits où elle passe vers l'Est à des sédiments continentaux.

La fin du "Villafranchien" fut aussi marquée par une phase tectonique qui a été décelée partout dans le Haut Atlas et notamment dans les zones de piémont. De faible amplitude qu'elle soit elle traduit néanmoins un soulèvement d'ensemble. Elle est directement responsable des déformations subies par les sédiments déposés en bordure de la chaîne sous forme de flexure. De même elle a achevé la formation de l'anticlinal de Tagragra et a fait rejouer les failles d'Agadir Lhrazi et de Tahboust. On verra que ces manifestations tectoniques vont se poursuivre jusqu'au Quaternaire sous forme de mouvements tardifs.

CHAPITRE II: LES FORMES STRUCTURALES

Les principaux paysages structuraux s'intègrent en général dans cette catégorie. Les plis, malgré leur faible ampleur et leur déblaiement par l'érosion, commandent la plupart des dénivellations. Les failles et cassures dont on peut déceler quelques unes à partir des photographies aériennes ont une influence directe sur le relief. Enfin on peut citer également quelques autres formes que l'on peut ranger comme formes secondaires ou associées; combe, cluse, crête ou crêt.

D) LE PLI DU LGOUZ:

Il présente un cas original du fait que sa moitié occidentale est déversée au Nord et la moitié orientale déversée au Sud. Cette disposition structurale a engendré une combe anticlinale divisée en deux sous-bassins hydrographiques. Ici il ne s'agit pour nous que de la moitié orientale où le Lgouz apparaît comme un demi-pli qui reflète, néanmoins, par sa géométrie une intense tectonique. Par conséquent son flanc sud est plus redressé qu'au Nord. Sa terminaison Sud-ouest diminue d'une façon importante et finit par disparaître sous les formations continentales quaternaires.

A) Un pli faillé:

Les failles et différentes manifestations tectoniques n'ont été que brièvement décrites par Ambroggi (1963). Le travail sur le terrain et l'analyse des photos aériennes ont permis de les cartographier. Généralement elles apparaissent peu nombreuses et parfois avec des faibles rejets.

Deux failles principales affectent le pli de Lgouz (fig 28):

-Faille d'Agadir Lhrazi; située à l'Ouest d'Askouti. Elle traverse le pli suivant une direction NE-SO. Dans sa partie méridionale elle semble se rattacher à un autre accident orienté E-O reconnu auparavant sous le nom de l'accident sud-atlasique (P. et L. Russo, 1934; Ambroggi, 1963). Cette faille décroche les barres subverticales des calcaires dolomitiques du Callovo-Oxfordien au Turonien. Une telle disposition est masquée par ce que Ambroggi (1963) a appelé "le décoiffement d'Agadir Lhrazi". En effet, à la limite de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur des barres calcaires sont régulièrement ondulées selon des axes N 110° perpendiculaires à la ligne du pendage. Il en résulte la présence d'énormes éboulis fragmentés recouvrant une partie des versants et mis en relief par l'incision linéaire. Ce phénomène s'explique par de simples glissements subactuels très localisés, d'origine gravitaire c'est à dire des "collapses". Mais il est aussi probable que le rejeu de la faille d'Agadir Lhrazi est en grande partie à l'origine de ces glissements spectaculaires.

-Une seconde faille qu'on appelé "faille de Tahboust" à l'Est. Elle affecte le

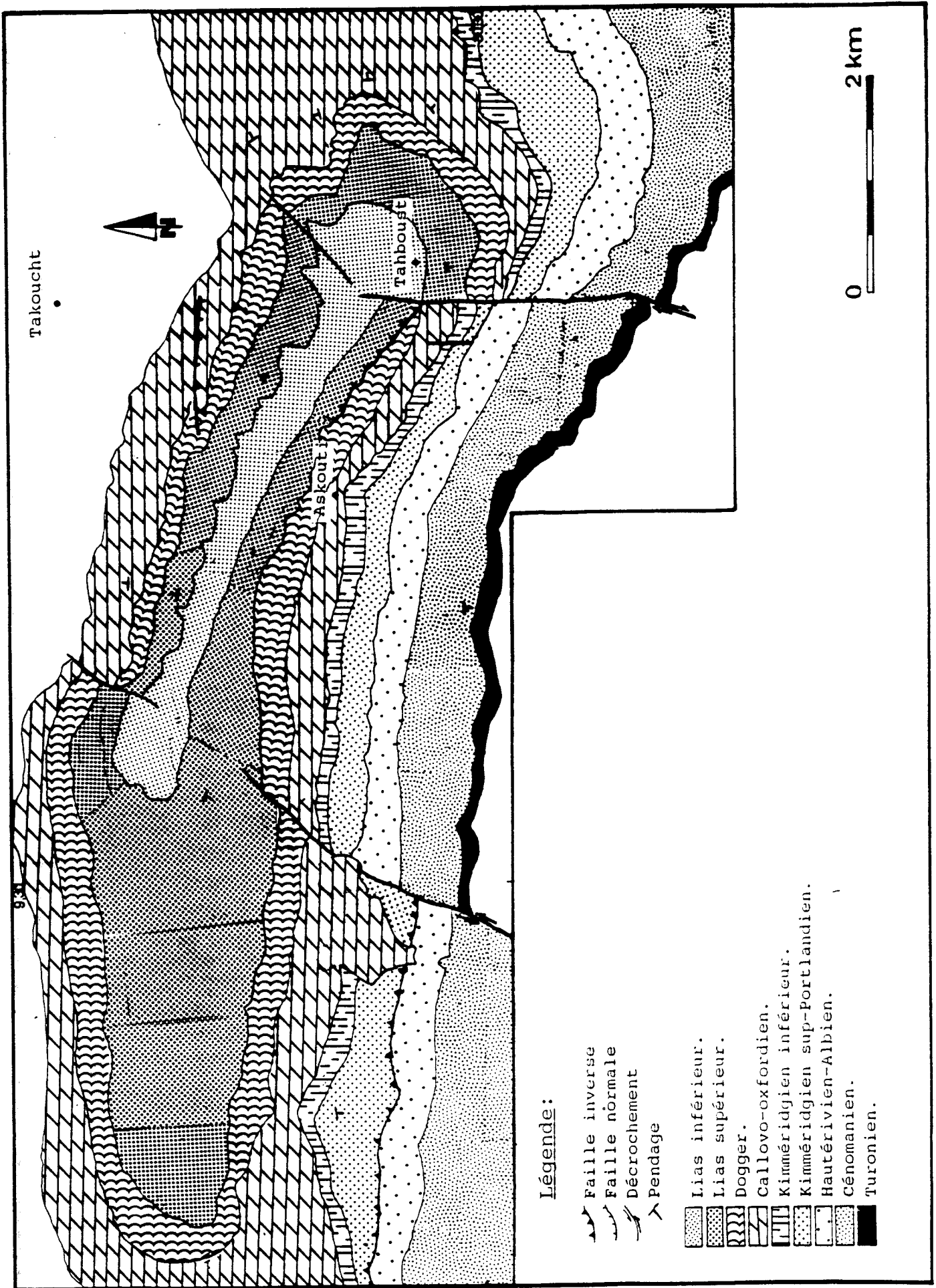


Figure.28: Croquis morphostructural du Jbel I-gouz.

flanc sud de l'anticlinal prenant une direction SSO-NNE. En décrochant la barre massive turonienne, elle s'oriente ensuite N-S. A la limite du Lias supérieur et du Dogger, elle est reliée par un petit décrochement de type faille inverse.

Ces deux failles correspondraient certainement à autant de décrochements senestres produits par la torsion du flanc de Lgouz.

D'autres cassures de faibles rejets affectent le Nord du bassin et décrochent successivement le Lias inférieur, supérieur et le Dogger avec une direction générale SO-NE. Par ailleurs une autre faille inverse située au nord de l'anticlinal affecte la série callovo-oxfordienne et les marnes du Dogger.

Mais le fait le plus remarquable demeure dans la réduction progressive du Dogger de l'Ouest vers l'Est du Lgouz. En effet, sur le flanc sud de l'anticlinal, depuis Agadir Lhrazi on assiste à une diminution en épaisseur de la couche du Dogger. En contre partie de cette réduction on observe le déversement du flanc de plus en plus accentué. Aux endroits où le déversement est maximum, la puissance du Dogger est très faible. A Tahboust, elle n'est que de quelques mètres alors qu'elle atteint plus de 150 m sur le flanc nod-ouest. Cet amincissement s'explique par le comportement des sédiments du Dogger caractérisés par des marnes tendres qui manifestent un haut degré de souplesse aux fortes contraintes. En plusieurs endroits dans le secteur des Ida ou Tanane, Ambroggi (1963) avait observé ce phénomène et conclu que le Dogger a joué le rôle "d'amortisseur" créant ainsi une disharmonie locale des plis de part et d'autre des formations.

B) Formes et modelés:

En ce qui concerne les formes structurales, le modelé de dissection et de remblaiement issu de l'érosion linéaire domine largement. Le début de la période de creusement, malgré l'absence totale de surfaces d'érosion et de dépôts corrélatifs en montagne, semble avoir commencé durant les temps post-pliocènes consécutifs au début du creusement des anticlinaux et notamment après le déversement vers le sud lors du basculement d'ensemble.

Dans le Jbel Lgouz le modelé de dissection est l'oeuvre de l'Irhzer El Aarba l'Assif n'Taguenza et leurs affluents. Le bassin-versant de ces deux cours d'eau prend naissance dans sa combe dont l'allure générale reflète les conditions structurales. On note en particulier une répartition des unités lithologiques qui juxtaposent en une mosaïque complexe les secteurs de roches tendres et résistantes. L'érosion est localisée le long des vallées les plus creusées à la suite du processus d'évidement, alors que sur les versants à forte pente la morphodynamique est partout visible, se manifestant sous la forme de ravines

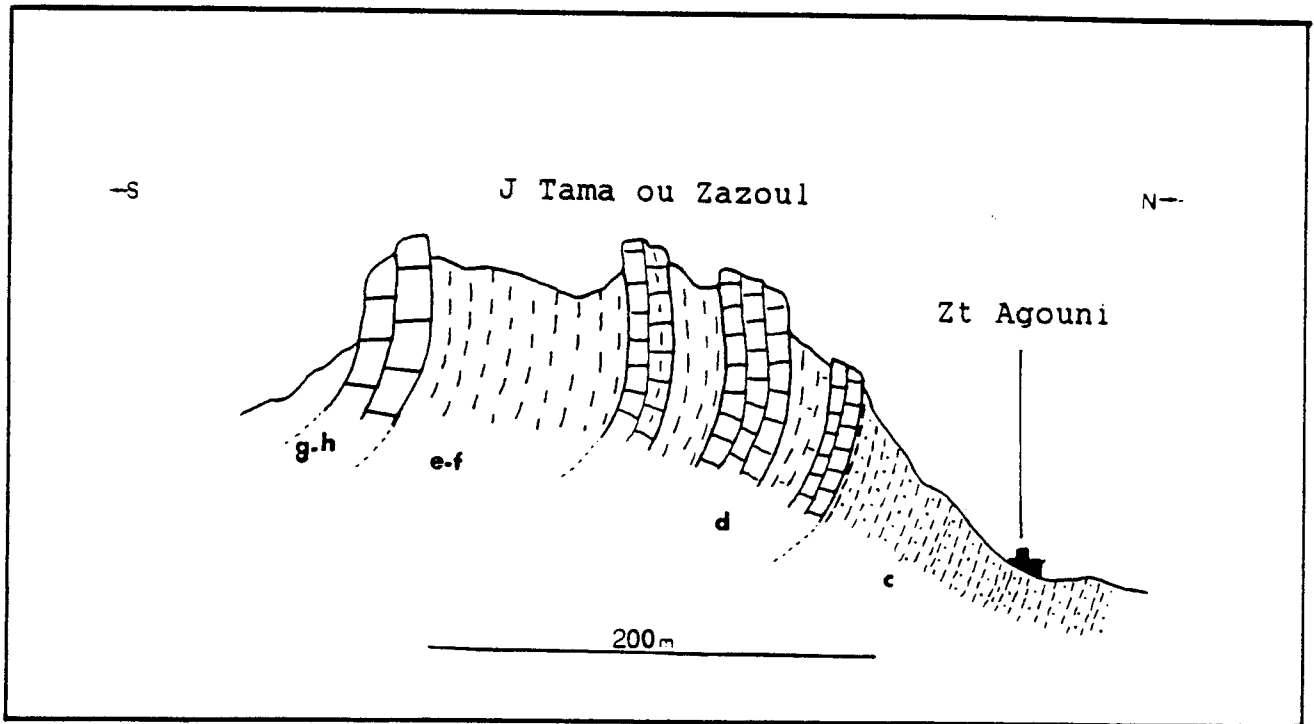


Figure.29: Exemple de crêtes dédoublées de Tama ou Zazoul.

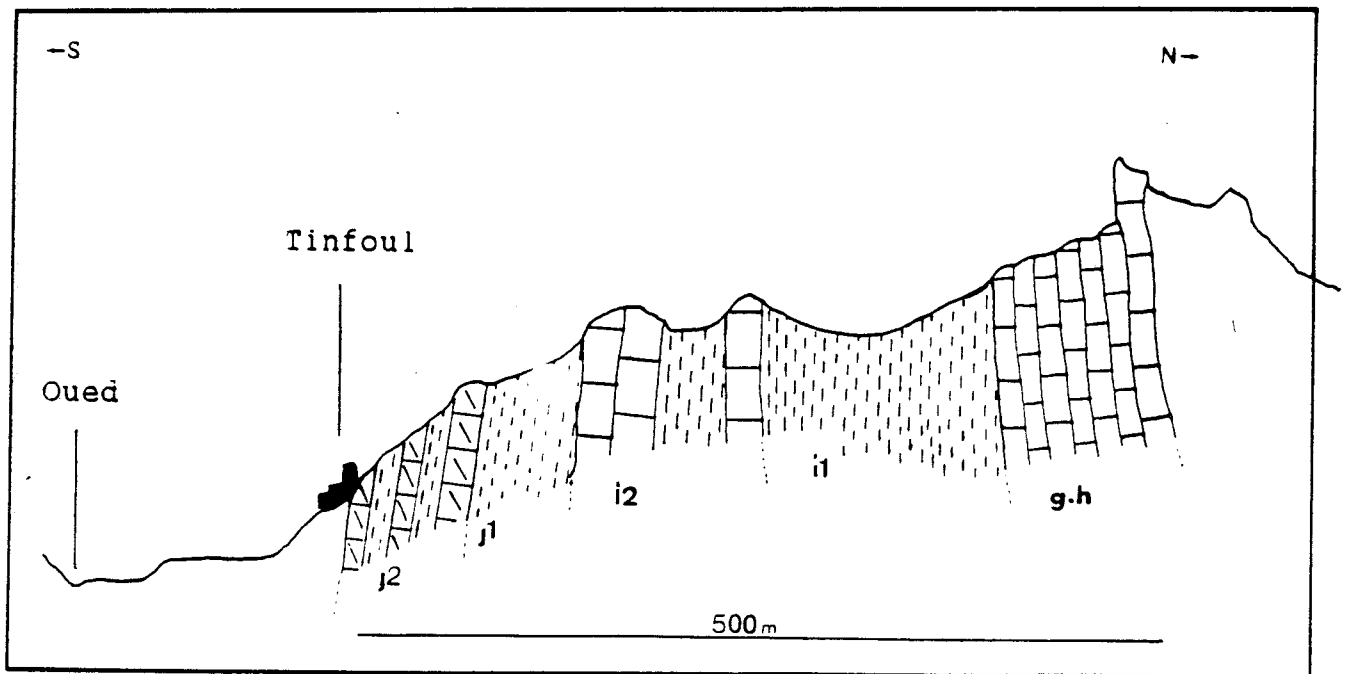


Figure.30: Coupe dans la région de Tinfoul montrant une succession de roches tendres et résistantes.

et ravins profonds. Le déblaiement a excavé une combe d'environ 600 m en contrebas de la barre callovo-oxfordienne qui constitue la limite septentrionale du bassin. Cette combe est dominée au nord par le crêt callovo-oxfordien qui surmonte les grès du Dogger. La paroi est une longue pente concave avec, dans certains endroits, quelques apparitions timides de calcaires dolomitiques sommitaux du Lias. Les éléments les plus résistants se manifestent en alignements de crêts discontinus autour de l'anticlinal. En effet, une série de cluses sculptées dans des barres de calcaire massif se succèdent de l'amont vers le débouché de l'Irhzer El Aarba à Imi n'Tarhzout. Ils correspondent respectivement aux barres calcaires callovo-oxfordienne, barrémienne et turonienne. La plus caractéristique de ces cluses est celle d'Askouti façonnée dans la barre calcaire callovo-oxfordienne et recoupée par l'Irhzer El Aarba de 5m de large et de 10 à 15m de long surplombant l'Irhzer avec une "muraille" verticale puissante de plus de 45 m (Planche 1/b hors texte).

Vers l'Est les crêtes et crêts apparaissent plus ou moins parallèles entre elles, plus rigides et orientés généralement N-S. Seulement ici ces formes sont taillées dans des calcaires rauraciens-séquaniens et calloviens donnant lieu à une succession de barres subverticales de plusieurs dizaines de mètres (Fig 29). Par endroit, comme le cas de Tama ou Zazoul ou vers l'Est encore, ils se dégagent sous forme de dédoublement de crêts (Fig 30) qui dominent les fonds des vallées et vallons avec des versants raides.

II) LE PLI DU TAGRAGRA:

Le Tagragra apparaît comme pli en dôme disposé ONO-ESE bordé au nord par le synclinal des Aït Abbès et limité au sud par la flexure sud-atlasique qui ceinture l'anticlinal. Par rapport à Lgouz, le Tagragra se différencie par une structure moins comprimée avec un mont dérivé entouré par une vaste combe anulaire plus nette et bordée de crêts concentriques successifs fragmentés en chevrons (Planche 2/a hors texte). Le fait de passer d'une structure déversée à Lgouz à une forme de dôme dans le Tagragra traduit la complexité tectonique à cet endroit. En fait, il est fort probable qu'il s'agit bien d'un prolongement de plusieurs directions de poussées provenant du pli du Lgouz. La limite de ces contraintes se situe au flanc sud du Tagragra par le tracé de la flexure sud-atlasique sous forme de décrochement (Fig 31). A ce point de contact avec le piémont les couches se trouvent intensément redressées.

La dissymétrie relative des deux flancs (partie sud plus escarpée) semble exister avant même la mise en place des conglomérats blancs oligocènes. Ceci met en évidence une érosion importante et générale à la fin de l'Eocène. Weisrock (1980) note que le

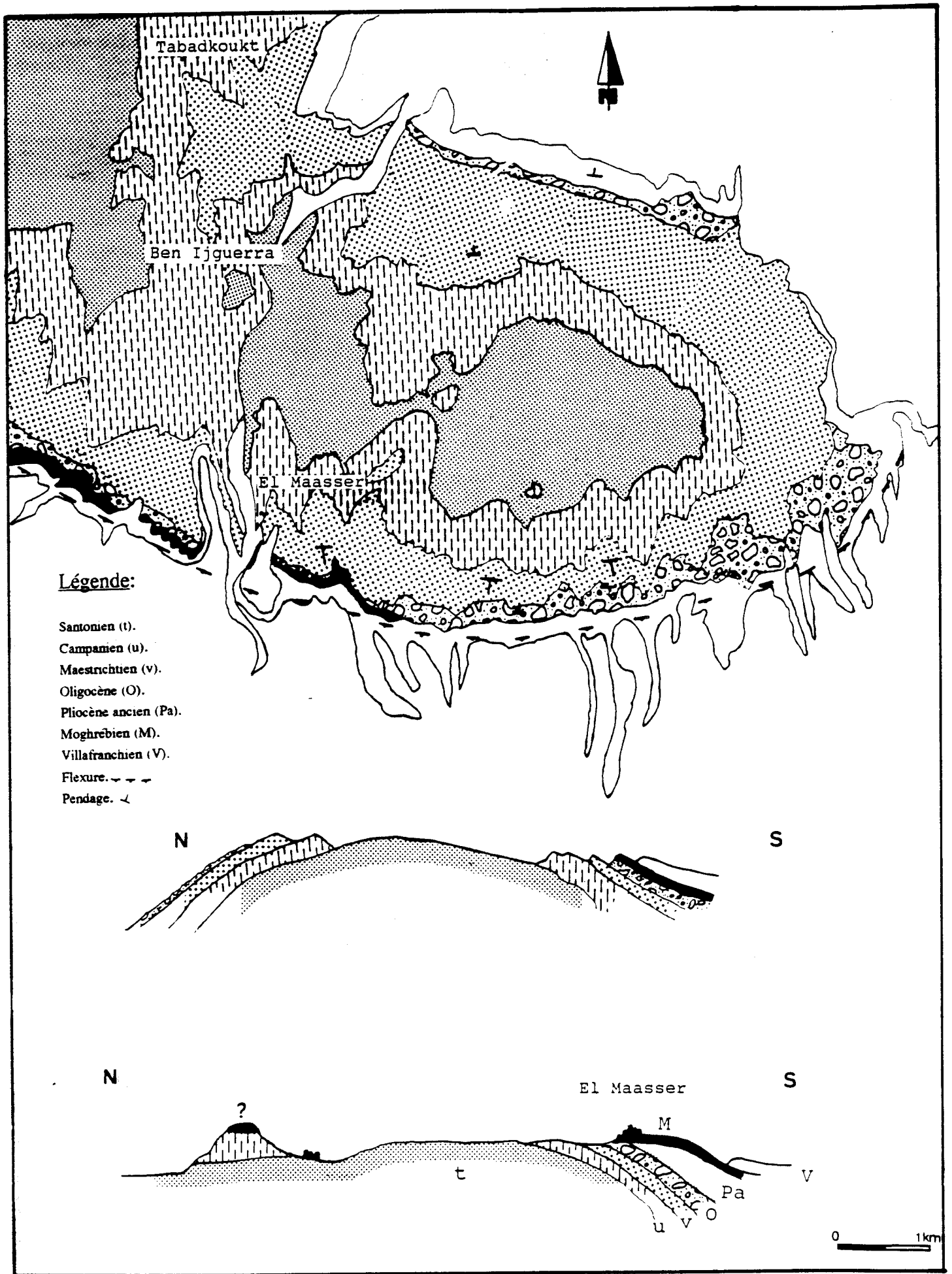


Figure.31: Croquis morphostructural de l'anticlinal du Tagragra.

conglomérat blanc repose en épaisseurs très variables, ce qui prouve bien l'existence déjà bien marquée de vallées à l'emplacement des cours d'eau actuel et le début de la genèse du relief à la fin de l'Eocène et qui s'est poursuivie durant l'Oligocène.

Ici, c'est également la lithologie qui conditionne la nature des formes malgré leur extension limitée. Le modelé de l'ensemble se manifeste par une érosion active concentrée sur les versants favorisée par une végétation très clairsemée. Les flancs de la combe du Tagragra paraissent avoir d'abord subi une régularisation puis les incisions du ruissellement qui défoncent ces versants réglés. Ce phénomène s'accroît d'autant plus facilement que l'impact anthropique est fort. Par ailleurs, l'érosion est liée à des pluies à caractère torrentiel provoquant une attaque sous forme de ravinements ou de décapage des sections supérieures des versants. Ceux-ci apparaissent comme de véritables plans burinés par le ruissellement sauvage sous forme de "griffes" (Planche 2/a hors texte).

Conclusion:

L'observation des dépôts néogènes de la bordure sud du Haut Atlas occidental montre les caractéristiques suivantes:

-L'importance d'une tectonique active qui a contrôlé constamment leur mise en place. Son effet est enregistré essentiellement dans la coupe d'El Maasser. C'est donc la poursuite des mouvements tectoniques compressifs et probablement l'activité de la subsidence. Par conséquent, contrairement aux dépôts marins mis en évidence dans la plate-forme littorale du Haut Atlas situés à 50 m par rapport au niveau actuel (et même parfois à 335m dans le plateau d'Aferni), le Pliocène marin ainsi que le Moghrébien se trouvent ici à environ 300m sous les formations "Villafranchiennes" et quaternaires.

-Les formations continentales ravinent à l'Est les dépôts contemporains marins pliocènes et moghrébiens.

-L'ampleur de la crise tectonique se confirme également durant le "Villafranchien" par le stock de matériaux livré par la montagne. A la base de ces dépôts se sont construits de grands cônes de déjection plus épais à l'Est et incorporés à la montagne à l'Ouest. La morphogénèse est marquée surtout par l'activité accrue des transports le long des grands cours d'eau, interrompue par des périodes plus ou moins calmes correspondant à une sédimentation fine issue du ruissellement diffus. L'analyse des assemblages argileux confirme ce caractère sédimentaire. En effet, l'abondance des palygorskites supposent une forte concentration en magnésium sous un climat qui tend à l'aridité alors que les illites qui constituent dans certains sédiments grossiers l'essentiel de la fraction argileuse témoignent d'une déstabilisation tectonique associée à des périodes "rhexistasiques".

**TROISIEME PARTIE: ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE
ET SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS QUATERNAIRES.**

CHAPITRE I: METHODES D'ETUDE



I) Echantillonnage:

Cette étude a fait l'objet de trois missions de terrains durant lesquelles ont été relevées une trentaine de coupes et récoltés environ 150 échantillons dans différents niveaux. Dans la première mission on s'est contenté de faire un relevé d'un maximum de coupes accompagné d'un travail purement descriptif tout en tentant d'élaborer des croquis géomorphologiques de l'ensemble du domaine étudié. La deuxième mission a porté principalement sur un échantillonnage systématique et plus précis dans les coupes déjà relevées. La dernière mission a consisté surtout à mener quelques observations de façon plus poussée dans le but de confirmer certains faits ou problèmes soulevés selon les résultats obtenus des différentes analyses.

II) Granulométrie:

Elle a porté principalement sur l'étude des grains dont la taille est entre 2 mm et 0,063 mm et leur répartition dans un sédiment. L'intérêt de l'analyse granulométrique est multiple: définition et représentation d'un échantillon de roche à l'aide de diagrammes, représentation de cet échantillon par des chiffres (indices de classement, d'assymétrie...etc) en vue d'une comparaison avec d'autres échantillons, précision sur l'origine d'un sédiment notamment les conditions de transport et de dépôt des particules qui le constituent. A partir de ces données on peut déterminer le milieu de sédimentation qu'il soit ancien ou actuel.

III) Dosage en CaCO₃:

La détermination des pourcentages en CaCO₃ a été effectuée sur tous les échantillons prélevés dans les différentes coupes. Ceci afin de mettre en évidence la variation des cortèges argileux en fonction de la variation de la fraction carbonatée. Nous avons utilisé un calcimètre de Bernard le plus fréquemment employé. Le taux de carbonate de calcium se calcule à partir de la formule suivante:

$$\% \text{ Ca CO}_3 = V/M*Q.$$

où:

V = Différence de volume avant et après réaction.

M = Masse de l'échantillon. Le plus souvent étant donné la forte effervescence lors d'un premier test, on a choisi une masse de 0,25 g.

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

Les techniques détaillées de la manipulation sont données par Vatan (1967).

IV) Analyse des particules à la Pipette de Robinson:

Cette méthode consiste à déterminer le pourcentage de particules de différentes dimensions égales ou inférieures 20 μm que contient la solution après sa sédimentation. Deux prélèvements ont été faits pour chaque échantillon afin de connaître le taux des argiles, limons et sables..

V) Morphoscopie:

Elle a été effectuée afin d'apporter quelques renseignements sur le mode de transport. Elle n'a intéressé que les grains de quartz. L'observation à la loupe binoculaire a été précédée d'une décarbonatation et attaque à l'eau oxygénée diluée pour éliminer la matière organique. On a distingué ici quatre types de grains: non-usés, émoussés-luisants, ronds-mats propres et ronds-mats salis.

VI) Diffraction des rayons X:

A) Principe

Le principe et les techniques d'étude des minéraux argileux par diffraction des rayons X ont été largement décrits par Holtzapffel (1985). Ici seules les grandes lignes seront présentées. Le principe est celui de la diffraction d'un faisceau de rayon X incident par un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg:

$$l = 2 d \sin \varphi.$$

l représente la longueur d'onde des rayons incidents.

d est l'espace interréticulaire du réseau de plans cristallins.

φ détermine l'angle d'incidence du faisceau sur les plans cristallins.

La variation de φ , 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.

B) 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 à anticatode de cuivre, d'un goniomètre et d'une chaîne de comptage reliée à un enregistreur.

Techniques de préparation des échantillons:

La diffraction des rayons X a pour but de déterminer les proportions des différents minéraux argileux présents dans la fraction granulométrique inférieure à 20 μm des échantillons (techniques des pâtes orientées). On parle, respectivement d'analyse qualitative et quantitative.

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

Au total 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 chloridrique N 15 suivie aussitôt par plusieurs centrifugations (2500 t/mn) afin d'éliminer l'excès d'acide.

Les échantillons riches en matière organique sont traités à l'eau oxygénée. Ils sont placés sur bain de sable à 70°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 100mn.
- Préparation des pâtes orientées après centrifugation de la suspension prélevée. Pour les échantillons trop pauvres en matériel argileux, on a utilisé la technique des agrégats orientés (Holtzapffel, 1985).

Trois diffractogrammes sont réalisés pour chaque échantillon:

- dans les conditions naturelles (N) (balayage angulaire de 2,5 à 28,5 $^{\circ}2\theta$).
- après, saturation par l'éthylène glycol sous vide primaire pendant 12 heures (G). Ce traitement a pour but de faire gonfler les smectites (et dans certains cas la vermiculite) et correspond au balayage angulaire de 2,5 à 22,5 $^{\circ}2\theta$.
- après, chauffage à 490°C pendant deux heures (C). 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 $^{\circ}2\theta$.

Un quatrième essai est nécessaire pour distinguer la chlorite de la kaolinite; c'est l'essai à l'hydrazine-hydrate.

C) Traitement des données

1) Analyse semi-quantitative:

Basée sur la hauteur et la surface des pics principaux de l'essai glycolé (G); 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 des 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) Indice de cristallinité:

- pour l'illite il correspond à la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å sur l'essai glycolé et est exprimé en $1/10.2\sigma$ (Kubler, 1966).

- pour la smectite il existe deux méthodes permettant d'évaluer l'état de cristallinité à partir de sa réflexion d (001) sur l'essai glycolé:

l'indice S correspond à l'angle d'ouverture, exprimé en degrés. L'indice de Biscaye: il correspond au rapport V/P où 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 (voir Hotzapffel, 1985).

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

VII) Observation en microscope optique:

L'observation de lames minces a fait l'objet essentiel des échantillons de croûtes calcaires et certaines formations de cônes de déjection. Elle permet principalement de déterminer les caractéristiques des microfaciès et ses éventuels rapports avec le milieu sédimentaire dans lequel elles se sont formées.

CHAPITRE II: ETUDE DES FORMATIONS QUATERNAIRES

Introduction

Après l'élaboration des grands traits structuraux durant le Tertiaire, l'évolution morphologique quaternaire a consisté principalement dans le dégagement progressif du relief qui a acquis un volume comparable à celui que nous connaissons actuellement. L'orogénèse post-oligocène a donné son volume à la chaîne que la morphogénèse a peu à peu dégagé de sa couverture originelle. Les mouvements tectoniques continus, y compris l'activité de subsidence qui ne concerne d'ailleurs que la partie occidentale de la plaine du Souss, ont contrôlé étroitement, en parallèle avec les crises climatiques, la sédimentation et les modelés quaternaires.

En effet, à la montagne, où les processus d'érosion en pleine activité modèlent les versants, s'opposent, au-delà des gorges (foums), les modelés de remblaiement dans le piémont des Mesguina. Les principaux éléments sont les cônes de déjection tout au long de la bordure au débouché des principaux oueds. Ces édifices sédimentaires sont en grande partie scellés par des croûtes calcaires qui, par conséquent, conservent ces héritages. Ils représentent donc le glacis principal caractérisé par ses particularités morphologiques et sédimentologiques qui le différencient des terrasses alluviales de l'oued Issen et du Souss.

Il nous appartient donc, en premier lieu, d'étudier ces cônes de déjection et le système de terrasses, du point de vue morphologique et sédimentologique et d'établir d'éventuelles corrélations avec la dynamique des bassins-versants et le milieu climatique. Nous verrons ensuite quelles sont les principales manifestations ou déformations tectoniques post-"villafranchiennes" et leur rôle dans l'organisation des formes dans l'ensemble du terrain; enfin ce chapitre sera achevé par un essai lithostratigraphique des différents héritages quaternaires.

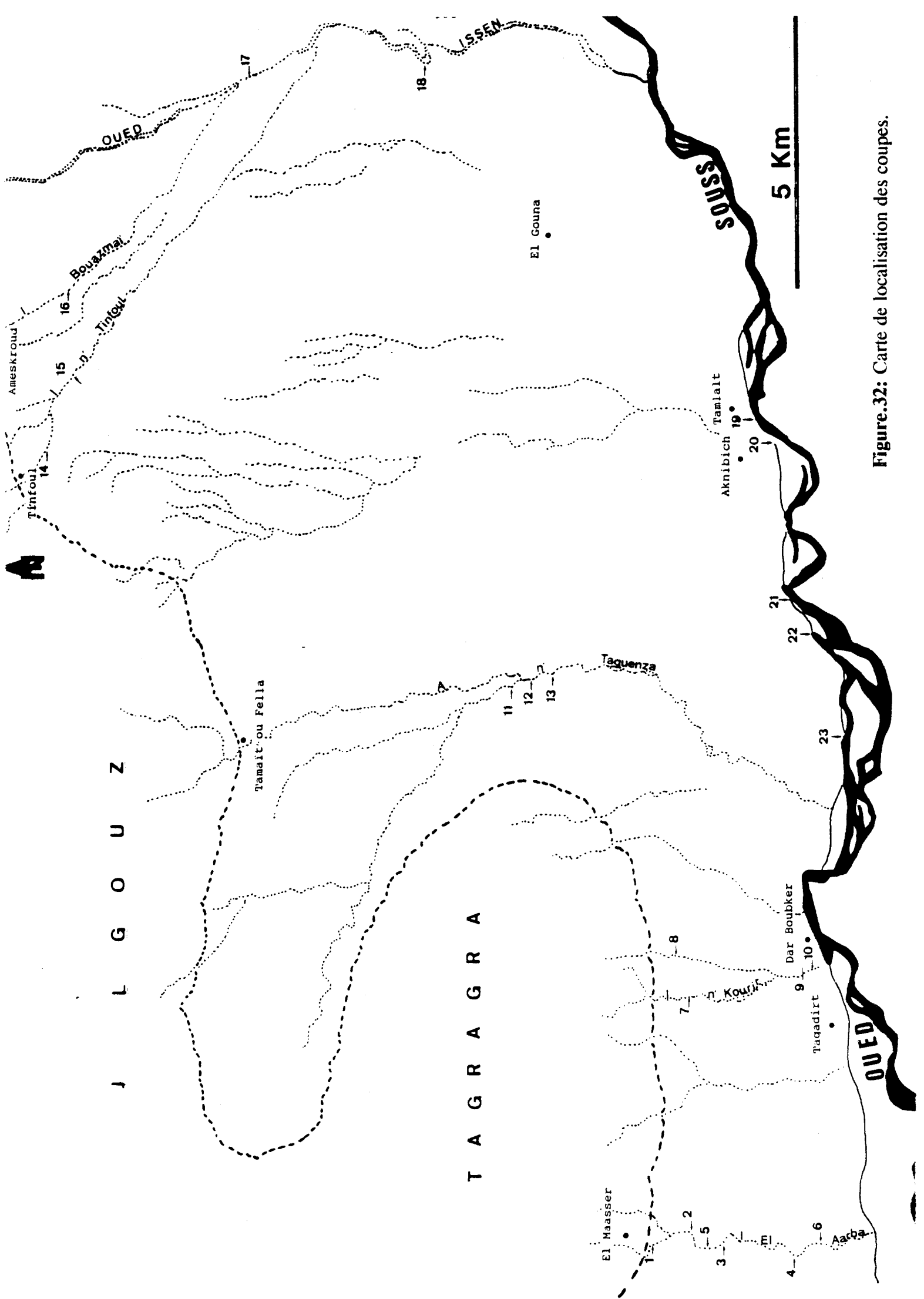


Figure.32: Carte de localisation des coupes.

D) CONE DE DEJECTION DE L'IRHZER EL AARBA:

A) *Extension et morphométrie:*

C'est le cône affluent qui présente l'intérêt principal dans la compréhension de l'évolution quaternaire du fait qu'il offre plusieurs coupes bien visibles. Sa dimension est de 12km² au pied du Tagragra (Fig 33). D'une longueur de 3 km il dessine une pente de l'ordre de 1,4%; cette valeur correspond à la pente moyenne déterminée généralement pour tous les cônes (Hérail, 1984; Calvet, 1991). Dans le détail, quelques variations de pente à l'échelle hectométrique opposent une partie amont qui tend à des surfaces plus ou moins aplanies à une partie aval où la pente est régulière jusqu'à la confluence avec le drain principal du Souss. Le matériel est caractérisé morphométriquement par un dépôt hétérométrique déposé en désordre. Le calibre des différents éléments diminue de l'amont, où les blocs métriques sont nombreux vers l'aval où ils dépassent à peine 30 cm de longueur.

Au contact de la montagne une bonne partie du matériel du cône constituant l'ossature du glacier et accolé au front montagneux est déposée en discordance sur la série "villafranchienne". Ce dépôt présente l'aspect d'une molasse incluant de gros blocs arrondis et recouverts au sommet d'une dalle de calcaire conglomératique de couleur rose. La flexure bordière figure comme un point de transition entre le talus en chevron façonné dans des formations néogènes qu'elle affecte par son passage, et le segment supérieur du cône. Une telle disposition morphologique explique qu'une bonne partie de l'édifice du cône a été érodée par le rejeu permanent de la flexure. C'est donc à l'aval de ce talus, sur la rive droite de l'Irhzer El Aarba, qu'il faut chercher les coupes les plus importantes où se sont creusées, dans la partie apicale, des entailles notables montrant l'ensemble des matériaux du cône. Celles-ci correspondent le plus souvent à de légers coudes décrits par l'Irhzer. En contrebas prend place une basse terrasse de faible extension qui dépasse rarement 3m d'épaisseur.

A l'aval de la route d'Agadir-Ameskroud (P41), la partie inférieure du cône se réduit à quelques lambeaux où apparaissent des conglomérats bien arrondis cimentés par une croûte calcaire. L'ensemble est recouvert d'une formation limoneuse de plus en plus épaisse vers l'aval où on passe insensiblement à la terrasse d'inondation du Souss.

B) *Accumulation sédimentaire du cône:*

Dans ce cadre plusieurs coupes ont été relevées sur le transect amont-aval. De même le travail du laboratoire a porté sur l'analyse des échantillons récoltés dans différents

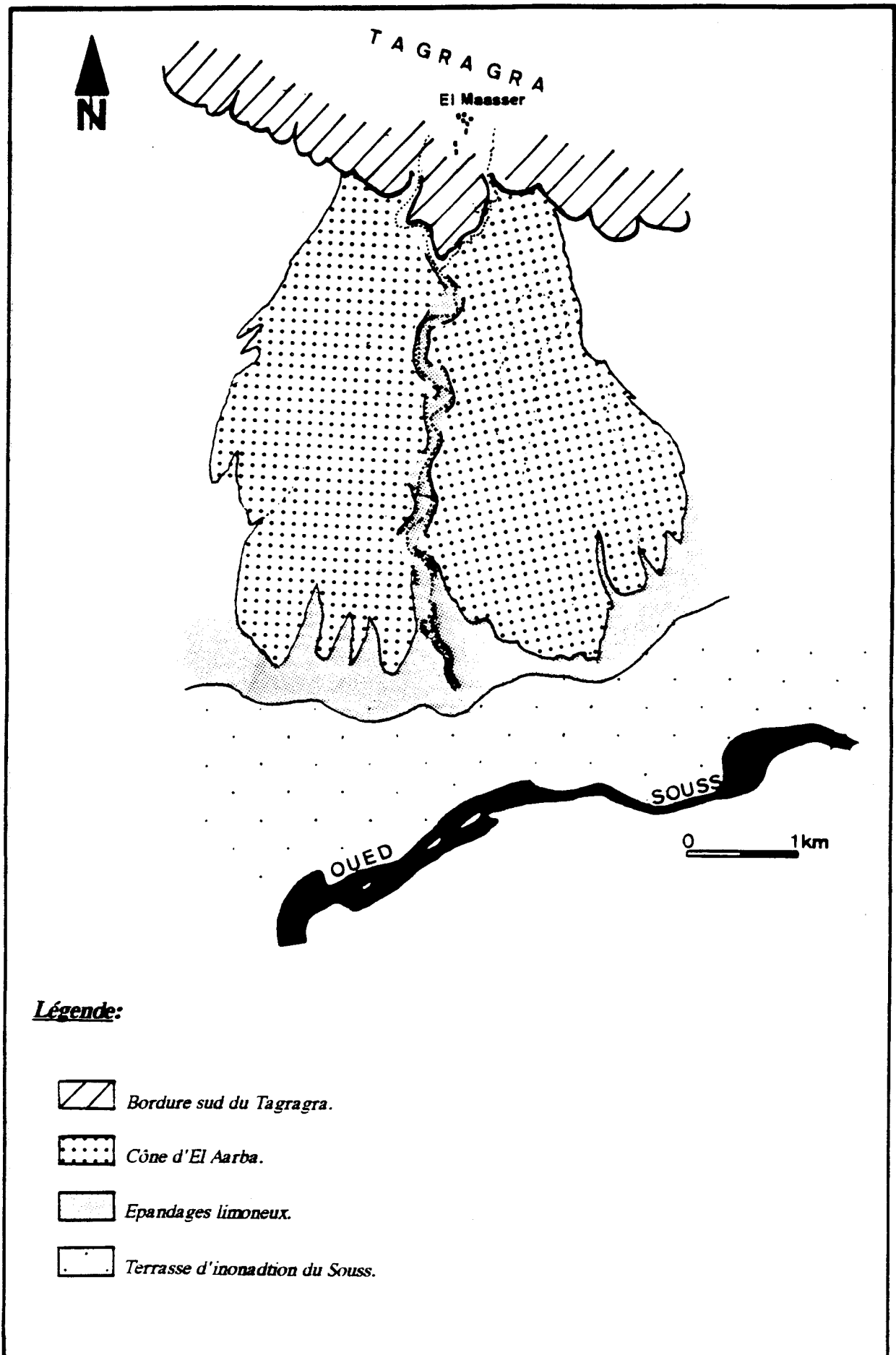


Figure.33: Schéma du cône de déjection de l'Irhzer El Aarba.

niveaux.

Dans la section amont, au débouché de la montagne, deux coupes montrent des séquences qui correspondent à des alternances de sédiments fins et grossiers.

1) Coupe N°1:(Fig 34)

(I) A la base prend place un faciès de calcaire gréseux vacuolaire très compact. Quelques lits de galets de petites tailles et des concrétions calcaires sont présents au sein du dépôt. Le pourcentage de carbonate de calcium est de 61%. En lame mince le faciès montre une boue carbonatée fortement cimentée et comprenant des fentes de dessiccation. La micrite représente le cristal dominant par rapport à quelques éléments quartzeux anguleux. Il s'agit d'un dépôt ressemblant à un limon de débordement. Le cortège argileux identifié est constitué principalement de palygorskite (70%), de l'illite (25%) et de la kaolinite à l'état de traces (échantillon n°132).

(II) une formation d'aspect molassique extrêmement consolidée par un ciment interstitiel rose riche en carbonate de calcium (69,14%). Les éléments grossiers sont de différentes tailles et sans aucun granoclassement particulier. A certains endroits cette formation disparaît sous le lit de l'oued notamment là où le cours d'eau est faiblement encaissé. A la base de la formation la matrice devient plus abondante. Elle présente à peu près les mêmes caractéristiques minéralogiques que celles du niveau précédent: 70% de palygorskite, 25% d'illite et des traces de chlorite. Au sommet, les galets deviennent de plus en plus abondants au dépens de la matrice. Le cortège argileux présente ici plus de diversité: la palygorskite est associée à l'illite à la kaolinite et à la chlorite (Fig 36 échantillon n°130).

(III) Le faciès passe à une croûte calcaire épaisse d'environ 3m, bien litée et qui renferme, localement, quelques lits de petits galets à stratification horizontale. L'ensemble présente un banc érodé. Le taux du calcaire est de 65%. En lame mince l'aspect est celui d'un dépôt palustre contenant beaucoup de fentes de dessiccation et quelques restes de racines. La phase argileuse est en majeure partie dominée par la palygorskite (85%) (échantillon 129).

(IV) Un matériel conglomératique très imbriqué sans aucun granoclassement ou orientation particulière de galets. Les éléments qui y figurent (plus de 60 cm de long) sont consolidés par une matrice abondante notamment dans la partie haute où les galets sont noyés dans une véritable dalle calcaire très compacte. Parallèlement le matériel grossier devient de plus en plus rare. Le taux des calcaire est de 65%. La phase argileuse est en

COUPE N°1.

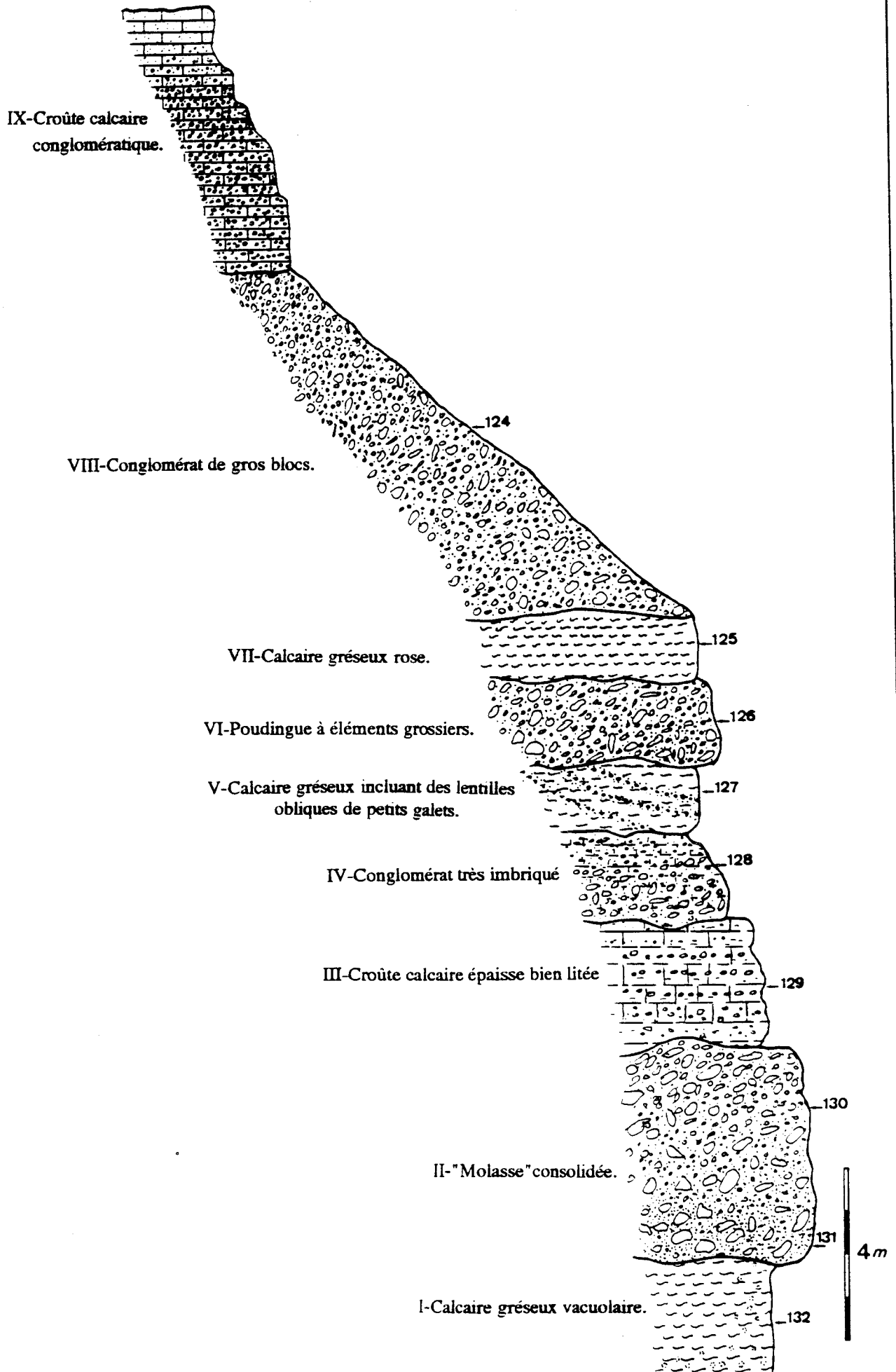
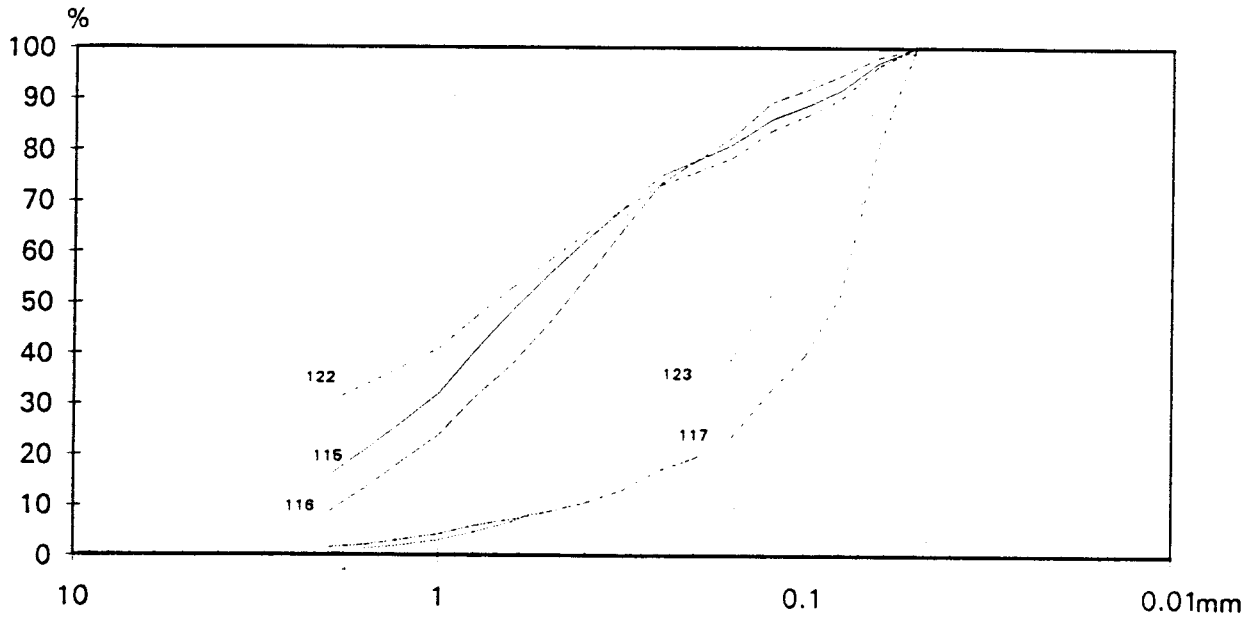


Figure.34: Accumulations de cône de déjection d'El Aarba.à la section apicale.

| Echantillons | | | | | |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Indice | 115 | 116 | 117 | 122 | 123 |
| Q1 | 1.38 | 0.95 | 0.27 | | 0.154 |
| So | 0.417 | 0.481 | 0.527 | | 0.644 |
| Q3 | 0.24 | 0.22 | 0.075 | 0.194 | 0.064 |
| Méd | 0.604 | 0.45 | 0.135 | 0.72 | 0.083 |
| Assy | 0.843 | 1.034 | 1.11 | | 1.5 |

Analyse granulométrique.



Spectre morphoscopique.

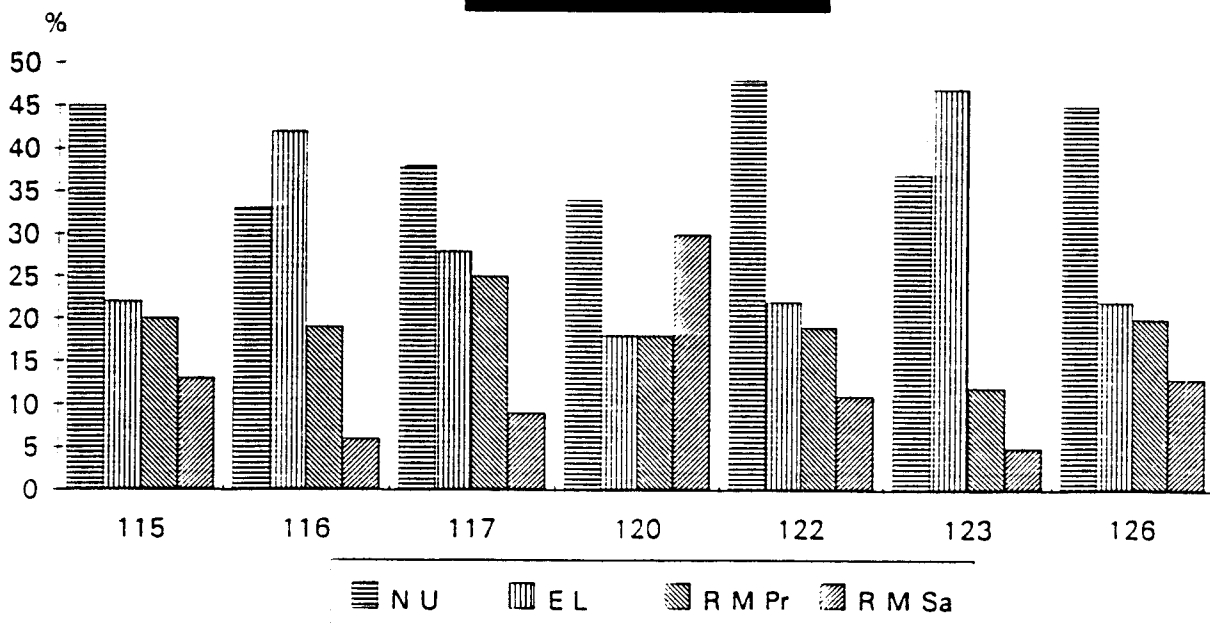


Figure.35: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des dépôts de cône et la terrasse d'El Aarba.

grande partie dominée par la palygorskite (85%) (échantillon 128).

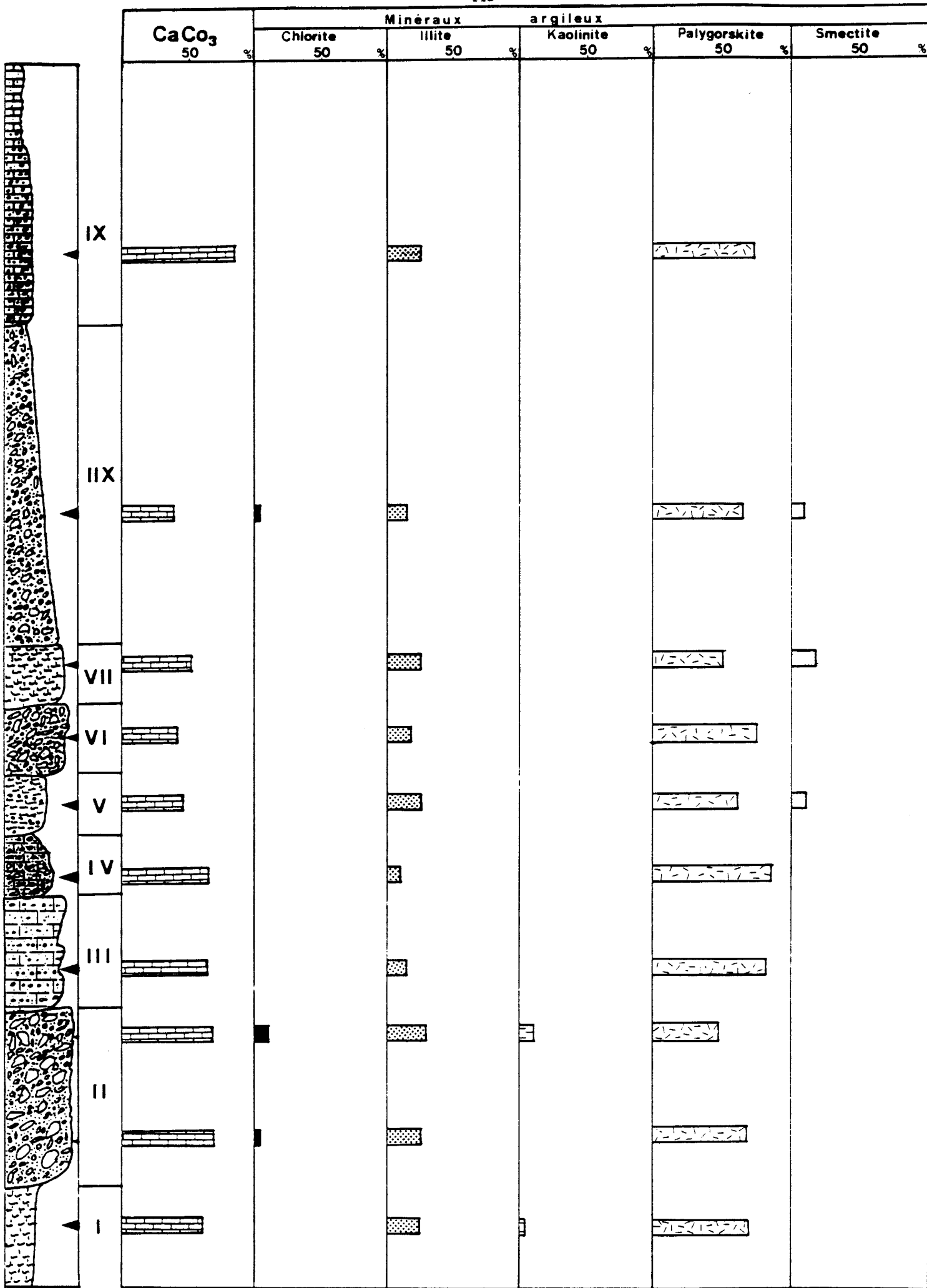
(V) Un calcaire-gréseux rose dont l'épaisseur varie latéralement. A l'endroit de la coupe elle est de 1,5m. Au sein de cette formation il existe quelques galets très émoussés de faibles tailles (6 cm de long) et pétrographiquement variés, disposés en direction oblique. La teneur en CaCO_3 est de l'ordre de 46%. Quant aux argiles la palygorskite est toujours abondante (65%) associée à l'illite (25%) et à la smectite (10%) (échantillon 127).

(VI) Un poudingue mal consolidé déposé en vrac et comportant une proportion élevée de galets grossiers au dépens de la matrice dans laquelle les sables représentent 56% de la fraction détritique. L'analyse microscopique des grains quartzeux montre l'abondance des non-usés (44%) (Fig 33 échantillon 126). Le cortège argileux se limite sur deux minéraux: la palygorskite toujours prépondérante (80%) et l'illite à 20%.

(VII) Calcaire gréseux sous forme de lentilles au sein de laquelle apparaissent plusieurs diaclases. L'échantillon n° 125 (Fig 35) montre une phase argileuse constituée de trois minéraux: la palygorskite (55%), l'illite (25%) et enfin la smectite (20%). Quant au pourcentage de Ca CO_3 il avoisine 52%.

(VIII) Dépôt de conglomérat puissant (10m d'épaisseur), contenant des blocs atteignant 70cm de long. Les éléments grossiers sont en plus grande proportion que la matrice. L'ensemble est peu consolidé, ce qui explique la forme en talus peu incliné de la formation par rapport au niveau précédent et au sommet de la série. Le taux du carbonate de calcium baisse jusqu'à 38,54%. La palygorskite demeure toujours le minéral dominant de l'ensemble du cortège argileux (70%) (échantillon 124).

(IX) Au sommet, la séquence s'achève par une croûte calcaire conglomératique de 7m d'épaisseur. A la base on note l'abondance de galets grossiers qui se raréfient dans la partie supérieure où graviers et granules deviennent prépondérants.



2 m

Figure.36: Caractéristiques des minéraux argileux de la coupe n°1 (cône d'El Aarba.)

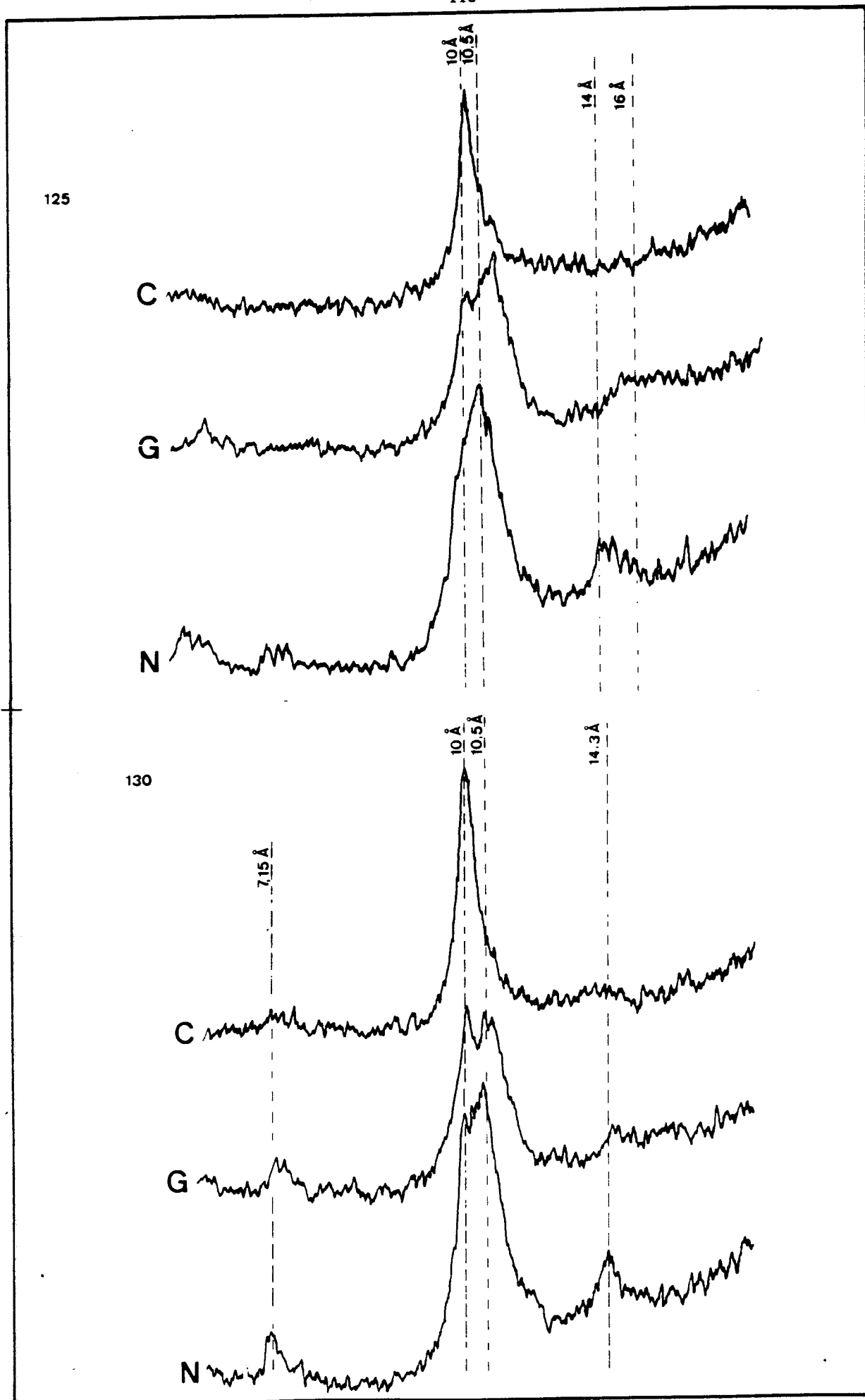


Figure.37: Diffractogrammes des Rayons X d'échantillons représentatifs de la coupe n°1.

2) Coupe n° 2:

En suivant le cours de l'Irhzer El Aarba vers l'aval une entaille du cône montre une coupe de 18 m d'épaisseur. On y observe une prépondérance de dépôts grossiers tandis que les formations fines sont réduites à des lentilles très minces (Fig 38). Cette coupe montre de la base au sommet les accumulations suivantes:

(I) Calcaire gréseux au sein duquel quelques galets de petite taille (graviers) sont déposés horizontalement. La fraction carbonatée est de 45,20%. En lame mince il présente un microfaciès analogue à celui déterminé à la base de la coupe précédente. De même la palygorskite reste toujours abondante (65%) associée à l'illite (25%) et à la chlorite (10%) alors que la kaolinite apparaît sous forme de traces (échantillon 121).

(II) Formation grossière constituée de blocs, galets et graviers déposés en désordre. Par endroit apparaissent des lentilles de calcaire-gréseux. L'analyse de la fraction fine a porté sur deux échantillons prélevés à la base et au sommet de la formation.

A la base la distribution de la fraction détritique est essentiellement sableuse (65%) tandis que les argiles ne représentent que 15% (échantillon 122). En revanche, au sommet (échantillon 123) le taux des sables s'abaisse à 34% tandis que les limons et argiles représentent respectivement 56% et 15% (échantillon 122).

L'analyse morphoscopique sur quatre paramètres (fig 33 n°122/123) montre une légère abondance des quartz non-usés tandis que l'échantillon sommital révèle à peu près le même taux mais en émoussés luisants. L'examen minéralogique ne montre aucune différence puisque c'est toujours la palygorskite qui domine le cortège argileux (65%).

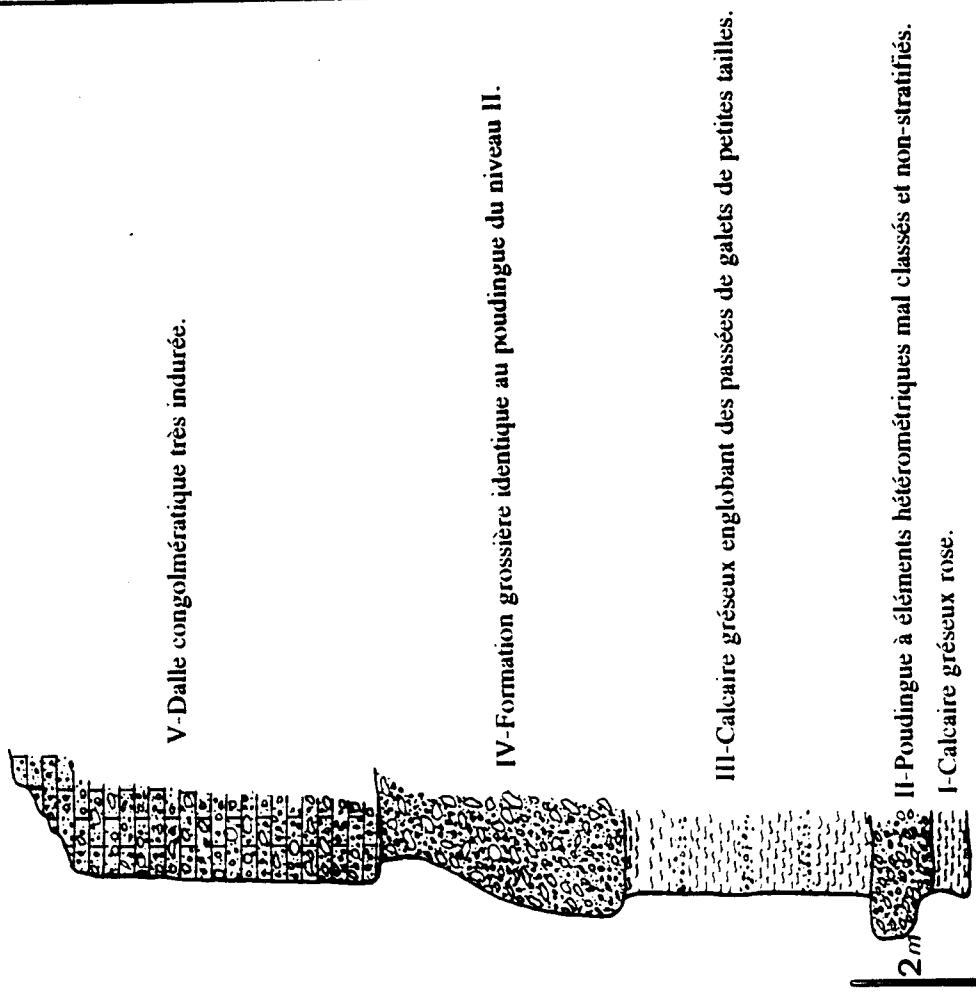
(III) Au sommet de la coupe une dalle conglomératique sous forme de corniche de 7m d'épaisseur présentant des diaclases. Cette formation est recouverte d'une croûte calcaire comparable à celle décrite dans la coupe n°1.

3) Coupe n° 3:

Cette coupe a été relevée dans la section médiane du cône, sur la rive droite de l'Irhzer El Aarba. Grossièrement elle montre les mêmes séquences sédimentaires déjà décrites. Mais à la différence de la première coupe on ne compte ici que cinq niveaux distincts:

(I) Calcaire gréseux de couleur rose.

COUPE N°3.



COUPE N°2.

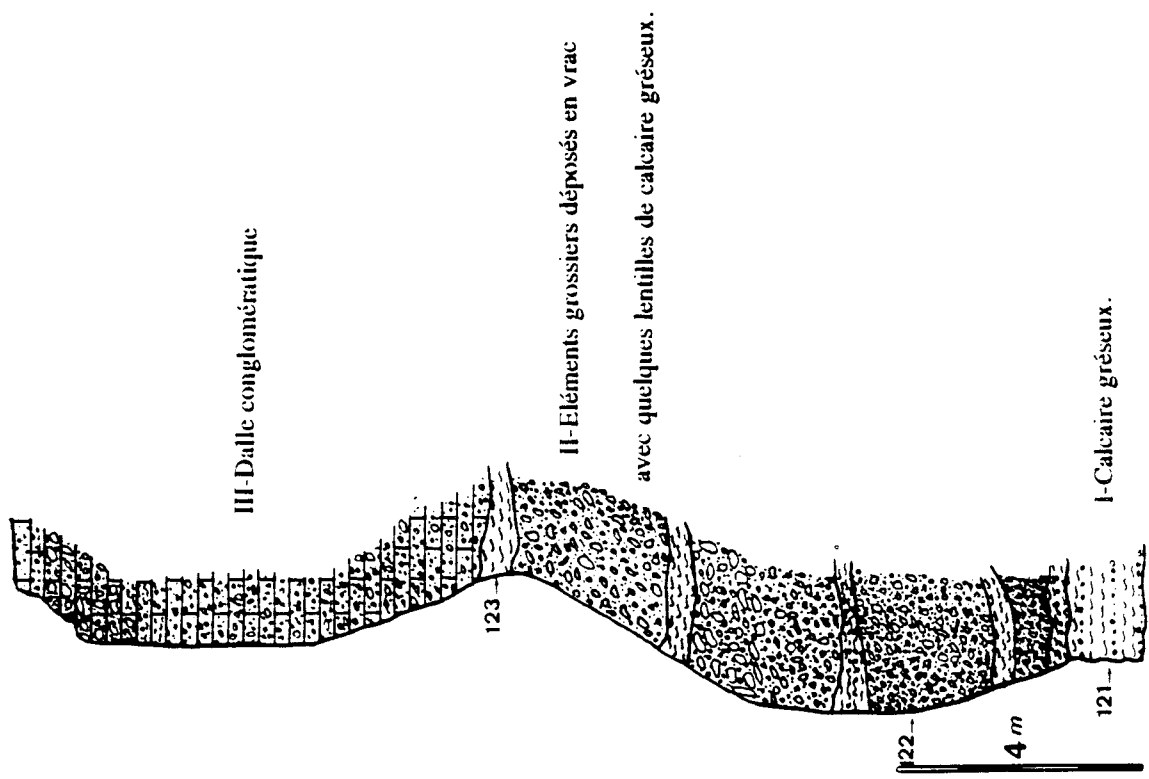


Figure.38: Coupes de la section médiane du cône d'El Aarba.

(II) Un poudingue moyennement consolidé dont les éléments ont leur grand axe incliné vers l'aval. Les éléments grossiers présentent des tailles variées et sans aucune stratification ou granoclassement.

(III) Calcaire gréseux incluant quelques passées de galets de petite taille à stratification horizontale.

(IV) Formation grossière identique à celle du niveau (II) de la deuxième coupe.

(V) Croûte calcaire très indurée en surface.

4) Coupe n° 4:

Dans le segment inférieur l'affleurement des matériaux du cône n'a plus que de 10 m d'épaisseur. La coupe en question montre de la base au sommet les faciès suivants (Fig39):

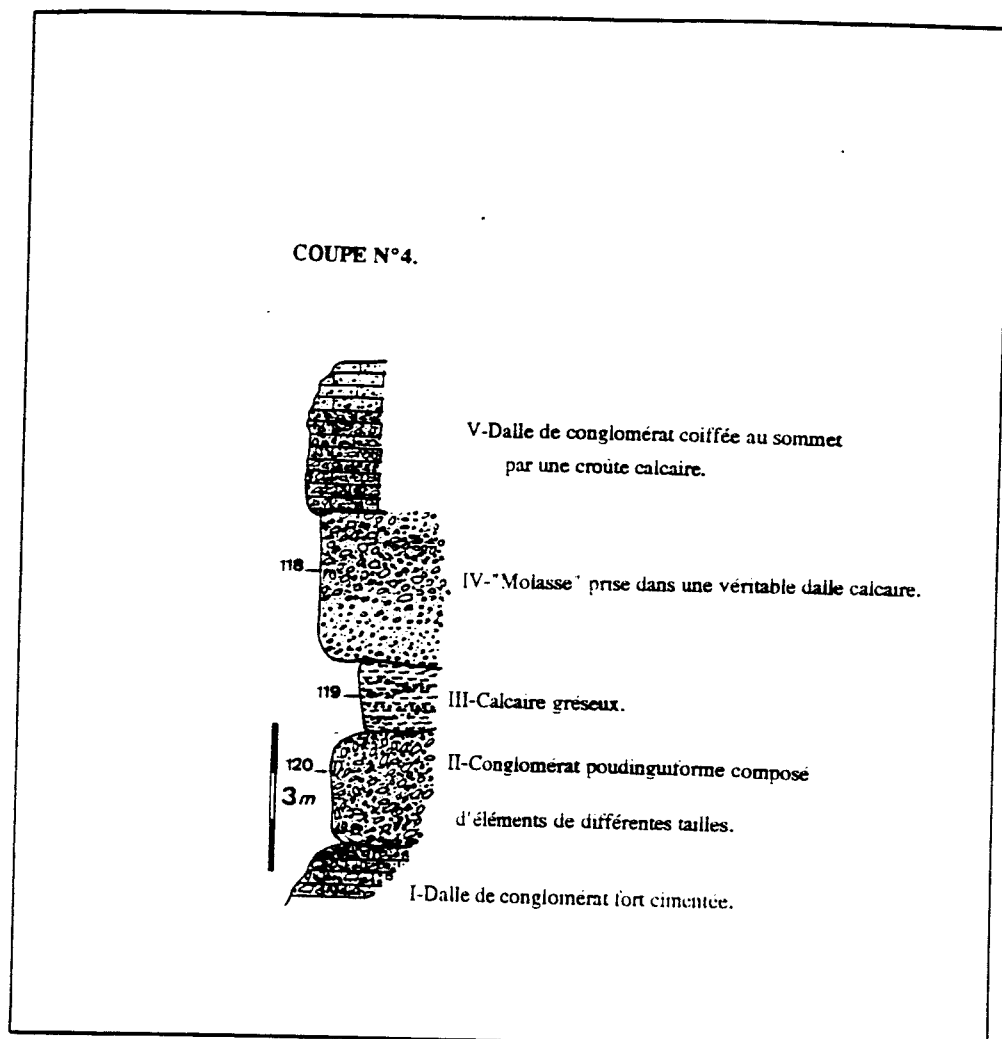


Figure.39: Matériau du cône d'El Aarba à la partie distale.

(I) Une dalle de conglomérats sous forme de molasse fortement cimentée.

(II) Formation conglomératique composée d'une part d'éléments à fort contraste de taille d'autre part d'une matrice de couleur rosâtre occupant une faible proportion de volume. Les éléments figurés, plus au moins émoussés, sont de nature pétrographique variée et présentent un amenuisement important par rapport aux coupes situées plus en amont. Les différentes analyses effectuées sur la matrice montre une teneur importante en CaCO_3 . La fraction détritique est principalement dominée par des sables (50%) (échantillon n°120).

(III) Un faciès calcaro-gréseux dont l'épaisseur varie latéralement et atteint 2m à l'endroit de la coupe. C'est une formation fine de couleur rose riche en CaCO_3 (65,50%). Les rares éléments grossiers présents forment de très minces lentilles. La fraction argileuse est caractérisée par la présence des argiles fibreuses, en particulier la palygorskite. L'illite est toujours présente mais en quantité relativement faible (30%) (échantillon n°119).

(IV) "Molasse" conglomératique épaisse de 3m et consolidée par une véritable dalle calcaire. Les caractéristiques de la matrice révèlent une forte proportion en CaCO_3 (76,50). Vers le sommet de cette formation les éléments grossiers deviennent de plus en plus abondants.

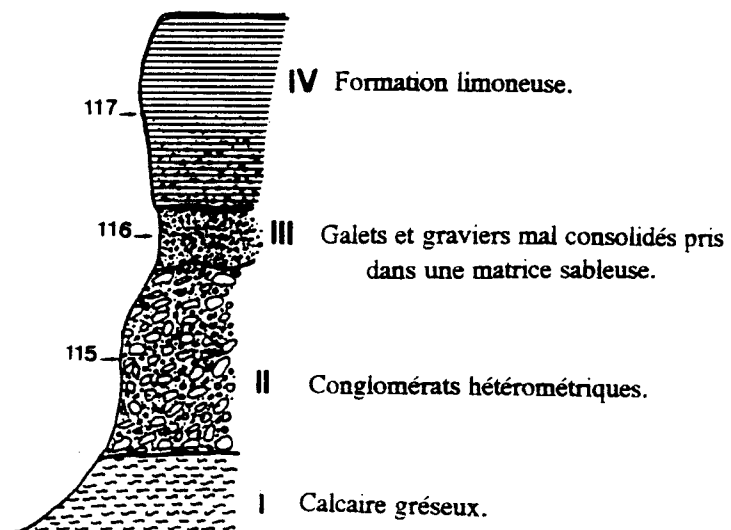
(V) Une dalle de conglomérats très indurée de 3m d'épaisseur coiffe le sommet de la série au sein de laquelle des diaclases témoignent d'arrachements de gros blocs.

C) Terrasses alluviales associées au cône d'El Aarba:

Elles sont définies par leur extension, leur épaisseur et leur disposition topographique. Généralement elles s'emboîtent à l'intérieur du cône. Elles constituent une accumulation généralisée et continue le long de l'Ihrzer, exception faite de la partie située en amont du foug, où s'étalent de gros blocs dans le lit du cours d'eau. L'épaisseur visible est en moyenne de 2m. Le dispositif stratigraphique le plus fréquent est celui d'une séquence verticale. A la base il apparaît d'abord un conglomérat de 1 à 2 m qui ravine le plus souvent le soubassement du cône et remplit d'anciens chenaux. Sa structure lenticulaire, la très forte hétérométrie du matériel dans lequel abondent les blocs plus ou moins émoussés le caractérisent comme un dépôt torrentiel. Il se rapproche au point de vue granulométrique des conglomérats du cône. Sa matrice sablo-graveleuse est peu consolidée. Parfois, au-dessus, dans la partie moyenne de la nappe le faciès grossier devient de faible

COUPE N°5

1m



COUPE N°6

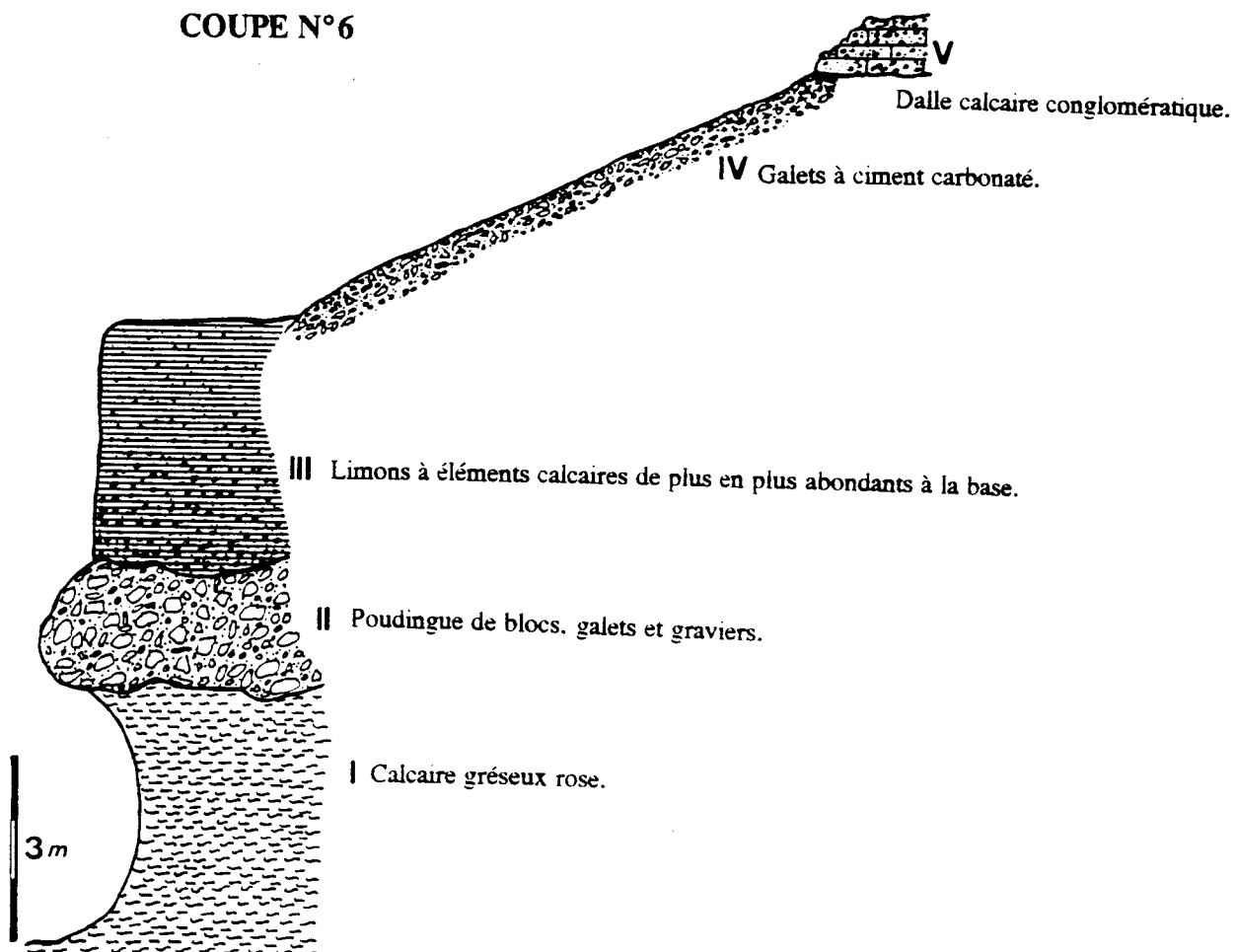


Figure.40: Basses terrasses alluviales du cône d'El Aarba.

taille et limité à des lentilles discontinues. La partie supérieure de la terrasse se termine par un faciès limoneux très fin de moins en moins chargé de galets et sur lequel s'est développé un sol brun xérique limono-sableux.

D) Interprétation:

Après avoir présenté et déterminé la nature des faciès du cône et les différents résultats obtenus des analyses respectives sur une trentaine d'échantillons, on va tenter ici de définir les facteurs responsables de la structuration de ce complexe sédimentaire. Il est toutefois essentiel de rappeler que cet essai se heurte à plusieurs contraintes:

- D'abord l'absence totale de tout repère paléontologique ou biostratigraphique, écueil fréquent dans les complexes sédimentaires continentaux et notamment les cônes de déjection.
- L'identification des niveaux constituant le matériel du cône sera donc effectuée sur la base d'analogies de faciès, bien que parfois la grande diversité entre plusieurs coupes ne permette ni extrapolation ni corrélation surtout à grandes distances. Afin d'éviter de tomber dans les complications on a renoncé à utiliser d'autres coupes moins significatives.
- Rappelons aussi que toutes les coupes décrites ci-dessus ont été relevées sur le transect amont-aval et par conséquent on est limité ici uniquement à la section disséquée du cône. Il est donc objectif de ne pas considérer cet axe comme un véritable révélateur de l'héritage total du cône. Et donc, le considérer comme modèle généralisable peut présenter plusieurs défauts. En effet les processus de transport et de dépôt sont aussi complexes que l'on peut l'imaginer notamment pour les systèmes de cônes.

Du point de vue morphologique ou géométrique on sait qu'il existe une relation étroite entre le cône de déjection en tant qu'unité géomorphologique caractérisée par une série de paramètres (épaisseur, pente, surface..etc) et le bassin d'alimentation lui aussi sujet à plusieurs variantes (jeu différentiel de la tectonique, étendue du bassin, composition lithologique..etc) (Bull, 1962; Hooke, 1968; Rachoki, 1981; Hérial, 1984). Mais rares sont les études ayant porté avec détail sur les rapports entre ces différents éléments. On peut citer les travaux de Hooke (1968) et Rachoki (1981). Pour ce qui nous concerne ici cette tentative semble être bloquée par l'imprécision sur l'épaisseur totale réelle du cône. Par contre, on ne peut exclure la reprise de la tectonique, étant donné que la zone occidentale du terrain, en particulier, est partie intégrante d'une part du sillon tectonique du Souss subsident au centre et d'autre part des mouvements de la tectonique compressive du bâti montagneux. Cette activité semble perturber énormément l'agencement et l'organisation des formes de piémont et par conséquent il n'est pas toujours aisé de faire la part de chaque élément ou facteur. Le contenu lithologique du bassin-versant du cône fait apparaître une grande diversité de roches pétrographiquement variées: marnes, calcaires, marno-calcaires,

grès et dolomies associés parfois à des formations argileuses (voir première partie chap 2). On peut dire également que l'extension du cône correspond approximativement à celle de son bassin-versant avec respectivement 12 km² contre 14,2 km².

Du point de vue lithostratigraphique la corrélation entre les coupes relevées le long du cône s'est opérée à partir de la détermination des types de séquences largement décrites par Allen (1965), Collinson (1978) et Delfaud (1984). S'agissant ici des séquences de cône on a adopté celles du deuxième ordre (mégaséquences), ceci afin de définir les caractéristiques des unités d'une façon plus simple.

La figure n° 41 montre sur les quatre coupes un gradient d'évolution répétitive le long du cône de type strato et grano-décroissant:

- dans la partie apicale sur la première coupe quatre séquences ont été mises en évidence.
- sur la deuxième coupe on a déterminé trois séquences caractérisées par des discontinuités importantes des lentilles de calcaires gréseux.
- pour la coupe n°3 on compte deux séquences seulement.
- dans la dernière coupe on a identifié deux séquences également avec une épaisseur toujours notable de la dernière séquence.

Chacune de l'ensemble de ces séquences correspond à deux phases sédimentaires principales:

* La première caractérisée par des accumulations grossières sous forme de conglomérat polygénique formé de galets englobés dans un ciment variable en volume; il s'agit dans la majorité des cas de calcaire induré. De même on note à travers ces unités grossières l'absence totale de tout granoclassement puisque les éléments de grande taille voisinent avec les plus petits. Par conséquent ceci nous permet de conclure à des accumulations correspondant à une haute énergie fluviale localisée dans les anciens chenaux. De même l'abondance des grains non-usés reflète un transport local de faible distance. En revanche l'augmentation relative des émoussés-luisants peut être due non seulement à l'usure par les eaux des chenaux mais aussi aux remaniements d'éléments façonnés par les mers jurassique et crétacée lors de la dynamique de la sédimentation marine. Enfin la proportion minimale des grains ronds-mats met aussi l'accent sur la contribution secondaire des apports éoliens dans la formation des matériaux du cône.

* La seconde phase est plutôt marquée par des dépôts fins de calcaire gréseux très compact et riche en carbonate de calcium. On note que l'épaisseur de ce faciès varie aussi bien au niveau des unités de la séquence que d'une séquence à l'autre. On a également vu que cette formation montre un microfaciès sous forme de boue carbonatée très micritique et présentant souvent des fentes de dessiccation. Ces caractéristiques nous permettent de déterminer le type de ce sédiment lié au processus de "mudflow" dont les principales

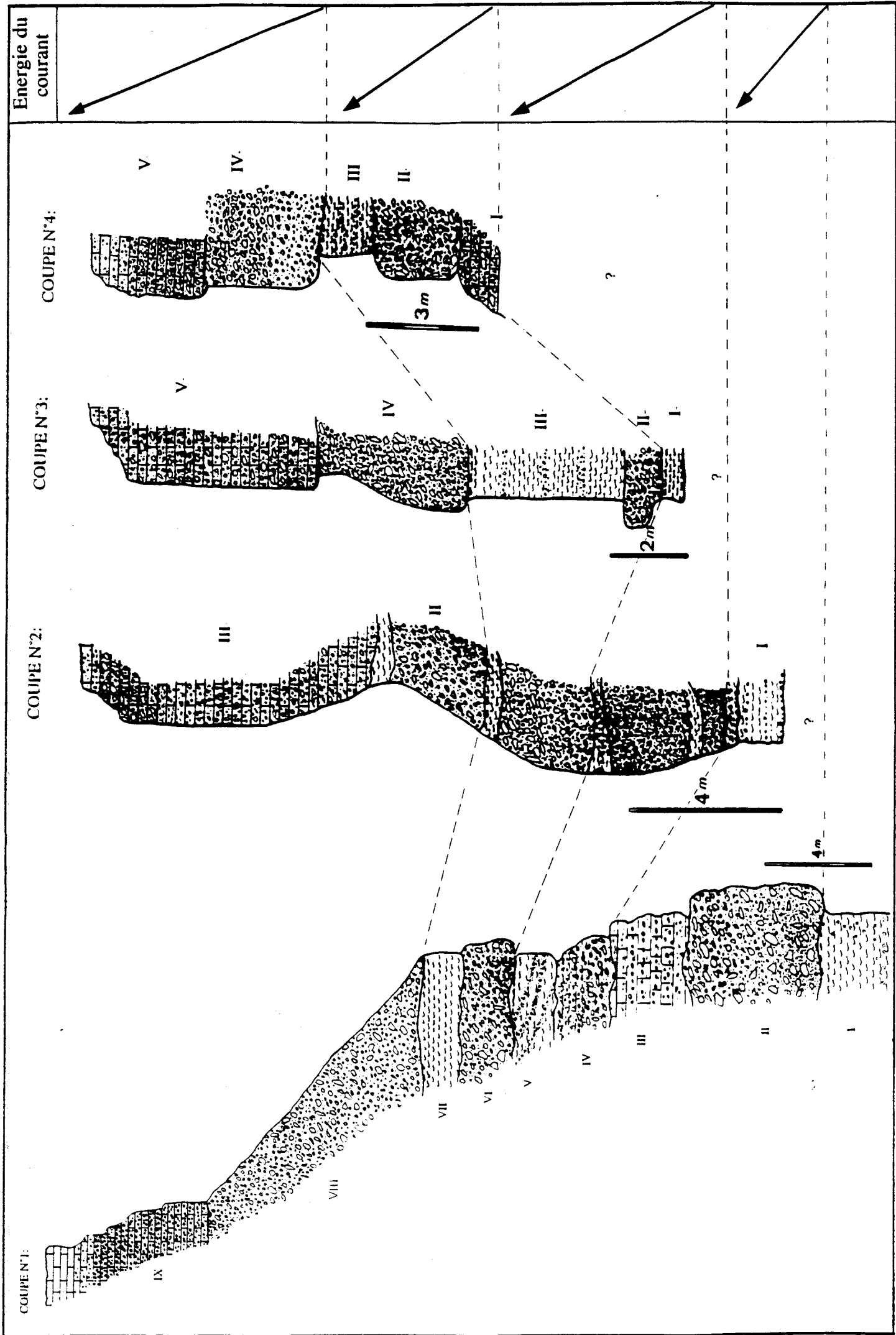


Figure.41: Essai de corrélation entre les séquences du cône d'El Aarba.

particularités sont les épandages fins de boue plus fluide associant sables limons et argiles. Il est par contre peu vraisemblable de l'attribuer à des dépôts de coulées de débris (debris flow) qui consistent en des épandages boueux très visqueux composés de fragments rocheux non ou peu émoussés flottant dans une matrice abondante et mal triée. L'exclusion de cette dernière hypothèse est notamment corroborée par la présence, au sein de presque toutes ces formations fines, de passées de graviers et de galets de petite taille bien lités.

Ces accumulations fines nécessitent évidemment une zone lithologique-source qui en produit des quantités abondantes associée surtout à des versants raides susceptibles de déclencher une érosion rapide et un ruissellement de surface (surface run-off). Comme on l'a souligné auparavant les formations marneuses marno-calcaires et calcaires peu résistantes correspondent aux versants en forte pente qui occupent des surfaces considérables dans l'ensemble du bassin d'Askouti.

Du point de vue minéralogique, toutes les coupes relevées révèlent une certaine homogénéité du cortège argileux marqué par une forte dominance de palygorskite souvent associée à l'illite et complétée soit par la smectite soit par la chlorite tandis que la kaolinite n'est présente qu'à l'état de traces. De par leurs caractéristiques évolutives les minéraux argileux sont considérés comme les indicateurs les mieux adaptés à l'explication et la compréhension des milieux naturels. En effet, la distinction entre les minéraux hérités (détritiques) et les minéraux néoformés *in situ* aide à reconstituer l'environnement paléogéographique et climatique des dépôts. Sous cet angle on va donc tenter, après avoir rappelé les principales tendances d'évolution des associations argileuses dans le bassin du cône (bassin d'Askouti), de rechercher les différents phénomènes ayant déterminé et caractérisé les stocks des minéraux argileux sur le piémont.

La figure n° 42 tirée d'une thèse intitulée "Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique-supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas " (Daoudi, 1991) nous apporte quelques renseignements quant aux assemblages argileux du bassin d'Askouti. Bien que la période étudiée ne comprenne pas le Jurassique moyen et inférieur (du Portlandien au Lias) elle détermine toutefois les traits essentiels des cortèges argileux des principales formations lithologiques venant à l'affleurement dans le bassin. On distingue quatre zones principales:

1-Du Valanginien à l'Albien le cortège argileux est très variable, dominé principalement par l'illite (jusqu'à 80%) et la chlorite (20%). En revanche la kaolinite montre de très fortes oscillations (traces à 35%) tandis que les interstratifiés sont dans l'ensemble peu abondants.

2-De l'Albien au Cénomaniens, le cortège argileux est très variable. Toutefois

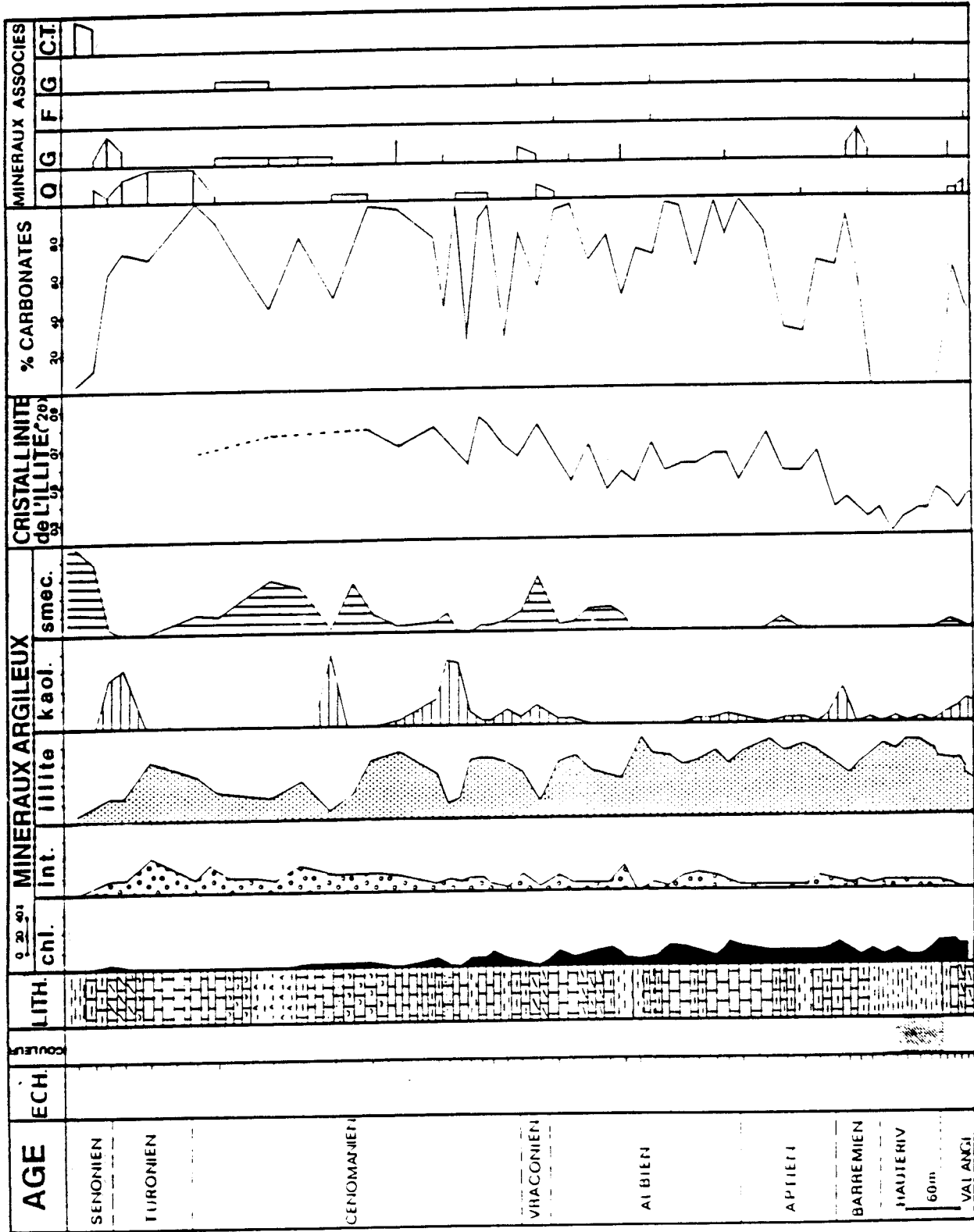


Figure.42: Minéralogie des argiles du bassin d'Askouti (Daoudi, 1991).

on note une légère évolution de la smectite ou de la kaolinite aux dépens de l'illite. La croissance de la kaolinite qui peut atteindre jusqu'à 75% dans certains cas correspond à des grès. En revanche les smectites sont associées à une lithologie variée. La chlorite décroît progressivement pour disparaître totalement au niveau du Cénomaniens alors que la proportion des interstratifiés augmente (10 à 25%).

3-Au niveau de la zone turonienne-coniacienne les associations argileuses sont caractérisées à la base par une augmentation de l'illite et des interstratifiés irréguliers I-S et I-V 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.

4-Enfin tout à fait au sommet de la série, la smectite associée à l'opale C.T. constitue le minéral majeur (95%).

A travers l'inventaire de ces résultats il apparaît donc que l'illite est partout présente voire dominante, viennent ensuite la smectite, abondante aux niveaux 3 et 4, et en proportions très variées de la kaolinite, de la chlorite et des interstratifiés. Par conséquent le cortège des minéraux argileux identifié dans les dépôts du cône traduit de grandes modifications.

La présence accrue du minéral silicaté aluminomagnésien de la palygorskite aussi bien dans les formations grossières (molasses) que dans les bancs de calcaires gréseux, confirme qu'il n'est pas hérité des amphithéâtres géologiques qui n'en contiennent pas. Il est donc plus raisonnable d'envisager le rôle des mécanismes de néoformation. Plusieurs travaux ont traité ce problème dans différentes régions: dans les sols à croûte et encroûtement des plaines des Triffa et du Zebra où a été mis en évidence la néoformation de l'attapulgite (Paquet et *al*, 1969); au Liban, Lamouroux (1972) confirme également la présence de ce minéral dans les sols, issu d'un confinement extrême lié à des encroûtements développés dans la partie médiane des profils. De même Singer (1984) signale l'existence fréquente de la palygorskite associée, dans les milieux arides, à certains niveaux de sols récents, dans les paléosols ou encore dans les calcrètes et caliches.

Dans les horizons des quatre coupes du cône d'El Aarba la palygorskite est largement représentée et surtout lorsqu'elle est associée à de fortes teneurs en carbonate de calcium. On est donc assuré que ce minéral tout entier est sans doute néoformé *in situ* dans un milieu très basique. En effet le mécanisme de néoformation exprime le processus du piégeage des ions dû essentiellement à l'antagonisme et au dosage des saisons humides et sèches. Le climat sub-aride du Souss, où la saison sèche est à la fois plus prolongée et

accentuée, permet les processus de confinement plus étendus et plus précoces. Au fur et mesure que l'aridité s'accroît la néoformation de la palygorskite devient plus ample. Par contre tous les travaux confirment que ce minéral est instable dans les milieux ou dans les sols tempérés et tropicaux et qu'il se transforme en smectite (Paquet, 1961; Camez, 1962). Sa présence ici en grande proportion exclut donc tout processus d'hydrolyse dans différents horizons ou l'instauration d'un climat humide.

Il faut toutefois noter que le degré de confinement du milieu oscille légèrement tout au long des séquences avec l'apparition de l'illite de la smectite et de la chlorite. Cette tendance s'inverse brutalement par le retour de l'aridité et l'influence de l'évaporation qui provoque la concentration des solutions et l'organisation des ions Si, Al et Mg en palygorskite. En revanche l'illite représente sans doute un héritage des roches géologiques du bassin qui en contiennent en forte proportion. Par suite elle peut être considérée ici comme indice d'une activité érosive ayant affecté ces roches sur des versants bien drainés du bassin probablement soumis aux mouvements tectoniques.

Pour le matériel des basses terrasses du cône, il est caractérisé par un dépôt grossier sous forme de remblaiement puis sablo-limoneux au sommet. Cette coupure observée entre ces deux faciès suggère un changement de la dynamique hydraulique conditionnée par des modifications climatiques. De même on ne peut pas exclure la possibilité de remaniements des dépôts antérieurs du cône, comme le démontre les données morphoscopiques, par une croissance des émousés-luisants et des ronds-mats de la base au sommet de la coupe n°5. Ceci peut s'expliquer tout simplement par des apports de remaniements opérés sur le matériaux du cône.

Le cortège minéralogique des argiles apporte également quelques éléments utiles à la reconstitution climatique et à l'interprétation de ces terrasses. Contrairement à celui du cône il est plus diversifié, composé de smectite en grande proportion (50 à 60%), d'illite (10 à 25%), de palygorskite (15-20%) et de kaolinite entre 10 et 15%. On a vu que les roches riches en ce minéral, vulnérables à l'érosion et susceptibles d'alimenter ce type de sédimentation sont représentées par les marnes et calcaires turoniens et sénoniens. Il est donc probable que l'abondance des smectites est issue du piégeage des ions véhiculés par les solutions provenant des formations génératrices de ce minéral, notamment sous un climat aride à saisons contrastées (Lamouroux, 1972). Mais il n'est pas non plus exclu que la smectite soit néoformée. Dans les milieux confinés hydromorphes, les concentrations très élevées en calcium et en magnésium et dans une moindre mesure celles de silice et d'alumine, favorisent la néoformation de la smectite. Cette explication de néoformation des smectites suppose par ailleurs une température moyenne de type tempéré-chaud à chaud, favorisant une hydrolyse assez marquée.

II) CONES DE LA BORDURE SUD DU TAGRAGRA:

A) Limites et morphométrie:

Au revers sud de l'anticlinal du Tagragra s'étend, sur 3,5 km de long, plus de 7 km de large et sur une surface de plus 20 km², un glacis-cône modérément disséqué par des oueds dont les bassins-versants sont tous inscrits dans le mont dérivé de l'anticlinal. L'ensemble de ces oueds ont édifié au sortir de la montagne une série de cônes de dimensions réduites. Leur limite a été déterminée à partir des photographies aériennes (Fig 43). Il s'agit en fait d'un glacis couvert drainé par quelques faibles incisions. Cet aspect lui confère de part et d'autre une topographie de petites collines adoucies et de légers vallonnements de l'ordre de quelques mètres, plus au moins accentués en aval.

En amont, ces cônes de déjection ravinent les niveaux anciens sous-jacents "villafranchiens". Leur apex est situé entre 100 et 120 m à proximité du tracé de la flexure bordière. La pente un peu plus accusée à l'Ouest varie entre 1,9 et 2,2 %. On observe également des endroits qui montrent des aplanissements partiels notamment au contact avec le front montagneux qui tendent en aval vers un plan incliné et régulier. Ici la couverture détritique peu épaisse, selon les coupes relevées, est scellée par un puissant encroûtement calcaire attribué classiquement au "Moulouyen" et recouvert au sommet par un sol xérique brun encroûté.

Dans la partie médiane du glacis la coalescence est bien exprimée, d'abord entre les cônes anciens et les cônes subactuels. De même l'aspect bombé des épandages évoque dans le même sens cette coalescence.

En aval le glacis se prolonge dans de vastes épandages limoneux qui présentent un faciès relativement constant de banc grossier et limon sommital sur lequel s'est développé un sol modal sablo-limono-argileux peu profond.

B) Sédiments du cône:

Il faut d'abord signaler que sur l'ensemble du glacis, l'incision n'est pas assez notable pour permettre d'observer la totalité du matériel des cônes. Les entailles excèdent rarement 10m de profondeur, d'autant plus que plusieurs cours d'eau ne parviennent pas jusqu'au Souss et se perdent à la surface du glacis. La couverture détritique renferme le plus souvent un faciès fortement carbonaté associé à des formations argilo-calcaires incluant

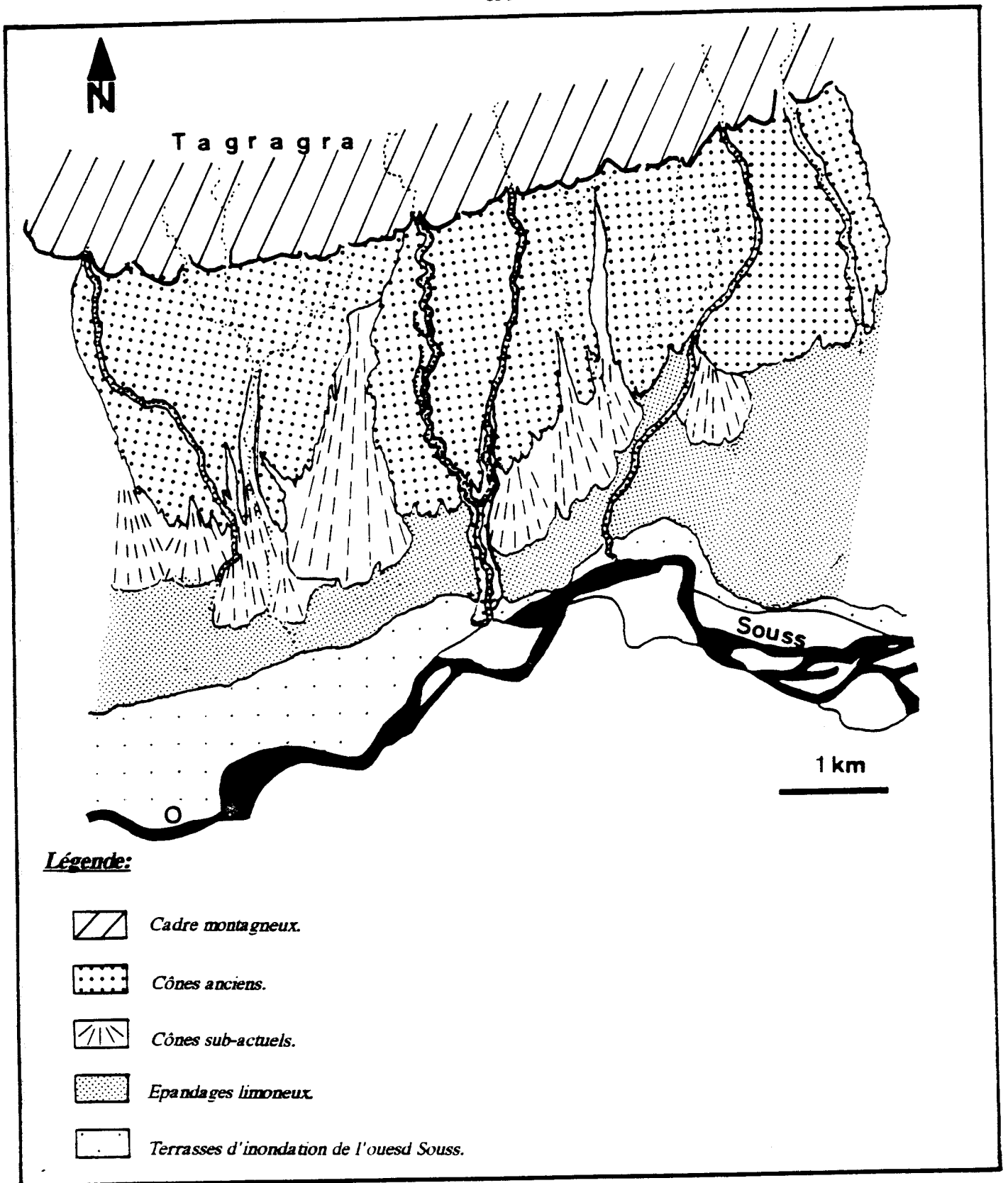
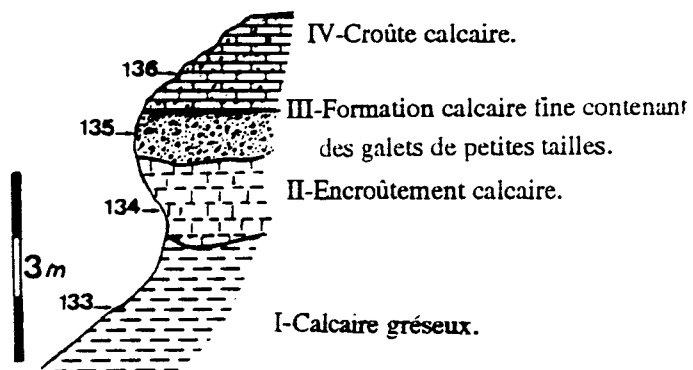


Figure.43: Schéma cartographique des cônes coalescents du Tagragra.

COUPE N°7.



COUPE N°8.

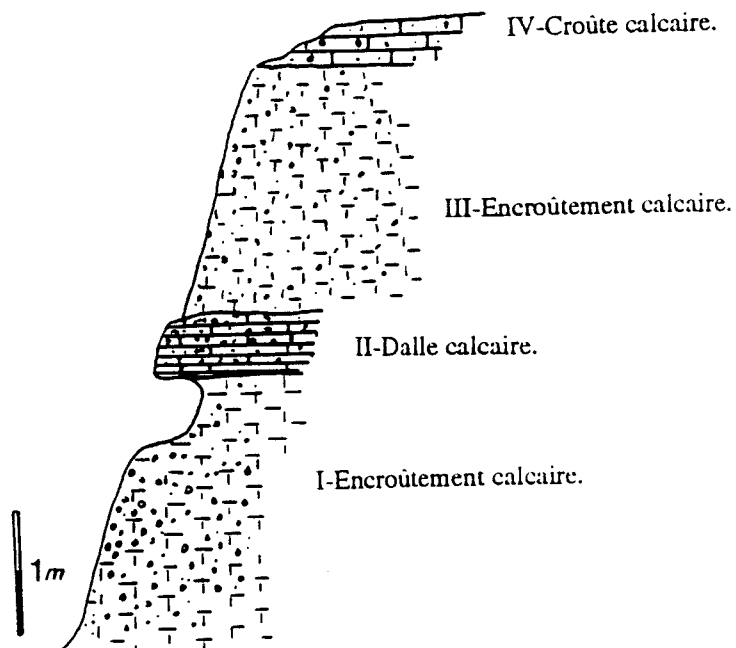


Figure.44: Dépôts des cônes coalescents du Tagragra.

parfois des éléments presque exclusivement calcaires bien roulés.

L'examen des coupes 7 et 8 situées dans la partie apicale du cône drainé par l'Irhzer n'Kourir ainsi que la coupe d'un transect Ouest-Est réalisée sur 4 km montre d'une part un changement brutal de faciès par rapport à ceux décrit pour le cône d'El Aarba et d'autre part une répétition de faciès analogues évoquant une même origine d'alimentation.

1) La coupe n°7 de 5m d'épaisseur montre de la base au sommet:

(I) Une formation argilo-calcaire de couleur rose contenant quelques taches de concrétions calcaires. Les limons et les sables constituent la majeure partie de la fraction détritique avec respectivement 49,5% et 36,65%. La teneur en carbonate de calcium avoisine 50%. L'étude des particules sableuses de l'échantillon brut révèle une abondance nette des grossiers (Médiane: 0,98mm); en revanche les sables restants, plus particulièrement les moyens, ne forment qu'une faible proportion (Echantillon 133). Mais l'originalité de cette formation demeure dans le spectre morphoscopique caractérisé par la prédominance des non-usés à 70%.

(II) Un encroûtement calcaire friable dépourvu de tout élément grossier. La fraction détritique est marquée par l'abondance des limons et argiles (75,45% au total). L'examen morphoscopique des sables montre une répartition presque égale entre les non-usés et les émoussés-luisants (échantillon n°134)..

(III) Formation calcaire fine englobant un conglomérat de petite taille composé de galets, graviers et granules en faible proportion. Les limons et les sables constituent la majeure partie de la fraction détritique tandis que la fraction carbonatée représente 58,48%. Le spectre morphoscopique reste toujours dominé par les non-usés et les émoussés-luisants mais avec une légère évolution des ronds-mats (Fig 45 n°135).

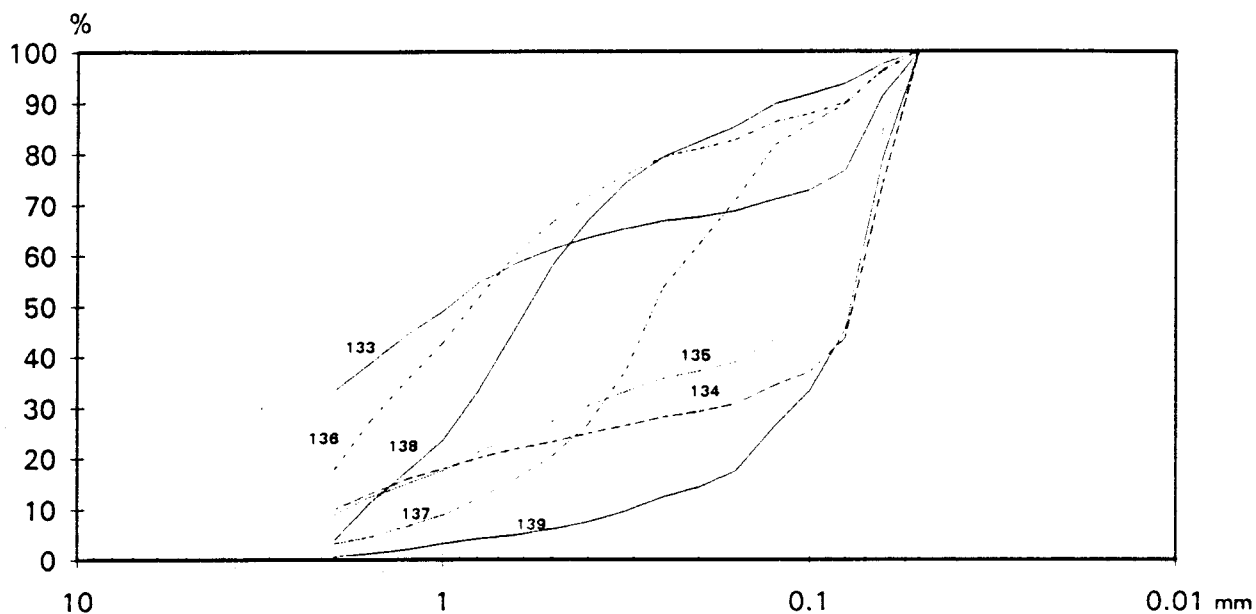
(IV) La surface du cône est coiffée par une croûte calcaire plus ou moins indurée avec des traces rouges issues d'altération et contenant également quelques rares éléments calcaires parfaitement arrondis. On y a récolté quelques spécimens d'ammonites crétacées.

Les minéraux argileux:

L'étude minéralogique de la fraction argileuse des sédiments prélevés dans ces différents niveaux montre que les argiles fibreuses de type palygorskites constituent la totalité de la phase argileuse. En fait elle atteint entre 90 et 100% et présente des pics très étroits traduisant une meilleure cristallinité du minéral (Fig 47). Il reste à démontrer, on le

| Echantillons | | | | | | | |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Indice | 133 | 134 | 135 | 136 | 137 | 138 | 139 |
| Q1 | | 0.341 | 0.572 | 1.735 | 0.425 | 0.954 | 0.135 |
| So | | 0.433 | 0.357 | 0.549 | 0.59 | 0.565 | 0.683 |
| Q3 | 0.271 | 0.064 | 0.073 | 0.523 | 0.148 | 0.305 | 0.063 |
| Méd | 0.97 | 0.076 | 0.095 | 0.83 | 0.27 | 0.58 | 0.077 |
| Assy | | 4.364 | 4.55 | 1.318 | 0.861 | 0.863 | 1.6 |

Analyse granulométrique.



Spectre morphoscopique.

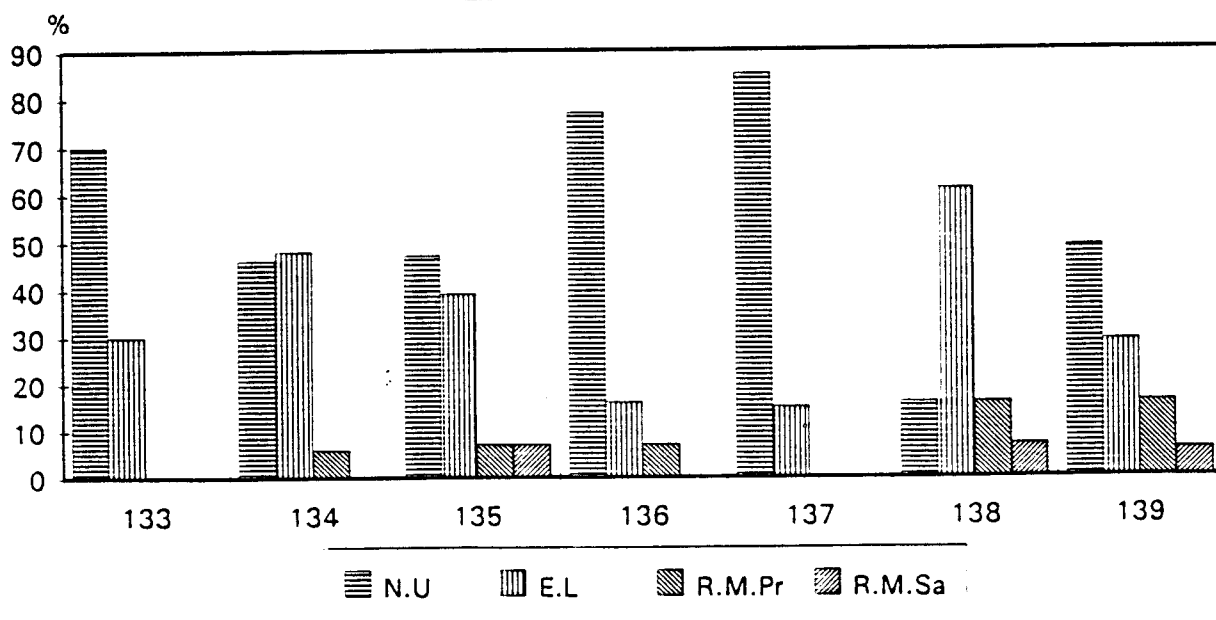


Figure.45: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques de quelques échantillons du cône et terrasse du Tagragra.

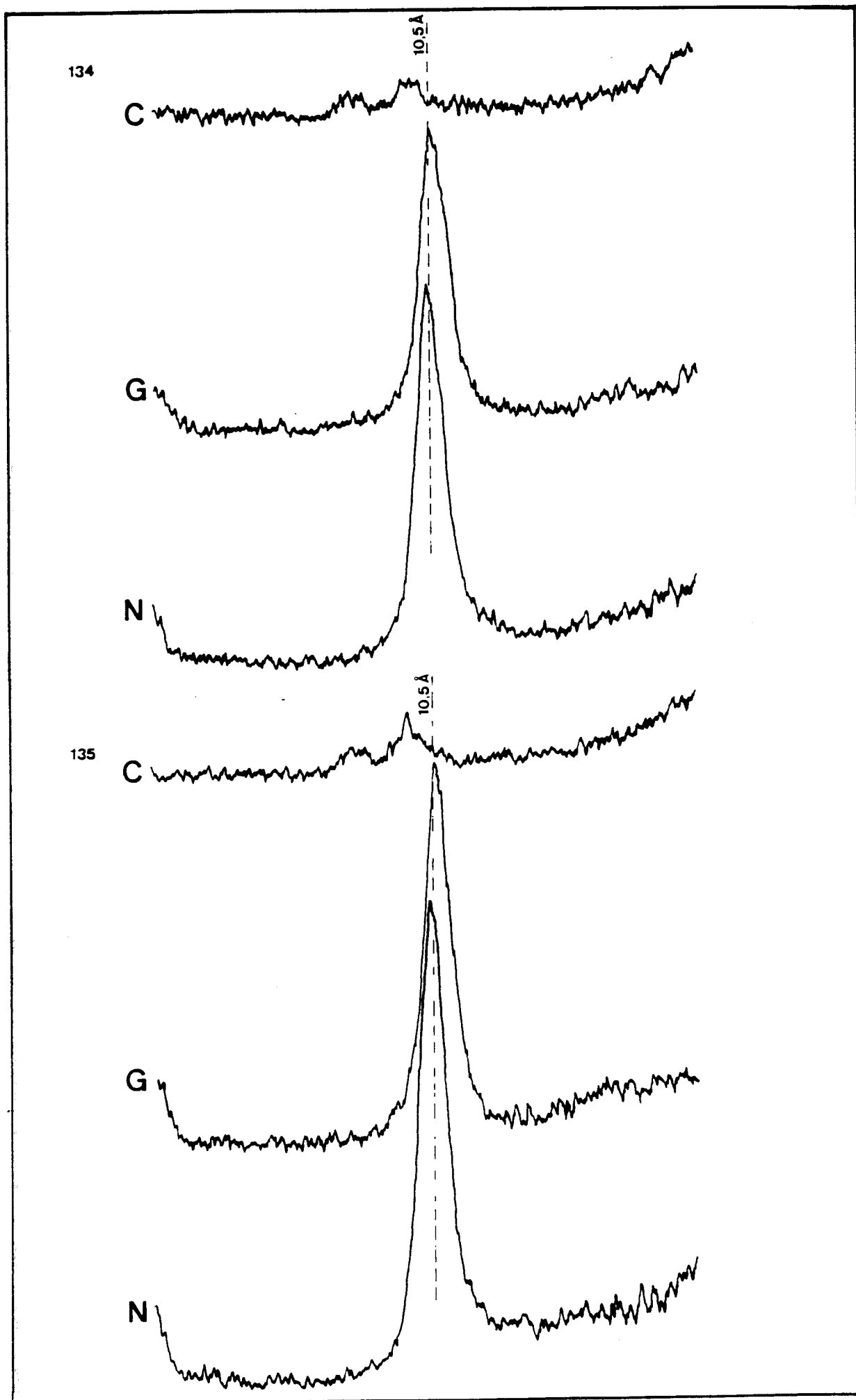


Figure.46: Diffractogrammes des Rayons X de quelques échantillons prélevés dans la coupe n°7.

verra plus loin, s'il s'agit d'un minéral provenant du complexe lithologique du bassin-versant (c'est-à-dire d'origine détritique) ou si au contraire il indique une formation *in situ* (par néoformation) ou s'il combine les deux origines à la fois.

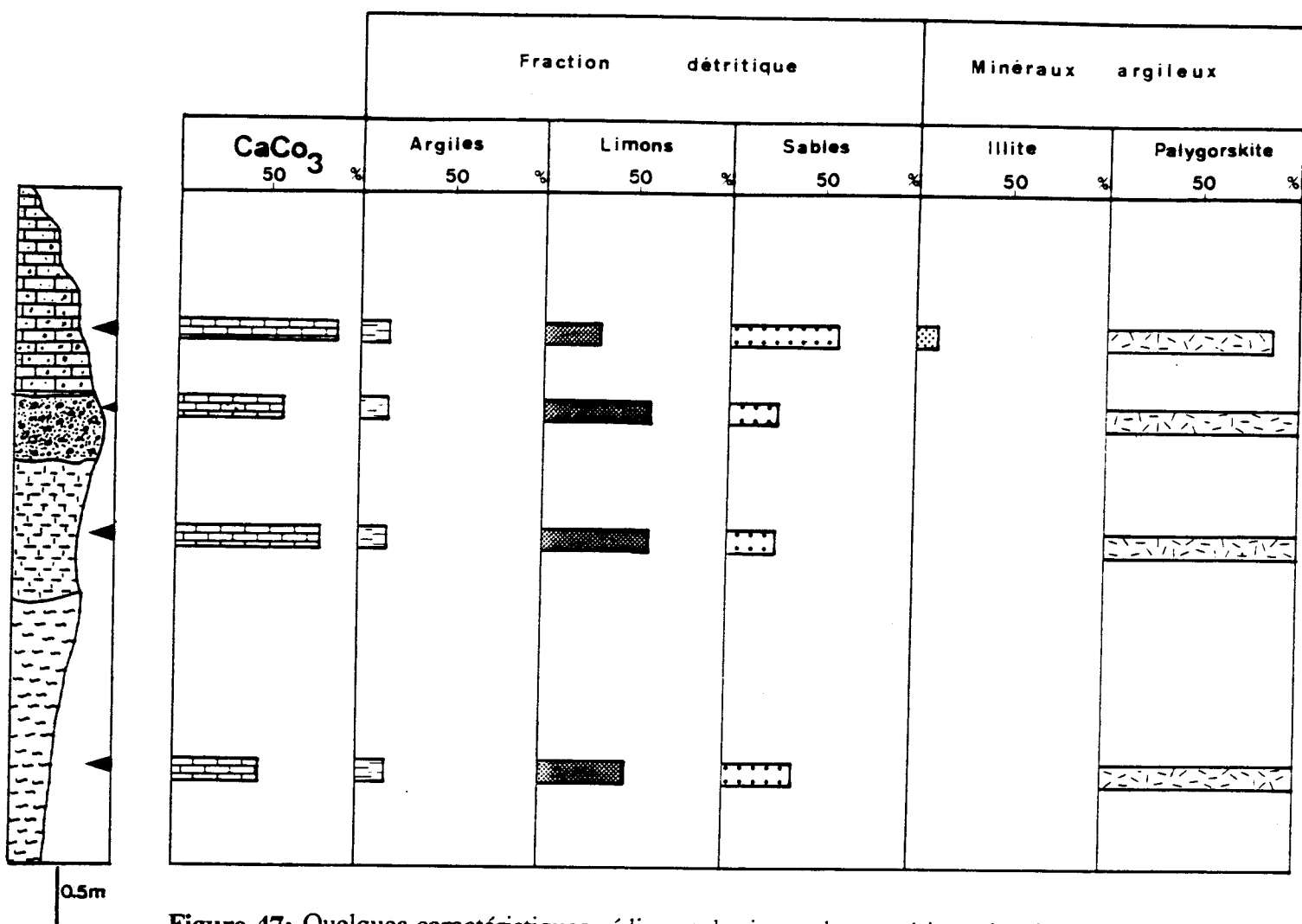


Figure.47: Quelques caractéristiques sédimentologiques des matériaux du cône du Tagragra.

2) Coupe n°8:

Sur l'affluent gauche de l'Irhzer cette coupe épaisse de 5m montre de la base au sommet:

(I) Un faciès de calcaire friable de couleur blanche dans la partie inférieure, plus ou moins rose au sommet et traversé par quelques fentes de dissolution. Il englobe des galets calcaires bien arrondis.

(II) Une dalle de calcaire silicifiée et très indurée.

(III) Un encroûtement friable identique, du point de vue sédimentologique, à la formation du niveau (II) de la coupe n°7.

(IV) Une croûte calcaire fragmentée et dégradée sous l'effet d'altération superficielle se manifestant notamment par des lapièz et quelques poches d'altération occupées par des résidus rouges.

3) Coupe n°10:

En aval, à environ 200m au Nord de l'oued Souss, le cône recouvert par une croûte calcaire de moins en moins chargée de galets calcaires disparaît sous les épandages plus ou moins épais. Jusqu'au voisinage de Dar Boubker affleure un banc de conglomérat raviné par la terrasse alluviale. La coupe en question montre:

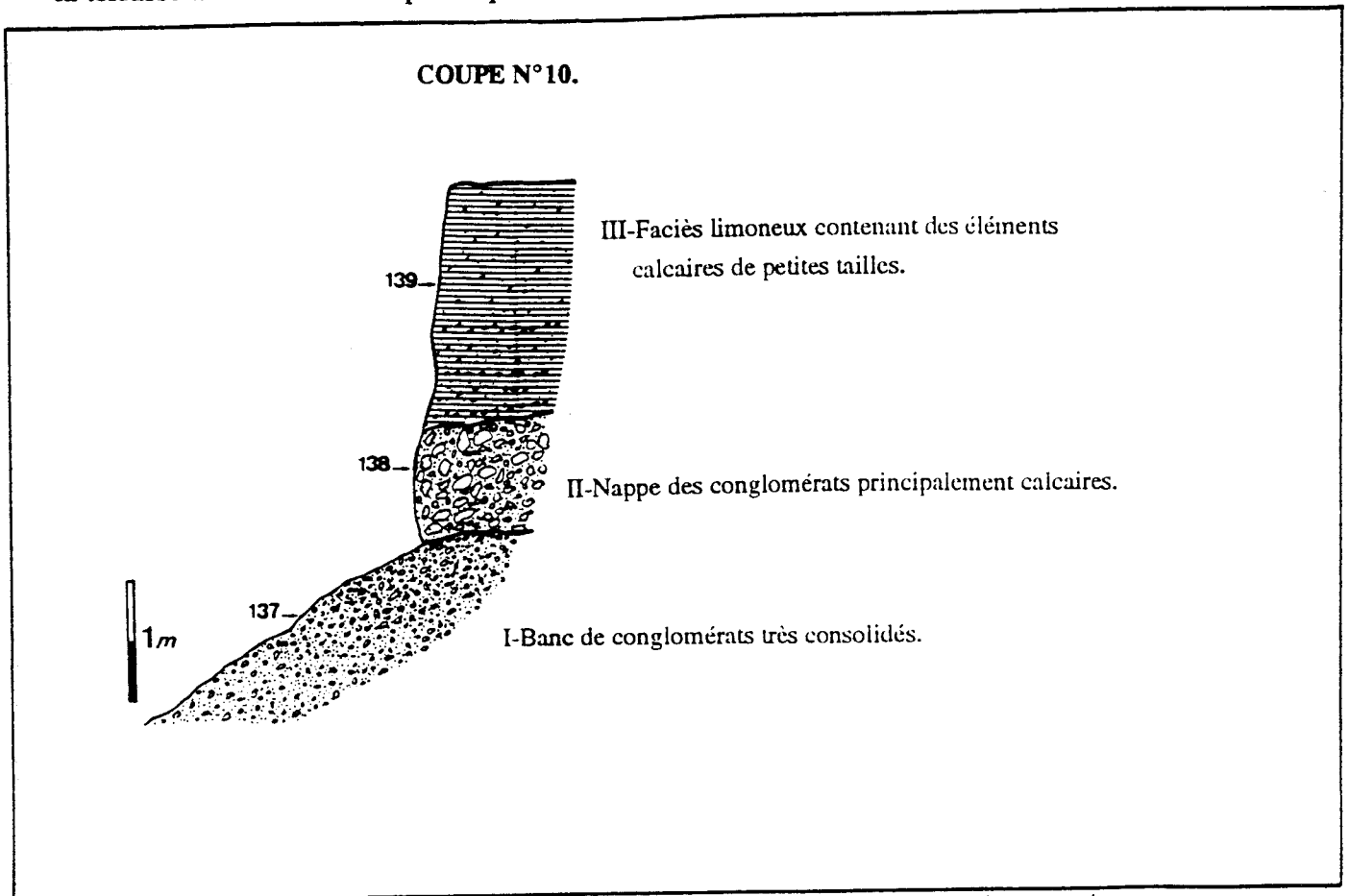


Figure.48: Forme d'emboîtement d'une terrasse alluviale dans les formations anciennes (pliocènes) à proximité de Tagadirt.

(I) Un banc de conglomérat très consolidé dont les éléments de plus grande taille n'excèdent pas 5cm de long, indice d'un amenuisement très poussé. Mais il disparaît aussitôt sous la terrasse alluviale de l'Irhzer. Quelques affleurements réduits ici et là permettent de l'identifier et le reconnaître à nouveau. J.Dresch avait attribué cette formation au Pliocène continental mais avec moins de certitude.

Dans la matrice recueillie les sables et le carbonate représentent des proportions relativement élevées. La granulométrie des particules sableuses montre un sédiment parfaitement classé (n° 137) avec une médiane qui se situe à 0,27mm. Par ailleurs l'examen morphoscopique met en évidence une abondance des éléments non-usés qui représentent 85%.

(II) Nappe de conglomérat mal consolidé qui ravine la formation précédente. Au sein du dépôt on note une abondance notable des éléments calcaires (environ 80%). La courbe granulométrique de la fraction sableuse de la matrice est fortement redressée dans la fraction grossière (Méd: 0,58mm). En revanche, ici, ce sont les éléments émoussés-luisants qui dominent le spectre morphoscopique (Echantillon n° 138).

(III) Un limon fin au sein duquel baignent quelques galets et graviers de petite taille. La fraction limoneuse associée aux argiles représentent 67,88%. Le taux de CaCO_3 baisse à 23,90%. La courbe granulométrique de l'échantillon n°139 (Fig 45) montre un sédiment à forte dominance des particules les plus fines avec une médiane située à 0,077mm.

4) Les minéraux argileux:

Le cortège des minéraux argileux est plus ou moins varié du point de vue qualitatif et quantitatif dans le profil de la coupe. Dans le niveau (I) il est constitué d'illite dominante (40%) bien cristallisée, de smectites, de kaolinites et de chlorites (Fig 50). Mais par rapport aux niveaux de la coupe n°7, ce niveau est en particulier caractérisé par l'absence totale de palygorskite et par conséquent on songe à des milieux de dépôt tout à fait différents.

Dans le niveau (II) la smectite constitue le minéral principal (60%) présentant une cristallinité moyenne accompagnée d'un regain de la palygorskite (30%) associée à des traces d'illites et de kaolinites (Fig 50). Dans le faciès limoneux (III) le cortège argileux est constitué par ordre d'importance décroissante de palygorskites, de smectites, de kaolinites et des traces d'illites (échantillon n° 139).

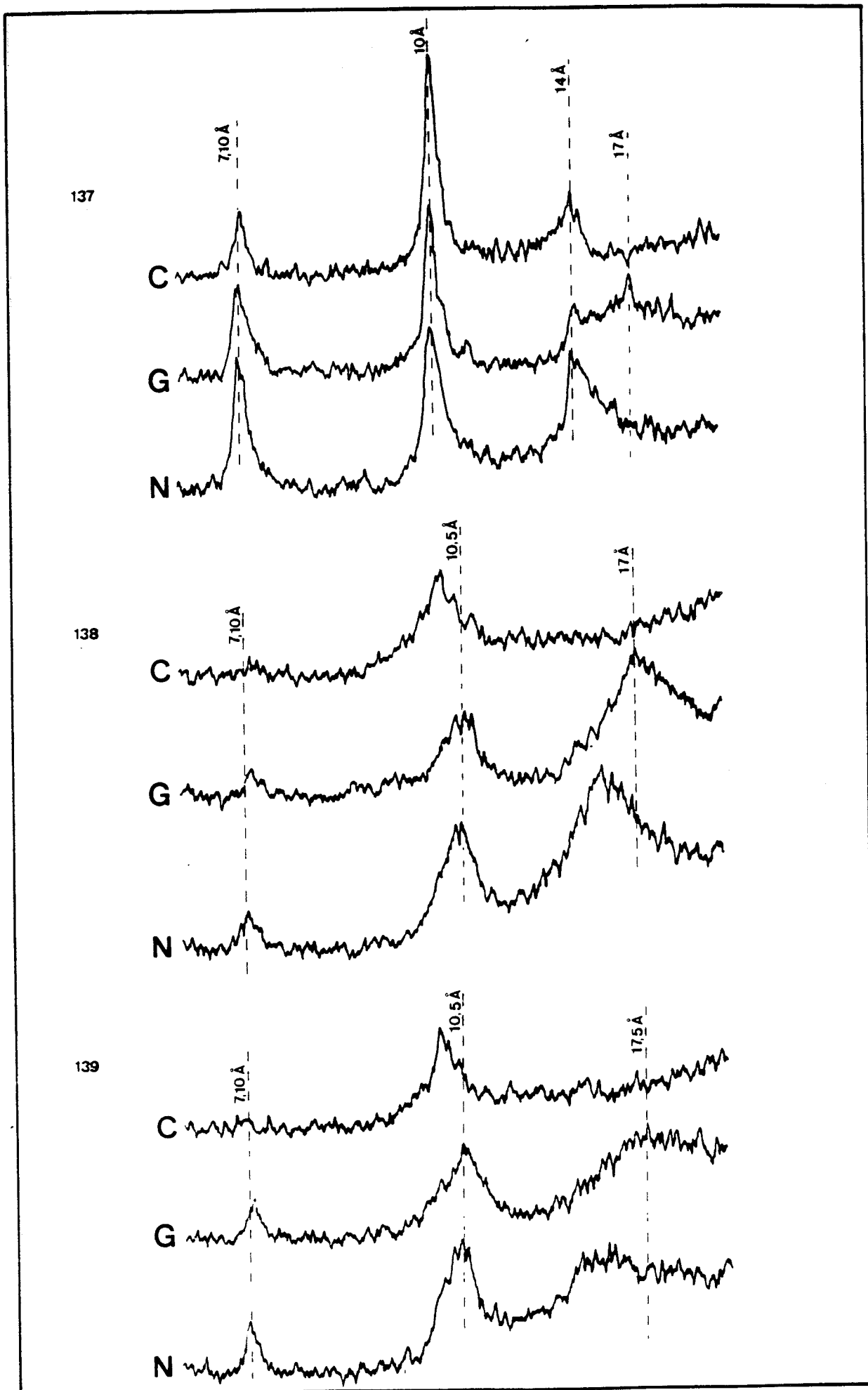


Figure.49: Diffractogrammes des Rayons X la coupe n°10.

C) Terrasse d'épandage:

Au long de l'Irhzer cette terrasse ne se développe qu'en partie aval non loin du Souss.

Elle comporte essentiellement deux niveaux:

-Un conglomérat de base constitué à 80% d'éléments calcaires peu émoussés et plus aplatis.

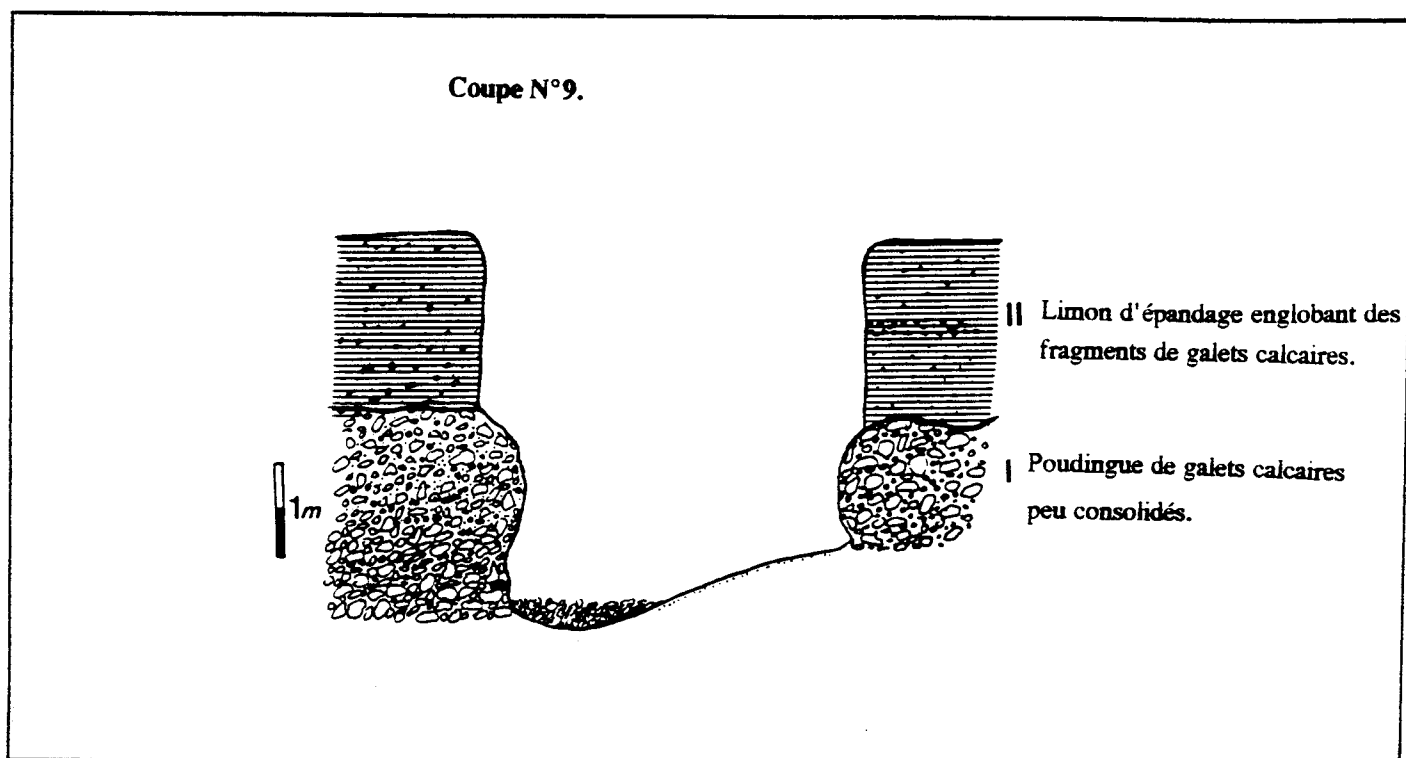


Figure.50: Structure des épandages à l'aval des cônes du Tagragra.

Les caractéristiques sédimentologiques ne diffèrent pas de ceux déjà décrits dans le niveau (II) de la coupe précédente (n°10). De même ce faciès grossier évoque un dépôt brutal d'origine torrentielle au moment des fortes crues.

-Un limon de recouvrement incluant des éléments principalement calcaires.

D) Interprétation:

Les formes d'accumulation des cônes du Tagragra se caractérisent par la dynamique sédimentaire des carbonates. Ici on n'observe pas de séquences, mais il s'agit d'édifices calcaires présentant moins de dureté et où les éléments figurés, s'ils existent, sont mal lités. L'origine locale de ces formations est particulièrement attestée par le manque de diversité pétrographique en éléments figurés: en majorité des remaniements des conglomérats calcaires oligocènes bien arrondis. Par ailleurs la prépondérance des grains de quartz non-usés témoigne d'un transport de courte distance et donc d'une origine locale.

Ce type de dépôt évoque un milieu climatique très aride favorisant un transfert dynamique des carbonates qui peut s'installer, à petite échelle, dans des cuvettes de décantation. Celles-ci sont le siège d'accumulation de produits fins précipités dans des plans d'eau temporaires dans une ambiance très basique. Le cortège argileux corrobore cette hypothèse par la présence accrue de palygorskite.

Mais à l'aval, notamment dans les conglomérats pliocènes (?), ce schéma s'inverse complètement avec de faibles proportions enregistrées en carbonate de calcium et une abondance en illite, smectite et kaolinite. Ceci permet de mettre en évidence, sur cette partie du piémont, une évolution d'ambiance géochimique totalement différente de celle qui a contrôlé la genèse des cônes. Ceci conduit à songer à un système bien drainé, correspondant certes à une prépondérance de la saison sèche mais avec une saison humide nette car elle conditionne l'hydrolyse et l'évacuation vers l'aval des produits de dégradation. Par ailleurs, la présence de la kaolinite, héritée, ne peut ni se former ni se conserver dans les milieux géochimiques basiques. A partir de ces considérations on peut donc affirmer que le Quaternaire se caractérise par une aridification climatique plus marquée par rapport au Pliocène.

III) CONE DE DEJECTION DE TAGUENZA:

A) *Extension et morphométrie :*

Au débouché du Jbel Lgouz, l'assif n'Taguenza est l'affluent le plus important de la zone du glacis oriental, à l'est du Tagragra. Il a construit un cône étendu sur 22,5 km² et étalé sur 8 km de long et 5 km de large. L'aspect général des épandages est un plan incliné constituant l'unité majeure du paysage et étendu sur les deux rives de l'assif. Son profil est caractérisé par une pente faible: inférieure à 20m par kilomètre. Au contact avec la montagne il tronque partiellement, par la présence d'une mince croûte calcaire, les croupes réduites en petites collines façonnées dans les formations du Crétacé supérieur. A l'aval il plonge sous la terrasse limoneuse édifiée par des apports latéraux des épandages. La surface est puissamment encroûtée par une dalle épaisse constituant une sorte de carapace continue qui se débite parfois en corniche. Cette dalle est aussi résistante que celle décrite à l'Irhzer El Aarba. En surface l'aspect est celui d'un épierrement issu de fragmentation de la croûte. L'identification des différents matériaux du cône n'est pas toujours aisée à cause de la faible dissection. Néanmoins quelques points fournissent des coupes réalisées dans l'entaille de l'assif.

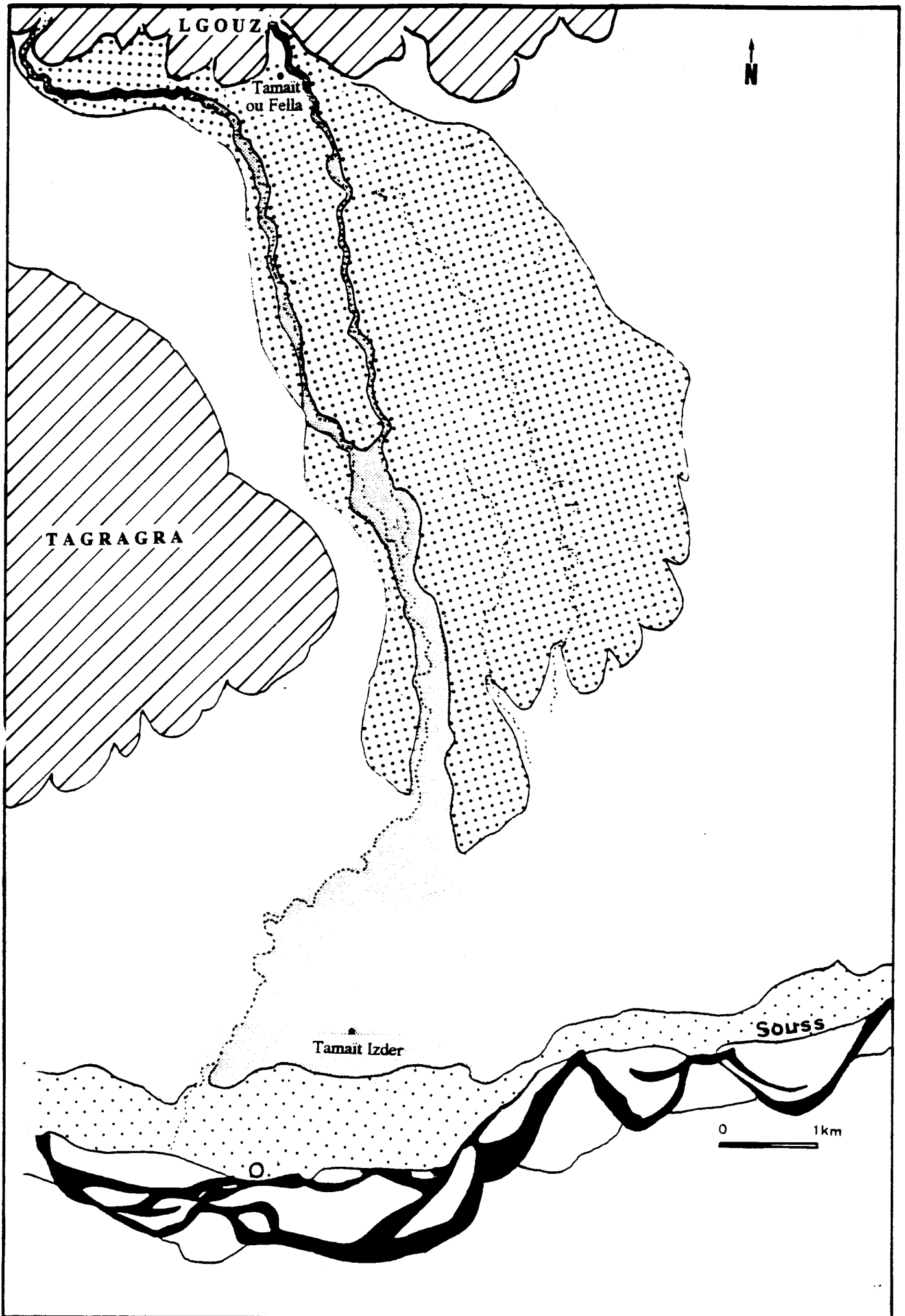


Figure.51: Cône de déjection de l'Assif n' Taguenza. (Pour la légende voir fig:33)

B) Description des matériaux du cône:

1) Coupe n°11:

Cette coupe a été relevée sur la rive droite de l'assif n'Taguenza correspondant à la partie médiane où il s'encaisse d'environ 20m sous la surface du cône. Elle montre de la base au sommet les faciès suivants:

(I) Poudingue épais de 7 m qui forme un petit talus raviné à la base par la terrasse alluviale de l'assif. Il présente des éléments grossiers de différentes tailles et pétrographiquement variés avec des calcaires dominants et quelques éléments gréseux. L'ensemble est consolidé par une matrice rose riche en carbonate de calcium (70%). La fraction détritique est dominée par des sables qui présentent une courbe granulométrique légèrement hyperbolique dont la médiane avoisine 0,86mm (Fig 53 n°140). L'observation morphoscopique montre une nette abondance des émoussés-luisants tandis que les non-usés et les ronds-mats sont relativement en proportion égale.

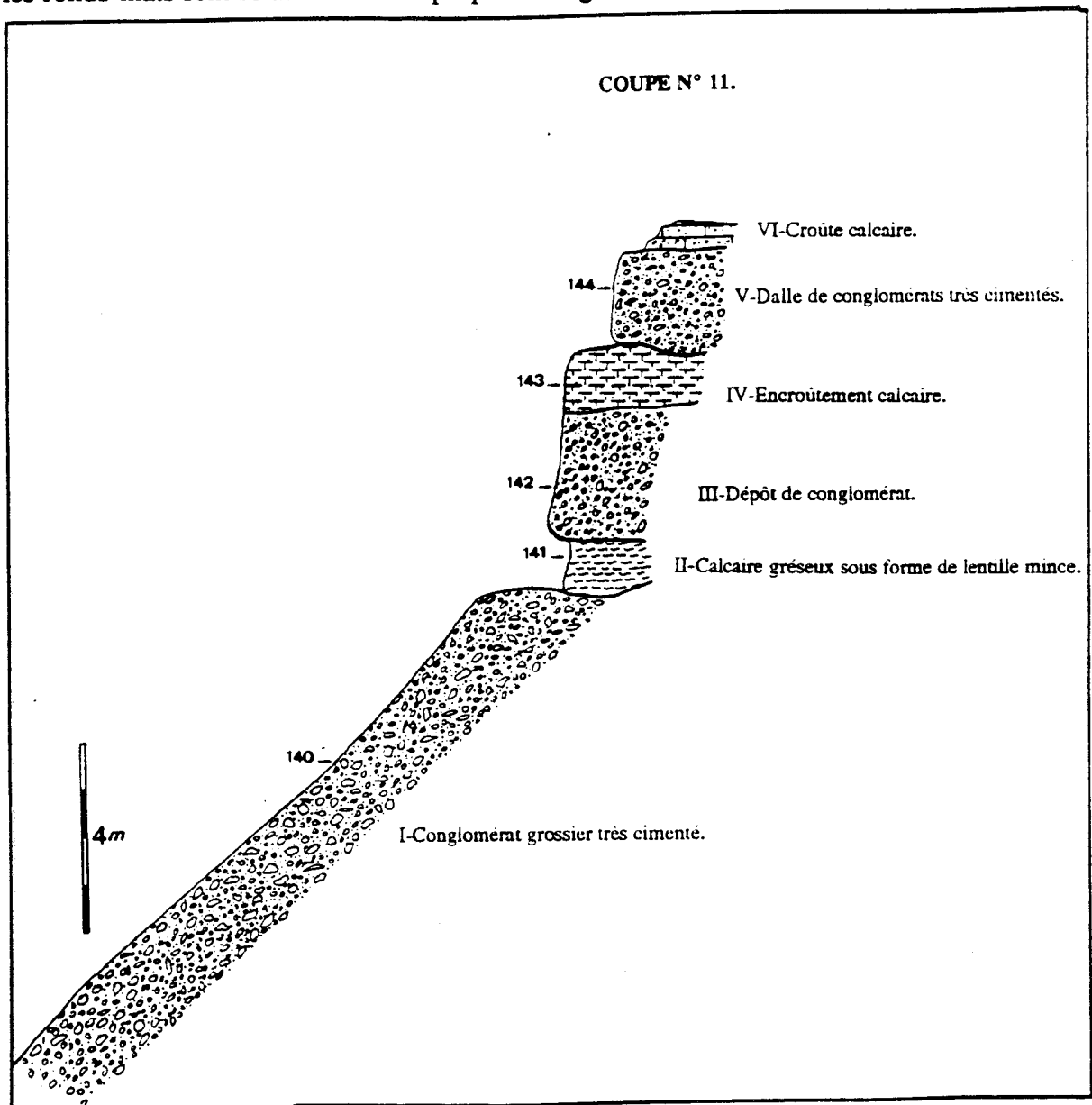
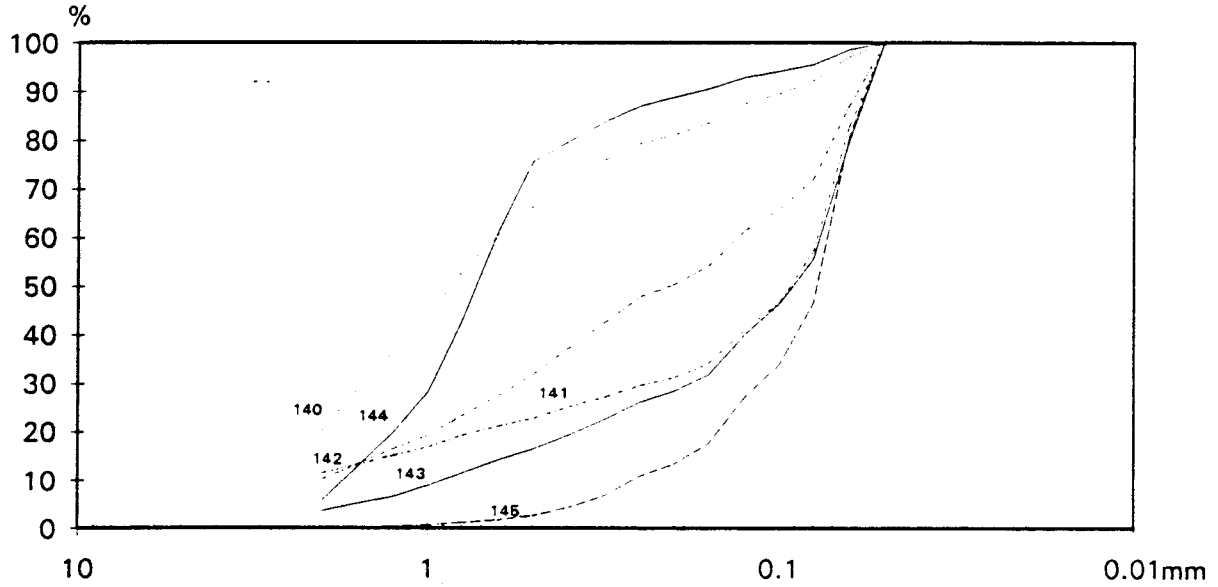


Figure.52: Matériaux du cône de Taguenza.

| Echantillons | | | | | | |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Indice | 140 | 141 | 142 | 143 | 144 | 145 |
| Q1 | 1.78 | 0.383 | 0.715 | 0.275 | 1.08 | 0.135 |
| So | 0.433 | 0.418 | 0.326 | 0.474 | 0.673 | 0.677 |
| Q3 | 0.331 | 0.067 | 0.076 | 0.062 | 0.49 | 0.062 |
| Méd | 0.86 | 0.096 | 0.225 | 0.094 | 0.74 | 0.078 |
| Assy | 0.787 | 2.717 | 1.08 | 0.125 | 0.967 | 1.33 |

Courbes granulométriques.



Morphoscopie.

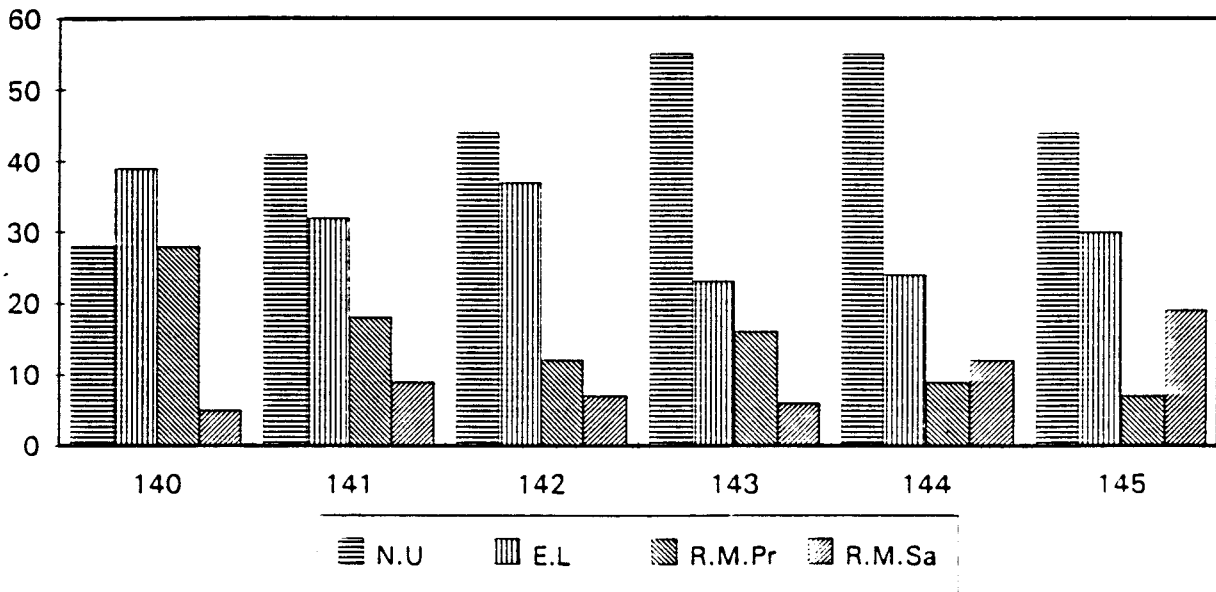


Figure.53: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des formations du cône de Taguenza.

(II) Formation calcaro-gréseuse représentée par une lentille dont l'épaisseur peut varier latéralement d'un mètre au niveau de la coupe à quelques centimètres. Les éléments grossiers y figurent rarement. Les analyses effectuées révèlent un taux de CaCO_3 de 47%. La fraction détritique est principalement formée par les particules les plus fines (argiles et limons fins) qui totalisent 70% tandis que la granulométrie de la fraction sableuse montre un sédiment mal classé dont la courbe est plutôt parabolique caractérisée par une forte domination des particules fines (Méd: 0,1mm). Le spectre morphoscopique des quatz montre une répartition inégale mais en mêmes gradients d'écart entre les différents paramètres (Echantillon n° 141).

(III) Conglomérat épais de 3m composé d'éléments bien roulés déposés en vrac et cimentés par une matrice sablo-calcaire.

(IV) Encroûtement calcaire riche en CaCO_3 (67%). L'analyse de la fraction détritique montre une légère évolution de taux des argiles et limons fins par rapport aux sables. L'examen morphoscopique indique une répartition essentiellement dominée par les non-usés (44%) et les émoussés-luisants (37%). La courbe de la fraction sableuse du sédiment montre un faciès moyennement classé avec toutefois une médiane située à 0,22mm (Echantillon n° 142).

(V) Conglomérat fortement cimenté par une matrice riche en calcaire (85%) ayant à peu près les mêmes caractéristiques que celle du niveau (IV). La fraction détritique reste toujours dominée par les argiles et limons fins avec au total 75%. Ce caractère se traduit également au niveau de la courbe n°143 à allure parabolique, très redressée du côté des sables fins et indiquant aussi une médiane d'environ 0,096mm. Les éléments non-usés constituent la majorité du spectre morphoscopique.

(VI) Croûte calcaire coiffant le sommet du cône et contenant à la base quelques graviers et granules.

2) Minéraux argileux:

Le cortège argileux est plus ou moins diversifié avec une évolution bien marquée de la palygorskite. Les diffractogrammes des rayons X relatifs aux échantillons recueillis de la base au sommet du profil montrent une abondance relative d'illite (40%) bien cristallisé qui diminue légèrement en surface associée à la palygorskite (50%) (Fig 54). Les smectites et les chlorites sont très faiblement représentées. En revanche au sommet la phase argileuse montre une dominance significative de la palygorskite avec environ 70%.

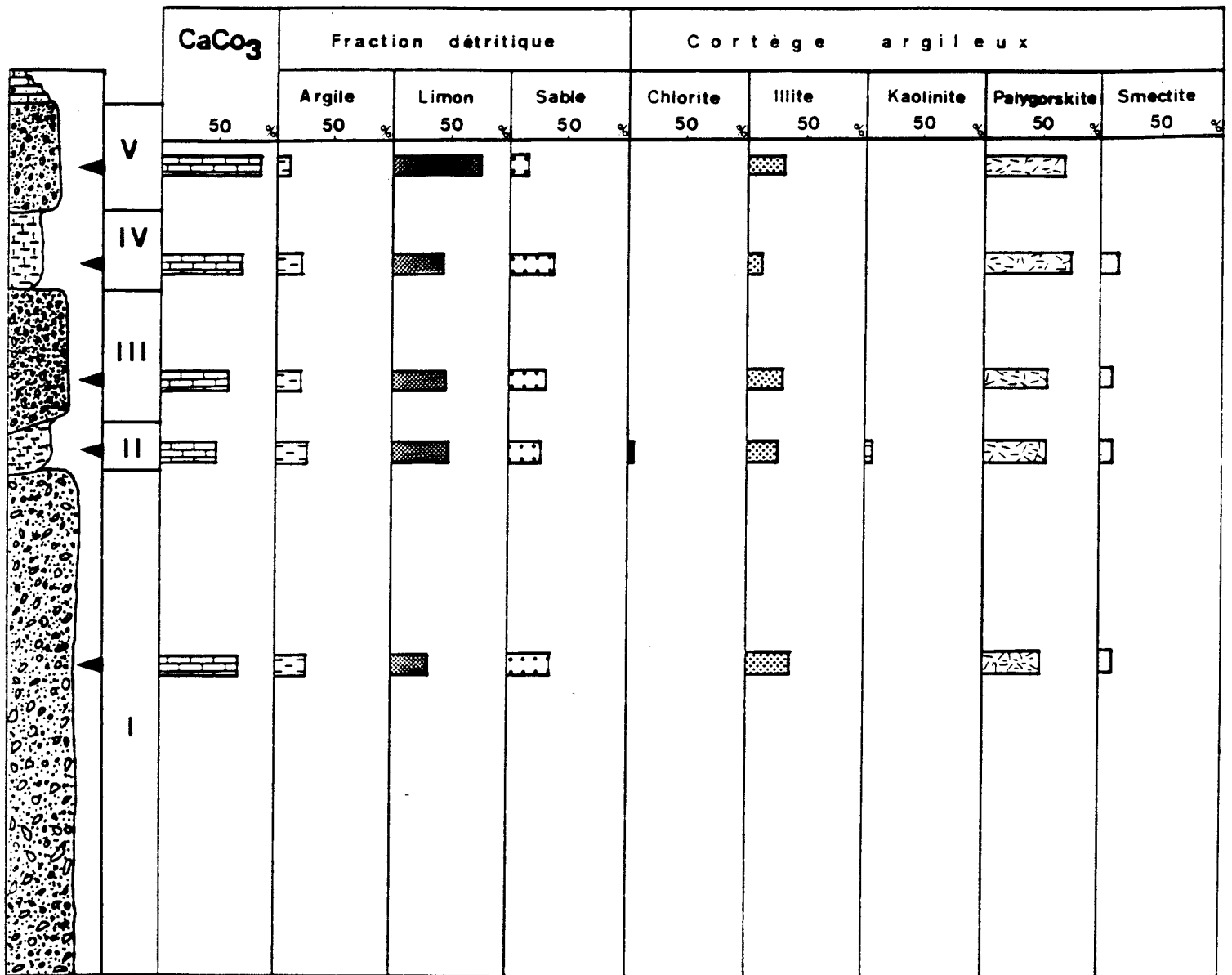


Figure.54: Caractéristiques sédimentologiques de la coupe n°11 du cône de Taguenza.

2 m

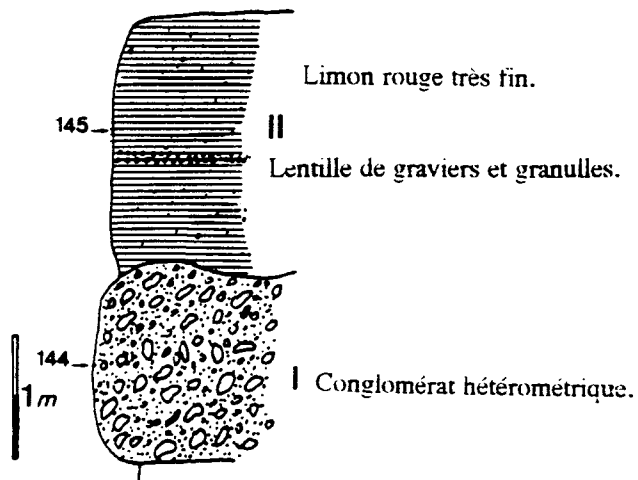
C) Basse terrasse alluviale associée au cône:

Elle se présente à l'amont sous la forme d'épandage étalé au débouché du cours actuel de l'assif et est réduite donc en pseudo terrasse fragmentée et érodée par les crues successives (coupe n°12). Généralement limoneuse et à couverture colluviale par endroit, elle comble le fond du vallon du cône n'occupant ainsi qu'une surface limitée le long de l'assif. Dans la partie distale elle domine le fond du lit à 4m en moyenne (coupe n°13).

Dans cette dernière partie, elle montre;

-à la base: un conglomérat composé de gros blocs, galets et graviers déposés en vrac. La matrice présente une proportion élevée par rapport à l'ensemble du volume; on est ici en fait dans la zone où l'assif commence, sous l'effet de la faible pente, à déposer les

Coupe N° 12.



Coupe N° 13.

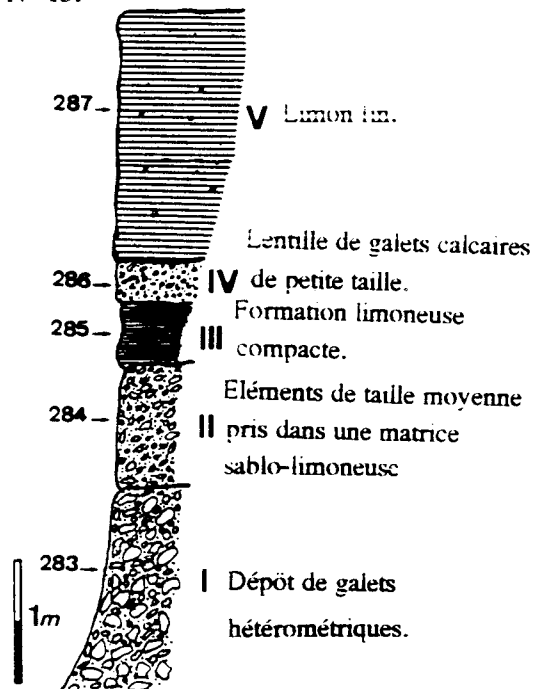
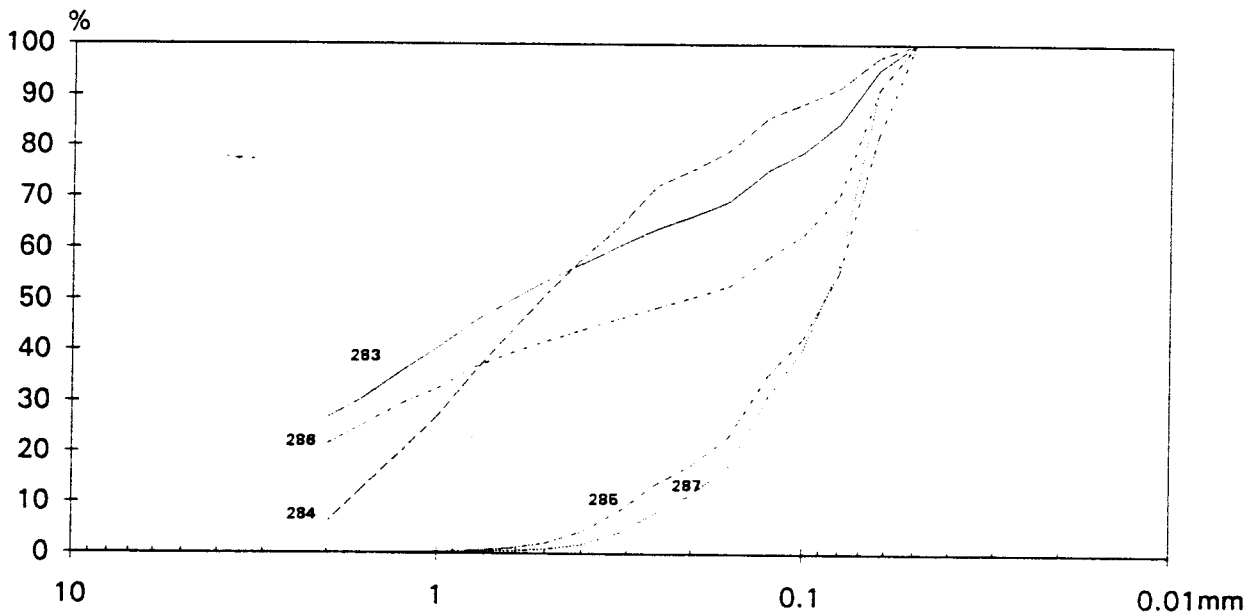


Figure.55: Basses terrasses alluviales de Taguenza.

| Echantillons | | | | | |
|--------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Indice | 283 | 284 | 284 | 286 | 287 |
| Q1 | | 1.08 | 0.153 | 1.64 | 0.146 |
| So | | 0.428 | 0.693 | 0.213 | 0.694 |
| Q3 | 0.128 | 0.198 | 0.065 | 0.075 | 0.07 |
| Méd | 0.61 | 0.52 | 0.088 | 0.218 | 0.088 |
| Assy | | 0.788 | 1.285 | 2.617 | 1.428 |

Courbes granulométriques.



Morphoscopie.

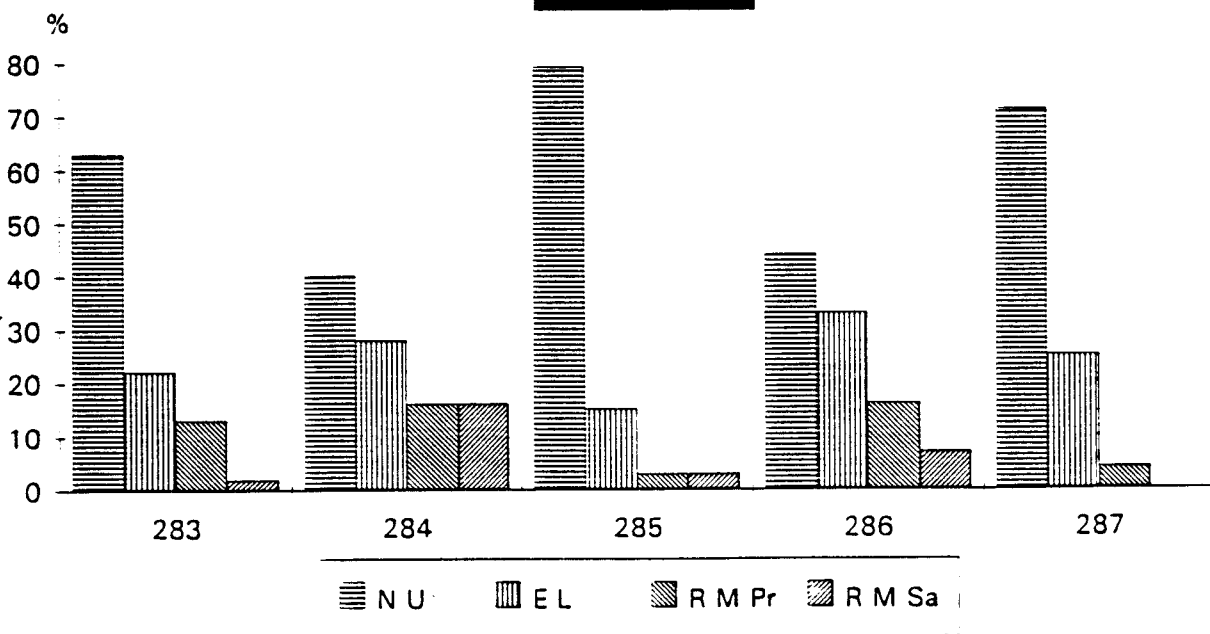


Figure.56: Granulométrie et morphoscopie de la terrasse n°13.

matériaux qui tendent à devenir de plus en plus fins vers l'aval. L'analyse effectuée sur la matrice indique un taux relativement élevé en particules sableuses (45%). Le pourcentage de carbonate est de 23,69%. La composition du sédiment ainsi que sa granulométrie évoquent un faciès plus ou moins hyperbolique du côté des particules moyennes avec une médiane située à 0,74mm. L'observation microscopique révèle une dominance des quartz non-usés (Echantillon n°144).

-Au sommet prend place un limon fin épais de 2m contenant quelques spécimens d'Hélix et des débris de coquilles. Au sein de ce faciès on note parfois des lentilles de petits galets. La fraction détritique est également répartie entre les argiles et limons d'une part et sables d'autre part. La fraction carbonatée représente 48,22%; tandis que la courbe granulométrique montre un faciès de type parabolique enregistrant un grand pourcentage de fines (Médiane:0,08mm) (échantillon n°145).

L'examen minéralogique de quelques échantillons récoltés le long du profil de la terrasse montrent un cortège argileux différent de celui du cône. En effet on assiste ici à une diminution sensible de la palygorskite qui ne représente pas plus de 20%. En revanche l'illite occupe environ la moitié de la phase argileuse avec des pics aigus indiquant une bonne cristallinité, notamment à la base de la terrasse. Mais le plus caractéristique est surtout l'évolution de la kaolinite relativement abondante au sommet (25%) et l'apparition de la vermiculite qui représente environ 15%.

En résumé le cône de Taguenza présente des séquences de même type que celles décrites pour celui d'El Aarba. On dénombre au total trois mégaséquences. Par suite l'interprétation de celles-ci, en termes de milieu de dépôt et d'environnement climatique, demeure similaire. Cependant on peut souligner la dominance des unités grossières au dépens des formations fines. De même les considérations granulométriques et morphoscopiques révèlent cet analogie de faciès pour les deux cônes.

Mais les principales caractéristiques communes des deux cônes sont particulièrement révélées par des associations argileuses très semblables. On peut penser qu'un même contexte paléogéographique et climatique propice était à l'origine de la genèse des deux cônes.

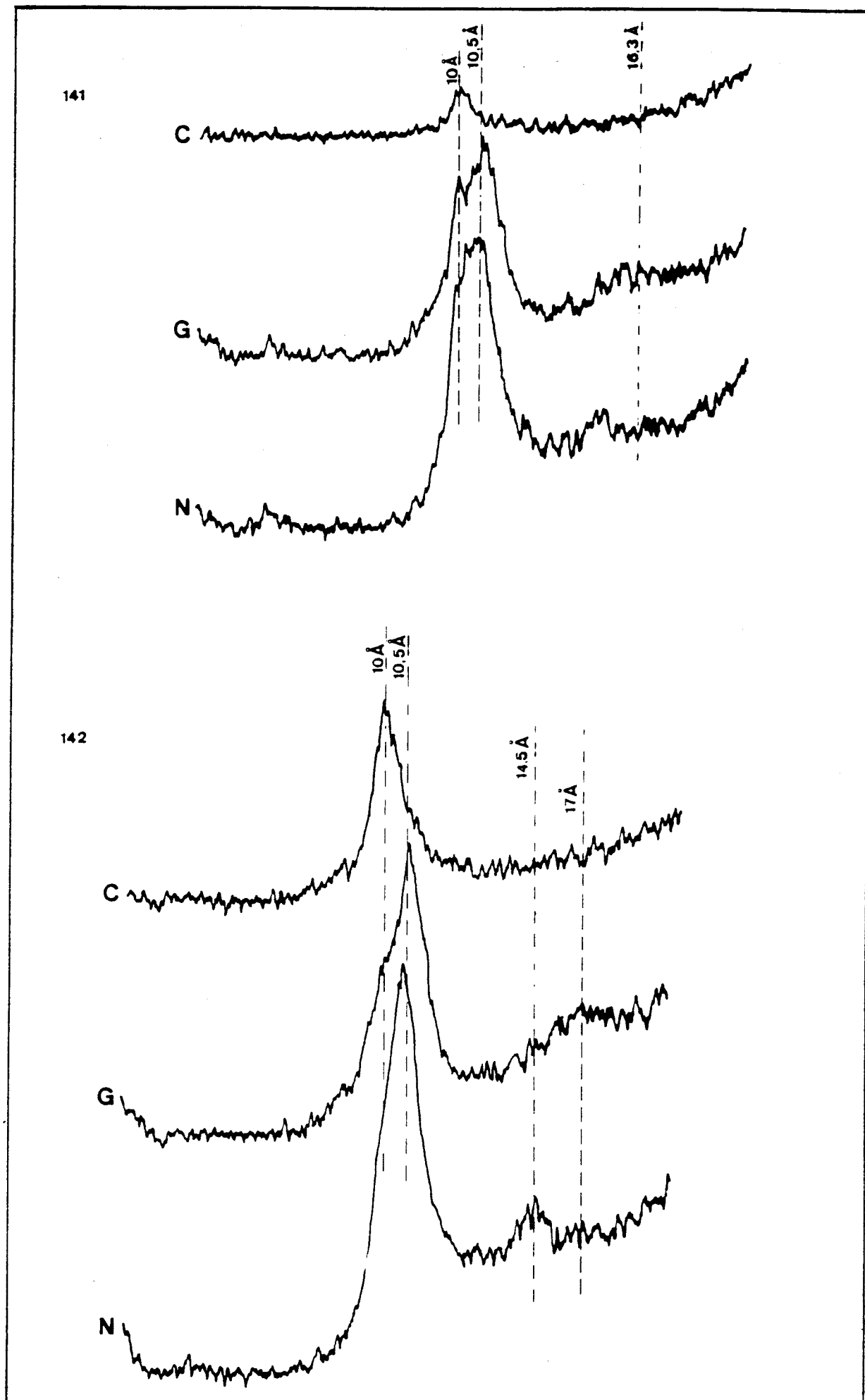


Figure.57: Diffractogrammes des Rayons X des formations II et III du cône de Taguena.

IV) CONE DE DEJECTION D'AMESKROUD:

C'est le quatrième et le dernier cône situé à l'extrémité orientale du domaine étudié. Il prend place au débouché de la partie inférieure du bassin triasique d'Argana avec une superficie de 18,3km² et il s'étale sur 4 km de long et 6 de large. Sa topographie montre une pente faible et régulière (en moyenne 20 m de nivelé sur plus d'un kilomètre). Deux principaux affluents atlasiques traversent ce cône; ce sont:

- L'Irhzer n'Tinfoul qui draine essentiellement les formations jurassiques. A son débouché il incise la partie occidentale.
- L'Irhzer Bouazmaï qui draine en grande partie les formations aréno-lutitiques argilo-sableuses et les basaltes du Trias supérieur.

A leur sortie de la montagne ces deux Irhzer tendent à diverger en tous sens à partir du cône de déjection et à divaguer dans la vallée dans de larges zones alluvionnaires. Au total trois coupes ont fait l'objet de l'étude des matériaux de ce cône. Les deux premières ont été relevées sur l'affluent de Tinfoul; une en partie amont (n°14) et la seconde à l'aval (n°15). La troisième a été réalisée sur l'Irhzer Bouazmaï (n°16).

A) Matériaux du cône:

1) Coupe n°14:

On distingue trois types d'accumulations:

I) A la base, un conglomérat qui apparaît sur 1,5 m d'épaisseur. Peu consolidé, il présente un dépôt de matériel hétérométrique. Les galets, dont la plupart sont arrondis, mesurent 20 cm de long au maximum. La partie supérieure est plus consolidée sur environ 50 cm par la dynamique d'enrichissement de carbonates du niveau supérieur.

II) Banc calcaire épais de 0,5 m moyennement induré et englobant quelques éléments de galets grossièrement lités.

III) Dans le niveau sommital on passe à un faciès sablo-limoneux légèrement carbonté (23%) qui forme en réalité un sol peu évolué de texture grossière. Dans plusieurs endroits où ce sol est dénudé on voit apparaître la surface du banc précédent sous forme de croûte calcaire.

2) Coupe n°15.

Ce type de sédimentation qui caractérise la morphologie des épandages se trouve confirmé par la coupe n°15 effectuée sur la rive droite de l'Irhzer n' Tinfoul. Le

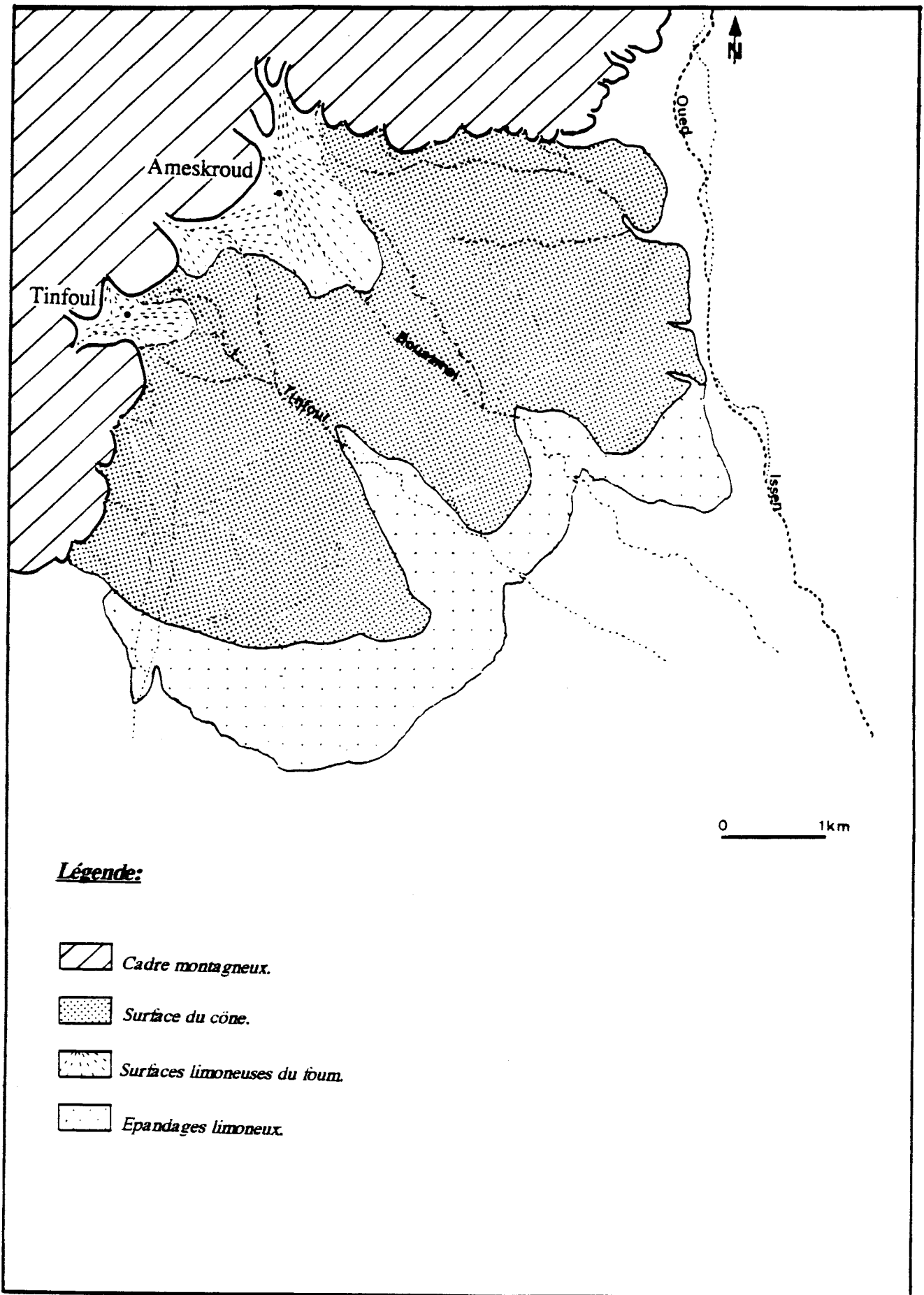
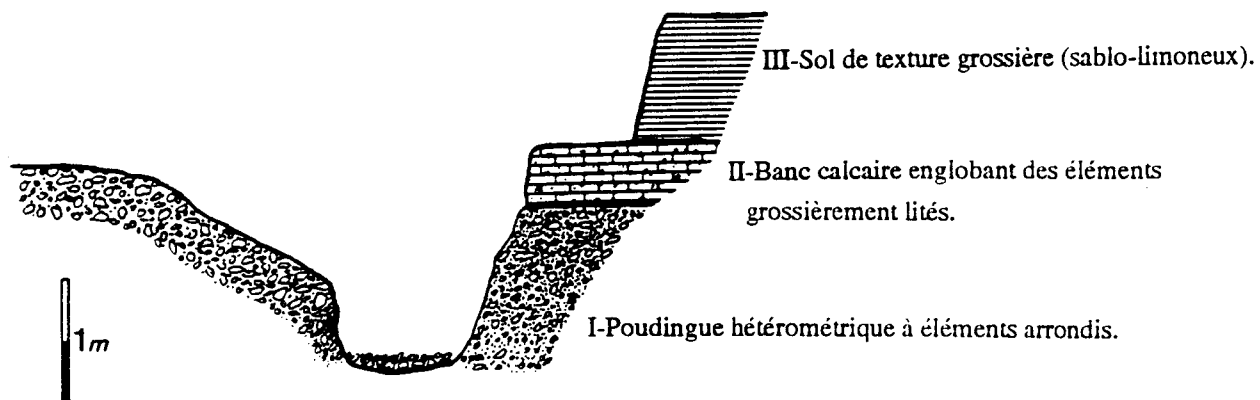
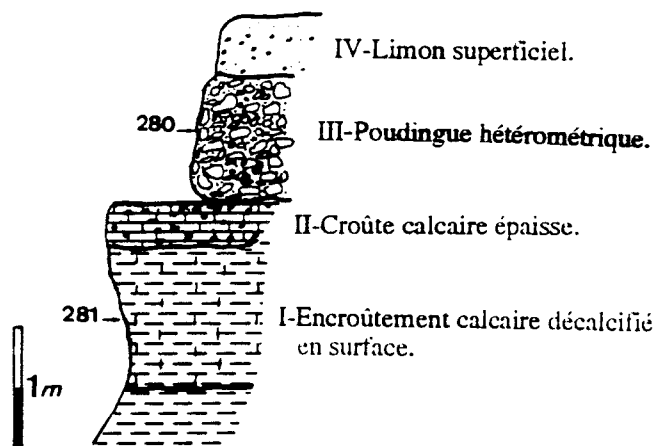


Figure.58: Cône de déjection d'Ameskroud.

COUPE N° 14.



COUPE N° 15.



COUPE N° 16.

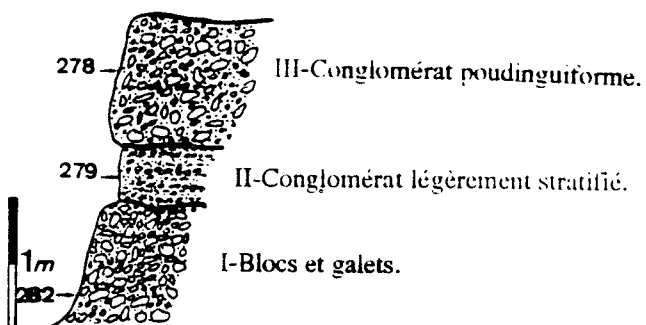


Figure.59: Coupes du cône d'Ameskroud.

remblaiement montre:

I) A la base un encroûtement calcaire friable recouvert d'une pellicule de calcaire décalcifié sous forme de résidus rouges. Ce faciès présente un taux de carbonate très élevé (88%) tandis que dans la formation résiduelle il baisse à 24%.

II) Croûte calcaire épaisse très compacte sous forme de bancs minces chargée au sommet de quelques éléments figurés. En lame mince, il s'agit d'un calcaire gréseux légèrement nodulisé et traversé par des fentes de dessiccation.

III) Poudingue hétérogène consolidé par une matrice riche en fraction limoneuse.

IV) Limon de surface à éléments de moins en moins abondant du bas vers le haut à l'exception de quelques gravillons.

3) Coupe n° 16:

C'est la seule coupe qu'on a pu réaliser sur l'affluent d'Irhzer Bouazmaï. Elle montre de la base au sommet les accumulations suivantes:

I) Blocs et galets déposés en vrac, consolidés par une matrice essentiellement sableuse (54%).

II) Formation constituée de petits galets plus ou moins roulés et graviers où la matrice domine largement. L'ensemble présente une légère stratification.

III) Banc de conglomérat poudinguiforme à éléments de faible taille (entre 20 et 30 cm de long). Au sein du dépôt on note la présence de quelques éléments altérés. La matrice, de couleur rouge, constitue une faible proportion.

B) Les minéraux argileux:

Dans les deux premiers profils le cortège des minéraux argileux est plus homogène. Dans les niveaux carbonatés la palygorskite est le minéral dominant (60%) associé à l'illite (35%) et des traces de kaolinite. En revanche dans les formations poudinguiformes la phase argileuse est plus variée: le pourcentage de la palygorskite diminue jusqu'à 25% tandis qu'apparaît une illite plus ou moins cristallisée avec 50% accompagnée de la kaolinite (15%) et de la vermiculite (10%). Dans le niveau limoneux de surface on assiste à une quasi-disparition de la palygorskite au profit de l'illite qui atteint 60% et une nette évolution de la kaolinite et de la smectite avec 20% chacune. Dans la coupe n° 16 la fraction argileuse est constituée principalement d'illite dominante bien cristallisée de chlorite de vermiculite et de kaolinite. Ces deux dernières sont associées au niveaux (II) et leur proportion baisse dans les niveaux grossiers.

C) Interprétation:

Malgré le caractère insuffisant des données obtenues sur le cône d'Ameskroud à cause du nombre limité et la faible épaisseur des profils, on peut résumer l'aspect de la dynamique sédimentaire comme suit:

-Il s'agit d'une accumulation de cône caractérisée par des sédiments mal triés et déposés en vrac. La mise en place des niveaux grossiers correspond, comme le montrent les courbes de granulométrie, à une circulation de haute énergie des chenaux fluviaux probablement en périodes de crues.

-Les carbonates envahissent toutes les formations et se présentent sous forme d'encroûtement crayeux notamment au niveau (I) de la coupe n°15 qui évoque un milieu de décantation en eau calme pouvant correspondre d'après la morphologie du faciès à des remplissages de chenaux abandonnés (cuvettes lacustres). Les teneurs élevées observées dans les niveaux des coupes 14 et 15 pourrait s'expliquer par un apport latéral d'eaux chargées en CaCO_3 provenant des massifs calcaires qui encadrent le couloir d'Argana. Par contre, dans le profil n°16 ces teneurs sont faibles puisque l'Irhzer Bouazmaï draine essentiellement la roche pélitique très pauvre en CaCO_3 (2%).

-De même, l'analyse du cortège argileux montre une abondance des argiles fibreuses palygorskites bien développées dans les profils 14 et 15 associées aux niveaux riches en carbonates de calcium. Elles seraient donc à mettre en relation avec le processus de précipitation à partir des solutions sursaturées en magnésium et à pH très élevé dans un milieu climatique où règnent évaporation et confinement. En ce qui concerne la fraction argileuse du bassin d'Argana (Watteuw, 1964; Lotfi, 1974), elle présente une argile résiduelle constituée principalement d'illite, de chlorite et de kaolinite complétée par la vermiculite. En revanche la présence d'illite et parfois d'édifice interstratifié chlorite-vermiculite rencontrés dans les formations du profil 16 pourrait traduire une contribution plus importante des terrains d'Argana qui en renferment en grande proportion.

V) TERRASSES DE LA PARTIE AVAL DE L'OUED ISSEN ET DU SOUSS:

Dans l'ensemble le système de terrasses est moins développé et fréquemment incomplet. Dans quelques cas il se limite à des fragments de terrasses défigurées à la suite des crues successives des oueds. De même le raccord topographique entre le système des cônes et les terrasses des oueds est visiblement très rare pour pouvoir mettre en évidence le changement latéral de faciès des deux systèmes. Cependant, les caractéristiques du matériel, notamment du point de vue morphométrique, pétrographique et minéralogique permettent d'apporter quelques nuances.

A) Terrasses de l'oued Issen:

L'oued Issen débouche dans la plaine à environ 190 m. Son lit s'inscrit nettement dans les sédiments gréseux et pélitiques provenant de son bassin triasique. Dresch (1941) et Ambroggi (1963) avaient mis en évidence, à l'intérieur du couloir Argana-Bigoudine une série de terrasses et surfaces d'érosion étagées au-dessus de l'oued entre +10 et +130 m. Les niveaux des terrasses supérieures sont conservées à l'état de replats discontinus en montagne. Mais généralement plus larges, ces terrasses sont le plus souvent recouvertes de couches épaisses de cailloux roulés permo-triasiques. Elles sont facilement observables sous le douar de Dlehoila et à Tizouint Izdarh. Leur extension est aussitôt interrompue vers l'aval et par conséquent elles ne sortent pas du massif montagneux. Quant aux terrasses inférieures, on en dénombre deux depuis le débouché de l'Issen jusqu'à sa confluence avec le Souss. La première borde le cours de l'oued dans la section amont d'une épaisseur de 12 m maximum. La seconde se situe à l'aval sous forme de terrasse alluviale formée entièrement de limons d'épandage de 3m d'épaisseur.

1) Coupes étudiées:

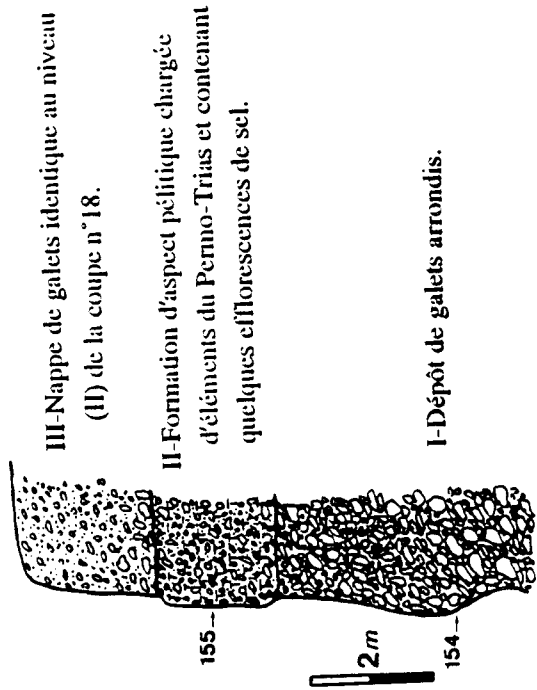
a) La coupe n°17 relevée à mi-distance entre le débouché de l'oued et sa confluence avec le Souss montre les accumulations suivantes:

I) A la base débute un faciès conglomératique grossier et dont les éléments du Permo-Trias constituent environ 90% du volume. Ces éléments atteignent facilement 1 mètre de long voire plus et sont moyennement émoussés et consolidés par une matrice sablo-limoneuse en faible proportion. L'analyse effectuée sur cette matrice indique un faciès logarithmique à forte dominance de la fraction sableuse grossière (médiane = 1mm). Ce type de dépôt évoque un milieu sédimentaire de haute énergie. Le spectre morphoscopique confirme dans le même sens ce caractère par une abondance relative des éléments non-usés (45%) mais avec également une nette évolution des ronds-mats propres qui constituent 25% du spectre.

Dans la partie supérieure les gros blocs de plus d'un mètre gagnent largement aux dépens de la matrice qui se réduit à quelques minces remplissages de granules et sables grossiers (courbe n°152). Ceci offre au matériel un aspect imbriqué et disposé en tout sens.

II) Au-dessus, sur environ 3 m, prend place un conglomérat un peu plus différencié que celui de la base de la coupe: topographiquement d'abord puisqu'il se débite en corniche visible; morphométriquement ensuite par une diminution sensible de la taille des éléments (à peine 40 cm de long). Mais l'aspect commun entre les deux niveaux réside dans l'abondance des galets triasiques également à 90% de l'ensemble du volume et

COUPE N° 18.



COUPE N° 17.

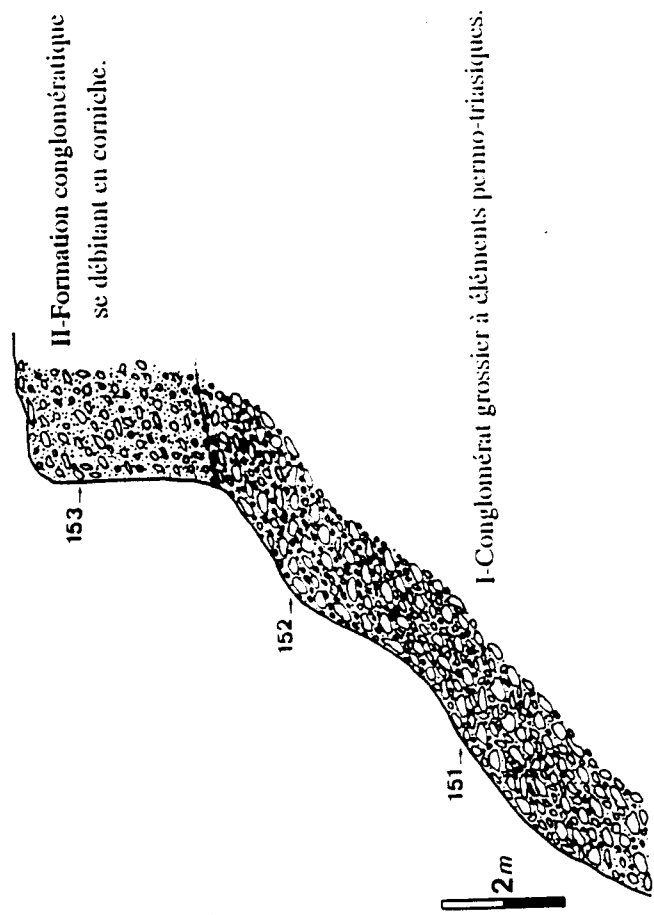


Figure.60: Terrasses de l'oued Issen.

quelques fois bien arrondis tandis que la matrice, plus abondante montre une légère évolution des sables moyens et fins. La fraction détritique est marquée par une grande proportion des sables à 58,35%, les limons 26,65% et les argiles 15%. L'analyse de la courbe montre la même allure que celle de l'échantillon n°151 avec toutefois une médiane située à 0,37mm.

A la surface s'est développé un sol rouge isohumique de texture lourde plus ou moins salé.

b) A environ 3km en aval on a relevé le long de la rive droite une deuxième coupe (n°18) de 8m d'épaisseur dans laquelle on distingue trois niveaux:

I) A la base 3 m de galets à majorité triasique de taille plus faible (20cm de long) dont quelques éléments sont plus ou moins arrondis. Les caractères sédimentologiques de la matrice révèlent une grande similitude par rapport au niveau (I) de la coupe précédente (cf par ex courbes granulométriques n°151 et 154). C'est donc sans doute l'extension de la même nappe mais ici moins épaisse par l'effet de la pente et du faible creusement.

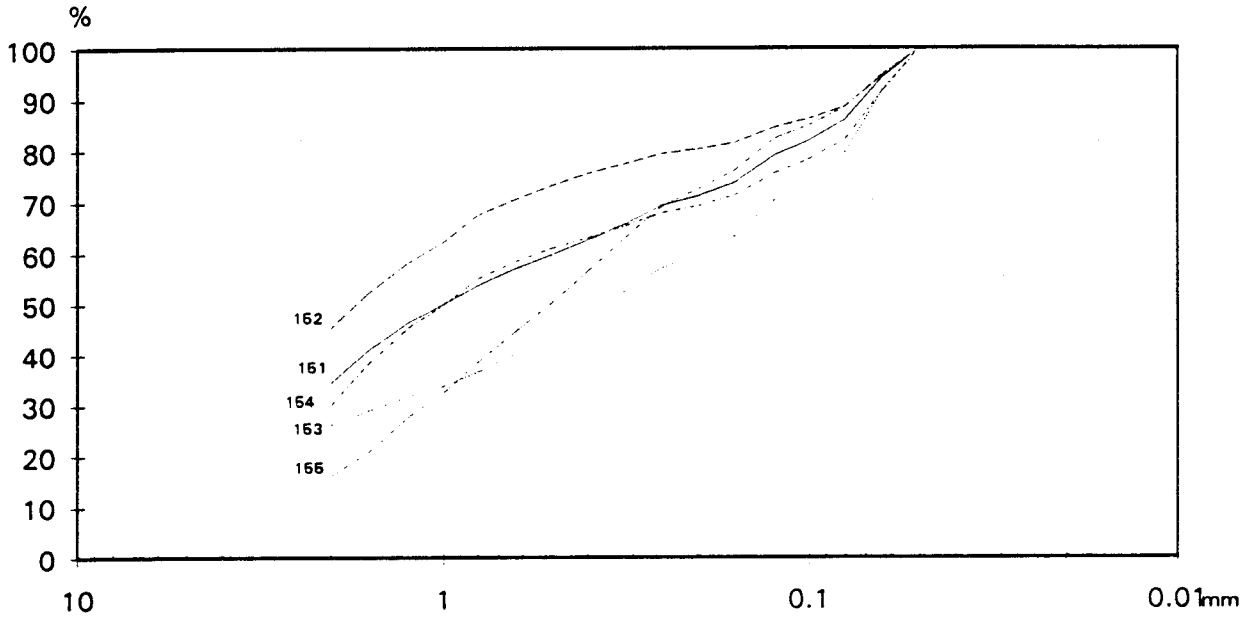
II) Formation grossière d'aspect pélitique chargée de galets gréseux du domaine triasique et plus ou moins imprégnée par des apports de carbonates (51%) sous diverses formes. Quelques efflorescences de sel provenant probablement du bassin salifère d'Argana et ayant subi l'effet de l'évaporation des eaux se mêlent également au sein du dépôt. La fraction détritique est toujours dominée par une abondance notable en fraction sableuse (54,50%) tandis que la courbe granulométrique montre un sédiment pauvre en sables grossiers avec une médiane plus faible (0,5mm).

III) Une nappe épaisse de cailloux de 2m, composée de galets de tailles moyennes (15-20cm de long) identique au niveau supérieur de la première coupe.

2) Cortège argileux:

Dans les deux coupes décrites, le cortège argileux est plus ou moins constant aussi bien du point de vue qualitatif que quantitatif. L'examen aux Rayons X a ainsi révélé un pourcentage élevé en illite (45-55%) bien cristallisée associée à la smectite, à la chlorite et de faibles proportions de kaolinite. Des traces d'interstratifiés chlorite-vermiculite complètent le cortège.

Courbes granulométriques.



Spectre morphoscopique.

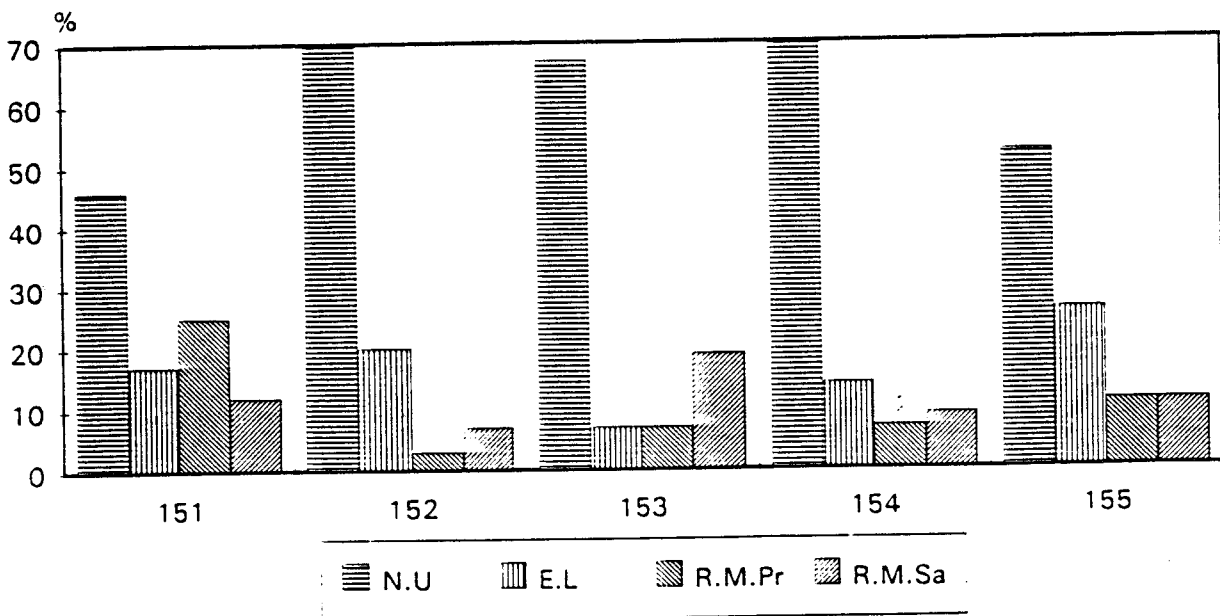


Figure. 61: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des terrasses de l'Issen.

En définitive, le faciès sédimentaire constituant les matériaux des terrasses de l'Issen se différencie nettement par rapport à celui rencontré sur les cônes de déjection par certains caractères:

-Abondance notable d'éléments grossiers permo-triasiques qui reflètent évidemment l'origine d'alimentation. En effet ces éléments sont tous endogènes issus du bassin d'Argana. Le dynamisme des oueds aurait permis le transport d'un mélange de blocs galets et sables grossiers sous forme de lave torrentielle depuis le relief du couloir d'Argana comme le montrent les courbes granulométriques qui indiquent un sédiment mal classé. Il pourrait donc s'agir d'une période d'érosion accrue de la vallée accompagnée probablement entre autre d'instabilité des versants.

-Absence de calcrètes le long de tous les profils étant donné que le dispositif lithologique montagneux, à l'inverse du Jurassique ou Crétacé, ne contient pas de formations calcaires permettant sa prolifération sur le piémont.

-Disparition des argiles fibreuses. L'analyse par diffractométrie des rayons X permet de caractériser très nettement cet épisode sédimentaire. Il s'agit d'un cortège argileux entièrement hérité du bassin d'origine. En revanche, la disparition de la palygorskite peut être interprétée par deux facteurs indissociables:

-Absence de roches riches en Mg, Si et Al, contenus souvent dans les familles de roches calcaires, pour contribuer à la néoformation de ce minéral.

-L'âge relatif de ces terrasses est probablement plus récent par rapport aux cônes de bordure et pourraient traduire une ambiance climatique plus humide qui ne permettrait pas la néoformation de ce minéral.

B) Terrasses du Souss:

La partie inférieure du Souss offre plusieurs niveaux de terrasses brièvement décrites par R. Ambroggi (1963). Il s'agit en fait d'observations générales ayant porté sur l'étude des dépôts quaternaires de l'ensemble de la partie occidentale du Souss. Ici nous avons repris l'étude de ces niveaux avec un peu de détail. Au total cinq coupes relevées le long du parcours amont-aval ont fait l'objet de cette étude.

De la confluence de l'Issen jusqu'à l'aval de l'Irhzer El Aarba, le Souss s'écoule entre les deux points sur une distance d'environ 39 km avec un dénivelé de 68 m; pente très faible en comparaison de celle des affluents des cônes. Le long de ce tracé l'oued présente quelques traits géomorphologiques curieux. D'abord le tracé amont de l'oued décrit une déviation vers le sud provoquée probablement par la poussée de l'Issen qui déverse de grandes charges d'alluvions au large du lit du Souss. Ensuite l'oued longe les buttes de Tamlalt et Aknibich qui dominent d'une trentaine de mètres de larges terrasses limoneuses le plus souvent découpées en gradins de quelques mètres. Le lit est occupé par des petits barrages de graviers isolant des biefs profonds de 2 à 3 m qui constituent de petits bassins

naturels où l'eau réapparaît sous forme de résurgences et s'échappe par les seguias d'irrigation.

Nous allons donc présenter ici les coupes relevées exclusivement sur la rive droite. Comme pour les cônes la numérotation se fera à partir des niveaux les plus anciens.

1) Butte d'Aknibich (coupe n° 19):

Cette butte montre un flanc nord peu incliné qui se raccorde au bas piémont des Mesguina tandis que son flanc sud, plus escarpé et défoncé par des ravinelements retombe sur la terrasse limoneuse du Souss. La présence de quelques excavations sur son flanc sud nous a permis de mettre en évidence trois niveaux:

(I) Formation fine de calcaire marneux dépourvue d'éléments figurés et contenant par endroit des nodules et taches blanches. Le taux de carbonate s'élève à 76,92%. Les éléments quartzeux, peu abondants, sont dominés par les non-usés avec environ 70%.

(II) Formation de galets principalement permotriasiques représentant 80% de l'ensemble des éléments grossiers. Le tout est pris dans une matrice terreuse riche en CaCO_3 .

(III) La surface de la butte est coiffée d'une croûte très mince et discontinue.

(IV) En contrebas s'étend la première terrasse limoneuse formant une banquette peu élevée de 3 m d'épaisseur.

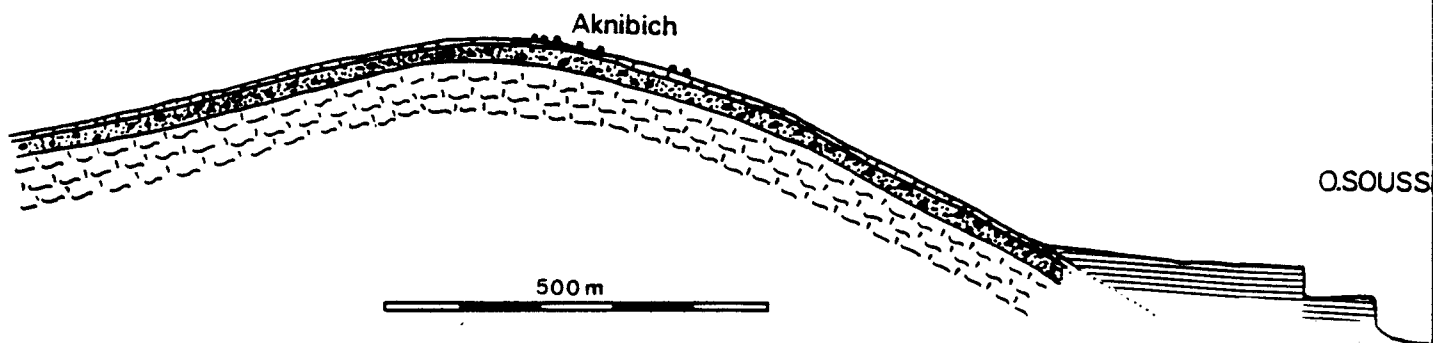
2) Coupe n° 20:

A la hauteur de la butte d'Aknibich le dispositif stratigraphique de la terrasse du Souss (coupe n° 20) montre:

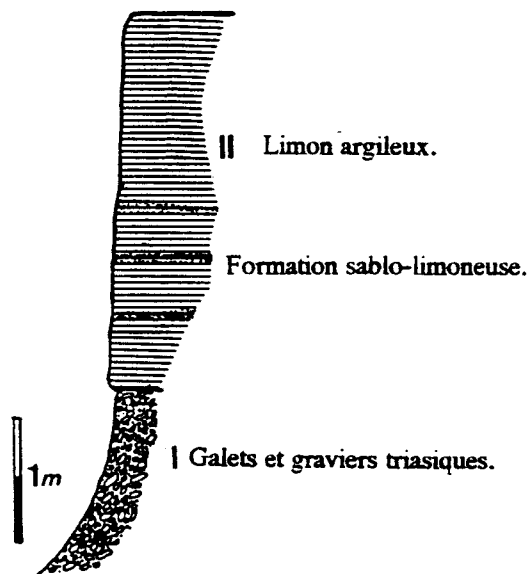
(I) A la base un lit de graviers et de galets (en grande partie triasiques) de petite taille, ayant subi des remaniements, originaires de tout le bassin. Les éléments dont la taille est comprise entre 8 et 3 cm de long représentent environ 80%. La matrice peu consolidée est très pauvre en carbonate de calcium (3,6%); en revanche la fraction détritique est dominée par les sables (65,55%).

(II) Au-dessus, un faciès sablo-limoneux chatain-clair compact incluant des

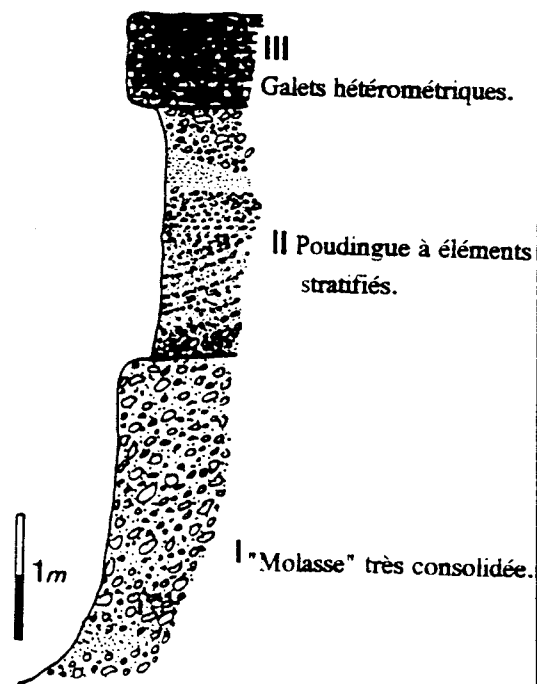
Coupe n° 19



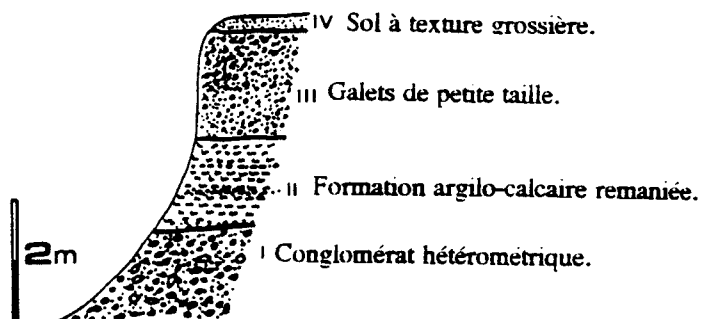
Coupe N° 20.



Coupe N° 21.



Coupe 22.



Coupe N° 23.

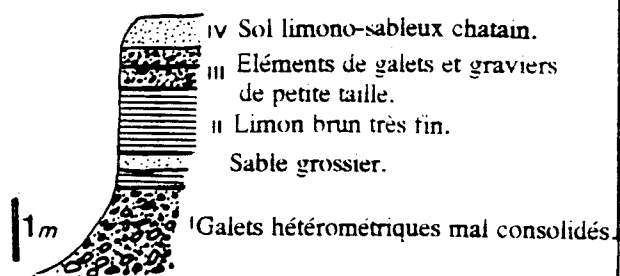


Figure.62: Coupes et terrasses de l'oued Sous.

interstratifications de sable fin et contenant quelques Hélix. Partout le taux de carbonate est très faible (entre 7 et 8%); de même pour la fraction détritique toujours marquée par l'abondance des sables (entre 60 et 75%).

(III) Au sommet un limon-argileux plus friable prend place qui enregistre une légère évolution en CaCO_3 (11,5%).

3) Coupe n°21:

A l'aval d'Aknibich l'oued Souss décrit des coudes brusques où le chenal fonctionnel apparaît creusé dans les matériaux de la partie distale du cône de Taguenza. Le profil n° 21 permet de distinguer de la base au sommet les accumulations suivantes:

(I) Un faciès grossier composé d'éléments de taille variable pris dans une matrice riche en carbonate très consolidée à la base et plus friable au sommet.

(II) Poudingue de conglomérat renfermant des stratifications horizontales et obliques et présentant quelques éléments remaniés, à la partie supérieure une lentille de sable s'y intercale.

(III) Galets de différente taille noyés dans une matrice calcaire (63,10) provenant probablement des croûtes érodées.

4) Basses terrasses du Souss

Quant aux basses terrasses du lit actuel du Souss elles sont constituées d'un matériel sablo-limoneux alternant avec des lits de galets (n°22/23). Cette sédimentation est le produit d'une morphogenèse principalement fluviale subactuelle. Il ne s'agit donc pas ici de ravinement ou d'emboîtement des formes mais d'un même dépôt résultant d'apports successifs du Souss constituant autant de lits qui se superposent sans pratiquement se raviner.

VI) MANIFESTATIONS NEOTECTONIQUES:

Nous avons déjà noté que l'ensemble du domaine d'étude porte quelques irrégularités dans certains secteurs où l'influence d'une tectonique quaternaire paraît probable bien que la complication des différents dispositifs stratigraphiques hérités du Quaternaire la rende très discrète et moins perceptible par l'ampleur des phases de remblaiements limoneux qui masquent une grande partie du terrain. Cependant de nombreux auteurs (P. et L. Russo, 1930; Bourcart, 1931; Dresch, 1941; Ambroggi, 1963;

Choubert et Faure-Muret, 1965; Weisrock, 1980) ont signalé l'existence de plusieurs manifestations néotectoniques dont la plupart se rapportent à une activité de subsidence, des flexures ou des rejeux de la plupart des accidents anciens, des ondulations ou gauchissements. Par ailleurs ce mobilisme néotectonique s'étend jusqu'à l'actuel et s'est manifesté par le séisme d'Agadir de 1960.

A) *Mouvement de subsidence:*

Depuis longtemps Bourcart (1931) et Lecointre (1938) avaient attiré l'attention sur la disparition de tous les étages quaternaires marins à la base des dunes consolidées le long de la côte, bien qu'ils soient conservés au Nord d'Agadir, et ils concluaient à une subsidence du Souss pendant le Quaternaire. En fait, la structure même du bassin du Souss occidental, en particulier avec ses bordures flexurées ou faillées, se prête très favorablement à des mouvements subsidents. Les travaux de sondage effectués dans la région d'El Kléa, située à un vingtaine de kilomètres au sud-est d'Agadir, montrent une flexure jalonnée par des sources. Elle montre un regard Nord symétrique à la flexure bordière située au pied du Tagragra. Nous pensons que la subsidence a rejoué entre ces deux flexures. Son effet a vraisemblablement contribué à une grande perturbation des modelés sans permettre l'individualisation des héritages quaternaires en modifiant les effets du creusement et de la sédimentation. C'est ainsi que la partie haute du piémont a subi l'influence d'une tectonique de soulèvement progressif dans la zone montagneuse et ses bordures tandis que l'affaissement de la partie aval a engendré des submersions ultérieures par des accumulations successives plus récentes.

B) *La Flexure bordière:*

Comme on l'a vu précédemment la bordure sud-atlasique est affectée par une flexure de direction Ouest-Est bien visible le long de l'anticlinal de Tagragra où une grande partie des "molasses" quaternaires qui recouvrent le talus d'El Maasser a participé à son rejeu. Elle ploie en fait le glacis du Quaternaire ancien. Cet accident correspond vraisemblablement à une continuité d'une tectonique compressive souple réactivée au début du Quaternaire.

C) *Dans la région d'El Gouna* l'influence de la néotectonique est aussi manifeste. La présence des sources thermales (30°) d'une part et d'un dôme de conglomérat et de calcaire lacustre, rapporté par Ambroggi (1941) au Pliocène, laissent penser à une tectonique très complexe. Il faut admettre des accidents tectoniques d'allure probablement atlasique qui ont favorisé l'ascension de ces eaux chaudes. Un sondage électrique inspiré des travaux de la Direction d'Hydraulique d'Agadir et réalisé sur une coupe transversale de

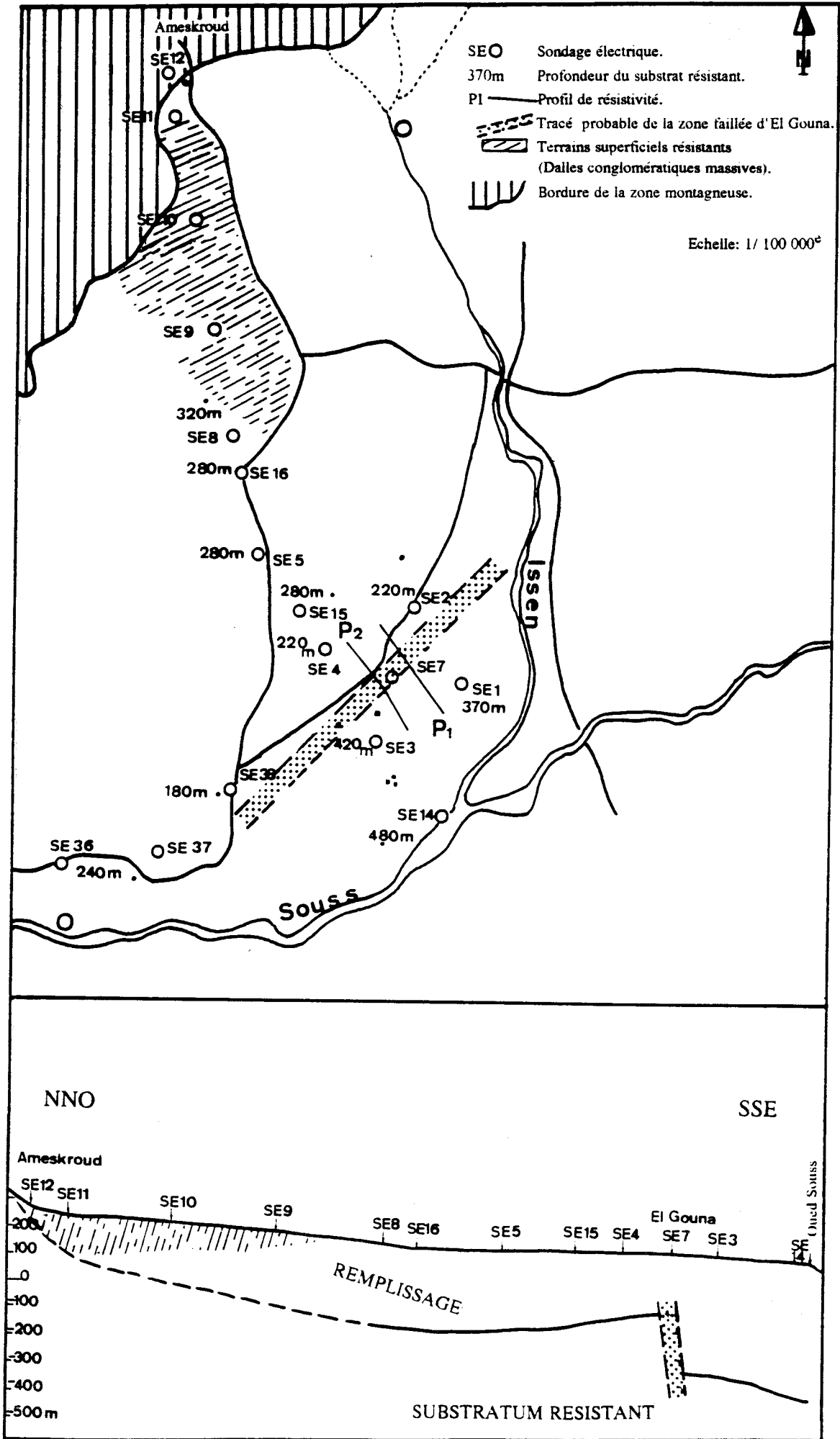


Figure.63: Schéma de la zone faillée d'El Gouna (Daprès les travaux de la D.H.A).

la vallée entre Ameskrout et l'oued Souss (Fig 63) montre à l'aplomb d'El Gouna un substratum affecté par une zone faillée SO-NE de 150 à 200 m de rejet. Le compartiment le plus profond est au SE. Il est probable que c'est à la faveur de cet accident que les eaux captives du Turonien sont libérées et cheminent à travers les alluvions tertiaires et quaternaires jusqu'au sol. Cette faille ferait partie des accidents sud-atlasiques, elle serait reliée peut être à la faille de Mnizla mise en évidence par Clariond (1932) dans la zone stéphanienne où on a démontré l'existence d'un chevauchement très récent de la bordure atlasique.

D) *Aux abords de l'oued Souss* sur la rive droite un tracé d'ondulations à faible rayon de courbure affectant les buttes de Tamlalt et d'Aknibich ont été aussi décelées. L'axe de ces ondulation semble se prolonger vers l'ouest et affecte la butte d'Inezgane et Jorf (les deux situées sur la rive droite du Souss). L'ensemble de ces buttes montrent toujours un flanc sud plus escarpé. Il est vraisemblable que ces petits anticlinaux traduisent une activité néotectonique succédant apparemment, en continuité et sans changement de nature (compressif), à la tectonique néogène mais son intensité est manifestement décroissante. Par conséquent, elle reproduit la continuité plus ou moins tardive avec une tendance à l'amortissement et adaptée généralement à la direction atlasique.

VII) ESSAI LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS QUATERNAIRES:

Bien que le Quaternaire continental marocain ait fait l'objet de nombreuses études, depuis la première initiative qui avait contribué à l'élaboration de la première chronologie (Choubert et *al*, 1956) jusqu'au plus récents travaux, il demeure à plusieurs titres imparfaitement connu. Le défaut majeur que cette nomenclature présente s'est révélé surtout après l'avoir étendue au fur et mesure à la totalité de l'Afrique du Nord, le Présahara et parfois à l'Espagne (Vaudour, 1977) à travers des corrélations fondées sur les faciès définis au Maroc. Il est vrai que certaines formations, comme le puissant encroûtement calcaire correspondant au Moulouyen ou les accumulations argilo-limono-sableuses soltaniennes bien typées, tentent les esprits des chercheurs; mais dans l'intervalle de ces deux étages, les datations sont établies essentiellement sur des considérations de couleur, granulométrie, enrichissement en calcaire...etc, et par conséquent elles paraissent plus fragiles. Par ailleurs cette chronologie classique néglige énormément les différenciations parfois importantes causées par l'intervention des facteurs locaux. Dans ce cadre de nouvelles recherches menées dans différentes régions du Maroc (Maurer, 1968; Beaudet, 1969; Beaudet et *al*, 1967; Martin, 1973) avaient attiré l'attention sur le rôle de ces facteurs en élaborant un schéma de l'évolution géomorphologique quaternaire qui se différencie par certains aspects du canevas classique qu'il ont remis en question. Les formations plio-pleistocènes du Maroc

oriental, étudiées par Lefevre (1984; 1985) ont également remis en question la chronologie classique, notamment ses plus anciens étages.

A ceci s'ajoute le problème des sites éponymes choisis sur lesquels s'est fondée la chronostratigraphie et ne permettent pas les corrélations entre différents niveaux d'autant plus que celle-ci est souvent sur une opération de comptage de certains niveaux étagés.

Dans ce contexte il est difficile de se référer à la chronologie classique, avec tous les défauts qu'elle présente, pour la calquer sur notre domaine d'étude. Toutefois on doit mentionner ici la contribution d'Ambroggi (1963) qui a tenté d'établir une classification des divers niveaux puis une corrélation entre les étages continentaux et les niveaux marins. La difficulté de l'étude des formations quaternaires est d'abord liée à la nature et à la disposition géomorphologique ainsi qu'à l'extension des modelés:

-L'oued Souss s'encaisse peu dans la partie aval de son cours, par conséquent on ne trouve qu'une terrasse récente.

-La plaine se termine à l'Ouest en bordure de l'océan par des formations sableuses. Par la suite, il n'existe pas de terrasses marines proprement dites auxquelles on puisse raccorder des niveaux continentaux.

-L'étage rattaché au Quaternaire moyen semble être limité à certains niveaux sur la rive droite du Souss. Ceci s'explique par l'alternance de périodes de remblaiement et remaniement successifs des sédiments ce qui n'a pas permis la conservation des héritages.

-Les surfaces d'érosion ou formes d'étagement, comme celles fréquemment décrites le long de la Moulouya par exemple, n'existent pas ici. Il ne s'agit en fait que de cônes de déjection coalescents ou emboîtés faiblement incisés.

Par prudence, nous avons donc établi un essai lithostratigraphique subdivisant le Quaternaire en trois étages en se basant sur les apports de sédimentologie à travers les résultats déjà obtenus : ancien, moyen et récent. Nous avons également exclu toute considération d'ordre topographique soit entre les niveaux ou à partir des lits des oueds puisqu'elle ne porte pas toujours de significations chronologiques.

A) *Quaternaire ancien:*

Les coupes relevées sur les cônes correspondent à des dépôts du Quaternaire ancien. A El Maasser ils surmontent en discordance un substratum de marnes et molasses "villafranchiennes". Cette disposition stratigraphique est le résultat d'une crise tectonique et d'un changement fondamental du régime hydrologique. Ses formes remarquables ont pu se conserver grâce à la protection efficace d'une puissante croûte calcaire dont la dalle compacte constitue une carapace particulièrement résistante. Il semble qu'ils ont subi également des déformations issues des mouvements compressifs tardifs qui ont agi principalement sur les bordures de la chaîne. Sur le cône d'El Aarba et celui de Taguenza le Quaternaire ancien correspond à une évolution sédimentaire biphasée :

-la première est consécutive aux accumulations grossières sous forme de conglomérats polygéniques d'origine torrentielle. A la fin de chaque épisode de dépôt grossier interviennent des processus de cimentation et de consolidation lié à un hydrodynamisme plus calme des eaux chargées en bicarbonates.

-la deuxième est constituée généralement de calcaire gréseux qui montre un microfaciès sous forme de boue carbonatée liée au processus "mud flow" et affectée par des fentes de dessiccation, indice d'une diagenèse tardive. Ce type de dépôt suggère donc une mise en place par ruissellement diffus et peu puissant dans un milieu climatique très aride propice à la néoformation de la palygorskite.

B) Quaternaire moyen:

Il est peu représenté sur le piémont du fait qu'il n'est autre que des remaniements latéraux des cônes et longitudinaux du Souss. C'est notamment le cas du niveau (II) de la coupe n° 21. On peut également lui rattacher les terrasses n° 17 et 18 de l'Issen et le cône d'Ameskroud en particulier le profil n° 16 non encroûté. Dans certaines coupes aux abords du Souss il se caractérise par des marnes remaniées présentant des taches calcaires blanches.

C) Quaternaire récent (Soltano-rharbien):

Le long des oueds le Quaternaire récent est représenté sous forme d'alluvions récentes non encroûtés remplissant les lits des ces oueds creusés dans les formations des cônes où se distinguent deux types d'alluvions:

- grossières à la base sous forme de galets mal cimentés mal triés.
- limons fins au sommet.

Du point de vue sédimentologique les minéraux argileux du premier niveau montrent un cortège quasiment hérité provenant des formations du bassin-versant et des remaniement des matériaux des cônes. En revanche dans les limons de surface le cortège argileux semble avoir une double origine: soit il est issu d'un processus de piégeage des ions contenus dans les solutions provenant du complexe lithologique en amont soit il est formé *in situ*. La terrasse basse du Souss pourrait être raccordée au Quaternaire récent "Holocène".

Chapitre III: Etude des formations carbonatées (calcrètes).

D) RAPPEL BIBLIOGRAPHIQUE:

La question sur la genèse des croûtes calcaires dont le domaine de formation est les régions semi-arides et sub-arides a déjà fait l'objet d'abondantes études. Deux hypothèses génétiques ont été alors formulées:

A) L'hypothèse pédologique:

Le modèle "*per ascensum*" (Pomel, 1872) attribue la formation des calcrètes à la précipitation en surface des carbonates, suite à l'ascension capillaire des solutions par évaporation. Ce premier modèle d'interprétation est actuellement en partie délaissé car il s'accorde mal avec la circulation de l'eau dans les sols et avec les lois de la solubilité du calcium. Il fut remplacé par un modèle plus pédologique, "*per descensum*" à partir des travaux de Hawker (1927).

Ce modèle "*per descensum*" explique la genèse des croûtes calcaires par l'accumulation progressive des carbonates de calcium par lessivage depuis l'horizon A et migrant verticalement ou latéralement vers l'horizon Bca (Brown, 1956; Boulaine, 1961; Reeves, 1976), en passant du stade microscopique aux granules, aux nodules puis à des couches calcaires plus ou moins continues, enfin à la dalle indurée. Cependant, ce modèle présente des défauts majeurs: l'épaisseur de la croûte était généralement supérieure à celle du sol sus-jacent qui est d'ailleurs souvent absent et se prête donc mal à l'hypothèse du lessivage vertical. L'application de cette hypothèse au Maroc fut l'objet des travaux de Ruellan (1967, 1971, 1976), Millot et *al* (1969) et Millot (1971) qui ont mis l'accent sur l'apport latéral des carbonates: la genèse des croûtes est due à l'accumulation progressive du calcaire lessivé à l'amont, migrant à travers les sols le long du versant et précipitant dans les sols à l'aval: c'est l'application du concept de chaîne de sols ou catena (Milne, 1935) tardivement adopté par les pédologues français. Malgré la cohérence, du moins théorique de cette hypothèse démontrée et confirmée par de nombreux travaux, elle laisse subsister plusieurs interrogations:

- L'absence fréquente de sol sus-jacent à la croûte a été facilement attribuée à l'érosion sans que la preuve en ait été apportée. De plus, il s'agit souvent de sol remanié (Agafonoff, 1936; Durand, 1959) et par conséquent génétiquement indépendant de la croûte.
- Les variations de faciès ne sont pas fonction des teneurs en carbonates de calcium.
- La présence de la dalle compacte au sommet très souvent massive et imperméable s'accomode mal avec le processus de lessivage et d'approfondissement graduel de l'horizon d'accumulation.

- Enfin, un apport par migration hypodermique des carbonates depuis l'amont se heurte à plusieurs difficultés dues aux variations des conditions édaphiques de milieu semi-aride et sub-aride, d'amont en aval:

*les températures vont en augmentant, donc la solubilité des carbonates diminue. Par ailleurs, l'augmentation de température favorise à la fois le dégazage et l'évaporation et donc la sursaturation des solutions soit :

-par chute de la pression du CO₂.

-par concentration et augmentation de l'activité des solutions (évaporation) (Verrecchia, correction/ Mai 1993).

*le couvert végétal va en se raréfiant par conséquent la pression partielle de CO₂ dans les sols baisse. Toutefois, la pression du CO₂ n'est pas toujours liée directement ou de façon simple à la variation de température.

*la circulation hypodermique de l'eau est de plus en plus freinée par l'évaporation, les bilans hydriques annuels étant fortement déficitaires en aval.

Dans toutes ces conditions, la migration des solutions (notamment carbonatées) en quantités massives et sur des distances importantes, semble inconcevable. L'extension et la puissance des croûtes impliqueraient la mise en oeuvre de grandes quantités d'eau, ce qui est incompatible avec les climats steppiques et désertiques actuels à déficits pluviométriques considérables.

B) L'hypothèse sédimentaire:

L'origine des croûtes a été également attribuée depuis longtemps à des processus sédimentaires notamment par les chercheurs franco-belges à la suite des travaux menés en Afrique du Nord (Durand, 1952, 1959; Wilbert, 1962; Conrad, 1969). Pour certains d'entre eux, les croûtes sont des constructions sédimentaires dues aux eaux de ruissellement laminaire; d'autres y voient plutôt des dépôts de sources ou les assimilent à des cimentations de nappes phréatiques.

En milieu semi-aride ou sub-aride, les apports à l'état solide peuvent expliquer parfois les importantes accumulations calcaires, notamment dans des régions où les roches carbonatées sont absentes. En effet, de nombreux auteurs attribuent ces accumulations à des apports éoliens (Brown, 1956; Coque, 1962; Oliva, 1974; Ballais, 1981; Ballais et Vogt, 1981; Coudé-Gaussen, 1991). Les apports en suspension (sous forme de boue déposée par décantation) et ayant le plus souvent une origine locale (présence dans l'arrière-pays de calcaires, calcaires marneux, marnes) peuvent être également à l'origine de la mise en place

des croûtes calcaires (Vogt, 1975; Couvreur et Vogt, 1976; Elloy et Thomas, 1981). Dans certains cas le rôle de la microflore, notamment les algues, est déterminant dans la fixation des particules apportées par le vent et décantées dans un milieu plus ou moins bien drainé comme les bas de glacis par exemple (Vogt, 1984).

Actuellement les nouvelles orientations de recherche ont permis de dépasser partiellement le débat classique sur l'origine des croûtes calcaires. L'utilisation de nouvelles techniques d'analyse a renouvelé l'argumentation: micromorphologie, microscopie électronique, bilan organique...etc. Parallèlement de multiples processus ont été introduits pour tenter d'apporter des explications plus objectives: processus d'ordre sédimentologique, diagénétique, pédologique et biologique. Cependant l'ambiguïté de la terminologie macromorphologique persiste encore. En revanche les observations à l'échelle de la lame mince ont contribué à surmonter quelques confusions et ont apporté des informations précieuses quant à la genèse des croûtes calcaires comme par exemple la détermination des microfaciès ou des microséquences (Verrecchia et Freytet, 1989) qui ont permis d'interpréter les croûtes calcaires comme un matériau à la fois polyphasé et polygénique (Elloy et Thomas, 1981; Verrecchia et Freytet, 1987).

II) OBSERVATIONS DE TERRAIN:

Les croûtes et encroûtements calcaires couvrent de vastes surfaces de l'ensemble des glacis de piémont exception faite pour les niveaux les plus récents attribués grossièrement au Soltano-Rharbien. Ils coiffent essentiellement la partie supérieure de la couverture détritique des cônes anciens auxquels ils sont étroitement associés. Leur extension a été également signalée sur des plans topographiques plus ou moins tourmentés tel que le flanc nord de l'anticlinal de Tagragra et les buttes de Tamlalt et d'Aknibich.

Dans cette étude nous sommes limités aux problèmes suivants:

- Extension des différents types de carbonates dans le paysage et détermination des caractéristiques macroscopiques à l'aide des profils relevés;

- Détermination des caractéristiques micromorphologiques, pétrographiques et minéralogiques.

- Interprétation et type de genèse des principaux microfaciès observés.

Suivant donc le contexte topographique, géomorphologique, et le substrat au-dessus duquel on les trouve, nous distinguons trois cas: les accumulations de tout le piémont, les dépôts des buttes de Tamlalt-Aknibich et ceux du flanc nord du Tagragra.

A) Accumulations calcaires du haut piémont:

Les niveaux d'accumulations calcaires correspondent sur le piémont aux croûtes et encroûtements qui couronnent le matériau des cônes de déjection (Fig 64).

Profil (1): il a été relevé dans la section médiane du cône d'El Aarba et montre du sommet à la base la succession suivante:

a- un sol sablo-limono-argileux fersiallitique xérique très mince (environ 10 cm) de type modal pauvre en carbonates de calcium (4%) et dépourvu de charge grossière. La formation d'une grande partie de ce sol est probablement due aux processus de décalcification et de rubéfaction de la croûte sous-jacente;

b- une dalle calcaire conglomératique affectée par un réseau de fentes et emballant des galets et graviers de nature lithologique diverse (calcaire, grès et dolomie). On note la présence de vides où s'insinuent des résidus d'argiles rouges "terra rosa" liés à l'altération de la croûte. La teneur en carbonate de calcium varie de 90 à 95%;

c- un conglomérat fortement consolidé emballé dans une matrice calcaire gréseuse rose.

Profils des cônes de Tagragra:

Le profil (2) se divise en:

a- une croûte calcaire épaisse de 2 m renfermant de rares galets calcaires bien arrondis le plus souvent scellés tout autour par des revêtements calcitiques. Des franges rouges d'altération couvrent également le profil de la croûte. La surface est recouverte d'une croûte zonale constituée de séries de pellicules rubanées d'environ 5 cm d'épaisseur;

b- des galets de petite taille essentiellement calcaires très émoussés emballés dans une matrice riche en fraction sableuse;

c- un encroûtement calcaire blanc, pulvérulent, friable et dépourvu d'éléments figurés. Macroscopiquement il ne présente aucune structure particulière.

Le profil (3) a été relevé sur l'affluent gauche de l'Irhzer n'Kourir. Depuis la surface on distingue plusieurs horizons d'accumulation calcaire:

a- une croûte calcaire épaisse (2 m) et très indurée se débitant en petits gradins. Elle présente des indices de dissolution qui se manifestent sous forme de poches d'altération et des microlapiés remplis d'argiles rouges. Vers le sommet elle est constituée

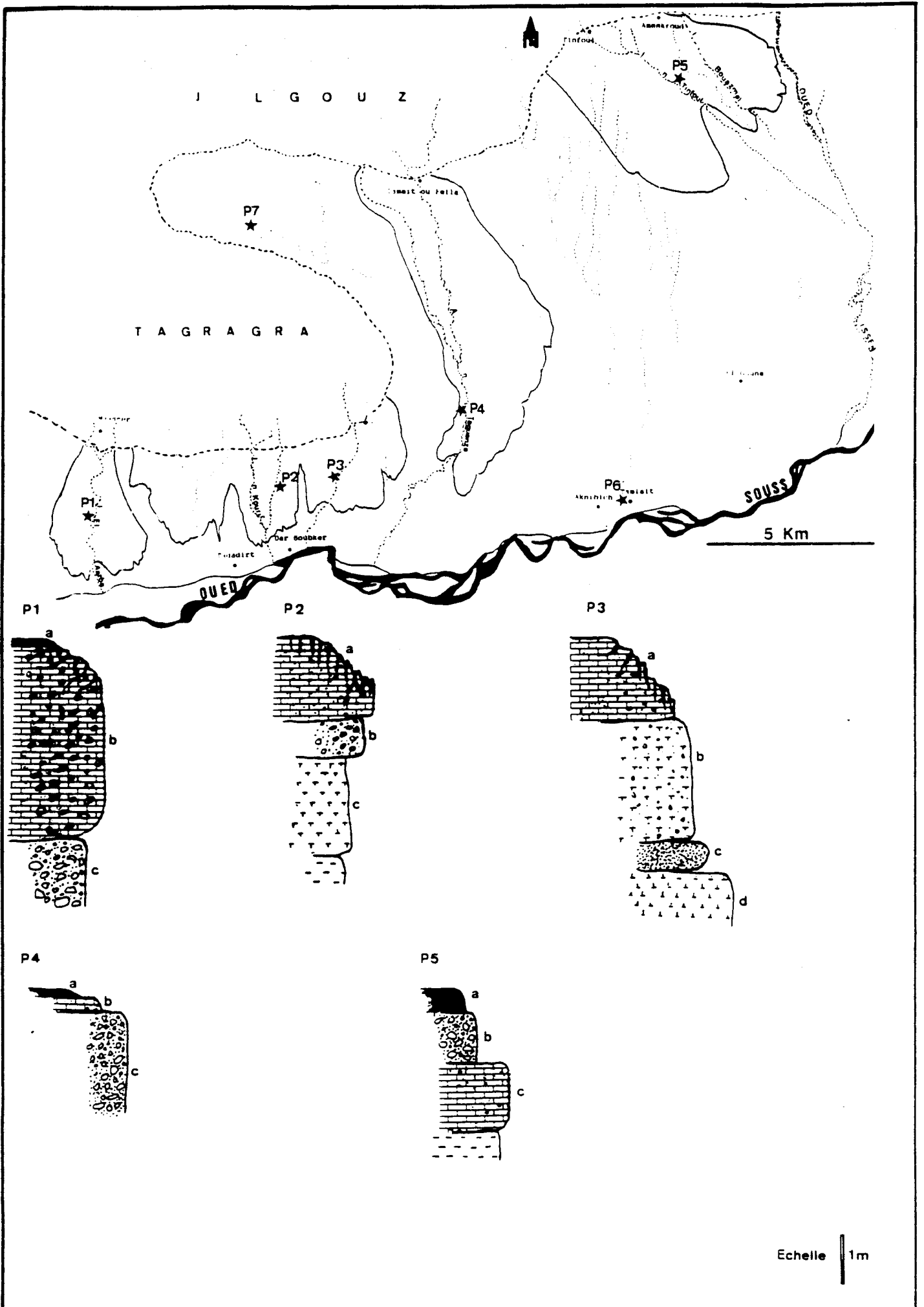


Figure.64: Localisation des sites des profils de calcrète.

de fines laminations de différentes teintes: il s'agit d'une croûte zonaire;

b- un encroûtement calcaire de couleur blanc-beige friable emballant quelques rares éléments calcaires et contenant également des racines végétales actuelles. Partout on note la présence de fentes et de fissurations;

c- une dalle calcaire fortement indurée épaisse de cinquante centimètres et ne pouvant être débitée qu'au marteau. La surface de cette dalle présente une zone corticale blanchâtre sous forme de revêtement d'encroûtement pulvérulent tandis que la partie inférieure montre des zones silicifiées irrégulières visibles à l'oeil nu;

d- un encroûtement calcaire sous forme d'amas très friable emballant des éléments calcaires de différentes tailles.

Le profil (4) montre trois niveaux successifs:

a- le sol modal limono-argileux-sableux brun-sombre de surface. On y observe des figures d'interpénétration (dissolution du niveau sous-jacent). Ce sol présente un faible taux en carbonate de calcium, environ 6%;

b- une croûte calcaire rose saumon à beige très indurée. La surface supérieure est tapissée par une série de pellicules rubanées peu épaisses.

c- un faciès conglomératique faiblement consolidé noyé dans une matrice terreuse recouverte en surface d'un tapis végétal très mince.

Profil (5); du sommet à la base on distingue la succession suivante:

a- un sol modal limono-argileux-sableux peu calcaire et caillouteux par endroit;

b- un poudingue constitué de galets essentiellement de roches triasiques de différentes tailles et emballés dans une matrice riche en fraction limoneuse;

c- un encroûtement calcaire blanc pulvérulent. Sa partie supérieure est localement indurée. Il présente des bancs séparés par des espaces sub-horizontaux formant une sorte de transition avec les niveaux sus-jacents. A la base l'encroûtement devient plus friable sous forme d'accumulation calcaire pouvant être facilement débitée au marteau. La teneur en carbonate de calcium varie de 87 à 95%.

B) Sur les buttes de Tamlalt et d'Aknibich

Nous avons déjà décrit le profil principal dans le chapitre précédent (fig: 62 coupe n°19). Nous ne retiendrons ici que les caractéristiques macroscopiques du sommet de la butte:

a- un sol brut pierreux modal de type lithochrome sur alluvions triasiques;

b- une croûte calcaire très mince plus ou moins indurée (3 à 4 cm d'épaisseur) de couleur beige-rose à blanchâtre comprenant une succession de pellicules rubanées claires et sombres notamment au sommet;

c- un poudingue de galets pris dans une matrice argilo-calcaire.

C) Sur le flanc nord de l'anticlinal du Tagragra

le profil n° 7 montre du haut vers le bas la succession suivante:

a- une croûte zonaire dégradée et discontinue;

b- une dalle conglomératique sous forme de gros blocs polygéniques consolidés par des remplissages de calcaire gréseux de couleur rose et se débitant en corniche;

c- une lentille de calcaire gréseux riche en carbonate de calcium (76,75%);

d- à la base prend place une "molasse" à éléments grossiers pris dans une matrice rose riche en calcaire.

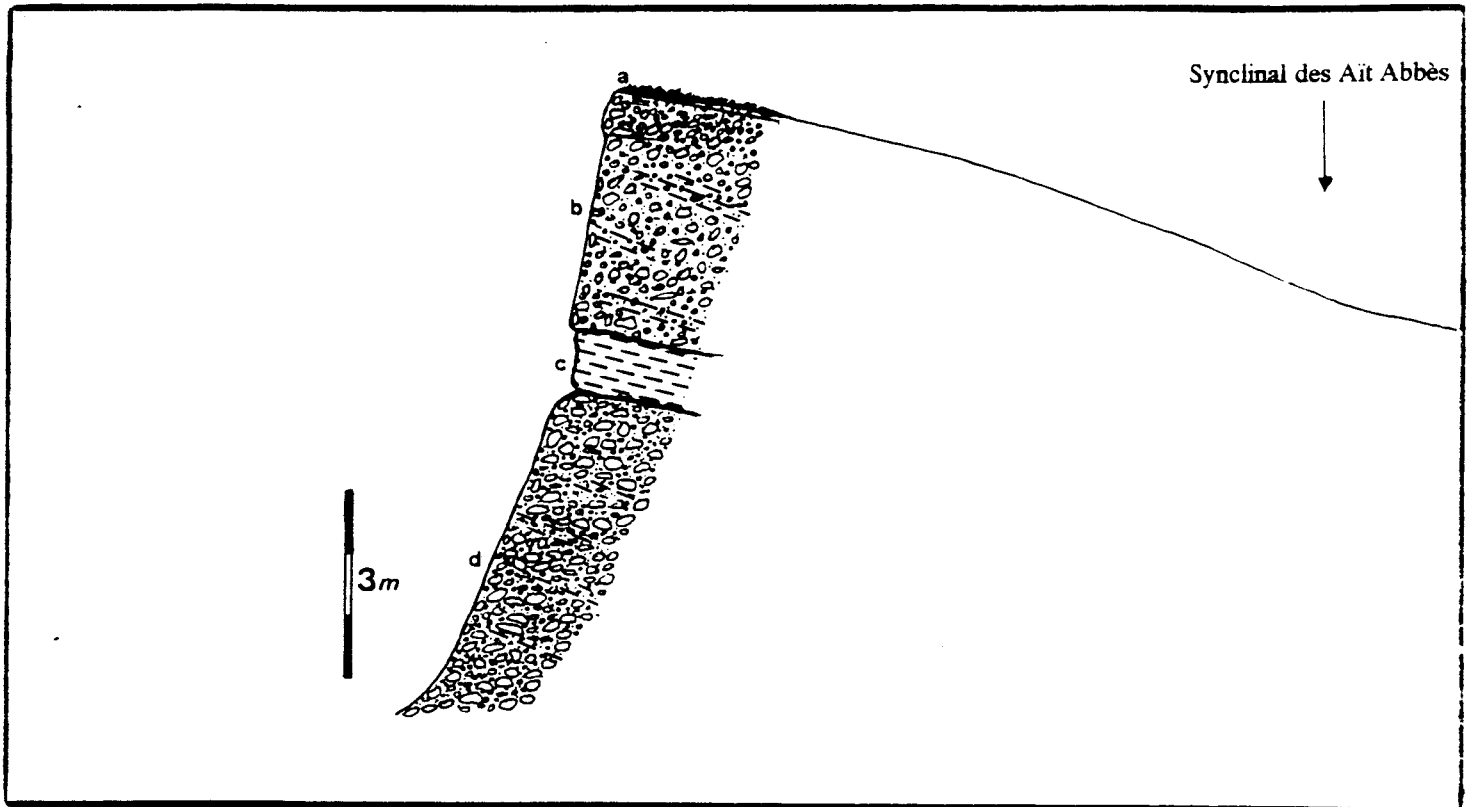


Figure.65: Profil du flanc nord du Tagragra (n°7).

III) CARACTERISTIQUES MICROMORPHOLOGIQUES ET PETROGRAPHIQUES:

L'observation au microscope optique nous permet de distinguer les différents types micromorphologiques et pétrographiques. Cette étude vient compléter les données de terrain et les observations macroscopiques des faciès. Nous présenterons donc ici la description des lames minces des échantillons prélevés dans tous les profils.

Profil n° 1 (sur le cône d'El Aarba):

Les lames réalisées au sommet de ce profil montrent une succession de trois microfaciès:

- une croûte zonaire typique à laminations irrégulières parfois légèrement ondulées. Ces laminations sont grises et ocres et renferment de nombreux cristaux de calcite de petite taille;

- puis y succède, dans la partie inférieure de la croûte, une zone de micrite piégeant des quartz, grains de calcite d'origine détritique et quelques éléments du socle (quartzite, tourmaline) ainsi que des restes de micro-organismes (lamellibranches silicifiées). Les dernières laminations sont peu épaisses et on passe à des plages micritiques rouge sombre incluant en abondance des particules de calcite de taille variable;

- à la base, le fond matriciel est de type "crystic" et correspond à une microsparite non limpide. La zone de passage est nette puisqu'elle est traduite par une figure de ravinement entre microsparite et micrite supérieure.

Les profils des cônes du Tagragra:

Profil n°2:

Trois microfaciès ont été mis en évidence.

Au sommet la croûte zonaire est moins typée et constituée d'une micrite ayant piégé des éléments lithoclastiques divers. Il s'agit en fait de calcaire micritique à éléments quartzeux dans une matrice calcaire micritique également riche en quartz, plus sombre. Cette dernière est parcourue de fentes de dessiccation remplies souvent de microsparite cristallisée.

La croûte zonaire repose sur une croûte à ooïdes (perlitique), dont les ooïdes sont plus ou moins hétérométriques. Certains d'entre eux englobent des lithoclastes (calcaires à cristaux fins de calcite). La périphérie du cortex est souligné par des traces noirâtre (argile et/ ou matière organique) et de micrite très fine.

A la base on passe de la croûte perlitique à un faciès hétérogène composé de grains de calcite détritique, quartz et de fragments de coquilles silicifiés. Ce passage est marqué par un réseau de fentes de dessiccation remplies de microsparite secondaire.

Profil n° 3:

Il présente à peu près les mêmes caractéristiques que le profil précédent avec une tendance au développement et à l'induration de la croûte zonaire. Celle-ci montre plusieurs laminations ocres et grises légèrement ondulées contenant rarement des sphérolites de calcite, des quartz parfaitement arrondis et de taille variable, abondants préférentiellement au sein des laminations ocres. Enfin, on note également quelques fentes de dessiccation remplies d'une microsparite fine.

Profil n° 4 (cône de Taguenza):

Au sommet de la croûte on distingue trois formations principales:

D'abord on note la présence d'une croûte zonaire plus ou moins développée montrant une structure rappelant l'aspect stromatolithe, avec des trainées de très minces pellicules ocre sombre (matière organique ou argiles ?). Elle est formée de colonnettes de forme irrégulière toujours laminées, parfois un peu ondulées. On note également la présence de vides entre ces laminations (allongés parallèlement aux lamines). Le spectre pétrographique est dominé par des cristaux de calcite de petite taille très homogène et bien arrondis. Ils occupent en particulier la partie supérieure de la croûte, tandis que les grains de quartz sont peu abondants et de très petite taille.

Vient ensuite une zone de calcaire à ooïdes, à cortex micritique.

Enfin le faciès de base est formé d'un dépôt palustre contenant des traces de racines et de nombreuses formes de nodulisations probablement liées à des alternance de phases d'humectation et de dessiccation. Tout à la base on observe des bancs argileux fissurés et remplis d'une micrite sombre.

Profil n° 5 (sur le cône d'Ameskroud):

Ce profil montre les mêmes types de faciès que le précédent:

- une croûte zonaire mal développée au sommet;
- une croûte perlitique bien développée, à ooïdes hétérométriques et contenant des cristaux calcitiques sub-anguleux et de taille variable.
- des plages composées de micrite et d'un calcaire gréseux à matrice légèrement nodulisée parcourue de fentes de dessiccation.

Profil n° 6 (Butte d'Aknibich):

Le faciès de l'échantillon prélevé est essentiellement de type croûte zonaire et caractérisé par la présence deux zones distinctes:

-au sommet on observe un fond de micrite très fine contenant de multiples laminations légèrement ondulées. Des éléments de calcite de très petite taille sont également inclus dans ces laminations.

-un niveau clastique (principalement calcitique) avec des laminations en dôme parcourues d'éléments de calcite sub-anguleux de grande taille.

Profil n° 7 (sur le flanc nord du Tagragra) (Fig 65):

Du sommet à la base on distingue les microfaciès suivants:

-une croûte zonaire avec toujours des alternances de laminations ocres et grises irrégulières et souvent ondulées. Le matériau clastique est caractérisé par une dominance de la calcite hétérométrique piégée dans les laminations ocres et des traces de racines non fossilisées.

-une zone de croûte perlitique moins typée. Dans certaines de ces perles les nucléus sont occupés par de gros grains de calcite, d'autres par plusieurs cristaux très fins. On note également quelques petites fentes ramifiées qui traversent la plage micritique du nucléus de ces oïdes;

-à la base un matériau clastique hétérogène entaillé par des niveaux de passages latéraux de la croûte zonaire à la croûte perlitique soulignés par des fentes remplies de sparite secondaire et intermédiaire (Planche 2/c). Le tout renferme des débris d'échinodermes, des cristaux de tourmaline et de plagioclase et des fragments de carbonates détritiques anguleux.

IV) MINERALOGIE DES ARGILES:

L'examen de quelques échantillons de croûtes par diffractométrie des Rayons X a fourni des compositions de cortège argileux plus ou moins homogène. Ainsi les argiles fibreuses de type palygorskite dominant largement avec des proportions élevées (Fig 66).

-Dans la croûte de l'Irhzer El Aarba, le cortège argileux est réparti entre quatre types de minéraux: palygorskite (40%), illite (25%), smectite (20%) et enfin kaolinite (15%).

-Dans la croûte des cônes du Tagragra la phase argileuse est quasiment dominée par la palygorskite à 100% (n°157).

-Dans la croûte qui couronne le cône de Taguenza (n°156) la palygorskite est toujours abondante (35%), avec présence de smectites (25%), l'illite (20%) et la kaolinite (20%).

-Dans la croûte d'Aknibich le cortège argileux (n°147) est composé de palygorskite

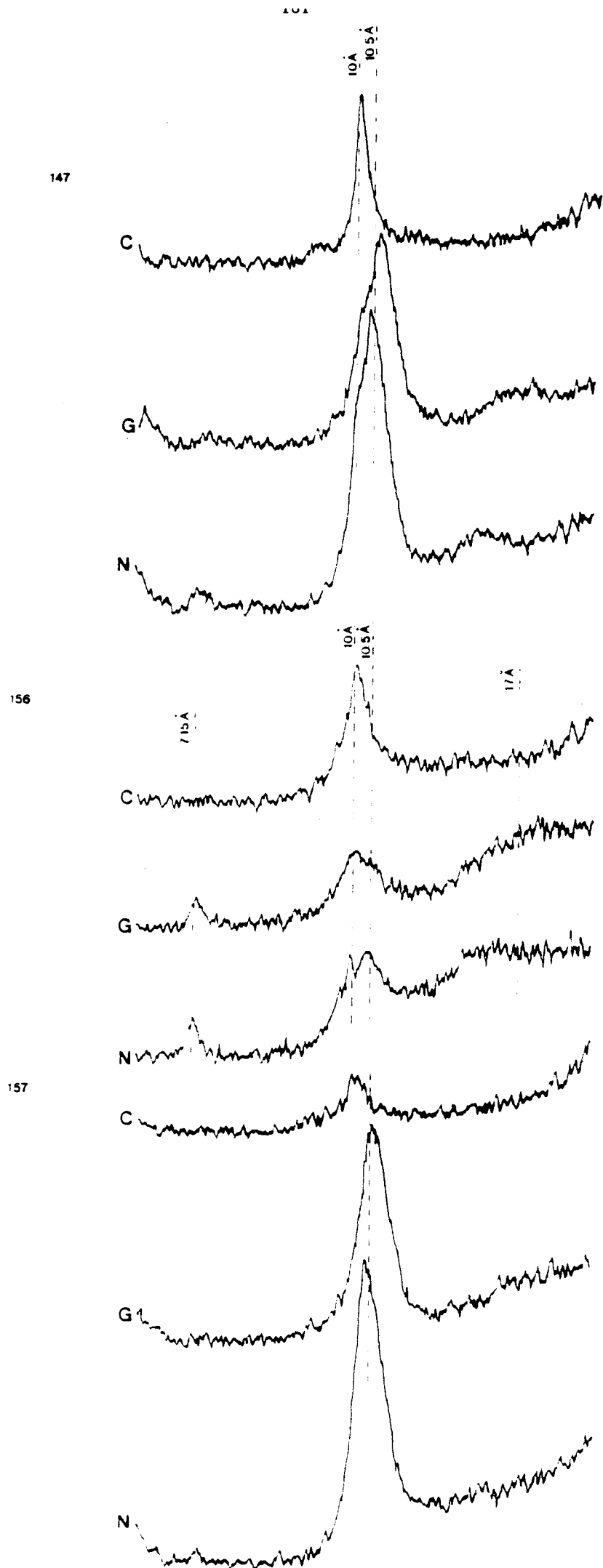


Figure.66: Diffractogrammes des Rayons X de quelques échantillons de croûtes calcaires.

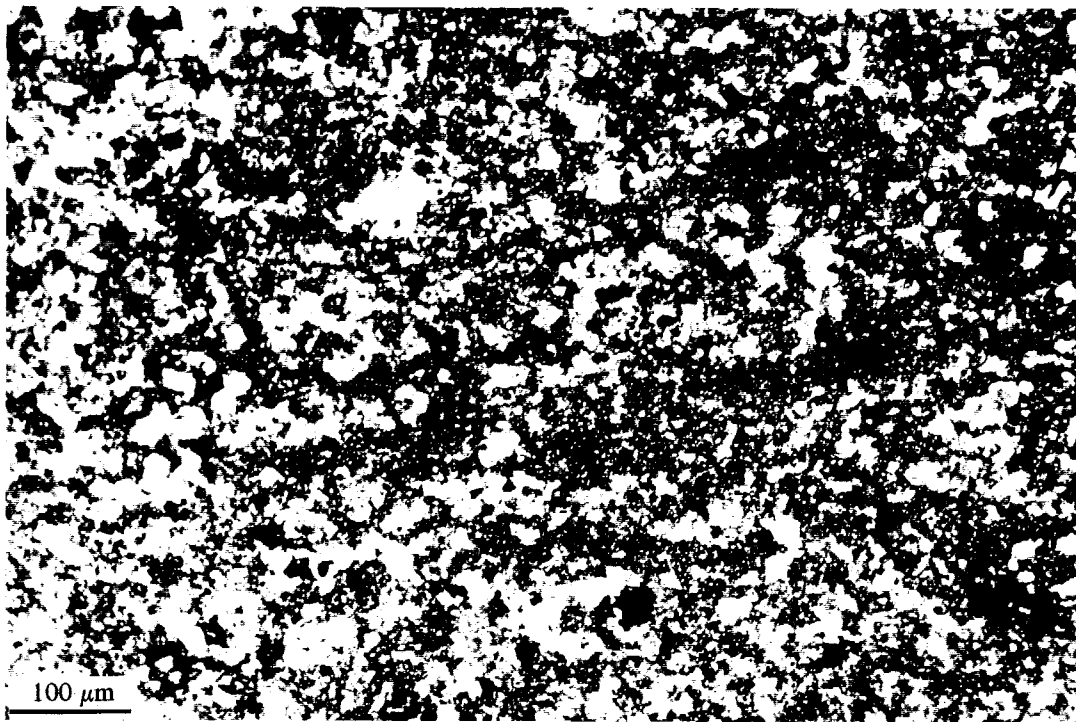
PLANCHE 1:

a) *Faciès microsparitique du profil 1 (lumière polarisée analysée).*

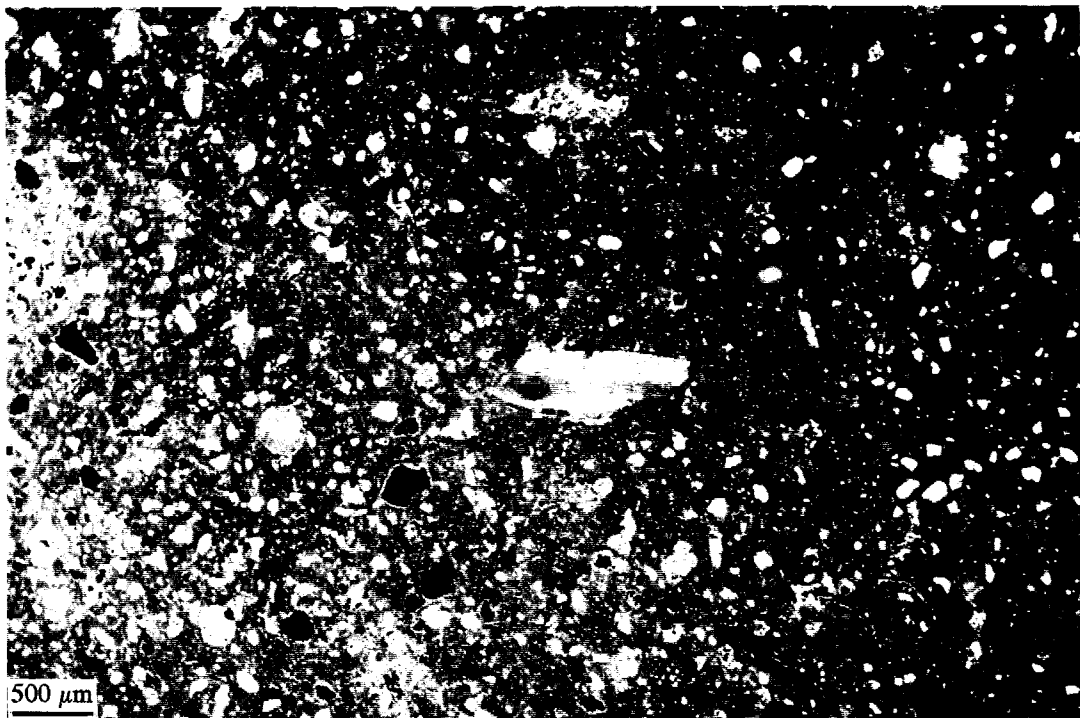
b) *Boue carbonatée à structure wackstone à mudstone et à éléments calcitiques et quartzeux sub-anguleux auxquels s'associent des bioclastes (profil 1) (lumière polarisée analysée).*

c) *Exemplé de fentes de dessiccation comblées par un ciment sparitique tardif (profil 3) (lumière polarisée analysée).*

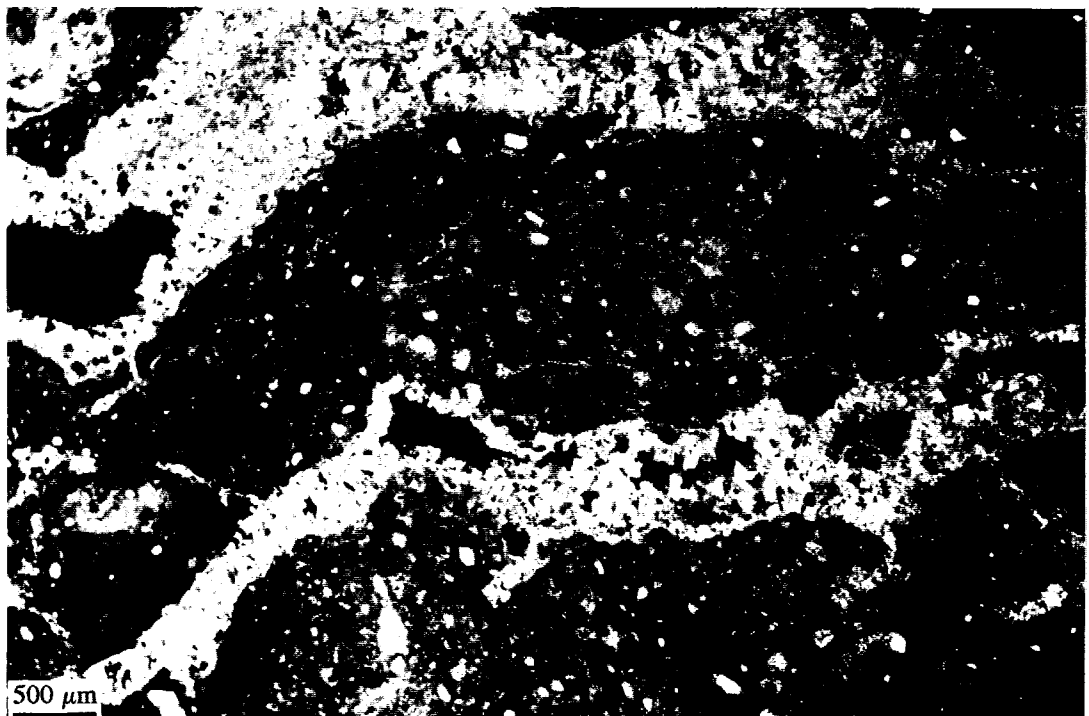
a



b



c



(65%), d'illite (20%), de smectites (10%) et de kaolonite (5%).

Ce cortège argileux reflète globalement les mêmes caractéristiques que celui rencontré dans les profils des coupes des cônes. Par conséquent, il se maintient jusqu'à la surface des accumulations calcaires. La présence et la succession de tel minéral ou de tel paragenèse argileuse paraît davantage être le fait du degré de confinement, c'est à dire reflétant précisément le climat au moment de la formation du sédiment, que de tout autre processus.

V) INTERPRETATION:

L'inventaire des résultats recueillis dans les sept profils nous conduit à avancer certaines hypothèses relatives au rôle géomorphologique.

D'abord à l'échelle macroscopique;

-Sur les cônes de déjection, ces croûtes scellent les formations attribuées grossièrement au Quaternaire ancien. On distingue deux ensembles:

*Les dalles calcaires très indurées reliées à la base à des dalles conglomératiques composées d'un matériau polygénique fortement cimenté, et souvent affectées de diaclases. Ce n'est que vers son sommet que la dalle calcaire renferme de moins en moins d'éléments figurés (Profils 1 et 4).

*Le deuxième ensemble est aussi constitué d'une dalle, plus épaisse mais moins indurée. Elle surmonte ici un faciès d'encroûtement calcaire qui englobe peu d'éléments figurés et rattachée également au Quaternaire ancien (Profils 2, 3 et 5).

-Sur les topographies ondulées d'Aknibich et Tamlalt, sur le versant de raccordement au flanc nord du Tagragra, c'est une croûte zonaire qui scelle le dépôt terminal du Quaternaire ancien. Cette croûte est en général moins épaisse (5 cm au maximum), moins indurée et son extension à l'affleurement est aussi réduite.

-Les sols meubles au-dessus des accumulations calcaires sont tous peu évolués, minces voire absents dans certains endroits. Par conséquent, on peut supposer qu'il n'y a aucun lien génétique à prévoir avec les accumulations calcaires. Il s'agit en fait d'apports sédimentaires postérieurs à la formation des croûtes ayant subi éventuellement des processus pédogénétiques.

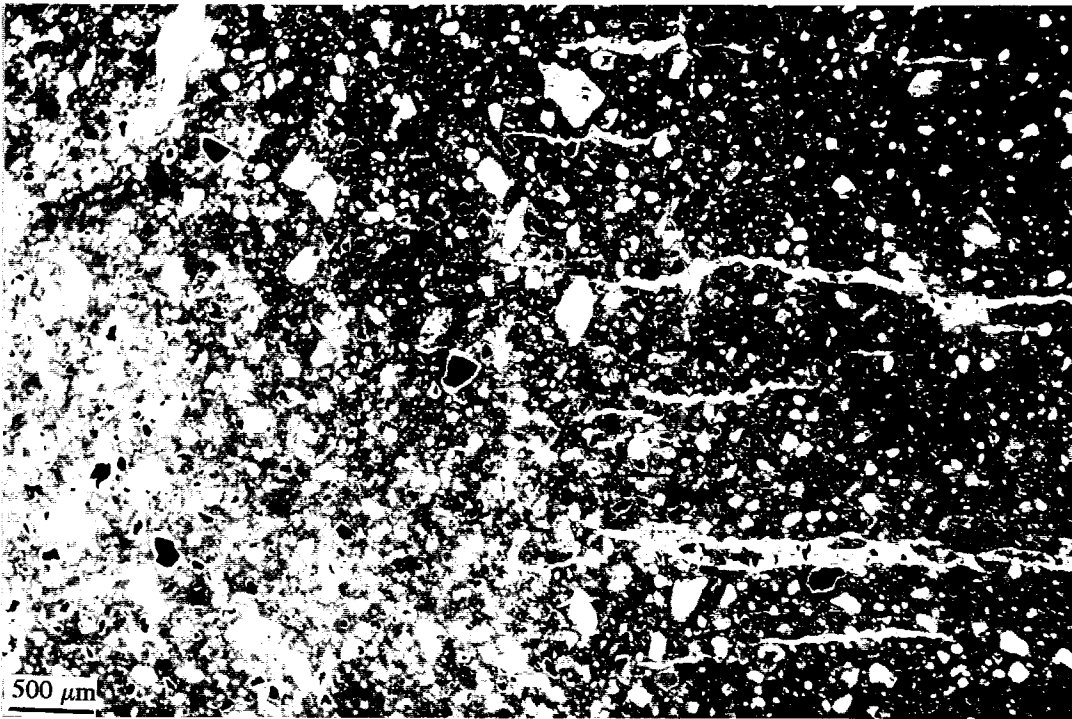
PLANCHE 2:

a) Fentes de dessiccation horizontales affectant une matrice à éléments détritiques (la roche-mère est une boue carbonatée) (profil 1) (lumière polarisée analysée).

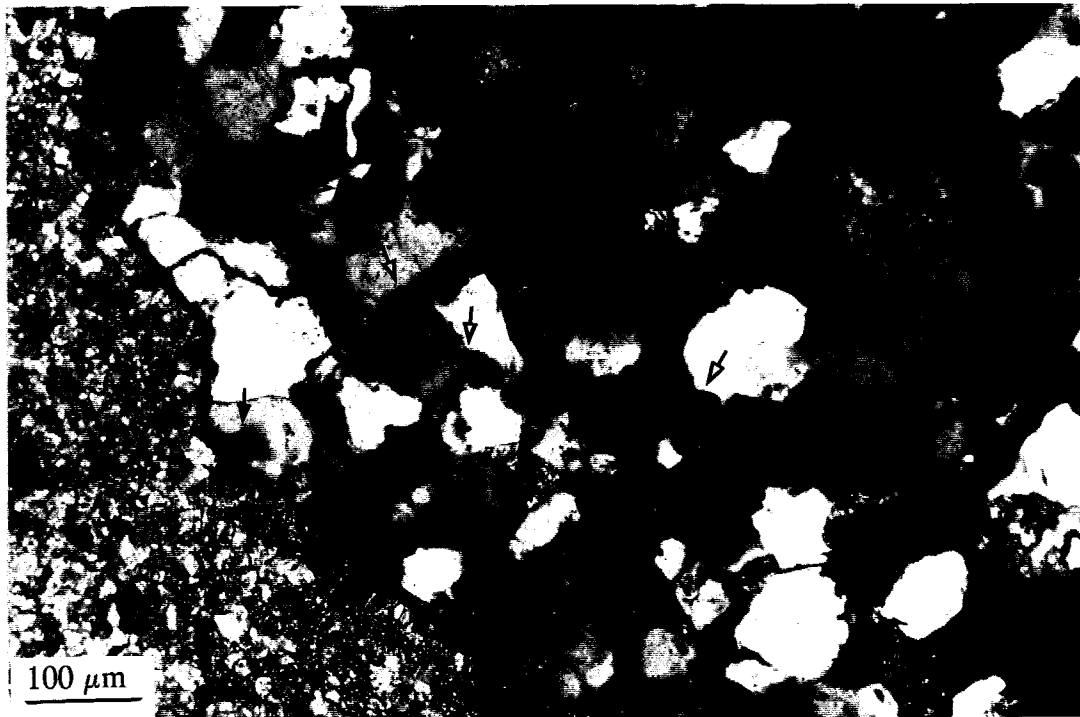
b) Un fragment de grès contenant des grains de tourmaline eolisés et bien arrondis (direction des flèches), des fragments de carbonates anguleux entourés à gauche de micrite à microsparite et grains squelettiques. (profil 7) (lumière polarisée analysée).

c) Fente remplie de sparite secondaire comprise entre un niveau micritique ayant subi une dessiccation et une croûte zonaire. (profil 4) (lumière polarisée analysée).

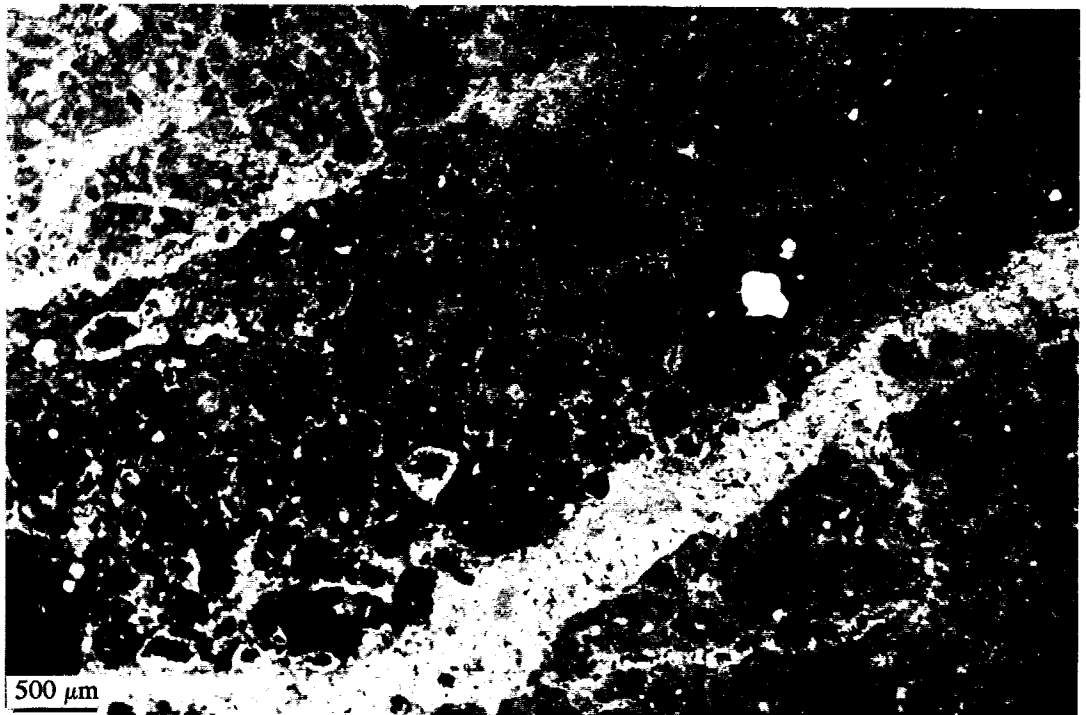
a



b



c



A l'échelle microscopique;

De nombreux auteurs ont mis en évidence l'existence de microséquences composées de microtermes de croûtes à l'échelle microscopique (Hay et Wiggins, 1980; Elloy et Thomas, 1981; Vogt, 1984; Verrecchia, 1987). Les microtermes des croûtes étudiées correspondent à une succession microcyclothémique virtuelle positive de la base au sommet selon Verrecchia (1987, p.185).

Il est important de noter que les carapaces décrites, notamment celles relevées dans les cônes, présentent une microséquence composée, de la base au sommet, de trois microtermes:

*Un microfaciès polygénique sous forme de boue carbonatée ou de micrite fine parcourue d'un réseau de fentes, parfois rempli de sparite ou de microsparite. Au sein de la matrice, on note la présence régulière d'éléments lithoclastiques anguleux, de différentes tailles largement dominés par les quartz auxquels s'associent quelques bioclastes (lamellibranches et échinodermes) et quelques éléments du socle d'origine (tourmaline, quartzite, olivine et rarement des plagioclases);

*une croûte perlitique ou croûte à ooïdes (calcaire à structure pseudoolitique selon Durand (1959). Le passage à ce niveau est marqué par des figures de ravinement;

*une croûte zonaire de surface, typique d'aspect présentant des zonations formées par superposition de minces laminations alternativement claires et colorées soulignées par des impuretés.

Cette séquence présente parfois des discontinuités angulaires et des micro-ravinements ou montre une succession de zones à microfaciès distincts.

A présent, nous allons décrire des figures qui caractérisent le plus les croûtes en dalle observées sur le piémont:

-Les ciments et matrices: ils sont caractérisés par sa la diversité d'un profil à l'autre. Le plus fréquemment, il s'agit de micrite fine (constituant plus de 70 %) à structure "mudstone" et à éléments lithoclastiques de grande taille plus ou moins abondants (Planche 1/b). Dans certains profils la matrice se présente sous l'aspect de microsparite grumeleuse (structure "crystic") (Planche 1/a). Les lithoclastes, piégés au sein de ce ciment, sont de deux types:

*les éléments issus du bassin-versant: ils correspondent à certains quartz anguleux associés à des lithoclastes de calcédoine bien cristallisée et des fragments de coquilles

silicifiés qui ne sont autre que des remaniements de produits des formations géologiques de l'arrière-pays.

*les éléments exogènes au bassin sédimentaire; la présence des minéraux du socle tels que la tourmaline éolisée et arrondie, les grains de quartzites et de rares grains d'olivine ou de plagioclase pose la question de leur provenance du fait de l'absence de ces minéraux dans les bassins-versants. Il est fort probable qu'ils furent transportés par voie éolienne depuis les massifs primaires du Sud ou de l'Est. De plus, une proportion non mesurable de quartz est aussi d'origine éolienne et lointaine.

*les fentes de dessiccation; elles illustrent le premier stade de la diagenèse. Généralement on distingue deux types de fentes (Planche 1/c):

-fentes planes (horizontales).

-fentes ramifiées (de longueur plurimillimétrique et d'ouverture inférieure au millimètre) .

Le mécanisme de ce processus est longuement décrit par différents auteurs (Plumer et Gostin, 1981; Elloy et Thomas, 1981; Vogt, 1984; Verrecchia, 1987). "Il est fréquent dans les formations meubles de granulométrie fine (diamètre des particules inférieur à 2 mm), comprenant au moins 10% de colloïdes, saturé en eau et soumis à la dessiccation. On passe d'abord d'un stade liquide, à cohésion faible, à un stade plastique. Dès que la limite de plasticité est atteinte, si la dessiccation continue, une partie du réseau de porosité, en commençant par les macropores, est vidé de son eau et se tasse; ensuite le volume diminue alors que la pression interne et la densité apparente augmentent; il y a donc retrait et consolidation. Enfin, lorsqu'il n'y a plus d'eau susceptible d'être évaporée et qu'il ne reste que l'eau adsorbée, l'air pénètre dans les vides, la perte de volume s'arrête (limite de retrait) et la cohésion devient très forte (stade solide). Si les colloïdes sont flocculés ou complexés avec l'humus, le retrait n'a pas lieu" (Vogt, 1984). Ultérieurement, le phénomène de précipitation de microsparites recristallisées intervient pour combler ces fentes par circulation, en particulier saisonnière, des eaux chargées en bicarbonates (cimentation vadose).

-La croûte perlitique (Planche 3/a et b):

Le plus souvent elle représente des zones à microfaciès d'ooïdes ou perles individualisées. Elles sont probablement allochtones sans que l'on puisse estimer la distance parcourue depuis leur origine. Très fréquemment la croûte contient des interstices interperlitiques généralement sombres comblés de micrite fine comparable à celle de la croûte zonaire, avec un mélange de quartz et de cristaux anguleux de calcite en désordre. Par ailleurs, la forme parfois très arrondie de ces perles peut être un indice de transport (Freeman, 1962; Wood, 1964). Notons également qu'en aucun cas nous n'avons observé de filaments ou de traces d'algues permettant de conclure à une origine microbiologique.

-La croûte zonaire:

Elle tapisse les sommets de toutes les accumulations calcaires, avec des épaisseurs variables, indépendamment du faciès qu'elles coiffent (croûte en dalle, dalle conglomératique ou encroûtement), ce qui pose le problème de sa genèse. Les auteurs sont plus ou moins unanimes quant aux descriptions mais ils divergent dans l'interprétation. Ainsi Durand (1959) estime qu'il s'agit de précipitation par évaporation des matières en solution et en suspension transportées par un ruissellement laminaire; pour Ruellan (1967) elle est due à des précipitations par évaporation des eaux circulant dans le sol à la base de l'horizon éluvial et au sommet de la croûte, devenue imperméable par l'accumulation progressive du calcaire. Coque (1962) l'attribue au processus de fixation de poussières éoliennes grâce à l'intervention d'un chevelu racinaire. Montenat (1981) l'interprète comme une construction stromatolithique formée à la fois sous l'influence de voiles bactériennes ou algaires et le développement d'organismes de type *Microcodium*. Elle peut résulter également, comme dans le cas des croûtes de surface, de l'activité des Cyanophycées (Verrecchia, 1991).

Dans les lames observées, nous avons souligné que le contact entre la croûte zonaire et les zones perlitiques est toujours net. Le contraste est aussi très marqué dans les deux microfaciès: fraction détritique très réduite à nulle dans le premier, où on note quelques rares esquilles de quartz et de calcite, abondante dans le second. Autrement dit le passage de la dalle calcaire vers le sommet de la croûte zonaire se fait d'une façon graduelle ce qui porte à croire que cette croûte est bel et bien un terme ultime d'une séquence sédimentaire (Planche 3/c). En effet, les microstructures observées (alternances de laminations millimétriques) suggèrent des apports intermittents par des lames d'eau. Cette structure généralement homogène comporte souvent deux types de microlits qui traduisent la variabilité de la compétence des ruissellements (micrite fine et microlits riches en fraction détritique). Par ailleurs, les restes de végétaux parfois à l'état de traces ou de petits amas de racines ne peuvent être qu'allochtones compte tenu de l'absence d'une quelconque évolution pédologique qui aurait pu par la suite perturber ce microlitage. Toutes ces considérations convergent pour confirmer un ruissellement latéral chargé en biocarbonates et ayant ensuite abouti à la mise en place de ces croûtes. Quant à la morphologie ondulée des laminations de ces croûtes on peut les attribuer à l'état de la "paélo-surface" imparfaite du glacis qu'elles tapissent en ondulations dues aux charges grossières antérieures (dalle conglomératiques, galets calcaires..).

Le maintien de la palygorskite dans toute l'épaisseur des profils apporte la preuve que ce minéral y a trouvé les conditions de sa stabilité dans la mesure où le lessivage était limité. Or le calcaire s'est tout de même accumulé en abondance pour donner naissance à ces accumulations calcaires. Ceci confirme une autre fois que le calcaire ne peut avoir

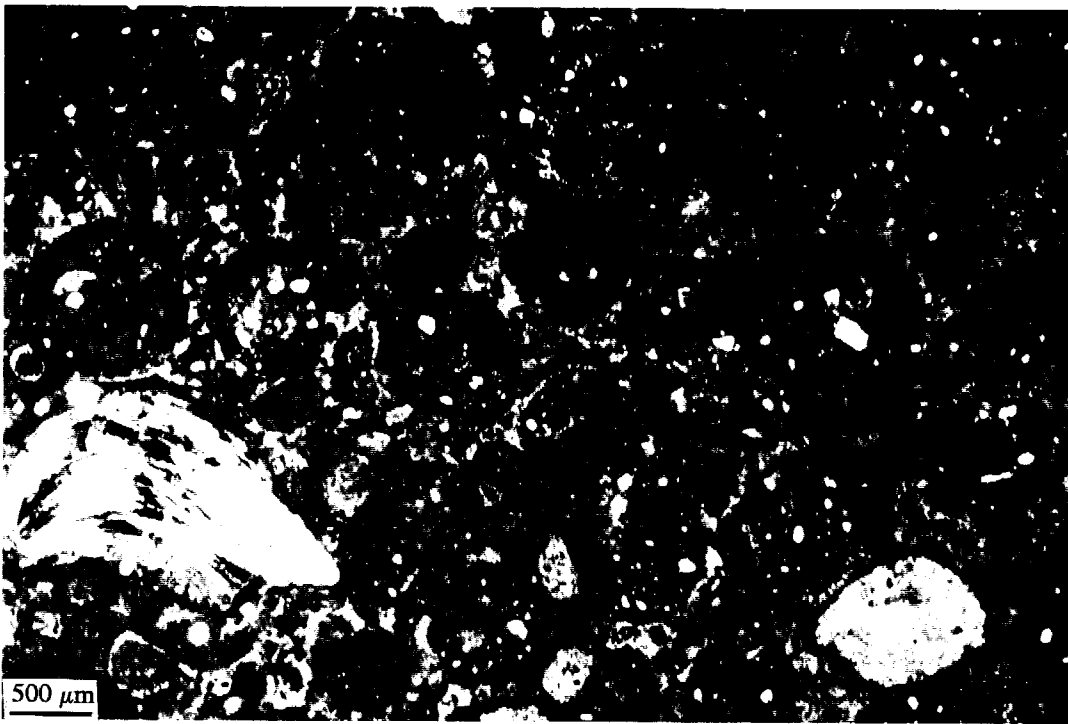
PLANCHE 3:

a) Microfaciès de croûte perlitique, oïdes non granoclassés à nucléus variés. Présence de fragment de coquille fossilisé (profil 2) (lumière polarisée analysée).

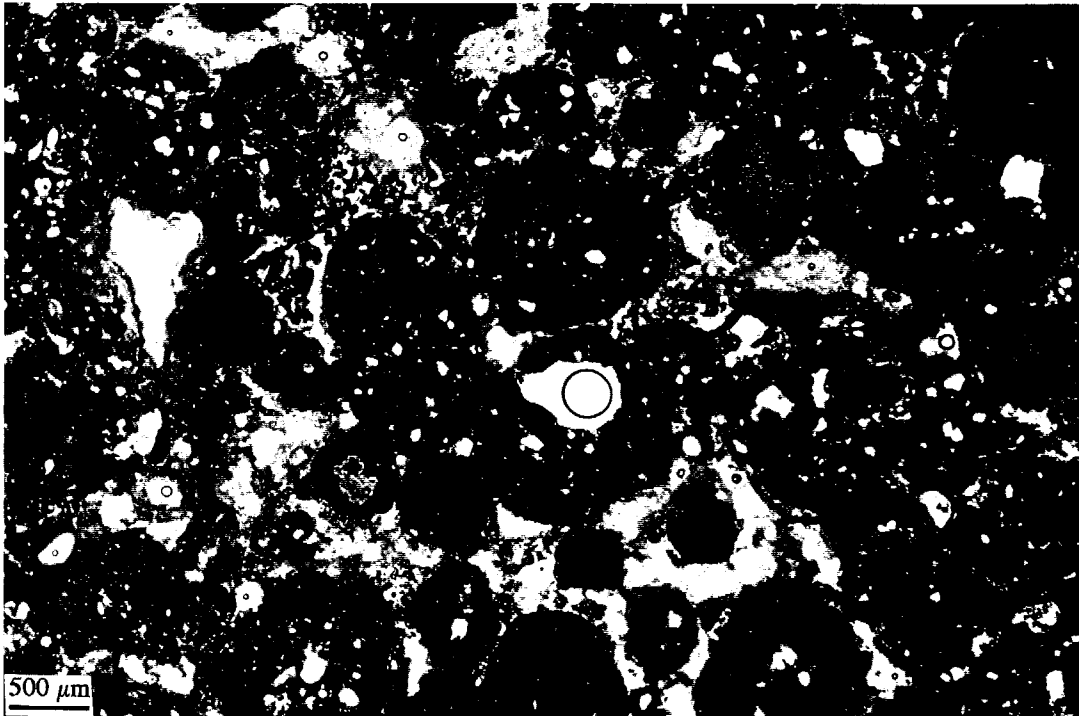
b) Croûte perlitique typique (profil 2) (lumière naturelle).

c) Croûte zonaire terminale (profil 6) (lumière naturelle).

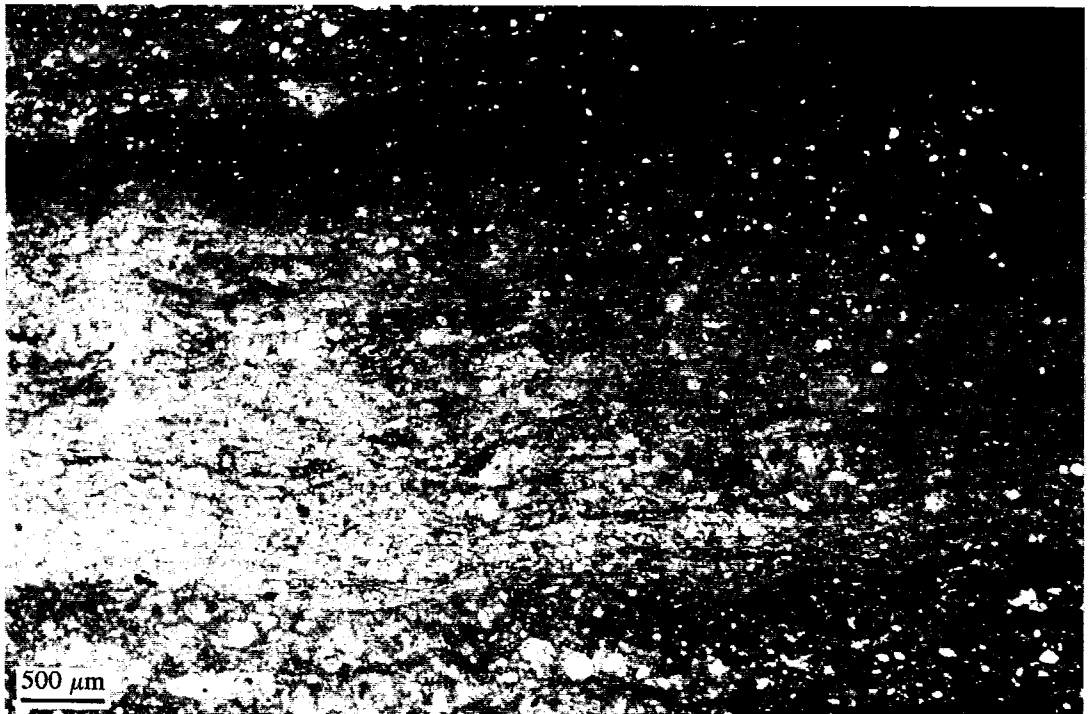
a



b



c



qu'une origine latérale. Comme le souligne Ruellan (1967), si le calcaire était lessivé verticalement la palygorskite serait détruite. Par conséquent, ce minéral est néoformé dans ces croûtes calcaires. Les deux phénomènes, enrichissement en calcaire et néoformation de la palygorskite, sont donc génétiquement liés dans la mesure où ils sont alimentés par des apports latéraux en éléments lessivés de l'amont (Ca, Mg, Al, Si,..) contenus dans une bonne partie des roches (Calcaire, dolomie, marno-calcaire..). La néoformation de la palygorskite impliquerait donc un milieu confiné dans un contexte climatique d'aridité accentuée.

Conclusion

Les observations effectuées aussi bien sur le terrain qu'au laboratoire nous ont permis d'apporter d'ores et déjà quelques arguments quant au modèle génétique de ces accumulations calcaires.

Tout d'abord en termes géomorphologique et sédimentologique il est important d'insister sur le fait que ces accumulations s'insèrent dans les séquences supérieures des cônes de déjection anciens auxquels elles sont liées. Ceci confirme le point de vue selon lequel les croûtes seraient le dernier acte de la genèse des glacis; elles se sont mises en place sous l'effet d'un ruissellement moins violent, à un moment précédent leur incision lors d'une rupture d'équilibre morphoclimatique. Mais la concentration du calcaire est aussi variable dans le temps et dans l'espace.

-La croûte en dalle est postérieure aux accumulations conglomératiques. Elle est caractérisée par des épandages de boues carbonatées survenant épisodiquement, remplissant les chenaux et colmatant différents éléments grossiers notamment en amont des glacis. Le processus de transport s'est effectué par des courants riches en bicarbonates ayant la capacité de mettre en jeu des fragments hétérométriques. Par ailleurs des débris d'éléments exogènes transportés par le vent se mélangent aux éléments endogènes. A chaque phase de dépôt interviennent des phénomènes de dessiccation, circulation d'eau météorique, cimentation, néoformation...

-La croûte perlitique le plus souvent ravinée ne figure que sous forme de figure de transition entre la croûte en dalle et la croûte zonaire.

-Quant à la croûte zonaire qui représente le terme final de toutes les accumulations calcaires, sa genèse est liée au processus de ruissellement latéral.

CONCLUSION GENERALE

La morphogenèse de la région qui vient d'être étudiée suit dans ses grands traits l'évolution morphologique de l'ensemble du Haut Atlas occidental qui a commencé depuis l'époque tertiaire. La configuration du relief actuel est le résultat d'une combinaison et interférence de facteurs multiples: tectonique, climatique et eustatique. Le cursus de cette évolution, notamment celle du Néogène, a été reconstitué grâce à la présence dans la marge immédiate de la chaîne de témoins d'héritages anté-quadernaires mis en évidence dans le secteur du Tagragra (coupe d'El Maasser).

Pendant le Pliocène, sous l'effet de la subsidence, la mer occupe une frange de la bordure sud du Haut Atlas occidental sous forme de chenal, héritier de l'ancien golfe atlasique, que nous avons appelé "golfe d'Agadir". Une série de sédiments marins composée de séquences de grès et conglomérats s'est alors mise en place. Partout elle surmonte en discordance les conglomérats blancs oligocènes.

Dans la seconde moitié du Pliocène on enregistre l'absence totale des dépôts marins rattachés classiquement à l'Astien excepté à l'ouest près du littoral actuel où ils ont été reconnus par des grès coquilliers, grès et sables à faunes littorales. En revanche à l'est ces sédiments perdent leurs caractères et se transforment en cordons littoraux puis à des conglomérats continentaux reconnus à partir des données de sondages dans différents sites.

Au Moghrébien la dynamique sédimentaire marine semble se poursuivre et s'est traduite par une nouvelle extension de la mer dans le golfe. L'absence d'affleurements-témoins visibles, excepté ceux d'El Maasser, ne permettent pas de retracer avec certitude la limite spatiale du Moghrébien par rapport au Pliocène marin. Cependant, il est probable que la mer moghrébienne a emprunté une aire plus restreinte si l'on suppose qu'elle est régressive du fait qu'elle représente le dernier cycle marin néogène. A l'image du cycle précédent, ce moghrébien succède à ce dernier en disposition de discordance. En revanche, le faciès mis en évidence montre une grande variation (grès coquilliers conglomératiques, poudingues principalement calcaires et formation sableuse au sommet) au sein duquel on a noté quelques traces d'argiles probablement liées à un faible processus d'altération et des coquilles concassées.

Le "Villafranchien" correspond au troisième cycle sédimentaire depuis le début du Néogène. Il présente un faciès entièrement continental encadré par



deux discordances majeures: la première entre les sables moghrébiens et les marnes basales "villafranchiennes", la seconde entre le sommet de la série et les poudingues quaternaires. A El Maasser il montre un terme "villafranchien" supérieur sous forme de séquences fines et grossières (marnes et poudingue ou molasse); tandis que son terme inférieur n'a été identifié qu'à travers quelques extrapolations de données de sondages effectués plus à l'est. Nous l'avons attribué au Pliocène continental du fait qu'il est caractérisé par l'absence des dépôts marins d'une part et l'abondance des éléments grossiers et traduit donc la transformation sensible et complète en sédiments continentaux de la coupe d'El Maasser.

A partir de ce cycle sédimentaire le piémont de Mesguina commence peu à peu à s'individualiser. Nous avons pu mettre en évidence deux étapes génétiques principales:

-la première est contemporaine du Pliocène marin-Moghrébien où une partie du piémont (golfe d'Agadir) était submergée par la mer à faciès plutôt marin que continental. Parallèlement le piémont Est était déjà le siège de vastes épandages continentaux.

-la deuxième phase est caractérisée par le début d'une sédimentation "villafranchienne" généralisée. Elle est consécutive à une phase tectonique ayant abouti à la régression de la mer moghrébiennne au large et traduit du même coup un cycle de démantèlement de la chaîne et de remblaiement dans les marges sous forme de larges cônes de déjection bordant un relief déjà en surrection. Cette phase correspond au début de creusement intense des vallées et de déblaiement des coeurs des anticlinaux.

Les déformations subies par les dépôts néogènes révèlent la continuité des mouvements tectoniques compressifs qui ont pour conséquence le soulèvement de la chaîne et le début d'un traçage de limite morpho-tectonique entre la montagne et son piémont. Leur effet se manifeste par le plissement de la bordure accompagné d'une série de discordances qui ont encadré le dépôt de chaque épisode sédimentaire.

La morphogenèse quaternaire a consisté principalement en l'élaboration du piémont des Mesguina. Il se définit dans le paysage par sa position topographique qui oppose de part et d'autre, la basse terrasse de l'oued Souss au sud et le front montagneux au nord. Son excellent degré de conservation est dû à la présence d'épaisses croûtes calcaires comparables à la croûte "moulouyenne". Les cônes de déjection sont les principales formes de piémont.

Au terme des différentes observations sur le terrain et analyses effectuées sur plusieurs échantillons on a abouti aux résultats suivants:

**L'influence des contrastes lithologiques des différents bassins-versants et qui paraît beaucoup plus manifeste au cours de la morphogenèse quaternaire. En fait il apparaît clairement que les faciès sont nombreux et plus variés. Nous avons distingué trois types de cônes de déjection à faciès différenciés:*

-Cônes d'El Aarba et de Taguenza, dont les bassins-versants s'inscrivent dans les formations jurassiques et crétacées, montrent des séquences de même type mises en place probablement dans un contexte morphoclimatique assez identique.

-Cônes de déjection de la bordure sud du Tagragra caractérisés par la dominance de faciès calcaires et l'absence de dépôt séquentiel.

-Cône de déjection d'Ameskroud qui reflète une double origine de matériaux mais où les éléments triasiques dominent notablement.

**L'étude des cortèges argileux conduit également à des conclusions identiques. Trois zones minéralogiques différentes correspondant à ces mêmes cônes de déjection ont été distinguées:*

-Zone où les minéraux argileux sont de nature mixte: néoformé comme le cas de la palygorskite et hérité du bassin d'origine à savoir les illites.

-Zone à cortège argileux entièrement néoformé. Il s'agit des cônes du Tagragra où les argiles fibreuses néoformées sont quasiment dominantes.

-Zone caractérisée par des associations argileuses héritées du complexe lithologique du bassin-versant (cône d'Ameskroud).

La répartition les caractères de ces minéraux argileux ont fourni quelques indices à la lumière desquels on a tenté d'apprécier les modalités des crises climatiques.

La construction du cône d'El Aarba et de Taguenza a dû être liée à une évolution biphasée et répétitive traduite par des séquences fines et grossière. La première correspond aux conglomérats polygéniques englobés dans un ciment calcaire. La seconde est caractérisée par les flux de calcaires gréseux sous forme de boues carbonatées.

Les cônes du Tagragra se caractérisent par une dynamique des carbonates où les séquences font défaut. L'origine locale des matériaux est attestée par le manque de diversité pétrographique et la dominance des éléments non-usés. Ce type de dépôt résulte d'un transfert des carbonates dans des cuvettes de décantation à petite échelle associé à une ambiance aride

favorisant des solutions basiques qui conditionnent la néoformation de la palygorskite.

Enfin, pour le cône de déjection d'Ameskroud il s'agit d'accumulation généralement torrentielle mal triée imprégnée par endroit par des carbonates provenant des massifs calcaires qui encadrent le couloir d'Argana.

Les terrasses fluviales sont moins développées et fréquemment incomplètes à la suite des crues successives des oueds. Le raccord topographique entre le système des cônes et ces terrasses est peu visible pour permettre de suivre le changement latéral de faciès des deux systèmes. Dans certains endroits, le long de la rive droite du Souss ces terrasses ravinent les conglomérats pliocènes . Elles représentent le terme terminal du Quaternaire.

**L'importance de la néotectonique qui a contribué certainement à des perturbations des modelés quaternaires ce qui n'a pas permis l'individualisation et la conservation de ses héritages. Elle s'est traduite par des mouvements de subsidence, rejeu de flexure bordière et d'anciennes failles et quelques mouvements tardifs qui ont abouti à des ondulations dans certains secteurs.*

**L'étude de ces héritages pose d'abord un problème d'ordre stratigraphique. Certes le piémont représente un domaine où l'histoire tectonique, morphologique et climatique de la chaîne est enregistrée. Cependant, la succession de phases de creusement et d'accumulation est loin d'être établie: ceci tient aux caractéristiques des périodes humides et sèches qui peuvent déterminer aussi bien des processus d'érosion latérale ou en nappes, remaniements, remblaiement que creusement ou emboîtement des formes c'est à dire qu' après chaque épisode morphoclimatique on assiste à une modification du modelé antérieur. En effet, la subsidence jusqu'à une date récente a provoqué la superposition des accumulations de piémont et non leur étagement ou emboîtement. Ce n'est que tout à la fin que l'incision des cônes a permis l'emboîtement de la basse terrasse dans la partie amont des cônes, alors qu'à l'aval les basses terrasses semblent encore venir recouvrir la partie distale des cônes.*

**Les croûtes calcaires représentent le dernier acte de la genèse du glacis. Elles ont été mises en place sous l'effet de ruissellement moins violent à un moment précédent leur incision lors d'une rupture d'équilibre morphoclimatique. Trois types de croûtes ont été déterminées:*

-Croûte en dalle caractérisée par des épandages de boue carbonatées qui surviennent épisodiquement en remplissant d'anciens chenaux et colmatant différents éléments. Elle montre un microfaciès hétérogène ayant subi une diagenèse tardive.

-Croûte perlitique comme forme de transition entre la croûte en dalle et la croûte zonaire.

-La croûte zonaire représente le terme final de toutes les accumulations calcaires sa genèse est due au ruissellement latéral des eaux chargées en bicarbonates.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS A.E., AGER D.V. & HARDING A.G. (1980). -Géologie de la région d'Imouzzer des Ida ou Tanane, (Haut Atlas occidental). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, t.41, n°285, pp. 59-80.
- ADOLPHE J.P. HOURIMECHE A. LOUBIERE J.F. PARADAS J. & SOLEILHAVOUP F. (1989). -Les formations carbonatées d'origine bactérienne. Formations continentales d'Afrique du Nord. *Bull.Soc.Géol.Fr*, 8, T V, n°1, pp.55-62.
- AGAFONOFF W. (1936). -Les sols bruns et rouges à croûte carbonatée en Tunisie. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 202, Sér.D., pp.1597-1599.
- 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, pp.23-41.
- ALLARD P.L., COCHET E. & DUFFAUD F. (1958). -L'Oligocène dans le Haut Atlas occidental. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, t.16. n°143, pp.7-16.
- ALLEN J.P.L. (1965). -The sedimentation and paleogeography of the old red sandstone of Anglesey, Nord Wales. *Proc.Yorks.geol.Soc.*, 35; pp.139-185.
- AMBROGGI R. et BASSE E. (1950). -Sur le Crétacé supérieur de la vallée du Souss. (Sud marocain). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.231, pp.449-451.
- AMBROGGI R. (1952). -L'Eocène marin de la vallée du Souss. *C.R.Acad.Sci. Paris*, t 235 , pp. 482-484.
- AMBROGGI R. & CHOUBERT G. (1952). -Sur l'âge des calcaires lacustres des feijas et des déformations tectoniques quaternaires dans le Souss. pp.9-11.
- AMBROGGI R. (1963). -Etude géologique du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n°157, 321p.
- BALLAIS J.L. (1981). -Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie). Thèse d'Etat.Es-Lettres.Paris I, 566 p.
- BALLAIS J.L. & VOGT T. (1981). -Croûtes calcaires quaternaires du piémont nord des Aurès (Algérie). *Rech.Géog.Strasbourg*, 12, pp.23-34.
- BALLAIS J.L. (1984). -Les rapports entre les terrasses et l'évolution des versants dans les Aurès (Algérie). *Bull.Assoc.Fr.Etud.Quater.* n°1/2/3, pp.170-172.
- BARATHON J.J. (1980). -Le Quaternaire marocain, quelques données nouvelles.in.*Etud de Géogr.Phys, Etud.Méditer*, Fasc.2, pp.27-56.
- BARATHON J.J. (1980). -Sédimentation néogène, formes et dépôts quaternaires et néotectoniques du piémont NE des Kbdana (Maroc du NE). *Géol.Méditer*, T VII, n° 4, pp.299-306.
- BARATHON J.J. (1989). -Bassins et littoraux du Rif oriental. Evolution morphoclimatique et tectonique depuis le Néogène supérieur. Thèse. Publ. Univ. Poitiers., *Etud.Méditer*, Fasc.13, 531p.
- BEAUDET G. (1971). -Le Quaternaire marocain: état des études. *Rev.Géog.Maroc*. n°20, pp.3-56.
- BEAUDET G. (1972). -Le plateau central marocain (Résumé de thèse). *Rev.Géog.Phys.Géol.Dyn*, n°2, Vol.XIV, Fasc.2, pp.107-132.

- BEAUDET G. & LAOUNA A. (1989).** -Le contexte géomorphologique des encroûtements calcaires généralisés; le cas du Maroc nord-oriental, *Méditerranée*, n° 2/3, pp.29-40.
- BEHRENS M. KRUMSIEK K. MEYER D.E. SCHAEFER A. STETS J. THEIN J. & WURSTER P. (1978).** -Sedimentations-abläufe in Atlas-Gulf (Kreide küstenbecken), Marokko. *Geol.Rundsch*, 67, pp.424-453.
- BEHRENS M. & SIEHL A. (1982).** -Sedimentation in the Atlas Gulf I: Lower cretaceous clastics. In: *Geology of continental Margin*. Springer-Verlag (Ed), pp.427-439.
- BIBERSON P. (1963).** -Quelques précisions sur les classifications du Quaternaire marocain. *Bull.Soc.Géol.Fr*, n°4, T5, pp.607-616.
- BIBERSON P. (1971).** -Essai de redéfinition des cycles climatiques du Quaternaire continental du Maroc. *Bull.Assoc.Franç.Etud.Quater*, n°1, pp.3-12.
- BILLAUX P. BRYSSINE G. (1967).** -Les sols du Maroc. In: *Congrès de pédologie méditerranéenne*, Cah.Rech.Agron. Rabat, n°24, pp.59-101.
- BOULAIN J. (1961).** -Observations sur les carapaces du piémont saharien. *Trav.Inst.Rech.Sahar.*, 20, pp.79-90.
- BOUZALIM M. (1987).** -Morphogenèse d'un piémont atlasique: les Ida Ou Zeddarh, Haut Atlas occidental, Maroc. Thèse de 3^e cycle, Université du Maine, 342p.
- BRIX M. (1981).** -Schwermineralanalyse und andere sedimentologische Untersuchungen als Beitrag zur Rekonstruktion der strukturellen Entwicklung des Westlichen Hohen Atlas / Morokko. Inaugural Dissertation. Thèse Univ. Bonn, 236p.
- BROWN C.R. (1956).** -The origin of caliche on the north-eastern Llano Estacado, Texas. *J.Geology*, 57, pp.491-511.
- BROWN R.H. (1980).** -Triassic rocks of Argana Valley, Southern Morocco and their regional structural implication. *A.A.P.G.B*, 64, pp.988-1003.
- BULL W.B. (1962).** -Relations of alluvial-fan size and slope to drainage-basin size and lithology in Western Fresno Country, California. *U.S.Geol.Surv.Prof.Pap.*, 450, B, pp.51-53.
- BUTT A., STETS J. & WURSTER P. (1982).** -Micropaleontological and sedimentological aspects of High Atlas Cretaceous onshore sediments. (Atlas Gulf / Morocco). Unpubl.
- CABOT J.(1967).** -Recherches morphologiques sur le piémont méridional de l'Aurès. *Trav.Labor.Morph, Inst.Géogr.Univ.Alger*, pp.129-140.
- CALVET M. (1991).** -Essai de typologie de quelques piémonts de Méditerranée occidentale. *Ann de Géogr*, n°558, 100e année, pp.129-151.
- CAMEZ T. (1962).** -Etude sur l'évolution des minéraux argileux dans les sols des régions tempérées. *Mém.Serv.Carte géol.Als.Lorr.*, 20, 90 p.
- CHARDON M. & RISER J. (1981).** -Formes et processus géomorphologiques dans le Haut Atlas marocain. *Rev.Géogr.Alp. Fr*, n°4., pp.561-582.

- CHERKAOUI T. & MEDINA F. (1988).** -Révisions des données macrosismiques et du mécanisme au foyer du séisme d'Agadir du 29 février 1960. *R.G.M*, Vol.12, Nouvelle série, n°1, pp.51-62.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1965).** -Manifestations tectoniques au cours du Quaternaire dans le sillon préafricain.(Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, t.25, n°185, pp.57-62.
- COLLINSON J.D (1986).** -Alluvial Sediments. In *Sedimentary Environments and Facies*, Edit by H.G.Reading, Department of Earth Sciences, Univ. Oxford, pp.20-62.
- CONRAD G. (1969).** -L'évolution continentale post-hecynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Cheik-Tanersouft, Ahnet-Mouydir). Edit du C.N.R.S., Paris VIIe, *Sér.géol.*, n°10, 527p.
- COQUE R. (1962).** -La Tunisie pré-saharienne. Etude géomorphologique. C.N.R.S., Paris, 476p.
- COQUE R. (1970).** -Morphogenèse quaternaire du piémont méditerranéen du djebel Akhdar (Cyrénaïque). *Ann.Géogr.*, n°433, LXXIX^e année, pp.375-387.
- COQUE R. (1979).** -Problèmes de corrélation des niveaux quaternaires dans les piémonts nord-sahariens. *Bull.Assoc.Géogr.Franç*, Paris, n° 462, pp.215-222.
- COUDE-GAUSSSEN G. & BLANC Ph. (1985).** -Présence de grains éolisés de palygorskite dans les poussières actuelles et les sédimentation d'origine désertique. *Bul.Soc.Géol.Fr*, T I, n°4 pp.571-579.
- COUDE-GAUSSSEN G. (1987).** -Observations au M E B de fibres de palygorskite transportée en grains par le vent. *In.Soil. Micromorphology*. pp.199-205.
- COUDE-GAUSSSEN G. (1991).** -Les poussières sahariennes: cycle sédimentaire et place dans les environnements et pléoenvironnements désertiques. Ed. U.R.E.F., 485p.
- COUVREUR G. (1973).** -Etagement de formes et néotectoniques sur le versant sud du Haut Atlas. *Rev.Géomorph.Dyn*, XXII, 3, pp.109-124.
- COUVREUR G. & VOGT T. (1976).** -Sur quelques croûtes calcaires du Haut Atlas central (Maroc) et leur signification géomorphologique. *Rech.géog.Strasbourg*, 3, pp.5-28.
- CUENOT M. (1957)** -Reconnaissance des sols de la plaine du Souss. *Soc.Sci.Nat et Phys du Maroc.*, *Trav.Sect.Pédol*, T.12, pp.13-41.
- 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. Lille I 47p.
- DAOUDI L., DECONINK J.F., BEAUCHAMP J. & DEBRABANT P. (1989)** -Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine est-atlantique voisin. *Ann.Soc.Géol.Nord.*, T , pp.15-24.
- DAOUDI L. (1991).** -Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas occidental (Maroc). Thèse.Univ.Lille I. 200p.
- DELFAUD J. (1984).** -Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. *Bull.Centres Rech.Explor-Prod.Elif-Aquitaine*, 8, 1, pp.27-53.

- DELHOUM J.P (1980).** -L'épigénie calcaire en milieu méditerranéen semi-aride (Jebel Semmama, Tunisie centrale). In.Cristallisation-Déformation-Dissolution des carbonates, 17-18 Novembre, Bordeaux III, Inst.Géodyn., Réunion organisée par G.E.S.C., pp.401-411.
- DIJON R. (1968).** -Aperçu hydrogéologique et ressources en eau de la vallée du Souss (Sud marocain). Extrait de "*Terres et Eaux*", Vool XXI, n°5, pp.46-66.
- DRESCH J. (1941).** - Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif central du Grand Atlas le Haouz et le Souss. Thèse, Arrault, Tours, 712p.
- DRESCH J. GIGOUT M. LECOZ J & RAYNAL R. (1952).** -Aspects de la géomorphologie du Maroc. *Notes et Mém*, n° 96., 182p
- DRESCH J. (1969).** -Sur les étages continentaux quaternaires du Maroc. Union.Intern.pour Etud du Quater, VIIIe Congrès.INQUA.Vol.1, pp.47-48.
- DRESCH J. (1982).** -Sur la semi-aridité du Maghreb au Plio-quaternaire. *Bull.Assoc.Géogr. Franç.*Paris, n°484, pp.42-45.
- DU DRESNAY R. (1971).** -Extension et développement des phénomènes ricifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull.Soc.Géol.Fr*, 13 (7), pp.46-56.
- DUFFAURE J.J. BEAUDET G. & LHENAFF R. (1986).** -Héritages géomorphologiques et paléoenvironnements du Quaternaire moyen méditerranéen. *Bull.Assoc.Géogr.Franç*, Paris, n°1, pp-3-58.
- DURAND J.H. (1952).** -Les différents types de croûtes, leurs caractères principaux, leur signification climatique. In actes Congr.Panafricain Préhistoire, 11^e session.
- DURAND J.H. (1959).** -Les sols rouges et les croûtes en Algérie. S.E.S.,Birmandreis, 188p.
- DUTOUR A. (1985).** -Etude géomorphologique de la partie occidentale de la Haute Moulouya (Maroc). *Etud.Méditer*, Fasc.8, Centre interunivers.d'Etud.Méditer, Poitiers. 280 p.
- DUTOUR A. & FERRANDINI J. (1985).** -Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz central (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique. *Rev.Géol.Dyn et Géogr.Phys.* Vol.26, Fasc.5, pp.285-297.
- EHRIG F.R. (1974).** -Die Arganie-Charakter, Okologie und wirtschaftliche Bedeutung eines Tertiärreliktes in Marokko. *Petermans.Gegraphische.Mitteilungen*, Leipzig, 118, n°2, pp.117-125.
- EK C. MATHIEU L. & LACROIX D. (1981).** -Croûtes et encroûtements calcaires en climat méditerranéen, l'exemple du Bled Ouljamane (Maroc oriental). In Actes du Colloque de l'A.G.F. "Formations carbonatées externes, tufs et travertins", 9 Mai 1981, Paris, pp.61-72.
- ELLOY R. & THOMAS G. (1981).** -Dynamique de la genèse des croûtes calcaires (calcrètes) développées sur séries rouges pleistocènes en Algérie Nord-occidentale. Contexte géomorphologique et climatique. Pétrographie et Géochimie. *Bull.Cent.Rech.Explor-Prod.Elif-Aquit*, Vol 5, n°1, pp.53-112.
- EMBERGER L. (1924).** - A propos de la distribution géographique de l'Arganier. *Bull.Soc.Sc.Nat.Maroc.*, IV, 7, pp.151-153.

- EMBERGER L. (1925).** - Les limites naturelles climatiques de l'Arganier. *Bull.Soc.Sc.Nat.Maroc.*, V, 3, pp.94-97.
- ESTRELA M.J & VOGT T. (1989).** -Etude des croûtes calcaires du Quaternaire espagnole: importance d'une microflore d'eau douce. Comparaison avec le Maghreb. *C.R.Acad.Sc.Paris*, T 308, Série.II, pp.201-206.
- FREEMAN T. (1962).** -Quiet water oolites from Lagune Madre (Texas). *J. sedim. Petrol.*, 32, 3, pp.475-483.
- FREYTET P. (1984).** -Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse: importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull.Cent.Rech.Explor-prod.Elf-Aquit*, Vol.8, n°1, pp.223-245.
- FREYTET P. & VERRECCHIA E. (1989).** -Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen: microfaciès et milieu de formation. *Méditerranée*, n° .2/3, pp.5-28.
- GHANEM H. (1974).** -Monographie pédologique de la plaine du Souss. Dire.Rech.Agron.Rabat, Maroc, 5 Volumes.
- GIGOUT M (1957).** -Recherche sur le Quaternaire marocain. *Travaux de l'institut Scientifique Chérifien, Sér. Géol. Géog. phys*, n°7, Rabat, 77p.
- GOUTHIER H. (1953).** -Découverte d'une faunule de mollusques continentaux pliocènes dans le synclinal des Khela (Maroc méridional). *C.R.Acad.Sci.Paris*, T236, n°1, pp.99-101.
- HASSOUBA H. & SCHAW H.F. (1980).** -The occurrence of palygorskite in Quaternary sediments of the coastal plain of North-West Egypt. *Clay Minerals*, 15, pp.77-83.
- HAY R.L. & WIGGINS .B (1980).** -Pellets, ooids, sepiolite and silica in three calcretes of the Southwestern United States. *Sedimentology*, 27, 5, pp.559-576.
- HAWKER H.W. (1927).** -A study of the soils of Hidalgo Country, Texas, and the stages of their soil-lime accumulation. *Soil.Sci.*, 23, pp.475-485.
- HERAIL G. (1984).** -Les cônes de déjection: formes et sédiments. *Bull.Cent.Rech.Explor-Prod.Elf-Aquit*, Vol 8, n°1, pp.135-150.
- HOLTZAPFFEL T. (1985).** -Minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Mém. Soc. Géol. Nord.*, n°12, 136p.
- HOOKE R.LeB. (1968).** -Steady-state relationships on arid region alluvial fan in closed basins. *Amer.J.Sci.*, 266, pp.609-629.
- HUVELIN P. (1965).** -Sols rubéfiés et croûtes calcaires du piémont septentrional du Haut Atlas de Demnate (Maroc). *Notes. Serv.Géol.Maroc.*, T.25, n°185, pp.95-97.
- HUVELIN P. (1970).** -Mouvements plio-villafranchiens dans la moitié occidentale du Haouz de Marrakech (Maroc). *C.R.Acad.Sc.Paris*, T.271, p.704-707.
- HUVELIN P. (1973).** -Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans les Jebilet et leur pourtour. *Not.Mém.Serv.géol.Maroc*, Rabat, (33) 249, pp.83-124.
- JODOT P. (1954).** -Gastéropodes continentaux du Pliocène inférieur de l'oued d'Assermo-n-Aït Zarhar (Sud du Haut Atlas marocain). *Notes.Mém.Serv.géol.Maroc.*, t 8, n°120, pp.21-30.

- JOLY F. (1965).** -Remarques sur l'emboîtement des formes quaternaires continentales dans le Sud-est marocain. *Notes.Serv.Géol.Maroc*, T25, n°185, pp.71-77.
- LAMOUREUX M. (1972).** -Etude des sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse fersialique au Liban, *Mém.O.R.S.T.O.M*, n°56, Paris, 266p.
- LANG J. (1981).** -Cadre de la classification des carbonates continentaux. In Actes du colloque de l'A.G.F, Formations carbonatées externes, tufs et travertins, 9 Mai 1981, Paris, pp.101-112.
- LAOUNA A. (1981).** -Altération des roches carbonatées et évolution des modelés dans le Maroc Nord-occidental. *R.G.M*, n°5, pp.55-87.
- LAOUNA A. (1982).** -Modelés et dépôts villafranchiens dans le Maroc Nord-occidental. *R.G.M*, n°6, pp.13-44.
- LEFEVRE D. (1984).** -Nouvelles données sur l'évolution plio-pleistocène du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). *C.R. Acad.Sc.Paris*, T 299, Série.II, n°20, pp.1411-1414.
- LEFEVRE D. (1985).** -Les formations plio-pleistocènes du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). Thèse 3è cycle, Bordeaux I, 259p.
- LHENAFF R. (1982).** -Rapport de synthèse finale. Colloque le "Villafranchien méditerranéen", Lille 9 et 10 décembre, pp.515-588.
- LOTFI M. (1974).** -Etude des trois séquences de sols dans le Souss (Sud-Ouest marocain). Thèse Doct ès-Sciences. Univ de Gand. 219 p.
- MANSPEIZER W. PUFFER J.H. & COUSMINER H.L. (1978).** -Separation of Morocco and Eastern North America: a Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, Boulder, 89, 6, pp.901-920.
- MATHIEU L. THOREZ J.& EK C. (1975).** -Contribution à l'étude des encroûtements calcaires dans le cadre de la morphogenèse et de la pédogenèse en climat méditerranéen semi-aride et aride: application à la région de Taza (Maroc). In C.R.Colloque "Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale", 1975, T.VOGT (ed), U.L.P., Strasbourg, pp.114-119.
- MATTAUER M. TAPPONIER P. & PROUST F. (1977).** -Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull.Soc.géol.Fr.*, Paris, (7), XIX, 3, pp.521-526.
- MAURER G. (1966).** -Formes et dépôts néogènes et quaternaires dans la partie occidentale du bassin de Boudinar (Rif oriental). *R.G.M.*, n°9, pp.5-22.
- MAURER G. (1980).** -Montagnes et bassins du Rif central. In Etude de géog.phys, Fasc.2, *Etud.Méditer.Poitiers*, pp.57-86.
- MEDINA F. (1985).** -Chronologie des phases et style tectonique dans le Haut Atlas occidental (Maroc). *Garcia de Orta.Ser.Geol.Lisboa*, 8, 1/2, pp.43-54.
- MICHARD A. (1976).** -Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém.Serv.Géol.Maroc*, n°252, 408p.
- MILLOT G. PAQUET H. & RUELLAN A. (1969).** -Néoformation de l'attapulгите dans les sols à carapaces calcaires de la Basse Moulouya (Maroc oriental). *C.R.Acad.Sc.Paris*, T 268, Série.D, pp.2771-2774.

- MILLOT G. (1971). -Géochimie des altérations. *Bull. Serv. Carte. géol. Als. Lorr.*, 24, 4, pp.181-217.
- MILNE G. (1935). -Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African Soils. *Soils.Res.*, 4, 3, pp.183-198.
- MONBARON M. (1982). -Précisions sur la chronologie de la tectogenèse atlasique: exemple du domaine mesogéen du Maroc. *C.R.Acad.Sc.Paris*, T 294, Série II, pp.883-886.
- MONTENAT CH. (1981). -Observations nouvelles sur les croûtes calcaires pleistocènes du Sud-Est de l'Espagne (Province d'Alicante et de Murcia). *Géolog.Méditer*, T VIII, n°3, pp.137-154.
- OLIVA P. (1974). -La distribution des croûtes et encroûtements dans l'Anti-Atlas: une approche géomorphologique du problème des croûtes sur roches non calciques. In: R.C.P. 249: "Etude de certains milieux du Maroc et leur évolution récente". II. C.N.R.S. Paris, pp.47-77.
- OUAHMAN B. (1988). -Recherches géomorphologiques sur le piémont méridional du Haut Atlas occidental à l'Est d'Agadir (Maroc). DEA, Lille I, 66p.
- PAQUET H. (1961). -Etude de la fraction argileuse de quelques sols d'Afrique. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, Ronéo, 29 p.
- PAQUET H. (1969). -Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse.Doct ès Sciences.Univ de Strasbourg. 210 p.
- PELTIER J. (1982). -La végétation du bassin-versant de l'oued Souss (Maroc). Thèse d'Etat Es-Sciences. Univ.Scient. Médic. Grenoble, 201p.
- PETIT J.P. RAYNAUD S. & CAUTRU J.P. (1985). -Microtectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio-Pliocène du Haut Atlas-Maroc). *Bull.Soc.géol.Fr.*, Paris, (8), I, 3, pp.415-421.
- PLUMMER P.S. & GOSTIN V.A. (1981). -Shrinkage cracks: dessiccation or synaeresis?. *J.Sedim.Petrol.*, 51, 4, pp.1147-1156.
- PROUST F. PETIT J.P. & TAPONNIER P. (1977). L'accident de Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bull.Soc.Géol.Fr*, 19 (7), pp.541-551.
- RACHOKI A.H. (1981). -Alluvial fans. An attempt at an empirical approach. Wiley, Chichester., 161p.
- RAYNAL J.P. TEXIER J.P. & LEFEVRE D. (1986). -Essai de corrélation de l'Océan au continent pour le Quaternaire du Maroc. *Rev.Géol.Dyn.Géogr.Phys*, Vol.27, Fasc.2, pp.141-147.
- RAYNAL R. (1961). -Plaines et piedmonts de la Moulouya (Maroc oriental): étude géomorphologique., Rabat, 617p.
- RAYNAL R. & TRICART J. (1963). -Comparaisons des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. *Bull.Soc.Géol.Fr*, (7), V, pp.587-596.

- RAYNAL R. (1965).** -Morphologie des piedmonts et tectonique quaternaire au Maroc oriental. *Notes.Serv.Géol.Maroc*, T 25, n°185, pp.87-90.
- REEVES C.C. (1976).** -Caliche, Origin, Classification, Morphology and uses. Estacado Books, Lubbock, 233p.
- RISER J. (1974).** -Le système de glacis de l'oued Aoudraz, un exemple d'étagement de glacis du Pleistocène. *Bull.Assoc. Géogr.Franç*, n°419, pp.239-249.
- RISER J. (1979 a).** -Aspects géomorphologiques d'une montagne semi-aride: le Jbel Sarhro et sa retombée saharienne. *Rev.Géogr.Alp.Fr.*, n°3, pp.309-327.
- RISER J. (1979 b).** -La période charnière entre le Pliocène et Quaternaire. *Bull.Assoc.Géog.Franç.Paris*, n°462, pp.223-229.
- ROCH E. (1930).** -Etude géologique dans la région méridionale du Maroc occidental. Notes et *Mém.Serv.Mines et Carte Géol*, Maroc, n° 9, 542p.
- ROCH E. (1941).** -Notice explicative de la carte géologique provisoire des régions de Demnate et de Telouat. Notes.Mém. Serv.géol.Maroc, n°55bis, 40p.
- ROGNON P., LEVY A., BALLAIS J.L., COUDE-GAUSSEN G. & RISER J.(1983).** -Essai d'interprétation des coupes du Quaternaire récent de l'Oued El Akarit (Sud tunisien). *Géol.Méditer*, T X, n°2, pp.71-91.
- ROGNON P. (1984 a).** -Signification dynamique et climatiques des formations et terrasses fluviatiles en Afrique du Nord et au Proche-Orient. *Bull.Assoc.Fr.Etud.Quater*, n°1/2/3, pp.161-169.
- ROGNON P. (1984 b).** -Les effets du climat sur la sédimentation continentale. *Bull. Cent. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquit*, Vol 8, n°1, pp.55-56.
- ROHDENBURG H. (1977).** -Neue C14-Daten Aus Marokko und Spanien und aussagen for die relief-und bodenentwicklung Jungpleistozän. *Catena*, Vol 4, pp.215-228.
- RUELLAN A. (1967).** -Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Maroc. *Cah. ORSTOM. sér. Pédologie*, 5, 4, pp.421-462.
- RUELLAN A. (1971).** -Les sols à profil calcaire différencié dans les plaines de la Basse Moulouya (Maroc Oriental). *Mém. ORSTOM. N°54*. 302p.
- RUELLAN A. (1976).** -Synthèse et perspectives: migrations et accumulations des carbonates. *Bull.Soc.géol.Fr.*, (7), 18, pp.41-44.
- RUELLAN A. BEAUDET G. NAHON D. PAQUET H. ROGNON P. & MILLOT G. (1979).** - Rôle des encroûtements calcaires dans le façonnement des glacis d'ablation des régions arides et semi-arides du Maroc. *C.R.Acad.Sc.Paris*, T.289, Série.D, pp.619-622.
- RUSSO P & L. (1934).** -Le grand accident sud-atlasien. *Bull.Soc.Géol.Fr.Paris.*, 5^e série, T.IV, pp.375-384.
- SABELBERG G. (1977).** -The stratigraphic record of late Quaternary accumulation series in South West Morocco and its consequences concerning the pluvial hypothesis. *Catena*, Vol.4, p.209-214.

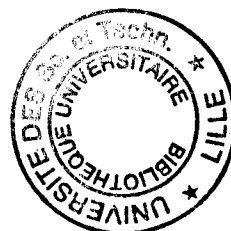
- SCHAER J. (1964).** -Aspects de la tectonique dans le bloc occidental du massif ancien du Haut Atlas. *C.R.Acad.Sc.Paris*, T.258, pp.2353-2356.
- SINGER A. (1984).** -Pedogenic palygorskite in the arid environment. Eds, *Developments in Sedimentology*, 37, pp. 169-175.
- STEIN R. & BLEIL U. (1986).** -Deep-water circulation in the Northeast Atlantic and climatic changes during the late Neogene (DSDP site 141). *Marine Géology*. Amsterdam, n°70, pp.191-209.
- STETS J. (1992).** -Mid-jurassic events in the Western High Atlas (Morocco). *Geologische Rundschau*. 81/1, Stuttgart, pp.69-84.
- TEXIER J.P. RAYNAL J.P & LEFEVRE D. (1985).** -Nouvelles propositions pour un cadre chronologique raisonné du Quaternaire marocain. *C.R.Acad.Sc.Paris*, T 301, Série.II, n°3, pp.183-188.
- TIXERONT M. (1973).** -Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères syngénitiques et familières des formations permotriasiques du couloir d'Argana, Haut Atlas occidental (Maroc). *Not.Serv.géol.Maroc*, Rabat, n°249, pp.147-177.
- TRAYSSAC J. (1981).** -Etude géomorphologique du bassin-versant de l'oued Djelfa-Melah: versant nord des monts des Ouled Nail (Algérie). *Etud.Méditer*, Fasc.3, 239p.
- TRUC R. TRIAT J.M. SASS S. PAQUET H. & MILLOT G. (1985).** -caractères généraux de l'épigénie carbonatée de surface, par altération météorique liée à la pédogenèse, et par altération sous couverture liée à la diagenèse. *C.R.Acad. Sc. Paris*, T 300, Série.II, n°7, pp.283-290.
- VAUDOUR J. VERRECCHIA E. & FREYTET P. (1989).** -Etude de croûtes calcaires complexes des environs de Madrid. *Méditerranée*, n°2/3, pp.61-73.
- VERRECCHIA E. (1987).** -Le contexte morpho-dynamique des croûtes calcaires: apport des analyses séquentielles à l'échelle microscopique. *Z.Geomorph.N.F.*, 31, 2, Berlin-Stuttgart, pp.179-193.
- VERRECCHIA E. & FREYTET F. (1987).** -Interférence pedogenèse-sédimentation dans les croûtes calcaires . Proposition d'une nouvelle méthode d'étude: L'analyse séquentielle. In: *Micromorphologie des sols*. A.F.E.S. (Ed)., pp.555-561.
- VERRECCHIA E. & FREYTET T. (1989).** -Lexique des termes utilisés pour décrire les carbonates continentaux à l'échelle de la lame mince. *Méditerranée*, n°2/3, pp.75-83.
- VERRECCHIA E. (1991).** -Une origine biologique pour certaines croûtes zonaires: contribution des Cyanophycées à leur édification. Conséquences sur l'évolution des profils de type calcrète. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.313, Sér.II, pp.1619-1625.
- VOGT T. (1975).** -Types de croûtes calcaires en France méditerranéenne d'après étude micrographique. In: *C.R.Colloque "Types de croûtes calcaires et répartition régionale"*. Strasbourg, éd.U.L.P., pp.30-34.
- VOGT T. (1984 a).** -Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires. *Bull. Cent.Rech.Explor-Prod Elf-Aquit*, Vo 8, n°1, pp.209-221.
- VOGT T. (1984 b).** -Croûtes calcaires: types et genèse. Exemples d'Afrique du Nord et de France méditerranéenne. Thèse d'Etat, Strasbourg, 239 p.

- WALKER R.G. (1986).** -Facies models. Second Edition, Geosciences Canada Reprint, Serie.1, 317p.
- WATTEEUW R. (1964).** -Les sols de la plaine du Souss et leur répartition schématique au 1/500000. *Al Awamia*, I.N.R.A., Rabat, n°10, pp.141-185.
- WEISROCK A. (1980).** -Géomorphologie et paléoenvironnement de l'Atlas atlantique/Maroc, Thèse.Lettres, Paris I, 931p.
- WEISROCK A. (1984).** -Nappes alluviales et basses terrasses du Maroc atlantique. *Bull.Assoc.Franç.Etud.Quater.*, n°1/2/3, p.181-185.
- WEISROCK A., DELIBRIAS G., ROGNON P. & COUDE-GAUSSEN G. (1985).** -Variations climatiques et morphogenèse au Maroc atlantique (30-33N) à la limite Pleistocène-Holocène. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, 8, TI, n°4, pp.565-569.
- WENGLER L. (1985).** -Attribution chronologique par la préhistoire et l'étude géologique des phases successives d'accumulation détritiques et d'encroûtement calcaires dans le Quaternaire récent maghrébin. Le cas des dépôts de pente dans les Monts d'Oujda (Maroc oriental). *C.R.Acad.Sc. Paris*, T 300, Série.II, n°18, pp.923-928.
- WIEDMAN J. BUTT A. & 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), pp.366-396.
- WILBERT J. (1962).** -Croûtes et encroûtements calcaires au Maroc. *Al Awamia*, 3, pp.175-192.
- WOOD L.E. (1964).** -Pseudo-oolites of Northern Libya: their occurrence and origin. *J.Sedim.Petrol.*, 34, 3, pp.661-663.
- WURSTER P. & BUTT A. (1982).** -Sedimentation in the Atlas Gulf II: Mid-Cretaceous events. In: *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag (Ed), pp.439-459.

LISTE DES FIGURES

| | |
|---|-----|
| Figure. 1: Carte de localisation de la zone étudiée dans le bassin du Souss | 7 |
| Figure. 2: Les principales unités topographiques | 10 |
| Figure. 3: Carte hypsométrique | 14 |
| Figure. 4: Carte géologique de la retombée sud de la zone méridionale du Haut Atlas occidental | 20 |
| Figure. 5: Coupe de l'Assif n'Tourhza | 22 |
| Figure. 6: Log de la série stratigraphique du Trias au Crétacé supérieur | 23 |
| Figure. 7: Coupe d'Ameskroud | 25 |
| Figure. 8: Coupe du Dogger d'Ameskroud | 26 |
| Figure. 9: Coupe de l'Hautetrivien de Tinfoul | 27 |
| Figure.10: Coupe de l'Albien de Tinfoul | 29 |
| Figure.11: Coupe du Sénonien de Tagragra | 30 |
| Figure.12: Blocs diagrammes représentant l'évolution géologique du Haut Atlas | 37 |
| Figure.13: Diagramme pluvio-thermique à Agadir | 44 |
| Figure.14: Diagramme pluvio-thermique à Aïn Chaïb | 44 |
| Figure.15: Moyennes des températures maximales et minimales à Agadir (1961-1986) | 46 |
| Figure.16: Moyenne des températures maximales et minimales à Aïn Chaïb (1968-1985) | 46 |
| Figure.17: Evolution des précipitations à Agadir (de 1915 à 1990) | 48 |
| Figure.18: Humidité relative moyenne à Agadir effectuée sur trois prélèvements quotidiens (entre 1947 et 1985) | 50 |
| Figure.19: Etagement végétal sur le versant sud du Haut Atlas | 52 |
| Figure.20: Signification climatique de l'arganier et de quelques autres espèces | 52 |
| Figure.21: Schéma du Réseau hydrographique | 58 |
| Figure.22: Coupe des formations néogènes d'El Maasser | 73 |
| Figure.23: Analyse granulométrique des sables moghrébiens de la coupe d'El Maasser | 75 |
| Figure.24: Coupe montrant l'absence des dépôts pliocènes marins et moghrébiens au pied du Tagragra | 77 |
| Figure.25: Sondage d'El Gouna | 77 |
| Figure.26: Diffractogramme des Rayons X de la formation marneuse du sommet du "Villafranchien" de la coupe d'El Maasser | 79 |
| Figure.27: Le golfe d'Agadir pendant le Pliocène et le Moghrébien | 82 |
| Figure.28: Croquis morphostructural du Jbel Lgouz | 90 |
| Figure.29: Exemple de crêts dédoublés de Tama ou Zazoul | 92 |
| Figure.30: Coupe dans la région de Tinfoul montrant une succession de roches tendres et résistantes | 92 |
| Figure.31: Croquis morphostructural de l'anticlinal du Tagragra | 94 |
| Figure.32: Carte de localisation des coupes | 108 |
| Figure.33: Schéma du cône de déjection de l'Irhzer El Aarba | 110 |

| | |
|--|-----|
| Figure.34: Accumulations de cône de déjection d'El Aarba à la section apicale | 112 |
| Figure.35: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des dépôts de cône et la terrasse d'El Aarba | 113 |
| Figure.36: Caractéristiques des minéraux argileux de la coupe n°1 u cône d'El Aarba | 115 |
| Figure.37: Diffractogrammes des Rayons X d'échantillons représentatifs de la coupe n°1 | 116 |
| Figure.38: Coupes de la section médiane du cône d'El Aarba | 118 |
| Figure.39: Matériau du cône d'El Aarba à la partie distale | 119 |
| Figure.40: Basses terrasses alluviales du cône d'El Aarba | 121 |
| Figure.41: Essai de corrélation entre les séquences du cône d'El Aarba | 124 |
| Figure.42: Minéralogie des argiles du bassin d'Askouti | 126 |
| Figure.43: Schéma cartographique des cônes coalescents du Tagragra | 130 |
| Figure.44: Dépôts des cônes coalescents du Tagragra | 131 |
| Figure.45: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques de quelques échantillons du cône et terrasse du Tagragra | 133 |
| Figure.46: Diffractogrammes des Rayons X de quelques échantillons prélevés dans la coupe n°7 | 134 |
| Figure.47: Quelques caractéristiques sédimentologiques des matériaux du cône du Tagragra | 135 |
| Figure.48: Forme d'emboîtement d'une terrasse alluviale dans les formations anciennes (pliocènes) à proximité de Tagadirt | 136 |
| Figure.49: Diffractogrammes des Rayons X la coupe n°10 | 138 |
| Figure.50: Structure des épandages à l'aval des cônes du Tagragra | 139 |
| Figure.51: Cône de déjection de l'Assif n'Taguenza | 141 |
| Figure.52: Matériaux du cône de Taguenza | 142 |
| Figure.53: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des formations du cône de Taguenza | 143 |
| Figure.54: Caractéristiques sédimentologiques de la coupe n°11 du cône de Taguenza | 145 |
| Figure.55: Basses terrasses alluviales de Taguenza | 146 |
| Figure.56: Granulométrie et morphoscopie de la terrasse n°13 | 147 |
| Figure.57: Diffractogrammes des Rayons X des formations II et III du cône de Taguenza | 149 |
| Figure.58: Cône de déjection d'Ameskroud | 151 |
| Figure.59: Coupes du cône d'Ameskroud | 152 |
| Figure.60: Terrasses de l'oued Issen | 156 |
| Figure. 61: Caractéristiques granulométriques et morphoscopiques des terrasses de l'Issen | 158 |
| Figure.62: Coupes et terrasses de l'oued Souss | 161 |
| Figure.63: Schéma de la zone faillée d'El Gouna | 164 |
| Figure.64: Localisation des sites des profils de calcrète | 175 |
| Figure.65: Profil du flanc nord du Tagragra (n°7) | 177 |
| Figure.66: Diffractogrammes des Rayons X de quelques échantillons de croûtes calcaires | 181 |



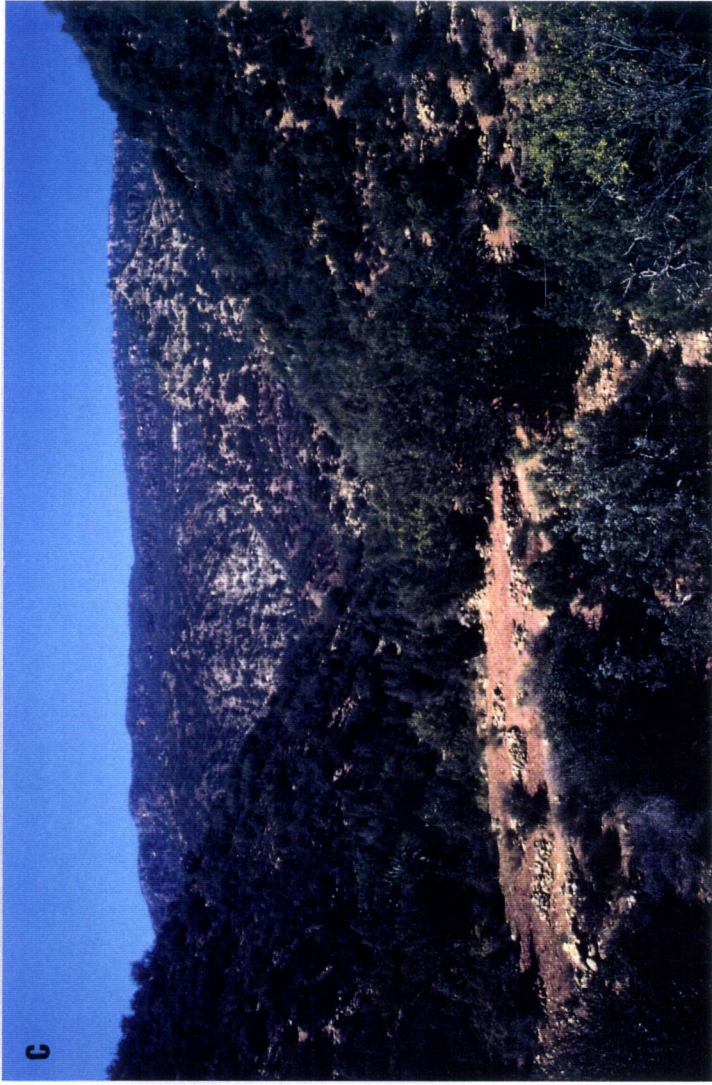
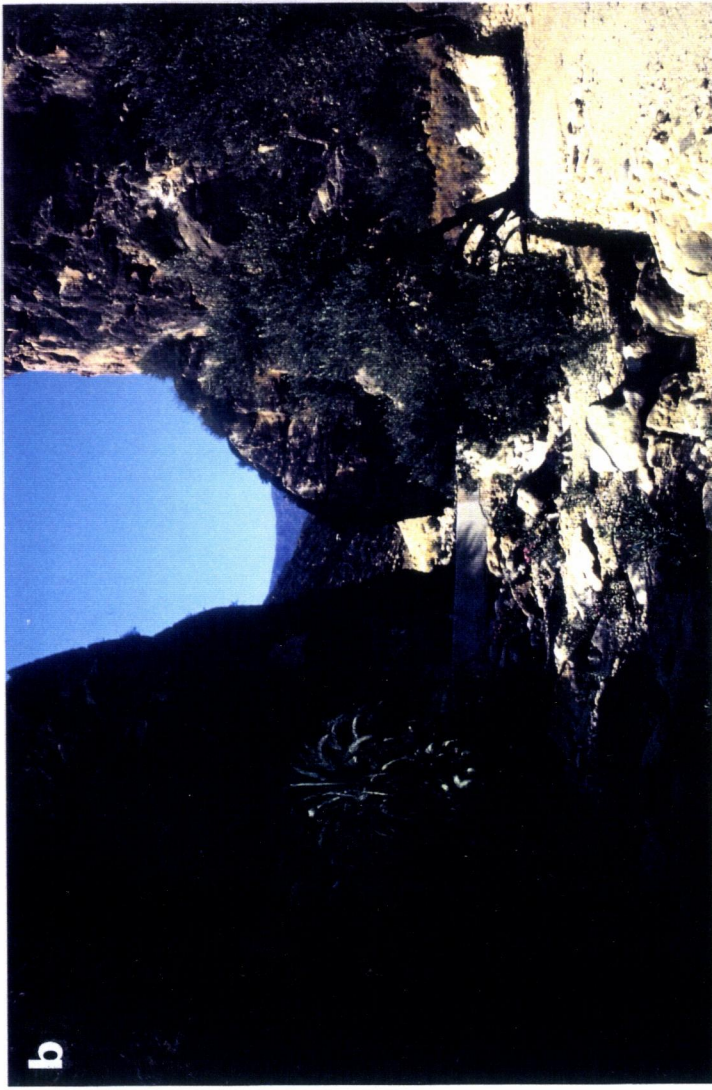
ANNEXE DES PLANCHES

PLANCHE 1

a) Coupe des formations néogènes d'El Maasser.

b) Cluse d'Askouti façonné dans la barre calcaire massive turonienne.

c) Vue partielle du bassin d'Askouti, au fond la crête callovo-oxfordienne forme la limite nord du bassin.



c

b

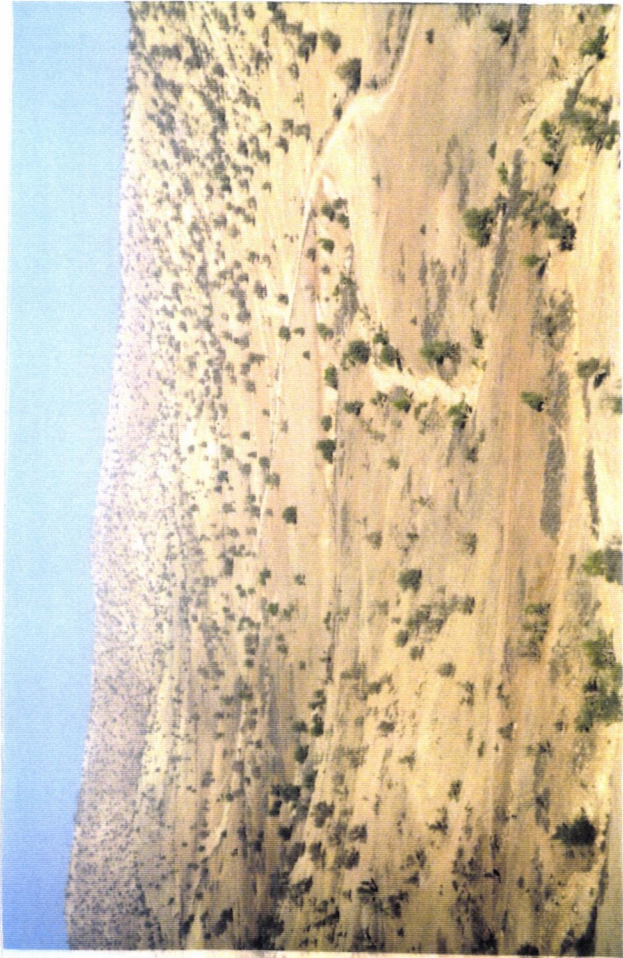


a

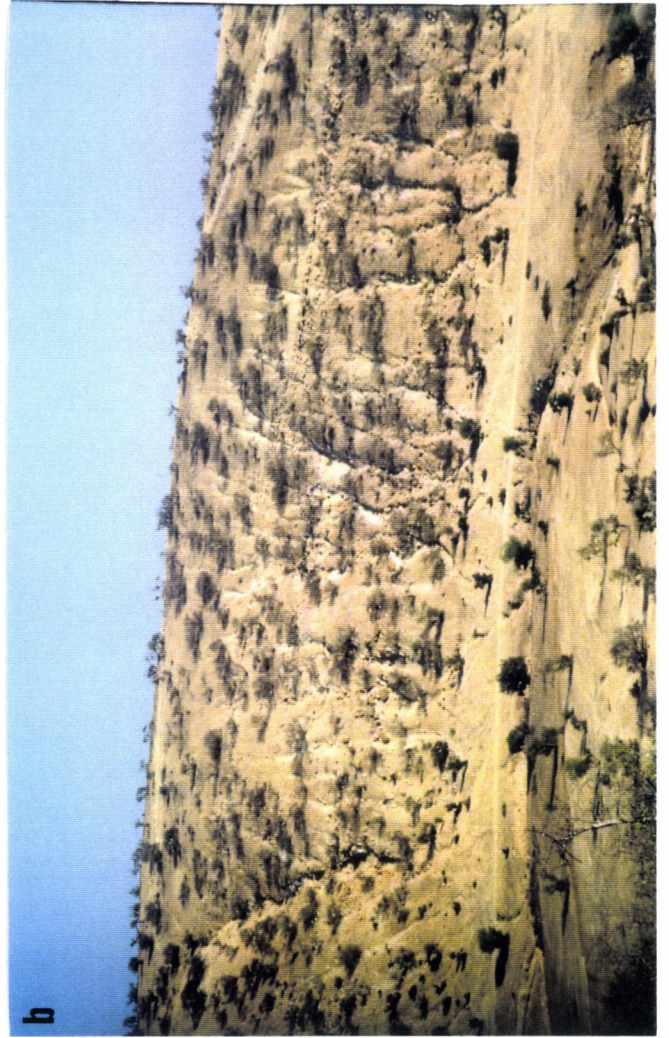
PLANCHE 2

a) Vue partielle de la combe de Tagragra. Au centre les marnes sénoniennes subissent une érosion intense. En arrière plan les crêtes dominant la combe annulaire.

b) De nombreuses et profondes ravines sous forme de "griffes" s'inscrivent sur les versants du Tagragra.



a



b

PLANCHE 3

- a) Molasse "villafranchienne" très consolidée d'El Maasser. A noter une figure de ravinement et l'abondance de galets et quelques blocs.

- b) Séquences du cône de déjection de l'Irhzer El Aarba sous forme d'alternance d'unités fines de calcaire gréseux et unités conglomératiques.

- c) Exemple de discontinuité des séquences des matériaux du cône d'El Aarba. Ici on note la prépondérance des éléments grossiers au dépens des fins qui figurent sous forme de petites lentilles.

- d) Matériaux du cône du Tagragra au sein duquel on note quelques figures de ravinements et la dominance des sédiments calcaires.



d



c



b



a

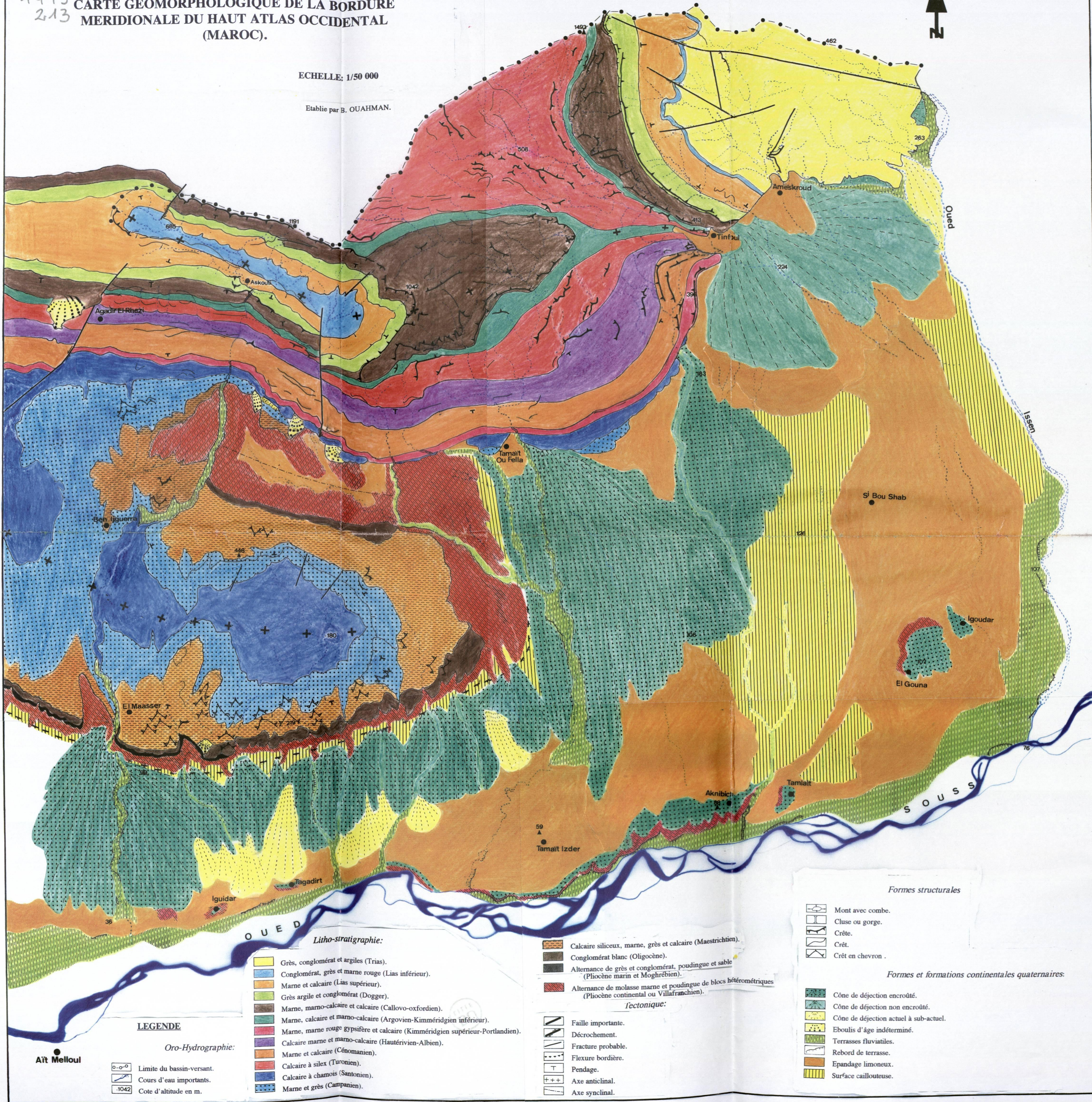


50377
1993
213

**CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DE LA BORDURE
MÉRIDIENALE DU HAUT ATLAS OCCIDENTAL
(MAROC).**

ECHELLE: 1/50 000

Etablie par B. OUAHMAN.



LEGENDE

Oro-Hydrographie:

- Limite du bassin-versant.
- Cours d'eau importants.
- Cote d'altitude en m.

- Litho-stratigraphie:*
- Grès, conglomérat et argiles (Trias).
 - Conglomérat, grès et marne rouge (Lias inférieur).
 - Marne et calcaire (Lias supérieur).
 - Grès argile et conglomérat (Dogger).
 - Marne, marno-calcaire et calcaire (Callovo-oxfordien).
 - Marne, calcaire et marno-calcaire (Argovien-Kimméridgien inférieur).
 - Marne, marne rouge gypsifère et calcaire (Kimméridgien supérieur-Portlandien).
 - Calcaire marne et marno-calcaire (Hautérvien-Albien).
 - Marne et calcaire (Cénomannien).
 - Calcaire à silex (Turonien).
 - Calcaire à chamois (Santonien).
 - Marne et grès (Campanien).

- Calcaire siliceux, marne, grès et calcaire (Maestrichtien).
- Conglomérat blanc (Oligocène).
- Alternance de grès et conglomérat, poudingue et sable (Pliocène marin et Moghrébien).
- Alternance de molasse marne et poudingue de blocs hétérométriques (Pliocène continental ou Villafranchien).

Tectonique:

- Faille importante.
- Décrochement.
- Fracture probable.
- Flexure bordière.
- Pendage.
- Axe anticlinal.
- Axe synclinal.

Formes structurales

- Mont avec combe.
- Cluse ou gorge.
- Crête.
- Crêt.
- Crêt en chevron.

Formes et formations continentales quaternaires:

- Cône de déjection encroûté.
- Cône de déjection non encroûté.
- Cône de déjection actuel à sub-actuel.
- Eboulis d'âge indéterminé.
- Terrasses fluviales.
- Rebord de terrasse.
- Epandage limoneux.
- Surface caillouteuse.