



Evolution morphologique récente du bas plateau de Tiznit (Maroc) :

Abderrahman Ouammou

► To cite this version:

Abderrahman Ouammou. Evolution morphologique récente du bas plateau de Tiznit (Maroc) :. Géographie. Université Nancy 2, 1993. Français. NNT : 1993NAN21024 . tel-01776434

HAL Id: tel-01776434

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01776434>

Submitted on 24 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

UNIVERSITE DE NANCY II
U.F.R. SCIENCES HISTORIQUES ET GEOGRAPHIQUES
LABORATOIRE DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE

EVOLUTION MORPHOLOGIQUE RECENTE DU BAS
PLATEAU DE TIZNT(MAROC)

Doctorat nouveau régime

préparé par :

Abderrahman OUAMMOU

Sous la direction du professeur:

André WEISROCK

MEMBRES DU JURY:

J.C. BONNEFONT

Université de Nancy II

A. MOREL

Université de Grenoble I

P. ROGNON

Université de Paris VI

A. WEISROCK

Université de Nancy II

NANCY.

5 NOVEMBRE 1993

REMERCIEMENTS

Si ce travail a pu être mené à terme, c'est grâce au soutien, à la confiance et à l'appui scientifique de mon directeur de recherche, le professeur André Weisrock. Le long de ces cinq dernières années, il n'a cessé de suivre de près et avec patience la progression de mes travaux, ses conseils clairvoyants m'ont toujours été d'un grand secours. Sa rigueur scientifique sur le terrain m'a appris à être plus précis dans l'observation et plus rigoureux quant à l'approche des problématiques. Pour tout cela, et pour la confiance qu'il m'a toujours prodiguée, je lui suis profondément reconnaissant.

Les datations absolues ont été réalisées, au centre des Faibles Radioactivités (CNRS-CEA) de Gif / Yvette, par M. Fontugne qui nous a toujours fait part de ses critiques et de ses conseils lors de nos brèves rencontres. Qu'il trouve ici l'expression de mes sincères remerciements.

Monsieur Even, a effectué les analyses d'argiles avec un soin judicieux au Département des Sciences de la terre de l'Université de Nancy I, il m'a toujours accueilli dans son laboratoire et je tiens à lui exprimer ma reconnaissance.

Je présente également mes remerciements à H. Beaudoin étudiant en Préhistoire, qui a volontairement réalisé les dessins de l'industrie lithique dans les plus brefs délais.

Que Monsieur et Madame Lehoucine trouvent ici l'expression de mes plus vifs remerciements, pour l'aide et le soutien dont j'ai bénéficié dès mon arrivée en France.

Je tiens également à remercier chaleureusement mes compagnons de terrain T. El Katmour et H. Id-Ouammou qui m'ont toujours aidé avec dévouement et sympathie.

Enfin il m'est très agréable d'exprimer ma profonde reconnaissance à tous les membres du jury qui me font le plus grand honneur d'examiner ce travail.

SOMMAIRE

RESUME

Introduction

I- OBJECTIFS ET LIMITES DE L'ETUDE	p. 1
II- LA PLAINE DE TIZNIT	p. 5
III- LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE	p. 12

Première partie : Le littoral du bas plateau de Tiznit et son évolution au cours du Pléistocène et de l'Holocène.

I- INTRODUCTION	p. 17
II- MORPHOSTRUCTURE D'ENSEMBLE	p. 18
III- LE SECTEUR SUD: (entre Sidi Moussa d'Aglou et Bourhrara)	p. 25
IV- LE SECTEUR NORD: ETUDE DE LA COUPE D'EL MCEIDA	p. 33

Deuxième partie : Evolution récente du milieu continental. La coupe de l'oued Tamdroust et ses enseignements.

I- LE SUBSTRATUM	p. 72
II- LE REMBLAIEMENT ALLUVIAL DE LA BASSE VALLEE DE L'OUED TAMDROUST DANS SON ENVIRONNEMENT GEOMORPHOLOGIQUE	p. 75
III- ANALYSE DE LA COUPE	p. 86
IV- IMPLICATIONS MORPHOCLIMATIQUES	p.115
V- CONCLUSION GENERALE SUR LA COUPE DE L'OUED TAMDROUST	p.120
VI- IMPLICATION DE L'ETUDE A L'ECHELLE DU MAGHREB	p.122

Conclusion générale	p.127
----------------------------	--------------

RESUME

L'étude des héritages morphologiques fondée sur l'analyse détaillée de plusieurs coupes a permis de dégager les grandes lignes de l'évolution des paysages pléistocènes et holocènes du bas plateau de Tiznit et de sa marge littorale.

- Le littoral est découpé en plusieurs blocs délimités par des accidents du socle précambrien. La néotectonique plio-villafranchienne a déterminé des secteurs subsidents qui seront concernés par les transgressions marines quaternaires et des secteurs soulevés à l'abri de celles-ci. Ainsi le compartiment entre Sidi Moussa d'Aglou et Bourhrara a fonctionné comme une baie délimitée dans l'arrière-pays par une falaise ancienne anté-maârifienne, que les transgressions ultérieures n'ont pas toujours ravivée.

Dans ce secteur subsident, les dépôts de plage ouljiens sont au-dessous du niveau 0 actuel et la falaise de raccordement avec le niveau marin montre à sa base la dune fini-ouljienne. Les grands traits morphologiques actuels sont fixés depuis la transgression mellahienne. On note que l'incursion marine ouljienne n'a pas lieu à Issouh, à l'endroit de l'accident tectonique, mais bien à deux km plus au Sud, ce qui peut s'expliquer par l'effet protecteur du cap qui dévie la direction de la houle.

En revanche, le compartiment surélevé entre Issouh et Imi Irhzer, n'est pas affecté par la subsidence, il est resté soulevé, à l'abri des transgressions quaternaires. Sur ce compartiment, la falaise côtière a commencé à fonctionner depuis l'Anfatien. Dans la coupe de cette falaise, on a reconnu la superposition de plusieurs systèmes, dont le plus ancien est attribué au Maârifien et à l'Amirien et la majeure partie au système tensiftien. Le système soltanien, représenté par des séries condensées de recouvrements superficiels, est étudié plus en détail dans la basse vallée de l'oued Tamdroust.

- L'étude du remblaiement de la basse vallée de l'oued Tamdroust a permis de suivre l'évolution paléogéographique de ce milieu au cours du Soltanien récent et du Rharbien. La chronologie des divers événements morphodynamiques et sédimentaires a été établie grâce aux datations absolues effectuées.

Au cours du pluvial du Soltanien supérieur, il y a la mise en place dans la plaine d'inondation de limons de débordement provenant de la dégradation de sols fersiallitiques développés dans le bassin versant. Ces limons vont subir une pédogenèse plus au moins poussée dans une ambiance d'hydromorphie et sous climat méditerranéen bien plus humide que l'actuel. Deux périodes de calme morphodynamique ont eu lieu: la première, vers 29 250 ans B.P., est bien marquée, elle a conduit à l'élaboration d'un sol brun structuré (P2) accompagné par une néoformation de montmorillonite. La deuxième, moins marquée et plus brève, a eu lieu vers 19 880 B.P, elle est alors responsable du brunissement du dépôt rubéfié initial. C'est aussi au cours de cette période qu'il y a édification de la table stromatolithique C1.

L'aridification du Soltanien tardif est déjà marquée à 14 590 B.P.; elle va prendre fin vers 10 880 B.P. avec le retour des écoulements responsables de l'encroûtement stromatolithique C2. Un hiatus sédimentaire au cours du Rharbien inférieur est interprété comme une phase de forte activité morphodynamique due à des écoulements violents, c'est probablement l'équivalent de la phase d'érosion post-soltanienne de l'Atlas atlantique. Vers le maximum de la transgression mellahienne ou peu avant, une période de sécheresse est responsable de la mise en place d'un dépôt dunaire bioclastique d'origine littorale (FR3C). Ce dernier sera ultérieurement fixé par la végétation et sera enrichi en argile dans une ambiance humide. Puis, vers 4130 B.P. les écoulements deviennent moins forts et permettent la mise en place d'une très basse terrasse. L'évolution ultérieure se fait dans un contexte aride.

L'aridification du climat du bas plateau de Tiznit n'est donc pas spécifique à l'actuel, c'est un phénomène naturel qui a déjà eu lieu dans le passé. L'origine de cette aridification doit être recherchée dans l'échelle plus générale des variations de la dynamique climatique du globe faisant intervenir les contraintes orbitales et glaciaires .

La part de la désertification liée à l'action anthropique est difficile à estimer au départ; néanmoins, la dégradation du couvert végétal a sûrement eu lieu depuis le Néolithique : les vestiges de feu et les amas de cendre qui accompagnent les escargotières montrent que l'Homme a alors déjà commencé le défrichement. Mais la dégradation la plus spectaculaire reste celle des temps historiques, avec la destruction complète de l'Arganeraie.

INTRODUCTION

I- OBJECTIFS ET LIMITES DE L'ETUDE

I-1- LES OBJECTIFS

La "plaine de Tiznit" (qui est en fait un bas plateau) apparaît aujourd'hui comme une région semi-aride ou même sub-aride, pourtant très peuplée. Le développement démographique et économique se heurte à des ressources limitées et à un environnement très dégradé. Ce travail a pour but de rechercher les origines de l'aridification de la région et de contribuer au débat: causes naturelles ou causes anthropiques des modifications du climat et de l'environnement; il faut pour cela remonter dans le passé. L'étude va donc porter sur l'analyse des héritages morphologiques.

On s'intéressera en particulier à l'étude des témoins de séquences sédimentaires passées dans la perspective de discerner les changements morphoclimatiques qui se sont succédés au cours du Pléistocène et de l'Holocène sur le bas plateau de Tiznit et sur sa marge littorale. Les grands traits de l'histoire paléogéographique du littoral et la plus ou moins grande implication de l'eustatisme et de la néotectonique dans l'élaboration du dispositif morphologique actuel seront fixés. Par ailleurs, l'Homme préhistorique sera intégré dans son milieu physique chaque fois que les vestiges préhistoriques répertoriés sont significatifs. En effet, ce bas plateau du Maroc atlantique recèle beaucoup d'industries préhistoriques, dont la plus ancienne est attribuée au moins à l'Acheuléen. Depuis, la région a connu une suite de peuplements à différentes époques de la préhistoire: au Moustérien à l'intérieur du plateau, aux époques atérienne, ibéromaurusienne et néolithique sur le littoral. Loin de traiter ici un sujet de préhistoire, l'étude de l'industrie ne se fera que lorsqu'elle est inscrite dans un contexte stratigraphique précis et peut donner des renseignements d'ordre chronologique. Dès lors, nous sommes confrontés d'une part aux problèmes de classification de ces industries et d'autre part, aux problèmes plus ardues de la reconstitution des paléoclimats et des paléoenvironnements correspondants. Une analyse du milieu morphobioclimatique actuel s'avère nécessaire pour servir de référence avant toute tentative de reconstitution du passé, après avoir préalablement défini les limites de l'étude.

I-2- LIMITES DE L'ETUDE

A- Les limites géographiques (Fig 1) :

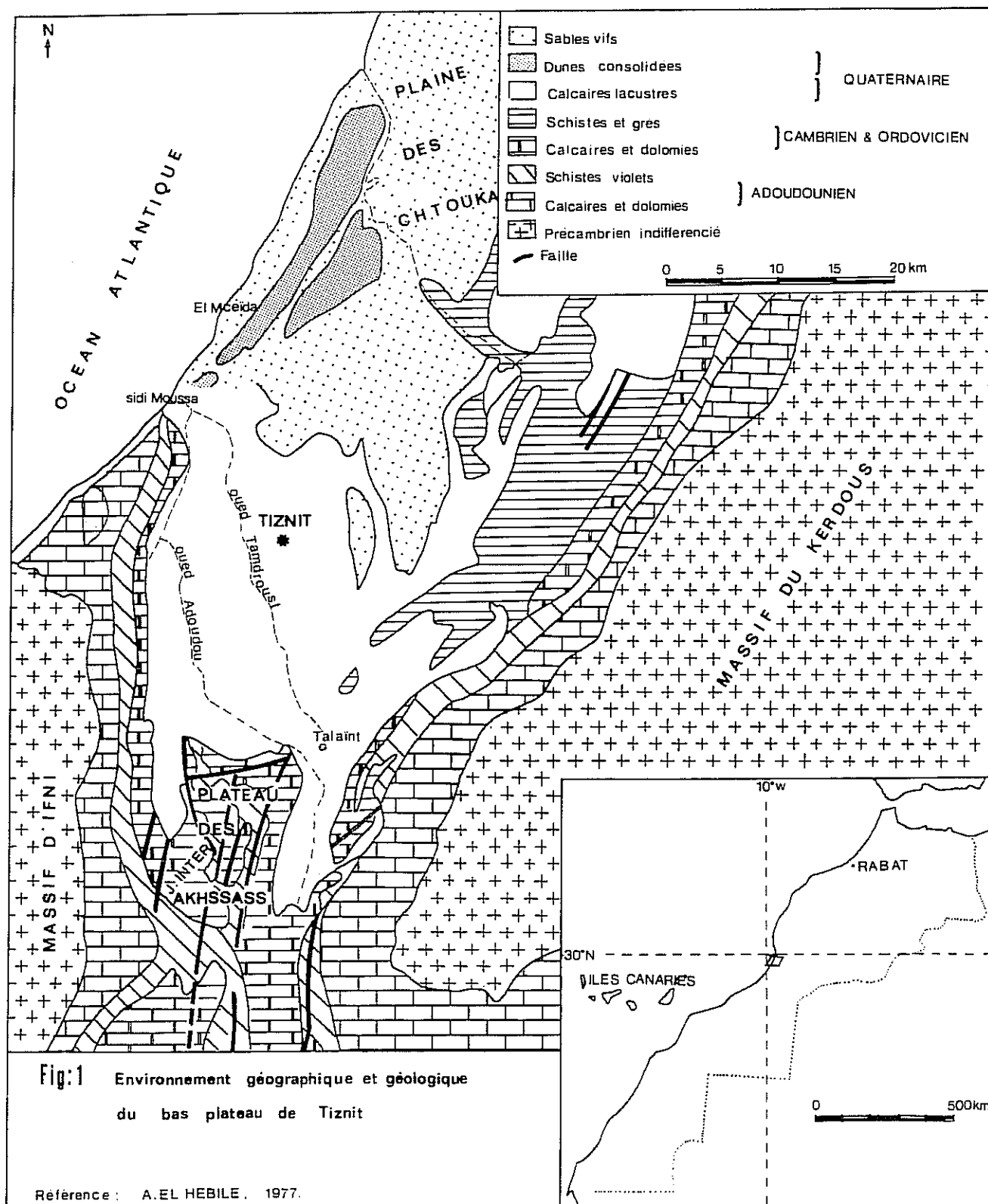
Le bas plateau de Tiznit se situe dans le sud-ouest marocain, entre les parallèles 29° 30' et 30° de latitude Nord. A l'Ouest, il bénéficie d'une large ouverture sur l'océan Atlantique tandis qu'à l'Est et au Sud, il est encadré par les hauteurs montagneuses de l'Anti-Atlas qui l'isolent du domaine saharien. La limite nord est tracée par la vallée de l'oued Massa, qui sépare le plateau de Tiznit des plaines sableuses des Chtouka et du Souss. Ce bas plateau, aussi étendu qu'il soit (40km N-S et 30km E-W), malgré toute sa diversité morphologique, ne présente vraiment pas un grand choix de coupes. Au Nord, les épandages de sable masquent les affleurements tandis qu'au Sud les encroûtements calcaires moulent partout les versants. Les recherches s'orientent alors d'un côté vers le littoral et de l'autre vers les remblaiements de fonds de vallées. C'est ainsi que nous avons situé les coupes les plus remarquables par leurs épaisseurs, leur richesse en termes sédimentaires distincts et en indices de discontinuités qu'elles conservent. Remarquables aussi par la présence d'artéfacts préhistoriques qui peuvent nous renseigner sur l'anthropisation du paysage, et peuvent servir de base à une chronologie relative. Nous proposons donc d'étudier plusieurs coupes sur le littoral dont la principale située à El Mçeïda sera prise comme une référence stratigraphique. Le milieu continental, par contre, sera abordé sur une coupe à l'aval de l'oued Tamdroust. Si le terrain d'étude est restreint à ces deux secteurs qui seront âprement analysés, des essais de corrélations seront effectués d'une part sur différents endroits du littoral, qui n'ont pas enregistré de la même façon les pulsations eustatiques quaternaires, d'autre part entre le milieu continental et le milieu littoral dans les limites imposées par les coupes choisies.

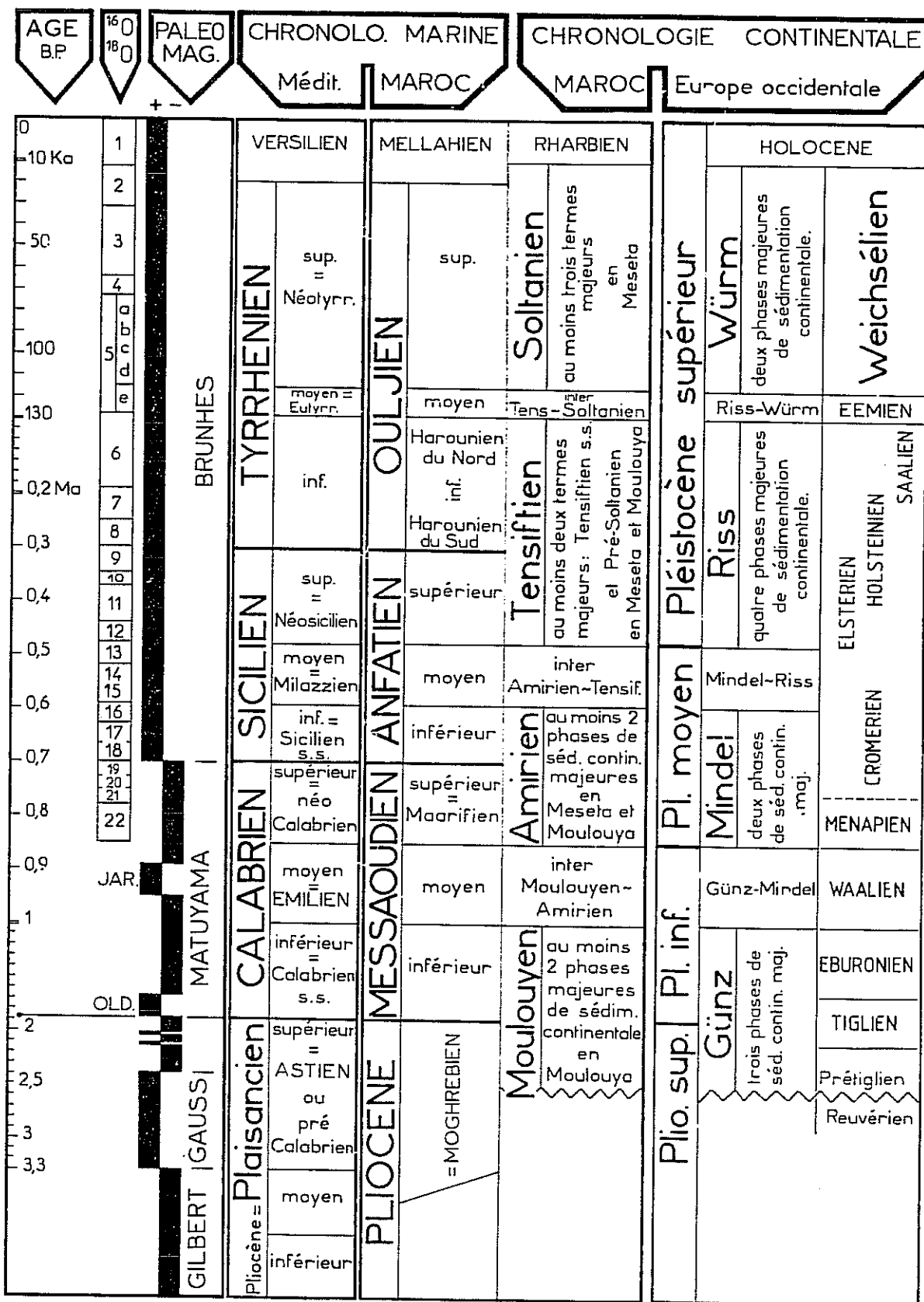
B- Les limites chronologiques :

Le terme de Pléistocène englobe une marge du temps très étendue, c'est pourquoi l'échelle de temps qui concerne cette étude doit être d'avantage précisée.

-Pour les séries continentales, les terrasses de l'oued Tamdroust forment le remplissage d'une entaille post-tensiftienne, bien que les deux premières séries de ce remplissage ne soient pas datées à cause de l'absence de matériel approprié, la datation effectuée au carbone radioactif sur la troisième série a donné un âge de $29\,250 \pm 920$ ans B.P. (Gif : 7917). Puisque les deux premières séries appartiennent au même système sédimentaire, et se situent à la limite datable par le carbone radioactif, on les a attribuées aussi au Soltanien. Donc, pour les séries continentales, on va étudier des dépôts soltaniens et rharbiens. Pour le rappel de la chronologie marocaine et ces correspondances avec la chronologie de l'Europe, il faut se rapporter au tableau 1 (page 4).

-Pour les séries marines, le problème de la limite chronologique inférieure est à priori mal défini. Le littoral est affecté par une néotectonique qui le subdivise en plusieurs blocs. Néanmoins dans le secteur entre Sidi Moussa d'Agrou et le ravin de Bourhrara, la base de la formation est bien





Tab. I — Essai de chronologie du Quaternaire marin et continental marocain. Corrélation avec les chronologies européennes.

(J.P. Texier, *et al.*, 1985a et b).

TABLE 1—*Proposed chronology of the moroccan marine and continental Quaternary. Correlation with european chronology*

(J.P. Texier et al., 1985 a and b).

définie, elle repose sur une discontinuité qui représente le sommet de la dune fini-ouljienne. En revanche, au nord de l'accident de socle qui est à l'origine du cap d'Issouh, on a des témoins de séquences anté-ouljiennes. La présence d'une industrie préhistorique attribuée à l'acheuléen, au sein de la coupe d'El Mceïda, montre que le système est au moins tensiftien. Les séries de base pour cette coupe sont en effet anté-anfatiennes et doivent se rapporter à l'Amirien et au Maârifien. En résumé, l'étude débutera donc au Maârifien sur le littoral et après l'Ouljien (dernier inter pluvial) en ce qui concerne le domaine fluviatile.

II- LA "PLAINE" DE TIZNIT

II- 1 UN BAS PLATEAU CALCAIRE EN BORDURE DE L'OCEAN

Géologiquement le bas plateau de Tiznit fait partie de la chaîne anti-atlasique et donc appartient à part entière au craton ouest africain. C'est en effet un synclinal de schiste acadien à remplissage quaternaire lacustre. Ce sont en effet les calcaires lacustres qui constituent l'élément majeur du paysage morphologique, ils forment le remplissage d'une paléo-topographie différenciée où les schistes verts acadiens alternent avec des barres gréso-quartzitiques. L'épaisseur des calcaires lacustres est en moyenne de 10m mais ils peuvent atteindre 30m dans les zones correspondants à des paléo-chenaux. Le remplissage est polyphasique et de faciès varié passant des calcaires lithographiques aux dolomies gréseuses compactes et des calcaires farineux pulvérulents à des marnes et quelques fois à des faciès tuffeux. L'origine de ce calcaire doit être lié directement au plateau bordier constitué de calcaire géorgien qui ceinture la plaine et à la pile sédimentaire des calcaires et dolomies adoudouniens dont l'épaisseur atteint 2000m dans le plateau des Akhssass. Ces calcaires jouent un rôle important dans l'alimentation de l'aquifère de la plaine et sont à l'origine des résurgences karstiques fossiles signalées par des travertins en contrebas de la montagne. Ces travertins sont particulièrement bien individualisés dans les deux golfes de part et d'autre du promontoire des Akhssass ainsi qu'à l'aval, à la zaouïa Sidi Ouaggag d' Aglou. Le calcaire peut provenir également du plateau continental lors des régressions par des apports éoliens, mais ce phénomène doit rester secondaire.

Les calcaires lacustre se relèvent d'Ouest en Est et du Nord au Sud; ils sont à 224m à Tiznit mais on les trouve perchés sur les flancs de l'Anti-Atlas (650m à Mirhert dans le golfe de Talaïnt), par conséquent, ces calcaires sont affectés par les derniers soulèvements de l'Anti-Atlas. Leur âge a été attribué successivement à l'Amirien (R. Ambroggi & al., 1949) puis à l'un des premiers pluviaux quaternaires anté-thyrrénien (G. Choubert, 1952). En réalité ces calcaires n'ont jamais fait l'objet de datation absolue et ils ne contiennent pas de faune attribuable. Ils paraissent satisfaisant de leur accorder un âge Villafranchien supérieur; ils sont alors affectés par la tectonique post-Villafranchienne, ce qui n'exclut pas que le lac ait continué de fonctionner derrière le cordon littoral (P. Oliva, 1972). Encore faut-il connaître le rapport entre ces calcaires et le cordon dunaire littoral. Sur le terrain, l'ennoyage par le sable ne permet pas d'observation directe; par contre, des forages effectués dans le Souss montrent que des formations éoliennes

d'origine littorale et des formations lacustres se sont succédées sur la marge continentales (P. Oliva, 1972).

A l'aval de l'oued Adoudou, sur la falaise de raccordement avec le niveau marin, on remarque que le Moghrébien soutient les séries du cordon dunaire. Si les premiers remplissages lacustres sont anté-Moghrébiens, ils auraient eu lieu au niveau de cuvettes lacustres et non derrière le cordon littoral. Ces cuvettes auraient probablement été favorisées notamment par les l'alignement des barres gréseuses, qui sont en relief par rapport aux schistes, dans une direction NE-SW. Par ailleurs, en contrebas du village d'Anfoud, sur la rive droite de l'oued Tamdroust, on remarque que le cordon a progressé sur les calcaires lacustres. En surface, les calcaires lacustre sont généralement encroûtés et disséqués par un dense réseau hydrographique, conséquence d'une relative imperméabilité et du régime torrentiel des pluies. L'étude de la répartition et de l'organisation de ce réseau donne une image nette de la morphostructure.

II- 2- LA "PLAINE" DE TIZNIT AUJOURD'HUI : UN MILIEU ARIDE

II-2-1- Un climat marqué par la sécheresse:

Ce paragraphe est une synthèse faite sur la base de travaux antérieurs notamment (P. Oliva, 1972 ; A. Weisrock, 1980 ; H. Delannoy, 1980 ; M. Peltier, 1982). Les relevés climatiques sont fragmentaires, établis sur des périodes différentes pour des stations voisines, aussi n'est-il pas possible de faire des comparaisons objectives avec celles-ci.

Le bas plateau de Tiznit, malgré sa situation méridionale, à la même latitude que les grands ergs sahariens (30° Nord), présente encore un climat à tendances méditerranéennes. Ce climat tire son originalité de l'interaction et de l'interférence de plusieurs facteurs géographiques à savoir:

- Une latitude saharienne: elle se manifeste par la rareté des précipitations et par des vents chauds torrides et desséchants de secteur Est et Sud-Est appelés Chergui.

- Un encadrement montagneux: Il constitue une barrière relative contre les répercussions sahariennes; de part et d'autre de cette chaîne, les milieux bio-climatiques sont très contrastés. Par ailleurs, vers l'Est, l'altitude compense le phénomène de la continentalité. Sur le versant atlantique, l'augmentation du taux pluviométrique moyen atteint 9,5 mm par 100 m (P. Oliva, 1972). En effet, les nuages se reforment au-dessus de cette chaîne ; les précipitations y sont importantes, ce qui permet d'alimenter l'aquifère et d'améliorer les réserves en eau de la plaine.

- Une large ouverture sur l'océan Atlantique: elle se manifeste par une atténuation des amplitudes thermiques et par une nébulosité importante, surtout sur la frange littorale. Les brumes et brouillards y sont fréquents et accompagnent des rosées matinales qui ne sont pas tenues en considération dans les relevés pluviométriques puisqu'ils ne sont enregistrés que pour les taux $\geq 0,1\text{mm}$.

a) Les précipitations: Elles sont concentrées sur la période des minimums thermiques, elles tombent entre Octobre et Avril et résultent des perturbations du front polaire qui intéressent cette latitude méridionale en cette saison, suite à une descente de l'anticyclone des Açores. Ces perturbations sont alors de secteur nord, ouest et quelquefois de secteur Sud-Ouest. Ces précipitations enregistrent deux maximums, le plus marqué en Novembre-Décembre le second en Janvier-Février. Pour la station de Tiznit (Alt:225m, x=9°43', y=29°42') la moyenne des précipitations calculées pour la période de 1922- 1951 et de 1969 -1983 est de 163,8 mm (Tableau1).

Tableau:2

Pluviométrie annuelle moyenne (1922-1983)
(Division des ressources en eau, Agadir)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Pmm	28,6	21	19	14,3	3,6	2	0,1	2,2	6,8	12,7	23,5	30	163,8

Cette moyenne ne rend pas compte de la double irrégularité de ces précipitations: la première concerne la fluctuation du taux pluviométrique annuel qui peut atteindre des maximums de 363,5 mm (1922) et des minimums de l'ordre de 22,9 mm (1929) (Fig:2). La deuxième concerne la répartition mensuelle de ces précipitations : pour le même mois, les valeurs extrêmes de la pluviométrie peuvent osciller de 0mm à plus de 100mm, par exemple en Mars 1948: 0mm alors qu'en Mars 1974: 116mm.

En plus de la rareté des précipitations et de leur caractère aléatoire, la précarité du climat est amplifiée par l'enchaînement de plusieurs années sèches. Cela a une emprise capitale sur la vie en général et sur le couvert végétal en particulier. Sur la figure 3 on peut ainsi remarquer des périodes sèches de 1925 à 1932, de 1945 à 1952 et de 1980 à 1983. Le diagramme des moyennes quinquennales et alors plus représentatif de la pluviométrie de la région, les moyennes calculées pour des périodes de 5 ans ne s'écartent pas trop de la moyenne effective. Le régime des pluies est torrentiel, sous forme d'averses violentes conditionnant de fortes crues. En 1970 il est tombé 192,1mm dont 109,6mm en Décembre et en 1988, il est tombé 126,6 mm pour le seul mois de Janvier. La ville de Tiznit a connu alors des inondations qui ont été aggravées par l'aménagement non approprié du cours de l'oued Sidi Abderrahmane à cette époque.

La période bioclimatique sèche dure 10 à 11 mois (Fig:4) mais en réalité cette sécheresse très pesante sur le milieu biologique est sans conteste amortie quelque peu par la fréquence des brumes et brouillards très fréquents sur le littoral. Ces brouillards sont de deux types (R.Simonet, 1938):

- Les brouillards estivaux: Ils sont très fréquents sur le littoral et sont dûs à l'établissement des up-welling. Entre juin et octobre, il y a remontée d'eau froide sur le plateau continental, la différence des températures entre l'air et l'eau implique la formation de brouillards. Ces up-welling expliquent aussi la fraîcheur du littoral en été par rapport à

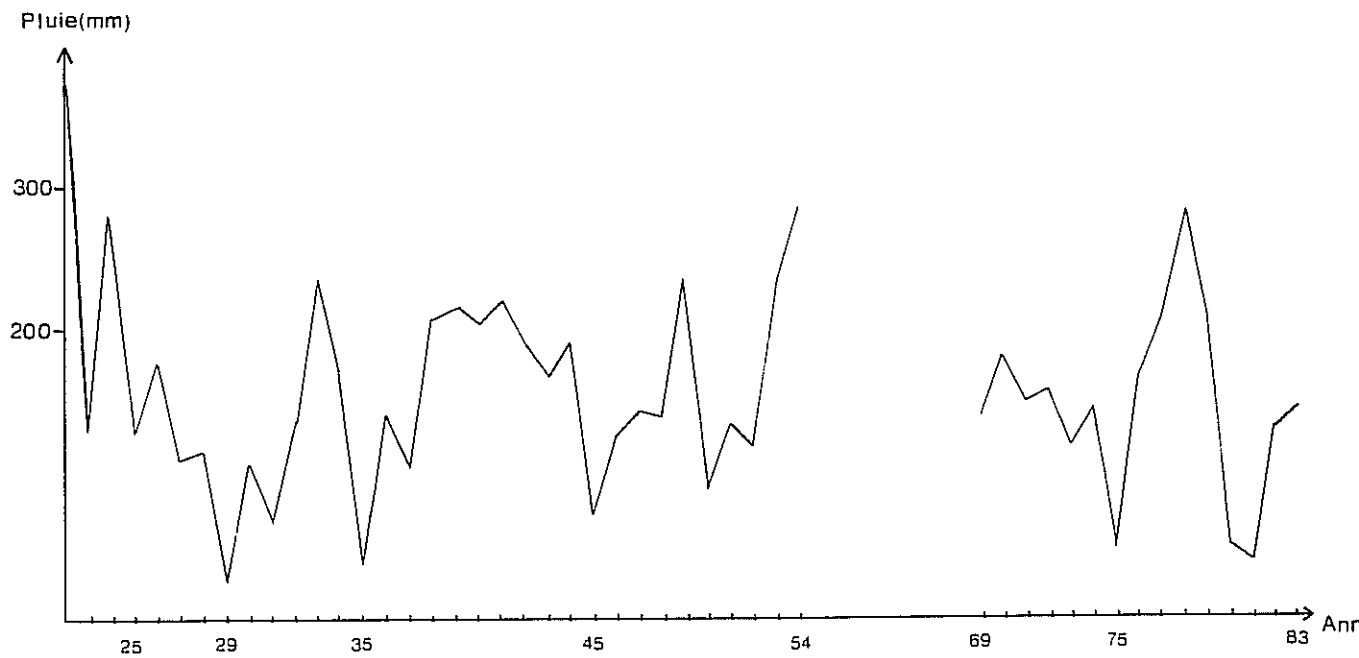


FIG:2

PLUVIOMETRIE ANNUELLE
PERIODES:1922-1954 & 1969-1983

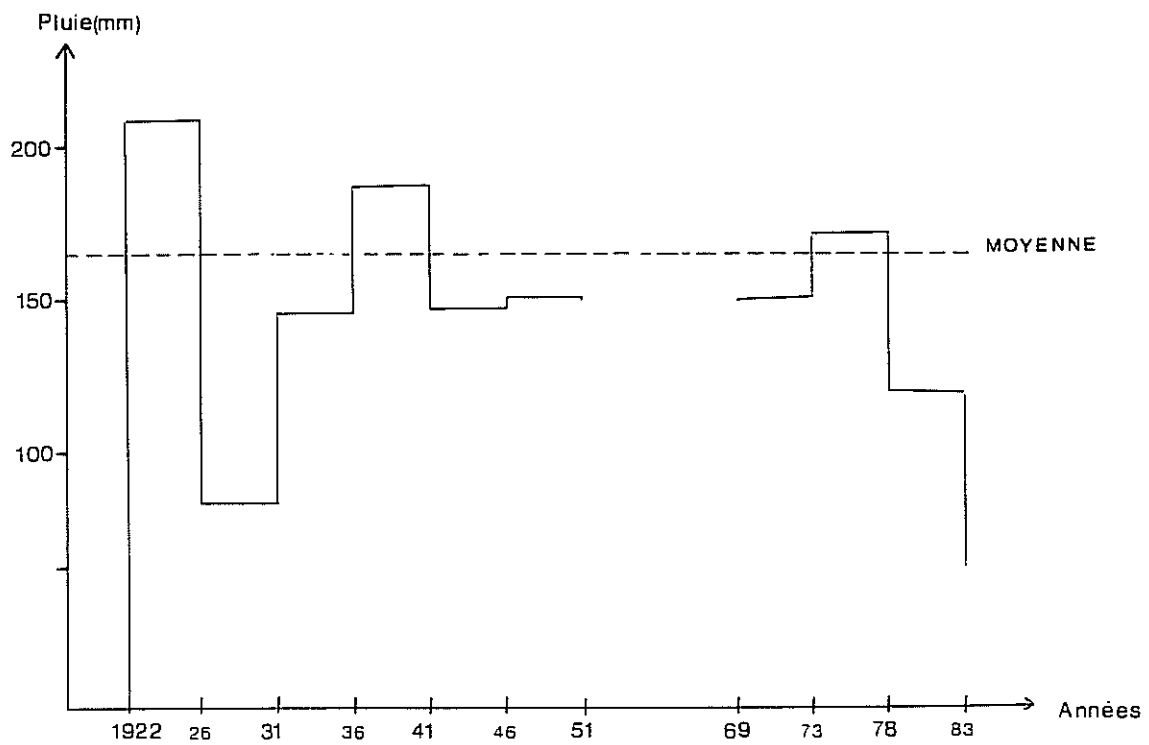


FIG:3

PLUVIOMETRIE QUINQUENNALE

l'intérieur, ce phénomène est très perceptible par les différences de température entre Tiznit et Aglou.

- Les brouillards de rayonnement: ils sont fréquents en hiver, se forment à l'intérieur lors des refroidissements nocturnes par temps anticyclonique et sont entraînés vers la côte par la brise.

Pour la période (1954-1973), à Agadir, le nombre moyen de jours de brouillard est de 33,9 dont 15 jours pour la saison de Juin à Septembre inclus. Pour la période (1941-1953) la station d'Ifni a enregistré une moyenne plus élevée: 43,1, dont 19,3 de Juillet à Septembre (H. Delannoy, 1980). Le nombre moyen de jours de brouillards pour le littoral du bas plateau de Tiznit doit logiquement se situer entre ces deux moyennes. On ne dispose pas encore de mesures fines concernant ce phénomène de brouillard qui est pourtant d'une portée capitale notamment sur le couvert végétal d'autant plus que les précipitations sont rares. Les précipitations occultes se matérialisent par des condensations sous les arbres et en particulier l'arganier qui est qualifié de "condenseur énergétique" (M. Peltier, 1983). Les condensations se font de même sur les arbustes d'*Ononis Natrrix*, de *Ziziphus Lotus* ainsi que sur les Euphorbes. Cette faculté étant sans doute pour une grande part à l'origine de l'adaptation de ces espèces à un climat aride. Le taux de ces précipitations occultes est évalué de 20 à 50 mm/an (C. Sauvage, 1951 ; M. Peltier, 1980).

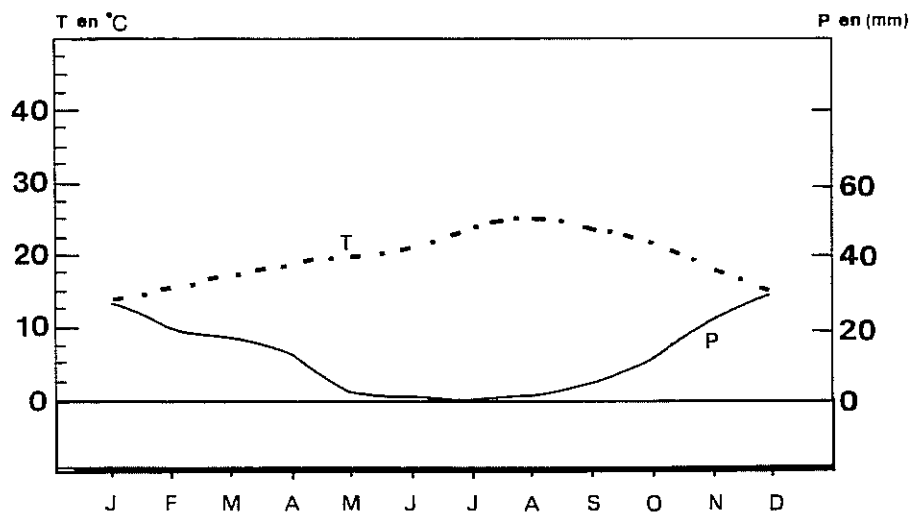
b) - Les températures: Elles sont modérées, la moyenne annuelle calculée pour la période 1922-1955 est de 19,4°C, et la moyenne des maximums est assez forte pour la même période: 26,3°C. (Tableau 2). Le maximum de l'hiver reste encore élevé (21,4°C) à cause de l'effet adoucissant de l'océan. Les mois les plus chauds de l'année sont Juillet et Août, le thermomètre enregistre des températures généralement supérieures à 30°C. En effet, en cette saison, les hautes pressions subtropicales se déplacent vers le nord, et la dépression saharienne s'étend sur le Maroc. Le Chergui souffle sur le bas plateau, et amène des chaleurs souvent excessives. La température maximale extrême atteint 49°C (Août. 1955 et Juillet. 1922). Par contre pendant l'hiver, la température minimale extrême descend à 0,1°C (Janvier. 1955 et Décembre. 1922). Pour la période 1922-1955 ce minimum n'a jamais atteint des valeurs négatives.

L'indice de De Martonne donne une valeur de 5,5 et classe le bas plateau dans le domaine aride, par contre sur le climagramme d'Emberger et Sauvage, le bas plateau se place à la limite du domaine aride à hiver chaud et du domaine franchement saharien. Pourtant le milieu bioclimatique du bas plateau n'est pas typique d'un climat saharien, ce qui revient à signaler chaque fois la part capitale des précipitations occultes.

L'évapotranspiration à Tiznit est de 180 mm/an (Turc et Thornthwaite), alors que l'évaporation mesuré au piche de 1952 à 1961 s'élève à 1410 mm .

Tableau: 3 Moyennes des températures mensuelles (1922-1955)

Mois	Maximum	Minimum	Moyenne
Janvier	20,9	7,8	14,3
Février	22,1	8,3	15,2
Mars	23,9	10,4	17,1
Avril	24,7	11,9	18,3
Mai	26,0	13,4	19,7
Juin	26,9	15,1	21,0
Juillet	31,7	16,6	24,1
Août	33,3	16,6	25,4
Septembre	30,7	16,6	23,6
Octobre	29,7	14,3	22,0
Novembre	23,9	11,0	17,4
Décembre	21,4	8,6	15,0
MOYENNE	26,3	12,6	19,0

FIG:4 DIAGRAMME OMBROTHERMIQUE
DE LA STATION DE TIZNIT

II. 2. 2- Un couvert végétal dégradé:

Sur le littoral soumis à l'influence directe de l'océan s'établit le secteur bioclimatique semi- aride à hiver chaud. Ce secteur souvent couvert par les brouillards côtiers, surtout en été, est restreint au sud à une frange étroite, limitée à l'Est par le massif d'Ifni. Au nord de l'embouchure de l'oued Adoudou cette frange s'étend pour intéresser un secteur plus large : le cordon dunaire ne joue plus aussi nettement le rôle d'écran à cause d'une part de son altitude moins élevée que celle du massif d'Ifni et d'autre part parce qu'il présente un versant au vent à pente faible. Ce secteur bioclimatique caractérisé sur le massif d'Ifni par un couvert végétal dense : matorral d'Arganier florissant associé à une steppe à Euphorbes, n'est plus représenté sur le cordon par la même formation végétale. Là, le substrat sableux est un facteur déterminant, il est réfuté non seulement par l'Arganier mais aussi par l'Euphorbe cactoïde. De plus, ce secteur est resté jusqu'à la dernière décennie utilisé comme terrain de parcours et exploité en même temps par les villageois pour leur réserve de bois de combustion (arbustes, touffes d'*Ononis natrix*). La dégradation est telle, qu'elle a provoqué une mobilisation des dunes vers l'intérieur. Actuellement classé comme réserve forestière, et mis en défens, ce secteur en plus de reboisement d'Accacia sur la marge sud du cordon, connaît la prolifération d'un manteau végétal continu, formé essentiellement d'*Ononis natrix* et de *Ziziphus lotus*. Ce qui s'accompagne en une tranche de quelques années d'un engraissement relatif de la façade au vent du cordon.

A l'intérieur du bas plateau, on a un secteur bioclimatique aride à hiver chaud, qui garde néanmoins une certaine hygrométrie de l'air. Ce secteur aujourd'hui dénudé presque complètement de végétation climacique a été le siège d'une dégradation anthropique sans précédent. On y trouve encore actuellement dans certaines parcelles (Tagante=forêt!) des reliquats d'Euphorbe cactoïde qui continuent à être défrichés. Quant à l'Arganier, qui se trouve actuellement en bordure du bas plateau, accroché aux versants de l'Anti-Atlas, il n'est représenté que par quelques arbustes en coussins épineux, forme de résistance de cet arbre. Les plus beaux arganiers se cantonnent dans les cimetières et près des marabouts, les seuls endroits où le mythe les a préservés. Cette dégradation anthropique due au surpâturage et à la surexploitation a été cependant amplifiée quelquefois par la précarité néfaste du climat. Actuellement, le bas plateau ainsi que la plaine sableuse ont fait l'objet de plusieurs reboisements d'Eucalyptus et d'Accacia qui ont plutôt bien réussi. Toutefois on se demande si ces reboisements encore jeunes pourront résister aux contraintes climatiques à long terme. D'après P. Reuf (1962): "Il n'existe pas d'arbre capable de remplacer l'Arganier sur son territoire, non seulement pour croître sur ces terres arides qui, sans lui, deviendraient des steppes caillouteuses ou des montagnes dénudées. Vieil arbre tertiaire^{*}, sa pérennité a sauvé de la désertification tout un pays, pour le plus grand bien de l'Homme ."

^{*} Depuis les travaux d'Emberger (1924), on considère l'Arganier comme une relique du Tertiaire. Ce n'est pas certain mais on a signalé des pollens d'Arganier dans des limons au moins tertiaires (A. Weisrock, 1980).

III. LA DESORGANISATION DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

- Organisation et répartition du système hydrographique :

L'analyse de la carte du réseau hydrographique (Fig:5) met en relief l'opposition entre deux substrats réagissant différemment vis-à-vis du ruissellement et de l'infiltration .

Dans la partie nord sableuse, le réseau hydrographique est plutôt lâche, désorganisé, et mal réparti. Par contre, dans la partie sud calcaire, où le ruissellement est de rigueur, il est bien individualisé, dense, et montre une certaine hiérarchisation de son parcours.

*Dans la partie nord sableuse le dispositif du réseau hydrographique met en évidence trois sous parties :

1-Une partie littorale qui correspond au cordon dunaire. La morphologie de ce dernier est reflétée par le système hydrographique qui le dissèque; dans le détail on observe :

- Un versant au vent; bien large au nord, il se rétrécit vers le Sud à Issouh. Il est mal drainé à cause du manteau éolien qui le couvre, juste quelques ravins arrivent à déboucher sur l'océan.

-Une ligne de partage des eaux parallèle à la côte marque les points de plus haute altitude. Cette ligne subit une double inflexion à l'endroit des redans (caps) sur la côte rocheuse.

- Un versant sous le vent bien disséqué par une multitude de drains courts et parallèles, dûs à un encroûtement calcaire relativement imperméable doublé d'une pente forte.

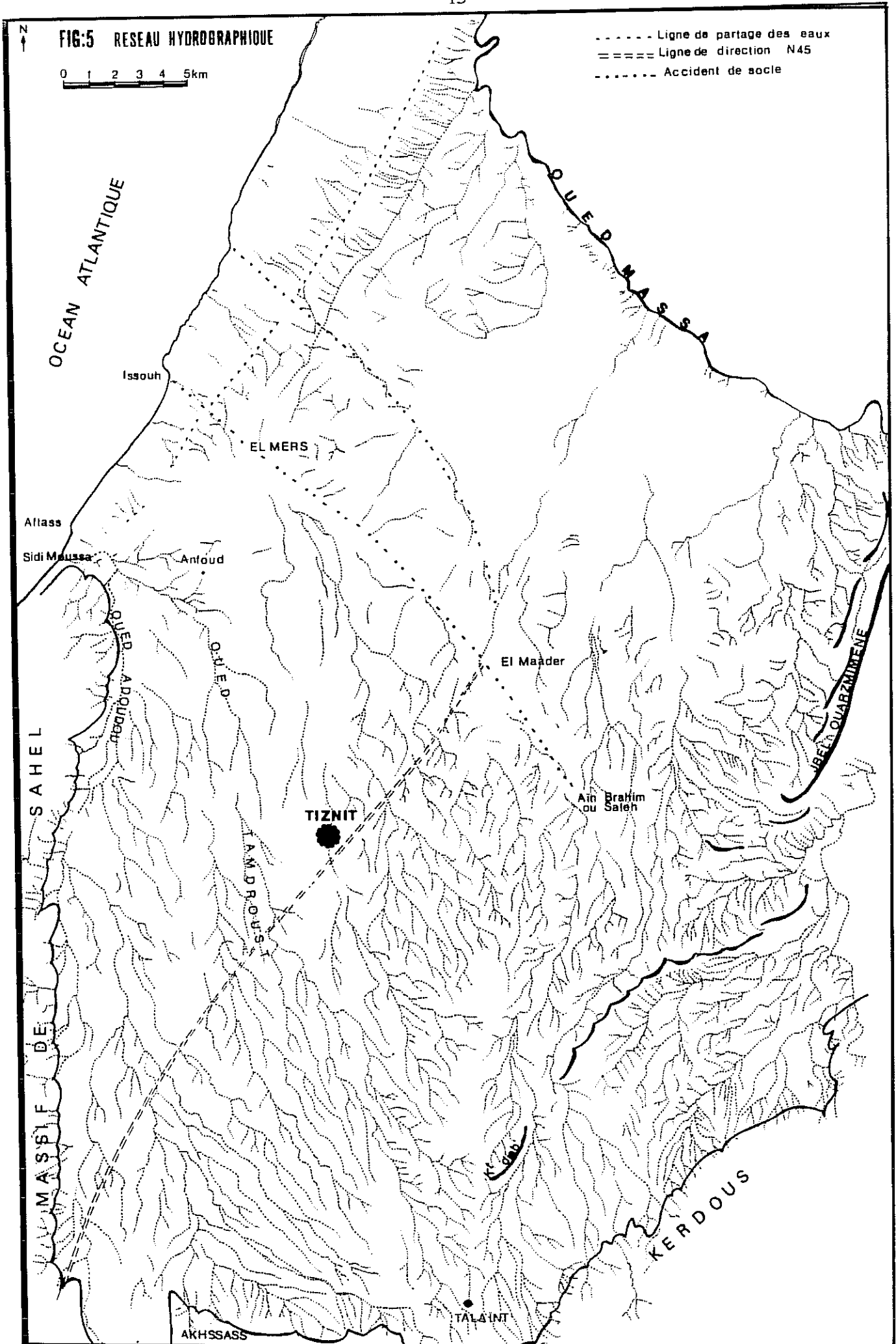
-Un sillon interdunaire, souligné par un collecteur qui se déverse au Nord dans l'oued Massa et communique au Sud avec la dépression d'El Mers.

-Une zone relativement bien drainée correspond à l'étalement du cordon encroûté vers l'intérieur, sa limite orientale est soulignée par un axe hydrographique courbe.

2-Une partie centrale aréique correspondant à une aire de dunes vives. Néanmoins en son milieu, une artère hydrographique bien encaissée délimite en profondeur les grès dunaires et débouche sur la vallée de Massa.

3-Une partie orientale où le réseau hydrographique est plutôt dense, et prend naissance sur le versant de jebel Ouazmimene pour confluer au Nord avec l'oued Massa. Cette zone de transition avec l'Anti-Atlas n'est donc plus sableuse, mais présente un substrat schisteux avec des pointements de grès.

*Dans la partie sud calcaire, bien que le substratum soit homogène, on remarque qu'il n'est pas couvert uniformément et d'une façon homogène par le réseau hydrographique. Au Sud-Est, le réseau devient très dense et voit une multiplication de ses rameaux affluents. Cela est à mettre au profit d'un redressement sensible de la surface topographique. L'accentuation de la pente s'effectue au niveau d'une ligne de direction N.45. sur la quelle viennent confluer les rameaux secondaires .



Deux grandes unités hydrographiques indépendantes drainent ce bas plateau :

- La première unité comporte l'oued Adoudou et son affluent l'oued Tamdroust qui drainent la partie ouest du bas plateau. Ils constituent les deux grands axes hydrographiques de la région, couvrent un bassin versant de 926 Km² et se déversent dans l'océan Atlantique à Sidi Moussa d'Aglou. L'oued Adoudou longe de près la bordure du massif de Sahel et des Akhssas, ses branches supérieures arrivant à s'incruster dans le massif du Kerdous. Dans son parcours, il tronque les cônes de déjection émanant de ces massifs. L'essentiel de la charge évacuée par cet oued provient donc de l'Anti Atlas. L'oued Tamdroust prend naissance dans le golfe de Talaïnt, sous forme de vallons peu profonds, il draine les calcaires lacustres et ne s'encaisse profondément qu'à l'aval, avant sa confluence avec l'oued Adoudou.
- La deuxième unité est un système endoréique situé à peu près au centre de la région, constitué par un système de plusieurs axes à rameaux dendritiques. Ces derniers peuvent communiquer exceptionnellement lors des grandes crues et induisent un écoulement en nappe. Ce système alimente des zones d'épandages au Nord de la ville de Tiznit où d'autres collecteurs prennent le relai dans la plaine sableuse pour alimenter à leur tour les dépressions d'El Mers et d'El Maâder El Kébir.

Cette description montre donc un réseau hydrographique adapté aux conditions lithologiques de surface : épandage de sable au Nord et calcaire lacustre au Sud, mais ce réseau montre également des signes de désorganisation:

- Désorganisation karstique sur le plateau bordier et sur le plateau des Akhssas qui sont profondément disséqués et dans les quels les formes de karstification ne manquent pas. Des résurgences karstiques en contrebas de ce plateau bordier alimentaient jadis l'oued Adoudou, et sont fossilisées par des travertins.

- Désorganisation climatique marquée par l'endoréisme: certains collecteurs n'atteignent pas l'océan, ils alimentent des dépressions et zones d'épandages (Maâders) surtout dans la plaine sableuse à l'intérieur du bas plateau.

Le système hydrographique est aussi adapté aux conditions structurales et tectoniques:

- Le contrôle lithologique: il se manifeste par la barre gréseuse de jebel Ouarzazmim et sa continuité au sud, délimitant vers l'Est, contre le Kerdous, un couloir schisteux dont les eaux sont canalisées par l'oued Assaka qui va confluer plus au Nord avec l'oued Massa, le dernier à écoulement permanent dans le sud marocain.

- Le contrôle tectonique: la pente naturelle étant vers le Nord-Ouest l'écoulement se fera normalement dans cette direction; or on peut observer certaines anomalies de drainage notamment pour l'axe hydrographique qui passe par la trouée de la koudiat Diab et qui prend une direction Nord non conforme. Cet axe rejoint à Aïn Brahim ou Salleh un sillon de direction N120 passant par le cap d'Issouh. Les dépressions d'El Mers, d'El Maâder et de Aïn Brahim ou Salleh sont alignées sur ce sillon. Un peu plus au Nord, un deuxième sillon de même direction est consécutif au second cap. On peut donc retenir ici deux directions tectoniques principales:

d'abord la direction N0 qui est la direction des failles qui affectent le plateau des Akhssass (direction mésétienne), puis la direction N120 qui est la direction des axes tectoniques longitudinaux responsable des caps de la côte atlantique. Ces derniers ont donc joué en décrochements senestres; c'est une direction tectonique peut-être d'âge précambrien, qui a été reprise dans l'orogénèse atlasique (A. Weisrock, 1980). On peut également associer à ces deux directions la direction atlasique principale donnée par la ligne de flexure N45 qu'on retrouve au niveau de la confluence de l'oued Adoudou et de l'oued Tamdroust.

CONCLUSION: Ce bas plateau aride offre donc la juxtaposition d'un milieu littoral et d'un milieu continental. Les héritages procèdent de la même dualité, ce qui justifie le plan adopté : l'étude du littoral, qui permet de remonter jusqu'à un soubassement maârifien, précède celle de la vallée de l'oued Tamdroust, riche en témoins du Soltanien et du Rharbien.

Remarque: Vocabulaire chrono-stratigraphique utilisé

J.P. Raynal et J.P. Texier indiquent au moins trois termes dans le Soltanien marocain, équivalent du Weichsélien. Nous proposons d'utiliser les termes suivants:

Soltanien inférieur = Weichsélien I $\geq$ 40 000 ans B.P.

Soltanien moyen = autour de 40 000 ans (remontée marine "intra-soltanienne")

Pluvial du Soltanien supérieur = vers 30 000 - 18 000 ans B.P.

Soltanien tardif = vers 18 000 - 10 000 ans B.P.

Rharbien s.l. = Holocène

Mellahien = remontée marine qui culmine vers 5000 ans B.P.

PREMIERE PARTIE:

**LE LITTORAL DU BAS PLATEAU DE TIZNIT
ET SON EVOLUTION AU COURS DU PLEISTOCENE**

Première partie: Le littoral du bas plateau de Tiznit.

MORPHOLOGIE LITTORALE ENTRE SIDI MOUSSA ET IMI IRHZER

I- INTRODUCTION

* Bien que la côte anti-atlasique ait fait l'objet de plusieurs publications (A. Guilcher & F. Joly, 1954 ; P. Oliva, 1972 ; G. Beaudet et al., 1976 ; P. Oliva, 1977), celles-ci intéressent des domaines très étendus et sont, de ce fait, d'ordre global. Les précisions géochronologiques sont généralement défaut et les déterminations malacologiques sont encore rares. Ces études s'intéressent davantage au littoral atlantique au sud de l'oued Adoudou, où l'on dispose de niveaux marins repères et de gisements fossilifères attribuables. Par ailleurs, le littoral de la plaine de Sous, connu pour sa subsidence, est cité à plusieurs reprises et a même fait l'objet d'une datation absolue à Tifnit (A. Weisrock & al., 1985).

En revanche, le littoral du bas plateau de Tiznit, qui fait l'objet de cette étude, se situe entre ces deux domaines et n'a pas suscité d'intérêt morphologique particulier jusqu'à présent. Les documents bibliographiques dont on dispose se résument à la carte géomorphologique au 1/100 000ème de la plaine de Tiznit et de ses bordures (P. Oliva, 1974) et à la coupe schématique de la rive droite de l'oued Adoudou, faite par le même auteur. La rareté des études concernant ce secteur est liée à deux causes principales d'ordre pratique:

- La première est liée à la difficulté d'accès au terrain; les pistes sont rares et aboutissent généralement aux villages tous cantonnés sous le vent du cordon. Les portions de ces pistes qui mènent au rivage sont souvent ensablées et mal entretenues.
- La deuxième est due probablement à la rareté des coupes non recouvertes par les colluvions et qui sont accessibles à l'échantillonnage.

Ce littoral reconnu comme étant homogène dans une première étude régionale ("cinquième secteur" d'Oliva, 1977), se compose en réalité de trois compartiments morphologiquement distincts. Les transgressions quaternaires ont taillé des falaises dans les formations continentales du cordon dunaire. Au contraire, au cours des régressions, le plateau continental était largement découvert car l'isobathe -50m se trouve à 7 Km du rivage actuel; il pouvait donc fournir un stock de matériel facilement mobilisable par le vent lorsque le climat était sec. Ces matériaux ont contribué à l'édification de cordons littoraux ou se sont déposés au pied des falaises mortes en arrivant même à les recouvrir. Les transgressions successives n'aboutissent pas au même profil

d'équilibre : une transgression peut raviver à certains endroits la ligne de falaise antérieure et peut même la dépasser vers l'intérieur; en d'autres endroits elle n'atteint pas celle-ci et des dépôts continentaux emboîtés s'y trouvent conservés. Ce sont ces processus qui expliquent d'une part la morphologie de la ligne du rivage actuel et d'autre part les différences d'épaisseur des matériaux qui forment la falaise qui borde l'océan.

L'objectif de cette étude ne sera pas restreint seulement à l'analyse des formes et à leur agencement mais des attributions chronostratigraphiques seront tentées pour les diverses falaises et pour les sédiments qui les composent. On peut souligner dès maintenant que l'industrie lithique a pu être utilisée ici comme élément de chronologie relative.

II- MORPHOSTRUCTURE D'ENSEMBLE

II-1- LE CORDON LITTORAL

Le long du littoral atlantique du bas plateau de Tiznit, un imposant cordon dunaire prolonge vers le Nord l'extrémité du massif d'Ifni. A l'embouchure de l'oued Adoudou, les complexes dunaires de ce cordon reposent sur les conglomérats moghrébiens qui vont disparaître en profondeur vers le nord sous l'effet de la subsidence, et ne réapparaîtront de nouveau qu'à l'oued Massa. Ce cordon dessine un grand arc de cercle ouvert vers l'océan mais les ensablements récents du littoral de la basse plaine des Chtouka et du Sous ne permettent pas de situer sa limite nord avec exactitude (Fig:6). Pour ce qui est de la portion au Sud de l'oued Massa, on remarque que sur la rive gauche de cet oued, le cordon prend son extension maximale (10km) et s'effile progressivement vers le Sud. Ainsi nous rattachons l'essentiel du matériel de ce cordon aux produits de l'érosion des reliefs et des sols développés dans l'Anti-Atlas, qui ont transité par l'oued Massa jusqu'à l'océan et qui ont été repris par la dérive littorale puis par la dynamique éolienne.

Durant le Quaternaire ancien, ce cordon a pris une grande extension vers l'Est, et des dépôts d'éolianites le long de l'oued Massa montrent que les matériaux de ce bourrelet côtier ont progressé de 25km à l'intérieur (P.Oliva, 1977). Le matériel sableux qui couvre les calcaires lacustres sur la moitié nord du bas plateau résulte principalement du remaniement par le vent du sable provenant du grand cordon littoral. Sur l'axe routier Agadir-Tiznit, lors des grandes tempêtes, on observe le transfert du sable vers l'Est. Ce phénomène peut quelquefois entraver la circulation (cas du 24/10/92), non seulement par l'ensablement de la route, mais surtout par la diminution de la visibilité. Vers le Sud, ces sables disparaissent à partir d'une ligne W-E passant par la pointe occidentale du massif d'Ifni (Fig 7). Il apparaît donc que ce massif constitue un écran, non seulement pour les brouillards côtiers, mais aussi une barrière infranchissable pour le matériel sableux littoral. La reprise par le vent du matériel limoneux des maâders est certaine ; ces limons s'incorporent en partie à la couverture sableuse et sont en partie exportés à l'extérieur de la plaine (G. Coudé-Gaussen, 1992).

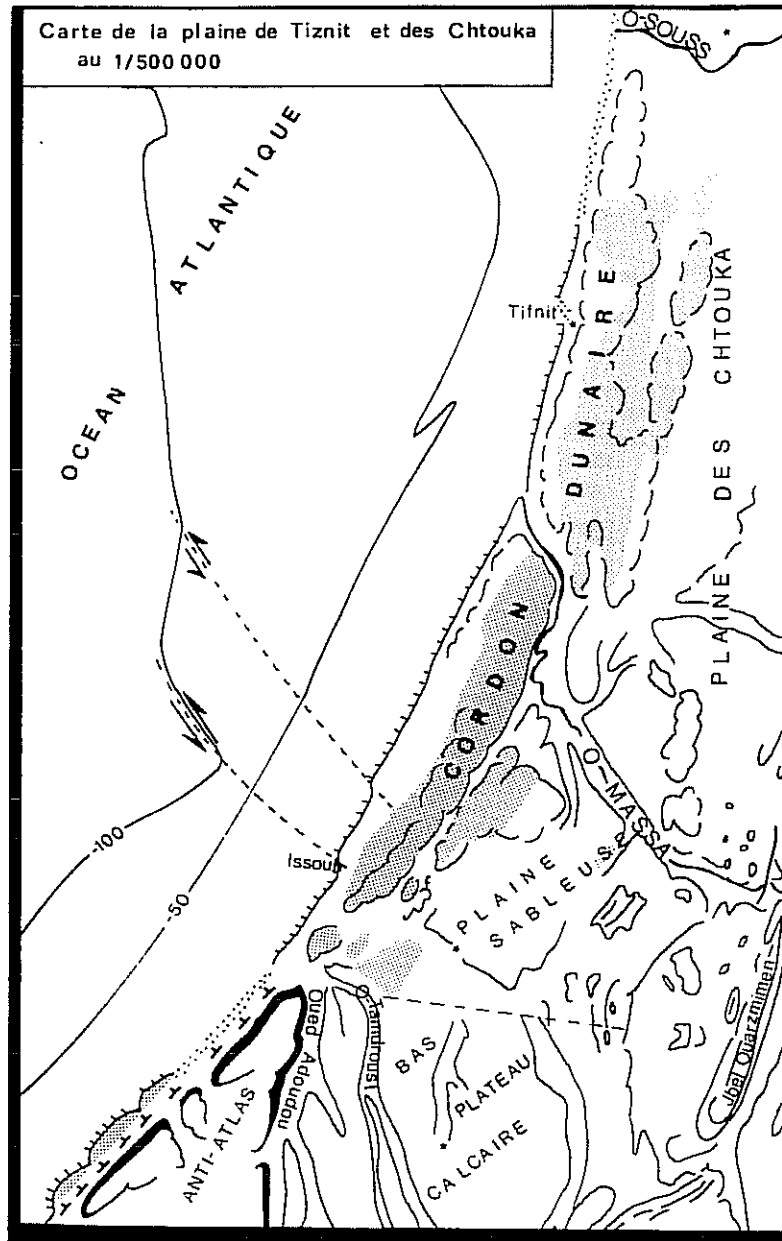


Fig. 6: D'après la carte géomorphologique au 1/ 500 000 (P. Oliva, 1972)
adaptée et simplifiée.

II-2. UNE COTE ROCHEUSE A FALAISES

La ligne de rivage est taillée dans le cordon dunaire ancien, c'est ce qui lui confère son caractère de côte élevée à falaises.

-Sur la carte, selon la morphologie du tracé du rivage, on peut subdiviser le littoral du bas plateau de Tiznit en trois secteurs distincts (Fig:7):

- Un secteur sud, (secteur A) de l'oued Adoudou au cap d'Issouh .
- Un secteur médian, (secteur B) du cap d'Issouh à Imi Irhzer .
- Un secteur nord, (secteur C) d'Imi Irhzer à Oued Massa .

Ces trois secteurs correspondent à des dispositifs morphologiques différents:

- Le secteur A correspond à un dispositif d'oulja tronquée voire une racine d'oulja, mais dans la portion entre Bourhrara et Issouh le dispositif est différent et on a une très haute falaise vive.
- Dans le secteur B, on a une haute falaise vive.
- Dans le secteur C, on a une oulja tronquée avec falaise morte éloignée.

(Dans le présent travail seuls les secteurs A et B seront étudiés. Le secteur C rentre dans le cadre de la thèse en cours de M. Barrada.)

Le secteur A présente un tracé du rivage régulier, sans grandes indentations, par contre le secteur B médian, beaucoup plus étendu, se caractérise par un tracé irrégulier et peut lui même être subdivisé en deux compartiments (Fig: 8):

- Un compartiment (a) dont le tracé du rivage, bien qu'irrégulier, n'est pas aussi indenté que le compartiment nord.
- Un compartiment (b) nord avec une ligne du rivage très irrégulière, à encoches. L'érosion marine lui confère un tracé en dents de scie.

-Lors de l'étude du réseau hydrographique, on a mis en évidence la présence de certains axes qui correspondent à des accidents de socle qui sont à l'origine des redans observés sur la côte. Un autre argument en faveur de la présence certaine de ces accidents est illustré par de brusques inflexions de l'isobathe -100m. La principale inflexion de cette isobathe correspond à l'accident responsable de l'individualisation du cap d'Issouh. Or les deux grands secteurs A et B définis sur la carte en se basant sur la morphologie de la ligne du rivage se retrouvent justement de part et d'autre de cet accident. Une deuxième inflexion due à un deuxième accident détermine le secteur médian B en deux segments a et b déjà délimitées. Il est donc clair que la tectonique tertiaire détermine les grands axes morphologiques de la côte actuelle.

- Quelles sont alors les conséquences directes de cette tectonique sur le terrain ?

Sur la carte il est facile, à première vue d'opter pour des décrochements senestres qui affectent la côte atlantique, comme il a été déjà montré plus au Nord (A.Weisrock, 1980); pourtant, sur le terrain les traces apparentes de cette tectonique restent discrètes. Tous les complexes dunaires visibles sur la falaise qui bordent l'océan sont syn-ou post-tectoniques; le témoin le plus apparent

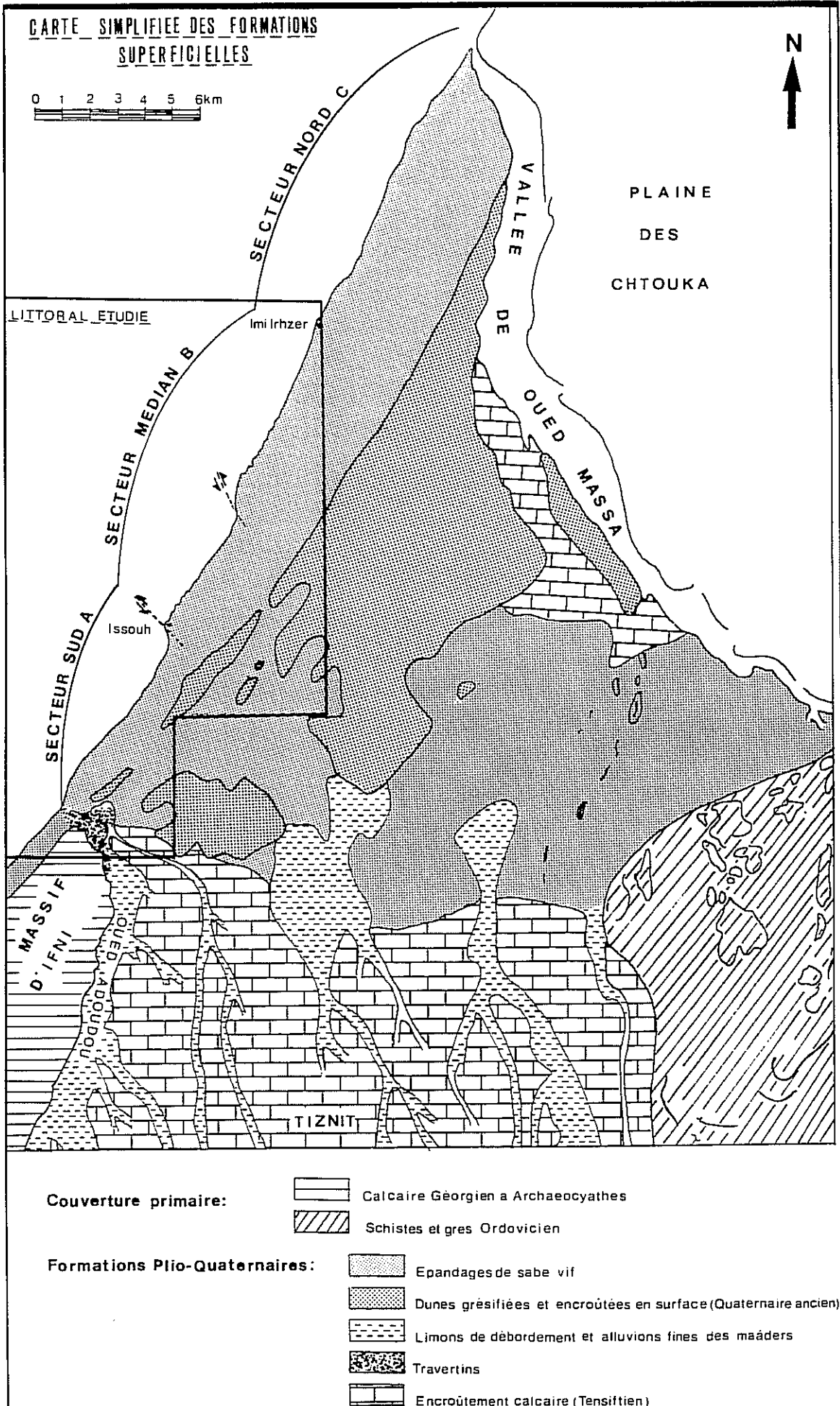


Fig. 7: D'après la carte géomorphologique au 1/100 000 (P. Oliva, 1974) adaptée et simplifiée.

FIG. 8

LE LITTORAL ATLANTIQUE : Carte morphologique

Echelle:

1000m 0 1 2 3 Km

-  CÔTE À FALAISE ÉLEVÉE ± VIVE
 SUIVIE D'UN PLATIER
 HAUTE FALAISE VIVE
 FALAISE MORTE ET 'OULJA'

Ocean Atlantique

SECTEUR MEDIAN (B)

Compartment (b)

Compartment (a)

IMI IZHZER

BAAROUR

OUARGHAF

EL MCEIDA

ISSOUH

BOURBARA

IMI OASSIF

TIMZLIT

AFTASS

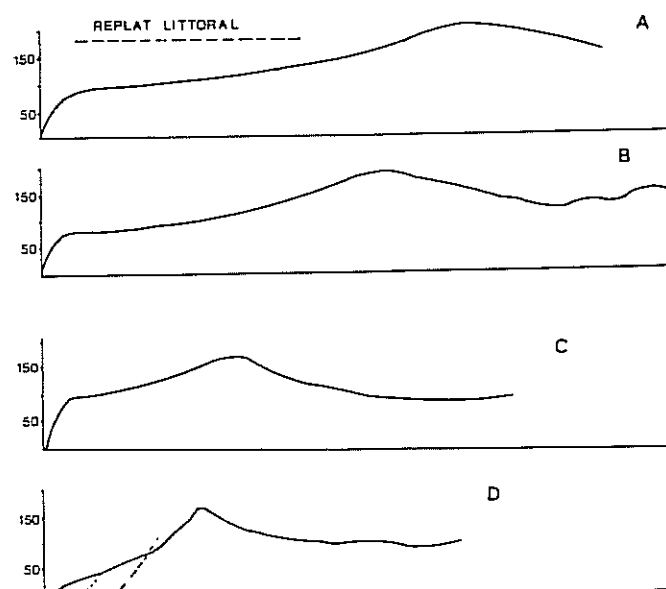
Sidi MOUSSA

ANTI-ATLAS

Oued roust

EL FEID

Coupes Topographiques



de l'activité tectonique réside dans l'apparition d'un platier suspendu, sorte de petite "rasa", qui soutient les formations dunaires du secteur au Nord d'Issouh. Ce platier joue le rôle d'un bouclier qui jouxte directement l'océan. Il est encore plus surélevé mais plus étroit et plus disséqué sur le compartiment (b) de ce secteur.

-Le changement de la hauteur de la falaise taillée dans le cordon dunaire ne se fait pas à Issouh à l'endroit présumé de l'accident tectonique, mais se fait à deux km plus au Sud. Nous supposons que cela est dû à l'effet protecteur du cap d'Issouh qui non seulement anéantit la force de la houle mais surtout dévie sa direction. Les avancées des dernières grandes transgressions ont eu lieu plus au sud, à Bourhrara. Là, en allant vers le Nord, on remarque un dédoublement brusque de l'altitude (Planche 1). Ce changement est lié au passage au-dessus d'une falaise morte recouverte par des colluvions. Cette falaise apparaît plus nettement en relief un peu en retrait vers le continent. L'observateur averti remarquera facilement la réapparition de cette même falaise morte beaucoup plus au Nord, à Imi Irhzer.

Il convient dès lors, pour la commodité de l'exposé, d'attribuer cette falaise morte à l'Ouljien, pour des raisons que nous étayerons plus loin. Cette falaise correspond à un haut niveau marin ouljien au cours duquel le Sud de Bourhrara ainsi que le Nord d'Imi Irhzer ont fonctionné comme des baies où l'océan s'est avancée vers l'intérieur. Dans ces baies sont actuellement conservés des dépôts dunaires (Soltaniens) c'est-à-dire de la régression post-ouljienne. Ils sont délimités vers l'intérieur par une falaise morte recouverte par les sédiments. La mer mellahienne et la mer actuelle ont taillé successivement une falaise vive dans ces dépôts. Le dispositif qui en résulte est une oulja tronquée, voir juste une racine d'oulja (A.Weisrock, 1987) et la hauteur de cette falaise ne dépasse guère 20 m. En réalité la mer ouljienne n'a fait que suivre le tracé d'une transgression antérieure, probablement anfatienne, mais elle n'arrive pas toujours à atteindre, vers l'intérieur, le tracé de celle-ci. Par ailleurs le bloc entre Bourhrara et Imi Irhzer a fonctionné en falaise vive élevée, attaqué par la mer dès l'Ouljien voir le Harounien. Ce bloc en redan devait être protégé par son platier suspendu, comme à l'état actuel. La morphologie irrégulière du tracé du rivage de ce bloc s'explique d'abords par le grand laps de temps pendant lequel il a été soumis à l'érosion marine, et par la constitution très grésifiée des formations anciennes (anté-oulyiennes) de cette falaise, qui sont en plus protégées par le platier.

II-3-CONCLUSION

-Le dispositif morphologique de la côte actuelle est la conséquence de la tectonique tertiaire, qui a déterminé d'une part, des zones accessibles aux incursions marines au cours des hauts niveaux marins, et d'autre part, des zones surélevées à l'abri de ces transgressions et qui, de ce fait, conservent en leur sein des dépôts plus anciens. Les premières zones ont donc fonctionné comme des baies dans lesquelles à chaque transgression les dépôts marins et continentaux antérieurs ont été déblayés et taillés en falaise. Actuellement, dans ces zones,



Photo.1 : La côte du bas plateau de Tiznit entre Bourhrara et Sidi Moussa.

- Au premier plan : la haute falaise vive taillée dans le système ancien au moins maârifien.
- Au deuxième plan : en contrebas , le secteur qui a fonctionné comme une baie au cours des dernières grandes transgressions. A chaque transgression, les dépôts antérieurs sont déblayés ; la falaise actuelle de raccordement avec le niveau marin est taillée dans des dépôts post -ouljiens.
- Au fond : le massif de Sahel (Anti-Atlas).

la mer a taillé une falaise dans des dépôts post-ouliens. Par contre les zones surélevées forment des caps et des redans toujours soumis à l'érosion marine au cours des transgressions et montrent en coupe des dépôts anté-ouliens. Les grands traits de fonctionnement du littoral atlantique du bas plateau de Tiznit peuvent donc être compris par la simple analyse morphologique. Cependant, pour mieux cerner le dispositif morphologique et préciser les mécanismes qu'il a suscité au cours du temps, il est nécessaire d'étudier les coupes visibles sur les deux secteurs : sur le littoral entre Bourhrara et Imi Irhzer, la coupe la plus importante à "El Mceida" sera analysée de façon rigoureuse afin de comprendre son cadre chronostratigraphique, paléoclimatique et eustatique. Par contre sur la partie sud entre Bourhrara et l'embouchure de l'oued Adoudou, plusieurs coupes seront relevées afin de comprendre le fonctionnement de cette baie en rapport avec les va- et-vient de la mer au cours des derniers cycles transgressifs.

III-LE SECTEUR SUD, (Entre Sidi Moussa d'Aglou et Bourhrara)

Le vocabulaire analytique que nous adopterons pour l'étude des coupes est le suivant : la coupe entière sera considérée comme une formation qui résulte de l'empilement de plusieurs complexes sédimentaires. Le complexe n'a donc ni de signification chronologique ni faciologique, généralement c'est une entité sédimentaire délimitée à la base et au sommet par des surfaces d'érosion. Chaque complexe est formé par la superposition de plusieurs séries, elles-mêmes formées de séquences. Le terme de système a par contre une connotation chronologique : on parlera ainsi du système oulien, harounien etc...

III-1- LES GRANDS TRAITS MORPHOLOGIQUES

Ce secteur tient sa particularité de plusieurs caractéristiques morphologiques, à savoir:

- Un dispositif morphologique en ouïja tronquée, délimitée vers l'intérieur par une falaise morte polycyclique au moins anfatienne, mais qui a été ravivée au cours du maximum transgressif oulien. Cette falaise morte visible au ravin de Bourhrara, disparaît rapidement, vers le sud, sous les épandages de sable. On ne la retrouve plus jusqu'à l'embouchure de l'oued Adoudou.
- Une falaise sub-actuelle dont la hauteur ne dépasse guère 20m et qui n'est atteinte par la mer qu'exceptionnellement, lors des grandes marées ou lors des tempêtes.
- Une côte basse et rocheuse: les vagues déferlent généralement sur de petites plages dont le mince manteau sableux est perpétuellement remanié par la dérive littorale. Ces plages peuvent donc s'engraisser ou être complètement érodées, laissant à nu le substrat rocheux. Au niveau des petits caps par contre ce sont des dunes grésifiées qui sont taillées en falaises vives plus ou moins élevées.
- Un large estran est généralement découvert à marée basse; il est délimité, le plus souvent, vers l'extérieur, par une très basse falaise vive. Cet estran est le support d'une riche faune de bivalves et de gastéropodes marins constituée surtout par les moules (*Mytilus*), les pourpres (*Purpura* *Haemastoma*) et les patelles (*Patella* *Safiana*).

- La fréquence des gisements néolithiques est aussi une caractéristique de ce secteur. En effet un replat sablonneux, un large estran riche en faune et facilement accessible sont des conditions favorables à l'installation de l'Homme.

III-2- COUPE SCHEMATIQUE DE L'EMBOUCHURE DE L'OUED ADOUDOU

III-2-1-Analyse morphologique:

Bien que ce secteur soit très riche en éléments morphologiques, retracer les divers niveaux atteints par la mer au cours des dernières grandes transgressions est malaisé à cause des colluvionnements et de la couverture sableuse superficielle. Cela ne permet pas une observation directe des emboîtements. On peut y distinguer cependant trois complexes principaux emboîtés, séparés par quatre grandes discontinuités qui sont les quatre grandes falaises successives (Fig:9).

A) - Complexe ancien :

- A la base : un conglomérat fluvio-marin, bien visible sur le plancher de l'oued Adoudou au droit de l'ancien pont de la piste d'Aftass. Il est relayé par des sables grésifiés bioclastiques à stratification horizontale. On y observe des moulages de grosses coquilles de bivalves marins.

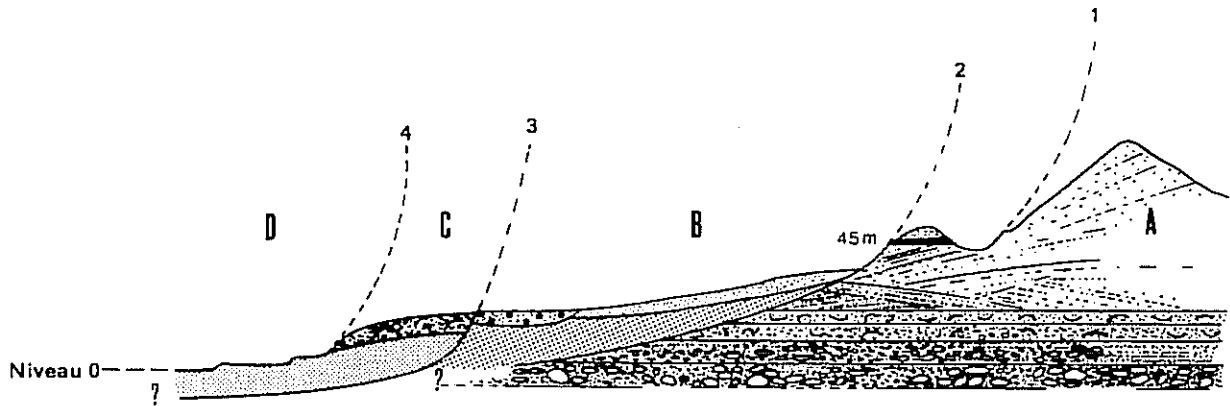
-Au dessus, se déposent en discordance des sables éoliens à stratification oblique. C'est la grande dune post-moghrébienne qui forme l'essentiel du cordon dunaire. De couleur grise, elle est moins compacte à la base, et devient jaune et progressivement compacte vers le sommet. Ce complexe est façonné en falaise morte (1) au pied de laquelle on trouve des sables de plage gris à gravillons et fragments de coquilles de bivalves de petite taille. Ce témoin de plage est perché à une altitude de 45m. Cette situation altimétrique correspond généralement à la plage m'âarifienne, mais rien ne le confirme ici.

B) - Complexe moyen :

- Pas de plage visible correspondant à la falaise morte (2). Sur le profil topographique D (page 23), on décèle une rupture de pente située sur la courbe de niveau de 35m. Cette rupture qui n'est pas bien marquée correspond grossièrement à la ligne où les encroûtements calcaires disparaissent sous les épandages des sables.

- Une nouvelle grande dune consolidée, recouverte par des épandages sableux superficiels.

-Une terrasse fluviale de l'oued Adoudou, fortement encroûtée, affleure en surface. Elle est attribuée au Tensiftien (P. Oliva, 1977). En effet cette terrasse est reconnue sur la rive droite de l'oued et elle est antérieure à la dernière table de travertins. Cette terrasse a livré un biface abbevlien, un proto-hacherau et des choppers. Il est clair donc qu'elle est au moins tensiftienne. Sa disposition topographique montre que la transgression ouljienne ne l'a jamais dépassée vers l'intérieur, l'emboîtement soltanien se cantonne donc en aval de cette terrasse.



-  Epannage de sable superficiel.
- C**
 -  Limons roses soltaniens.
 -  Dune grésifiée post ouljienne taillée en haute falaise vive.
- B**
 -  Terrasse fluviatile à galets roulés, très encroûtée, tensiftienne.
 -  Grès dunaire anfatien et / ou maârifien.
 -  Plage maârifienne ou plus ancienne
- A**
 -  Grande dune post moghrébienne.
 -  Moghrébien: bancs conglomératiques s'intercalant avec des bancs sableux à bivalves.

Falaises mortes:

- 1- maârifienne ou plus ancienne ?
- 2- anfatienne ,
- 3- ouljienne.
- 4- mellahienne et actuelle.

Fig. 9 : Coupe schématique de la rive droite de l'oued Adoudou

C) - Complexe inférieur:

- Pas de plage visible correspondant à la falaise morte (3) : la plage ouljienne est ici sous le niveau marin actuel.
- Une nouvelle dune grésifiée à stratification oblique probablement post-ouljienne.
- Des limons roses colluvionnés recouvrent la série précédente.

D) - La côte actuelle:

- Basse et très basse falaise vives, taillées dans des conglomérats et sable coquillier mellahien qui affleurent à 1m. Quelquefois, les sables de plage actuelle ainsi que les grèves de l'embouchure remplacent ces falaises. Vers le nord, ces dépôts de plage sont relayés par la dune grésifiée post-ouljienne.

III-2-2- Discussion:

C'est dans la Meseta atlantique que le cadre chronologique du Quaternaire marocain a été établi. Dans cette zone, plusieurs circonstances favorables permettent de définir et de caractériser les divers grands cycles transgressifs quaternaires. La stabilité tectonique de ce secteur qui est en fait faiblement soulevé est le principal atout de la région; l'altimétrie constante des terrasses marines fossiles et leur disposition par rapport à la ligne de rivage actuel peuvent aussi être révélatrices de leur chronologie. En plus, il faut noter d'une part le grand développement des carrières permettant une très bonne observation et d'autre part des terrasses à faciès généralement distinctifs et des faunes abondantes. De plus, la présence de l'industrie lithique privilégie ce secteur. En résumé, d'après (P.Biberson, 1958, 1961, 1962), on distingue les terrasses marines successives suivantes sur le littoral casablançais:

- Le Maârifien atteint 55 à 60m mais sa base descend à Sidi Abderrahmane cunette jusqu'à 20m.
- L'Anfatien est à 34 m dans la carrière Thomas, sa ligne de rivage se dessine à 1100m de la côte actuelle.
- Le Harounien se trouve perché à 18m et à plus de 800m du littoral actuel.
- L'Ouljien ne dépasse pas 8m et sa falaise est proche, juste à environ 200m du rivage actuel.

Dans l'Atlas atlantique, bien qu'il existe plusieurs analogies avec la Meseta, surtout en ce qui concerne les deux dernières grandes transgressions (Ouljienne et Harounienne), bien des problèmes restent en suspens (A.Weisrock, 1980). Ainsi la terrasse de 45-60m est attribuée au Maârifien (P. Brébion & A. Weisrock, 1976 ; P. Brébion, 1979b) en se basant sur la composition de la faune, par comparaison avec le site éponyme de Casablanca ce qui est aussi appuyé par la situation altimétrique. Dans ce cas l'Anfatien se trouve imbriqué à ce niveau et n'a pas de traduction morphologique, schéma qui s'observe sur la zone haute centrale de l'Atlas atlantique (A. Weisrock, 1980). Par ailleurs, à l'oued Ksob, il apparaît que les trois terrasses maârifienne, anfatienne et harounienne se superposent au niveau de 20m.

Sur la Meseta comme dans l'Atlas atlantique, l'Ouljien se trouve au-dessus du niveau 0, respectivement de 8 à 12m et de 2 à 4m, or dans ces deux secteurs on assiste à la surrection. Par opposition, sur la coupe de la rive droite de l'oued Adoudou, l'Ouljien n'a pas été reconnu en surface et il doit être au-dessous de niveau 0 actuel. Ici, la subsidence est donc bien établie et par conséquent, la terrasse de 45m est logiquement antérieure au Maârifien. On peut conclure que le complexe B correspond probablement à la grande dune maârifienne et au système tensiftien.

III-3-LE SYSTEME POST-OUJLIEN : COUPE DE BOURHRARA (rive gauche)

III-3-1- Morphostratigraphie:

Pour donner un aperçu sur les dépôts post ouljien, on a relevé la coupe la plus complète, celle de Bourhrara (Fig:10). Il ressort de son étude que le système post-oujien est formé par l'empilement de quatre complexes dunaires:

* Un complexe basal: (SD1) formé par la superposition de plusieurs séries dunaires de sable biodétritique fortement grésifié. Dans ce complexe sont taillées les falaises vives de basse et de haute mer ainsi que le platier lapiazé. La morphologie initiale de ce grand complexe dunaire fixe les grands traits de la côte actuelle. Ainsi dans les zones où ce complexe prend une grande extension en épaisseur s'individualisent les petits redans (exemples de Boumensour et de Tasseldèht), qui introduisent une certaine irrégularité du tracé de rivage. Dans ces zones, les colluvionnements superficiels sont peu épais. A Bourhrara, le complexe basal est réduit au platier, c'est pourquoi les séries roses colluvionnées sont bien représentées, d'autant plus que la falaise morte est proche. Nous rapportons ce premier complexe à un stade précoce de la régression post-oujlienne. Le platier a été façonné, dans ce complexe, au cours d'un haut niveau marin un peu plus élevé que l'actuel, qui ne peut être que la transgression mellahienne.

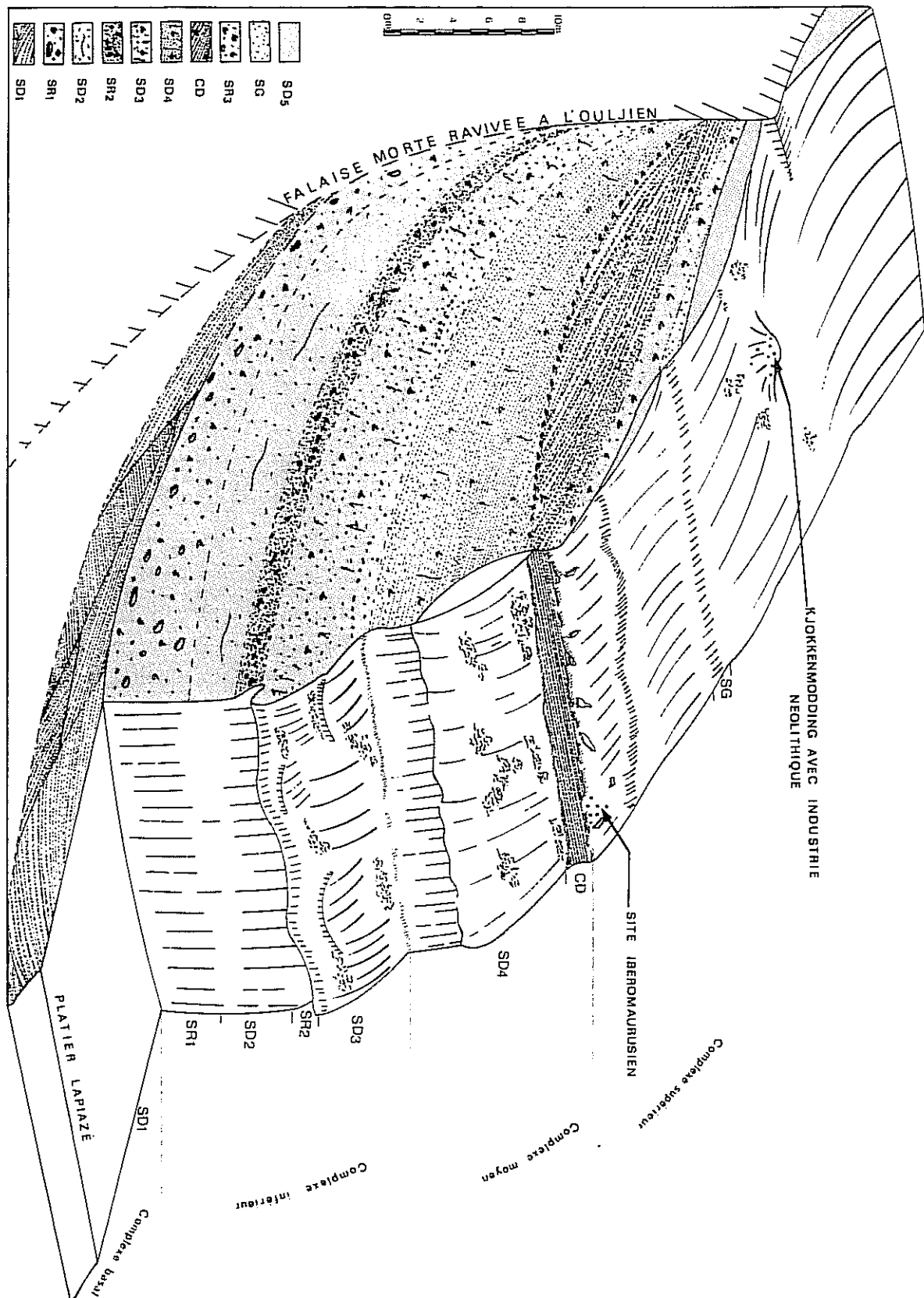
* Un complexe inférieur: il résulte de l'empilement de deux séries limoneuses roses (SR1 et SR2) qui s'intercalent avec deux séries plutôt dunaires (SD2 et SD3) elles même pédogénisées et remaniées. Dans le détail on a:

SR1: C'est une série rose épaisse de 4 à 6m, elle présente les caractéristiques d'un colluvionnement et contient des galets et graviers de croûte empruntés à la falaise morte. A Aftass, cette série basale ne contient pas de galets, ce qui implique un éloignement de la falaise morte; à cet endroit cette série qui n'est pas très consolidée est taillée en un large trottoir qui se raccorde avec le platier. Il a donc été taillé comme ce platier au mellahien.

SD2: Série dunaire limono-sableuse, épaisse de 4m, elle montre des indices de dissolution et de concentration de carbonates sous forme de veinules calcaires, elle contient aussi des graviers de croûte et des Helix.

SR2: C'est un sol limoneux et rubéfié de 2m d'épaisseur contenant de gros Helix concentrés dans les chenaux, avec des graviers de croûte.

Système dunaire de Bourhrara
LE DISPOSITIF MORPHOLOGIQUE



SD3: C'est une série dunaire polluée par l'argile, elle est plus ou moins pédogénisée et présente des indices de dissolution et des traces de racines. Elle contient des graviers de croûte et des *Helix* entiers; l'épaisseur est de 3m.

Interprétation: Ce complexe inférieur correspond donc généralement à des limons roses colluvionnés et des sables remaniés par le ruissellement et affectés plus au moins par la pédogenèse. Le sol rubéfié SR2 marque une étape de pédogenèse intense, cependant les précipitations devaient être assez violentes pour expliquer la formation de chenaux dans un matériel a priori très perméable.

* Un complexe moyen formé de deux séries :

SD4: C'est une série formée de sable dunaire moyen grésifié à stratification sub-horizontale et très riche en fragments d'*Helix*.

CD: C'est une série dunaire généralisée, très consolidée et stratifiée, elle est formée de sable grossier bioclastique propre. On peut poursuivre cette série en relief le long du littoral de Bourhrara à Aftass; son épaisseur est de 2m.

Interprétation: D'après son faciès de cordon de haut de plage, il est fort probable que ce complexe moyen est la signature d'un rapprochement de la ligne du rivage. Nous le rapportons à la remontée intra-soltanienne de 40 000 ans B.P détectée dans le Haut Atlas Atlantique (A.Weisrock, 1980) ou encore à la grande dune intra-soltanienne de la région de Oualidia (A.Weisrock & al., 1992).

* Le complexe supérieur: formé par les séries de recouvrement superficielles. Celles-ci présentent les mêmes caractéristiques qu'à El Mceïda et seront étudiées plus loin. Néanmoins, au sein de SR3 et plus souvent à son sommet, on peut constater l'individualisation d'un niveau grisâtre (SG) quelquefois très sombre. Cette série est souvent liée à des Kjekkenmødding et contient de minuscules fragments de charbon et des nids d'*Anthophora* comme ceux déjà signalés aux îles Canaries (Fuerteventura), (P. Rogon & al., 1987 ; 1989.). Le dernier niveau contenant ces nids d'*Anthophora* est daté de 9800 ± 140 ans B.P.(N. Petit Maire & al., 1986). Bien que ce niveau soit assez continu, nous pensons qu'il correspond à une transformation, par endroits, de la série SR3 au cours d'une phase d'anthropisation prononcée, pendant une période relativement humide (humide néolithique?). Nous rappelons que l'*Anthophora* est une espèce xérophile et que sa présence implique un arrêt des manifestations éoliennes et la fixation des dunes par la végétation (N.Petit Maire & al., 1986). Notons qu'à Issouh ces cocons d'*Anthophora* ont été observés dans la série SR3.

III-3-2- Conclusion:

Les diverses coupes relevées sur le secteur montrent que le littoral entre Bourhrara et l'oued Adoudou est taillé dans les séries continentales post-ouliennes. Les différences observées d'une coupe à l'autre concernent le degré d'évolution pédologique des séries roses. Celles-ci peuvent même disparaître complètement sans laisser de trace, c'est le cas par exemple du cap de Boumensour. Ces séries roses peuvent s'accompagner ou non de niveaux de concentration des carbonates.

Mis à part le cap d'Aftass qui est d'origine tectonique, la morphologie du littoral est conditionnée par le développement de la série de base SD1. Dans les endroits où cette série est bien développée s'individualisent les petits caps tandis que les séries roses sont très réduites en épaisseur.

III-3-3- Comparaison:

Le système post-oulien de Bourhrara présente de grandes analogies avec celui des dunes du complexe littoral (complexe inférieur) de la Zaouia Radi (A. Weisrock & al., 1992). En général, les mêmes séries principales se retrouvent sur les deux complexes et induisent probablement des conditions similaires de mise en place. Ainsi, on reconnaît :

- La dune SD1 de la régression fini-oulienne correspond donc au soubassement Z de la coupe de la zaouia Radi, qui est en rapport avec la plage oulienne retrouvée à une profondeur de -1 à -4m, ce qui est peut-être aussi le cas à Bourhrara.
- Le complexe inférieur (SR1, SD2, SR2, SD3) plus ou moins pédogenisé et / ou colluvial, correspond aux limons roses inférieurs reconnus et datés à plusieurs reprises sur le littoral atlantique marocains (M. Gigout, 1967 ; G. Delibrias & al., 1976 ; J.P. Raynal & al., 1986). Ces limons roses inférieurs sont représentés à la Zaouia Radi seulement par la série Z0; par contre à Bourhrara ce complexe du Soltanien inférieur est mieux représenté, mais n'a pas encore fourni d'ossements ou d'autres éléments de datation.
- La série SD4 et CD correspondent à la première remontée intra-soltanienne: le matériel sableux plus fin et plus ou moins limoneux dans la série SD4 devient franchement grossier, bioclastique et propre dans la série CD. Ces deux séries se corrélaient donc à Z1 de Zaouia Radi.

La série Z3 n'est pas représentée à Bourhrara, par contre on y trouve une série rose au-dessus du cordon CD. Elle s'est mise en place après une phase de creusement majeur. C'est une série condensée qui a fourni des pointes pédonculées atériennes et sur laquelle un gisement ibéromaurusien est daté sur fragments d'oeufs d'autruches de $16\,670 \pm 190$ ans B.P. (Gif : 8796) Il s'agit de limons roses du Soltanien récent, recouverts ici par une dune fixée par la végétation au cours du néolithique. Cette dernière dune est actuellement remaniée par la déflation éolienne. Ces deux derniers épisodes seront étudiés en détail sur la coupe de l'oued Tamdroust.

IV- LE SECTEUR NORD: ETUDE DE LA COUPE D'EL MCEIDA

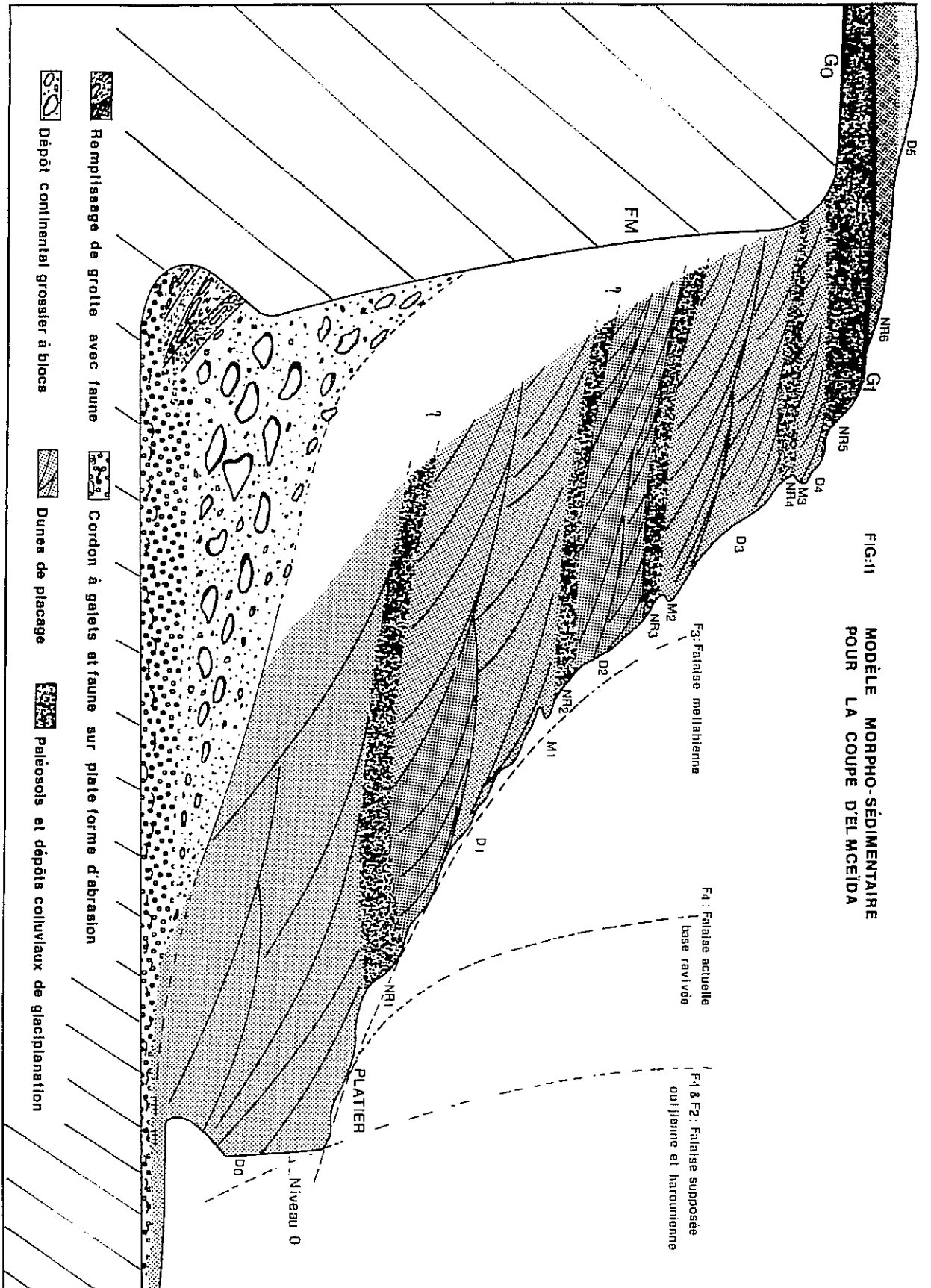
IV-1- PARTICULARITE DE LA COUPE:

La coupe d'El Mceïda se situe sur le bloc médian, à deux km au nord du cap d'Issouh, donc à 11km de l'embouchure de l'oued Adoudou. De par son épaisseur de plus de 40 m et le nombre de strates distinctes qu'elle englobe, la coupe d'El Mceïda n'est pas recouverte par des colluvions superficiels comme c'est le cas sur une grande partie du littoral. De plus, elle présente l'avantage d'être accessible pour l'échantillonnage pétrographique. Enfin, la présence d'industries lithiques au sein des divers niveaux souligne l'importance capitale de cette coupe. Cette industrie va servir de base à une chronologie relative. La continuité des diverses séries sédimentaires étant assurée, cette coupe sera prise comme référence, représentative pour l'étude de tout le secteur médian (Issouh-Imi Irhzer). L'intérêt de l'étude réside dans la reconstitution de l'histoire paléogéographique de la région, marquée par le déplacement de la ligne du rivage. Les diverses strates doivent porter en leur sein le signal de remontées marines successives ou de leurs reculs. A partir des différents cycles sédimentaires définis en rapport avec ces variations eustatiques, on pourra établir une chrono-stratigraphie grâce à l'utilisation de l'industrie préhistorique.

IV-2 - LE DISPOSITIF MORPHOLOGIQUE: Les restes d'un complexe ancien emboîté dans une falaise morte (Fig : 11)

Plusieurs arguments montrent que le complexe sédimentaire d'El Mceïda est emboîté dans une falaise morte (FM). Celle-ci est actuellement recouverte par les épandages de sable et ne peut être mise en évidence qu'indirectement, grâce à certaines remarques:

- Dans la série NR3 qui n'a pourtant pas l'aspect d'un colluvionnement mais celui d'un sol développé aux dépens de D2, on a noté la présence de blocs de grès et de galets de croûte. Ces derniers qui n'ont apparemment pas subi un long remaniement proviennent du démantèlement d'une falaise à proximité de la coupe.
- Parfois, entre Issouh et El Mceïda, le niveau NR1 montre des "collapses structures" qui impliquent que cette série, probablement gorgée d'eau, a glissé sur une surface inclinée sous l'effet de la pesanteur. Cela nous mène à penser que le front de falaise morte (FM) n'est pas très loin.
- A priori, le système ancien dans lequel est taillée la falaise FM se voit entre Bourhrara et Issouh. Dans cette zone, la mer actuelle a dépassé apparemment vers l'intérieur la falaise FM. Le front de falaise actuelle est alors vertical, raide, recouvert quelque peu par des voiles de colluvions. On peut remarquer des séries roses anciennes au sein de cette falaise, ce qui fait croire à sa continuité avec la coupe d'El Mceïda, mais la disparition des bancs durcis (M1 et M2) considérés comme des niveaux repères, est en faveur d'un complexe plus ancien.



Cette hypothèse reste à confirmer, toutefois, le placage qui forme les séries d'El Mceïda n'est conservé que là où le platier suspendu est individualisé et le protège de l'érosion marine actuelle et aussi passée.

La falaise morte (FM) doit se raccorder avec une rasa que nous n'observons pas au niveau de la coupe; elle doit être en-dessous du niveau 0. Cette rasa soutient probablement les séries dunaires du platier. Finalement le dispositif morphologique de la coupe d'El Mceïda est représenté sur le modèle théorique (Fig. 11).

IV-3- ANALYSE MORPHOSTRATIGRAPHIQUE (Fig : 12)

IV-3-1- Les subdivision:

La coupe d'El Mceïda est relevée sur la falaise de raccordement avec le niveau marin. Elle surplombe directement l'océan, duquel elle est séparée par un platier (D0) suspendu très endurci et continuellement battu par la houle. La falaise est taillée dans la superposition de quatre complexes dunaires (D1 à D4) alternant avec des séries limoneuses roses (NR1 à NR6) riches en Hélix continentaux. Chaque complexe dunaire est formé par l'accumulation d'une ou de plusieurs séries de dunes elles-mêmes composées dans certains cas de séquences élémentaires (Fig:12). Trois bancs de sable grossier bioclastique et grésifié (M1, M2 et M3) ressortent en relief de la topographie; ils constituent alors des niveaux repères facilement reconnaissables sur le terrain, excepté le banc M3 qui n'est pas généralisé.

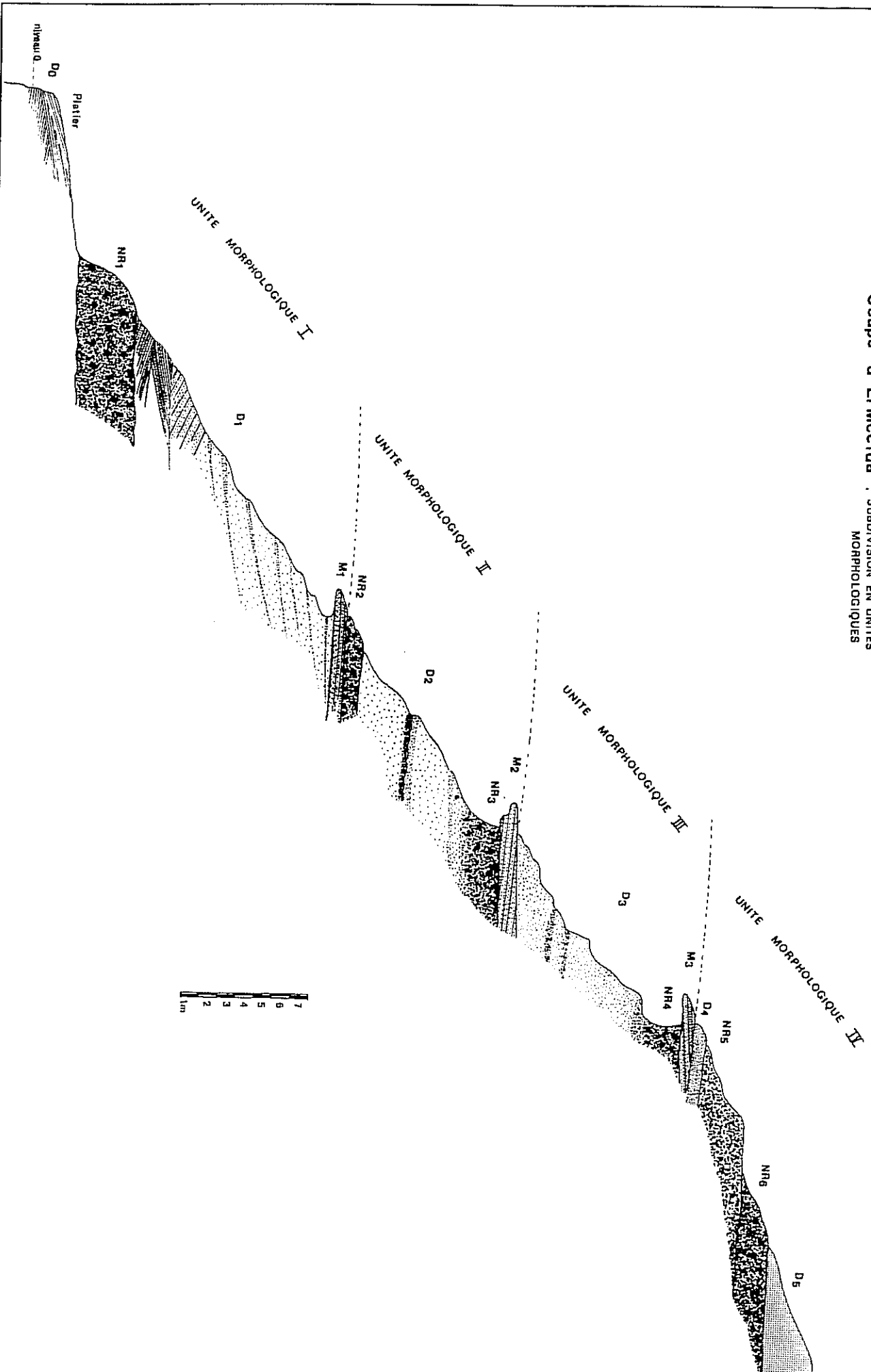
Dans un premier temps, sans intégrer ni de cadre chronologique ni de considérations eustatiques, la subdivision la plus apparente sur le terrain est d'ordre morphologique. Ainsi la coupe se résume en quatre unités morphologiques distinctes, chacune des trois premières étant délimité au sommet par un banc durci en relief. Le soubassement de la coupe est constitué par le platier suspendu qui jouxte directement l'océan.

IV-3-2- Description morphostratigraphique:

Le platier suspendu D0: il est formé au moins de deux empilements dunaires distincts présentant une stratification oblique nette. Ce platier présente des entablements qui ressortent au niveau de la falaise vive. La coupe proprement dite se compose de quatre unités morphologiques distinctes .

Fig. 12

Coupe d'El Mceïda : subdivision en unités morphologiques



Première unité morphologique; en discordance sur le platier suspendu, et elle est composée par:

-**Une série rose NR1:** C'est une série sablo-limoneuse de couleur rose et très consolidée. Les coquilles d'Hélix qu'elle contient sont dissoutes et ne se reconnaissent que par leur moulages. Par endroit, cette série peut être atteinte par la mer en fonction de la topographie du platier sous jacent. L'épaisseur fluctue, elle est en moyenne de 3m; cette première série est délimitée à la base comme au sommet par deux discontinuités marquées par des joints d'Hélix.

-**Un premier complexe dunaire résultant de l'accumulation de deux séries:**

D1A: C'est une série de sables dunaires à stratification entrecroisée nette. Le sable est plutôt fin, bioclastique et propre, non pollué par l'argile. Cette première série dunaire n'est pas généralisée car elle biseaute parfois sur NR1A ; son épaisseur moyenne est de 1,75m.

D1B: C'est une série constituée par des bancs épais (0,50m) de sables fins pauvres en bioclastes qui alternent avec des lits plus fins (0,20m) de sable moyen très compact. L'épaisseur de la série peut atteindre 7m.

-**Un cordon de haut de plage (M1):**

M1: il s'agit d'un banc de sable très grossier et bioclastique contenant des fragments de coquilles marines d'ordre millimétrique. De stratification horizontale, il est en concordance sur D1B. Ce cordon est actuellement perché à 14m au dessus du niveau marin actuel. Il est très consolidé et dégagé en relief par la déflation éolienne, son épaisseur ne dépasse pas 0,50m. Il marque alors le premier ressaut de la coupe et se disloque en de grosses plaquettes qui glissent vers le bas. La surface de ce banc présente un mince feuillet d'encroûtement et paraît avoir fonctionné en glacis après le retrait de l'océan. Le plus souvent, les grottes troglodytes creusées par les pêcheurs dans la série D1B sont conçues de façon que le plafond corresponde au niveau M1.

Deuxième unité morphologique; elle est séparée de M1 par une croûte lamellaire fine et une surface de ravinement soulignée par un joint d'Hélix; de bas en haut elle est constituée dans le détail par:

-**Une série rose NR2:** Elle est de texture plutôt sablo-limoneuse, contenant des coquilles d'Hélix complètement dissoutes. Elle est limitée à la base comme au sommet par des surfaces d'érosion; l'épaisseur ne dépasse pas 1,70m.

-**Un deuxième complexe dunaire résultant de l'accumulation de deux séries:**

D2A: Elle se met directement sur NR2, elle est non stratifiée et sa compétence est de 2,20m. Elle débute par un banc sablo-limoneux compact et non généralisé de 0,10m, noté D2A base. Cette série contient de rares Helix.

D2B: Elle est séparée de D2A par un joint d'Hélix qui marque un arrêt de sédimentation. Cette série épaisse de 2,70m présente à la base et au sommet deux bancs très compacts et très minces de 0,10m à 0,20m. Elle représente le support minéral à l'élaboration du sol sus jacent NR3.

-**Une série rose NR3:** Elle dérive de la série sous jacente par une rubéfaction progressive et un enrichissement en argile et limon au détriment des sables. C'est donc un sol qui coiffe le deuxième système dunaire. L'épaisseur est de 2,50m.

-**Un banc compact M2:** C'est un niveau de sable grossier bioclastique très consolidé et qui forme le deuxième ressaut de la coupe. Le sable est riche en minéraux opaques et contient quelques coquilles entières, mais rares, d'*Helix*. Au dessus de ce banc, des épandages de sable colluvionnés, fixés actuellement par une végétation psammophile, masquent fréquemment les affleurements. Ce banc supporte le troisième système dunaire.

Troisième unité morphologique: composée par un troisième complexe dunaire coiffé par un sol rouge et par une série dunaire qui ressort de la coupe.

-**Troisième système dunaire D3:** Il s'agit d'une seule génération de dune caractérisée par une coloration blanchâtre et par son faciès dominé par des limons pulvérulents calcaires. Malgré son aspect uniforme, on reconnaît une série dunaire basale stratifiée qui passe verticalement à un système supérieur non stratifié mais qui comprend plusieurs passées rosâtres relativement riches en *Helix*. Ces passées en forme de lentilles ne correspondent pas à des périodes d'arrêt de sédimentation mais à des dépôts de lettes qui ont subi une pédogenèse un peu plus accentuée. Par contre on passe verticalement et progressivement à un véritable sol rouge NR4. L'épaisseur totale de D3 est de 6m50.

-**Une série rose NR4:** C'est un niveau de paléosol très rubéfié contenant des coquilles d'*Helix* et des veinules calcaires qui ont fossilisé des racines. Le sommet de ce paléosol est souligné par une surface d'érosion correspondant plus spécialement à une surface de déflation, qui est à l'origine de la concentration des coquilles d'*Helix* ainsi que des fragments de coquilles d'Autruche. L'épaisseur de ce paléosol est de 1,50m.

-**Un banc compact M3:** Il est constitué par du sable moyen à grossier très bioclastique; il est bien stratifié et marque le troisième ressaut de la coupe. Au contraire des deux premiers bancs M1 et M2, ce niveau n'est pas généralisé et ne s'observe que localement.

La quatrième unité morphologique; Elle est composée de quatre séries distinctes, dans le détail on a:

-**Une série dunaire D4:** Au sommet de M3 on passe en concordance à une série D4 de sable fin plus au moins stratifié et qui contient de rares *Helix*. Comme M3, cette série n'est pas généralisée.

-**Une série rose NR5:** C'est une série rose contenant des *Helix*, elle ne présente pas de structures sédimentaires visibles et elle forme le rebord sommital de la falaise. C'est cette série qui est façonnée en glacis d'érosion très encroûté en surface. Dans ce glacis se sont développés des vallons qui vont piéger les séries de recouvrement superficielles.

-**Une série rose NR6:** C'est le dernier niveau rose de la coupe, il contient toujours des *Helix* dans la trame et il est meuble. Son épaisseur change suivant la topographie sous jacente: ainsi il est bien plus épais au centre des vallons que sur leurs bords. Ce niveau rose n'a pourtant pas la structure d'un colluvionnement mais il doit correspondre plutôt à une formation dunaire transformée par la pédogenèse puis modelée en glacis par le ruissellement.

-**Un épandage de sable vif superficiel D5 :** C'est un manteau de sable qui est fortement remanié et soumis perpétuellement aux aléas du Chergui et le plus souvent de l'alizé. Ces sables forment de petites dunes transversales et de petites nebkhas derrière les buissons d'*Ononis Natrix*.

IV-4- ELEMENTS DE CHRONOLOGIE

L'industrie du complexe dunaire d'El Mceïda a attiré notre attention par la présence de "hachereaux", outils caractéristiques de l'Acheuléen nord-africain et saharien (G. Camps, 1974), et par le contexte stratigraphique de cette industrie, qui est liée aux séries roses NR2, NR3, NR4 et à la série dunaire D3. Au Maroc, l'Acheuléen moyen et supérieur caractérisent les séries continentales d'âge tensiftien tandis que l'Acheuléen ancien est attribué à l'Amirien. (P. Biberson, 1961, 1962, 1963 ; J-P. Raynal et al., 1986). Cela nous conduit à considérer que le complexe dunaire d'El Mceïda est au moins tensiftien, si l'industrie lithique qu'on y a repérée n'est pas remaniée.

IV-4-1- Le contexte stratigraphique de l'industrie (Fig : 13):

Le problème le plus pertinent est de chercher si l'industrie lithique est dans son contexte stratigraphique initial (gisement primaire) ou si elle a subi un remaniement (gisement secondaire). La proximité supposée d'un front de falaise (FM), se raccordant avec un glacis (G0) d'où proviennent les blocs et galets encroûtés de la série NR3, laisse supposer que l'industrie provient de ce même glacis. Il n'en est rien, les industries sont en place dans les séries roses NR2, NR3 et NR4. Quelques outils de cette dernière série ont glissé plus bas et ont été recueillis, en surface, sur la série dunaire immédiatement sous-jacente (Fig.13).

- Cette industrie ne provient pas non plus du glacis encroûté G1, ce dernier n'a fourni ni bifaces ni hachereaux mais on y a récolté une industrie moustéroïde qui présente généralement des traces d'encroûtement calcaire. En d'autres endroits, sur ce même glacis, on peut remarquer sporadiquement des éclats Levallois et des racloirs sur rhyolite qui sont de même facture moustéroïde. On a également recueilli sur ce même glacis dégagé par la déflation éolienne deux pointes pédonculées atériennes sur rhyolite fluidale et des lamelles à dos abattu ibéromaurusiennes sur silex gris. Ces dernières industries ne sont pas encroûtées et proviennent de la formation NR6.

- Tous les bifaces et hachereaux des séries roses ne présentent pas de pellicule calcaire, mais peuvent être légèrement cimentés par le matériel des séries qui les contenaient.

- Le contexte stratigraphique de l'industrie est lié plutôt aux séries roses et non aux séries dunaires intercalaires; le matériel recueilli à la surface sur D3 provient sans doute de la série NR4.

- L'argument de poids pour appuyer la thèse d'un non-remaniement de ces industries, c'est la constatation d'une certaine évolution de cette industrie de la base vers le sommet. Plus précisément l'apparition d'éclats et de nucleus levallois au dessus de M2 annonce le Paléolithique moyen où dominera le Moustérien. On peut finalement conclure que cette industrie n'est pas remaniée, qu'elle est donc liée à son contexte stratigraphique d'origine et peut être utilisée comme élément de datation relative.

IV-4-2-L'industrie lithique et son cadre chronologique:

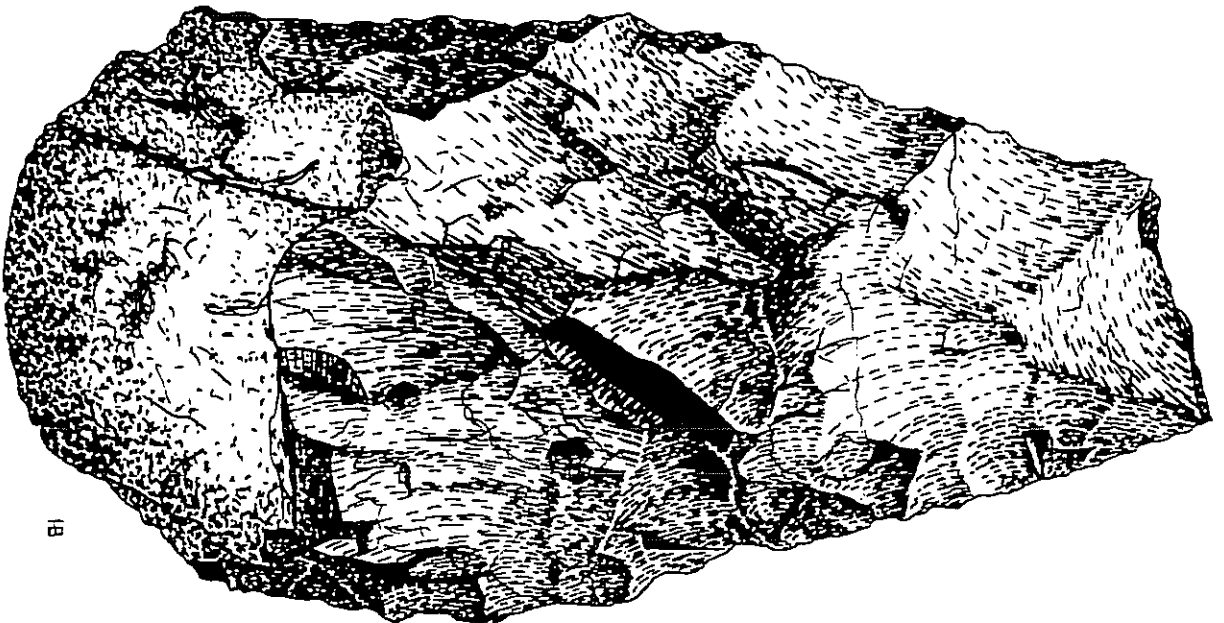
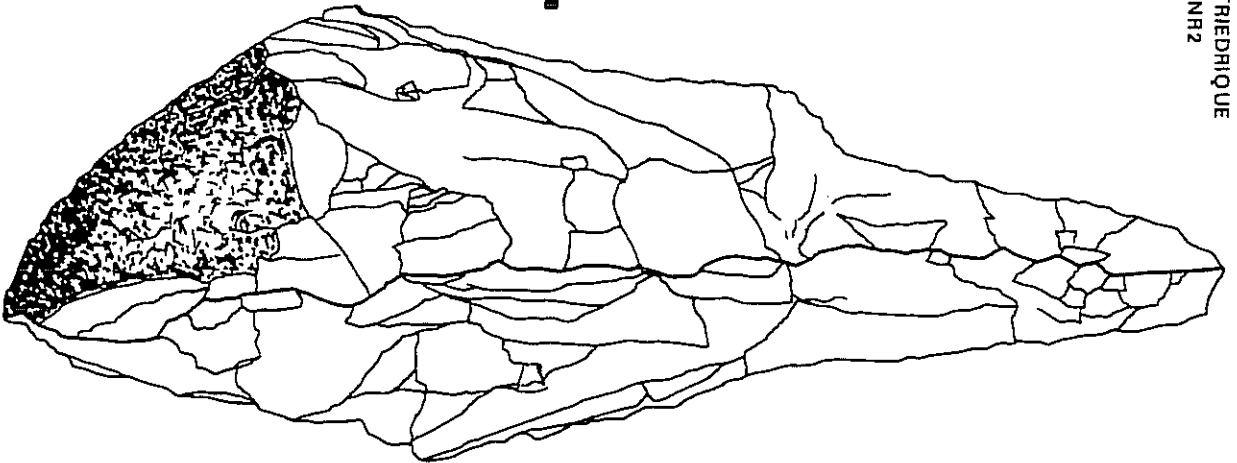
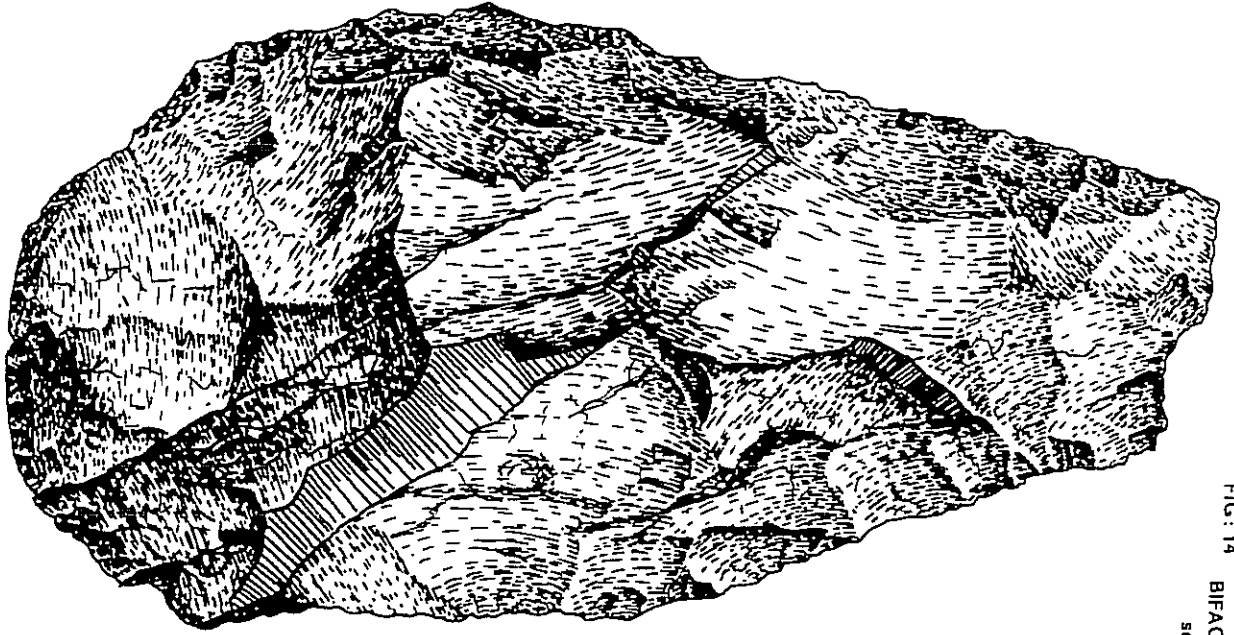
Industrie de la série NR2: Deux bifaces ont été recueillis à la surface de NR2

a) Le premier biface (Fig: 14): Il est plutôt lancéolé, il est confectionné sur un fragment de gros galet obtenu par la méthode de débitage sur enclume. Le biface ainsi conçu présente une section asymétrique due à une face d'éclatement presque plane et une face dorsale bombée. Le travail de finition a été effectué sur les deux faces par l'utilisation d'un percuteur tendre (os ou bois) ce qui a permis d'ajuster le tranchant de l'outil dont la ligne reste cependant faiblement sinueuse, laissant entrevoir un premier dégrossissage à l'aide d'un percuteur en pierre.

La matière première n'est pas homogène, c'est une rhyolite à gros grains dont la taille est encore rendue plus délicate par la présence de diaclasses soulignées par des filonnets de quartz. Ces derniers introduisent une discontinuité dans la propagation de l'onde de choc, ce qui se matérialise à la surface de l'outil par des irrégularités saillantes. C'est la cause principale qui donne son aspect rude au biface d' autant plus que le talon est conservé. Le préhistorique a pris soin d'enlever le bulbe et du même coup d'alléger un peu la pièce et donc le plan de frappe ne peut être situé avec précision. Toutefois les négatifs des enlèvements sur le bulbe font penser à un plan de frappe basilaire légèrement oblique. La partie basale de la pièce est trapue, la section plutôt triangulaire avec la présence d'une arête bien prononcée sur la face dorsale. A l'origine, l'outil était un trièdre, mais il a été aménagé ultérieurement en biface par une retaille rigoureuse et bien soignée de la partie apicale par un percuteur élastique. On peut noter que la pointe de l'apex est cassée, probablement au cours de l'utilisation, ce qui a amené le préhistorique à raviver celle-ci. L'outil fini présente une double dissymétrie opposant d'une part une face dorsale bombée d'une face ventrale plutôt plane et d'autre part une partie basilaire trapue à section triangulaire d'une partie apicale bien amincie à section ovale aplatie.

b) Le deuxième biface (Fig.15): Il est fait sur éclat de rhyolite de couleur rouge brique. C'est un biface ovalaire de forme régulière et bien équilibrée. La section est mince et symétrique, la bordure de l'éclat a été reprise sur les deux faces par des retouches fines et régulières, au percuteur tendre, qui dégage un tranchant rectiligne. Le bulbe a été emporté par un éclat ressorti à la base de la pièce. Vu la taille du biface, la technique de débitage ne peut être que "clactonienne" (débitage sur enclume). La face dorsale de l'éclat garde une grande partie de la surface naturelle du galet initial, il n'a été repris par enlèvements que sur la moitié apicale.

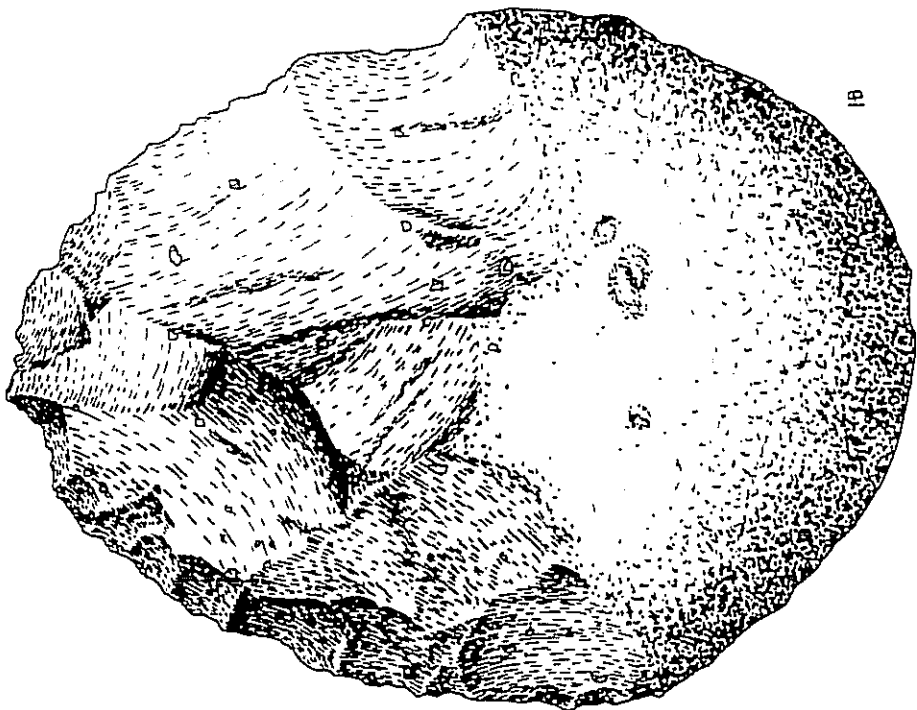
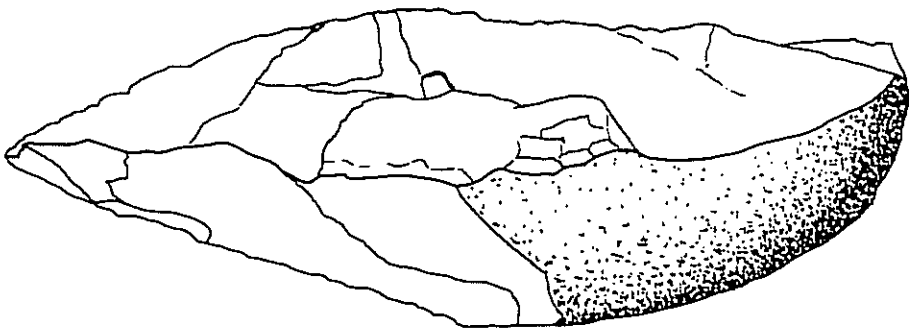
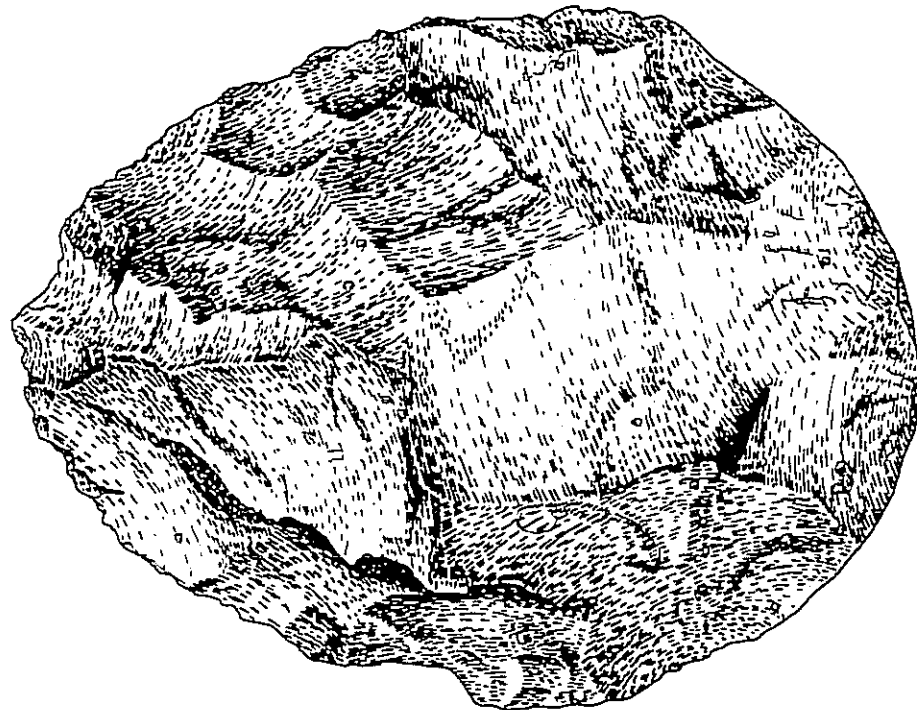
FIG. 14 BIFACE TRIEDRIQUE
série NR2



18



FIG: 15 BIFACE OVALE
de la série NR2



Industrie de la série NR3(Fig.16): Un seul hachereau en place a été trouvé au sein de cette série. Il s'agit d'un "proto-hachereau" sur rhyolite à grain moyen. Le tranchant résulte de la rencontre de la surface d'éclatement avec la surface naturelle du galet. La base de la pièce est retouchée au percuteur dur sur les deux faces, la technique de débitage est difficile à discerner, et vraisemblablement il s'agit toujours de débitage sur enclume. Pour équilibrer l'outil et affiner sa silhouette, le préhistorique a grossièrement retouché les bords de la face dorsale. Le tranchant de l'outil montre des traces d'utilisation.

Industrie de la série D3: Un hachereau et un biface ont été recueillis en surface sur la série D3.

a- Le biface(Fig.17) : Il est triédrique et de facture archaïque, fait sur un galet de rhyolite verte à grain moyen. Le talon est cortical, la section est triangulaire, la retouche est profonde et bifaciale, dégageant un tranchant sinueux sur le bord droit. Le bord gauche par contre n'est pas repris par les retouches. La face ventrale garde un encroûtement enrobant des sables grossiers riches en opaques; cet outil a été recueilli en effet sur le niveau M2, où il s'est arrêté.

b- Le hachereau(Fig.18): Il est confectionné dans une rhyolite de couleur brun foncé se débitant bien. Il est de "type III"(J.Tixier, 1967), donc obtenu à partir d'un éclat levallois. Après le débitage, le hachereau garde une bande corticale à la base et le long de tout le bord gauche. Le tranchant est oblique par rapport à l'axe de l'outil, le plan de frappe est basilaire, légèrement oblique. La face d'éclatement ne porte aucune retouche; par contre la face dorsale est retouchée finement sur le bord droit. Le confectionneur a essayé également de tirer des éclats à la base, mais ceux-ci sont chaque fois réfléchis.

Industrie de la série NR4: Deux hachereaux ont été recueillis à la surface de cette série.

a- Le premier hachereau(Fig.19), est confectionné sur un fragment de galet de rhyolite, verte à grain fin, débité sur enclume. Cet hachereau est de type I, c'est à dire que son tranchant résulte d'un seul enlèvement antérieur au débitage. Le plan de frappe est basilaire oblique, le bulbe de percussion est assez bien prononcé. Les négatifs des enlèvements montrent des conchoïdes impliquant une structure cristalline homogène. Bien que l'outil soit repris par des retouches sur les deux bords, il garde encore à la base une grande zone de la surface naturelle du galet initial. La face d'éclatement est aussi reprise par des retouches plutôt envahissantes et fines, ces retouches étant quelquefois scalariformes. L'outil fini est de forme rectangulaire, de petite taille (longueur=10,5cm) et trapu à la base, le tranchant porte des stigmates d'utilisation.

b- Le deuxième hachereau(Fig.20) est de type III, il est fait sur un éclat levallois débité sur enclume à partir d'un bloc de quartzite. Le talon est cortical, le bulbe est basilaire droit et largement conservé. L'axe de l'outil et l'axe de débitage se confondent. Le tranchant est bien large: 11cm, alors que la base est rétrécie: 8cm. Le bord gauche est finement retouché sur la face dorsale puis il a été repris par des retouches profondes sur la face d'éclatement. La pièce finie est très équilibrée; c'est l'outil le plus évolué de toute la série d'El Mceïda.

FIG:16
PROTOHACHEREAU
(série NR3)

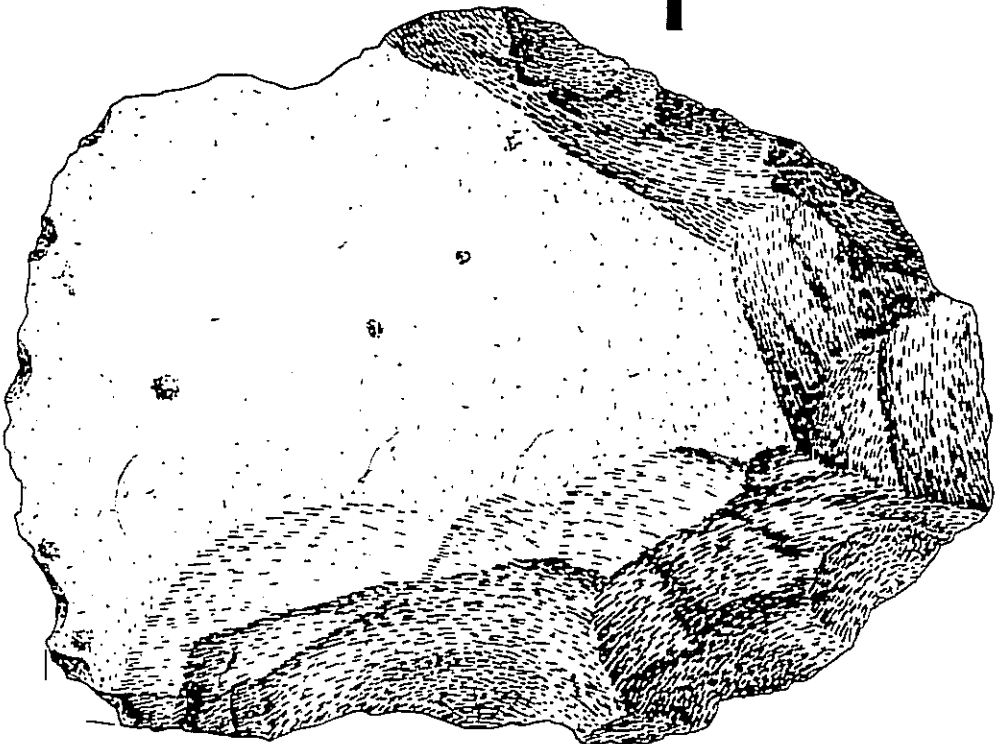
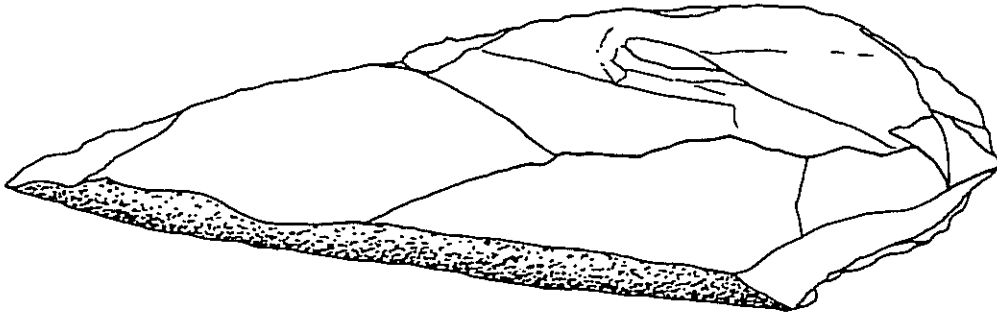
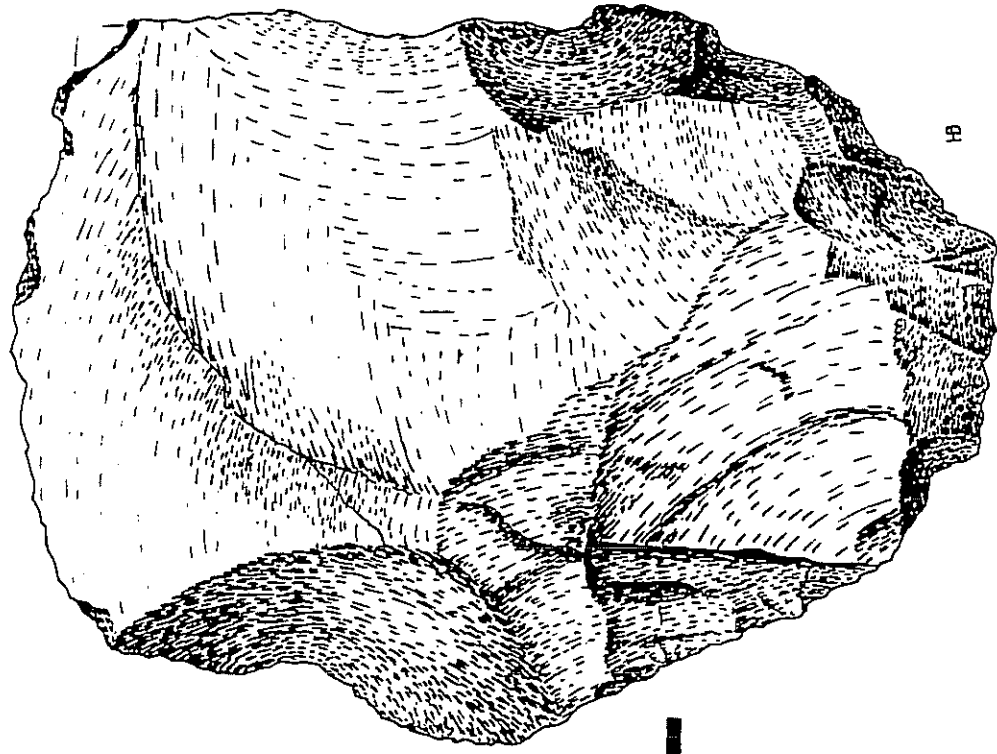
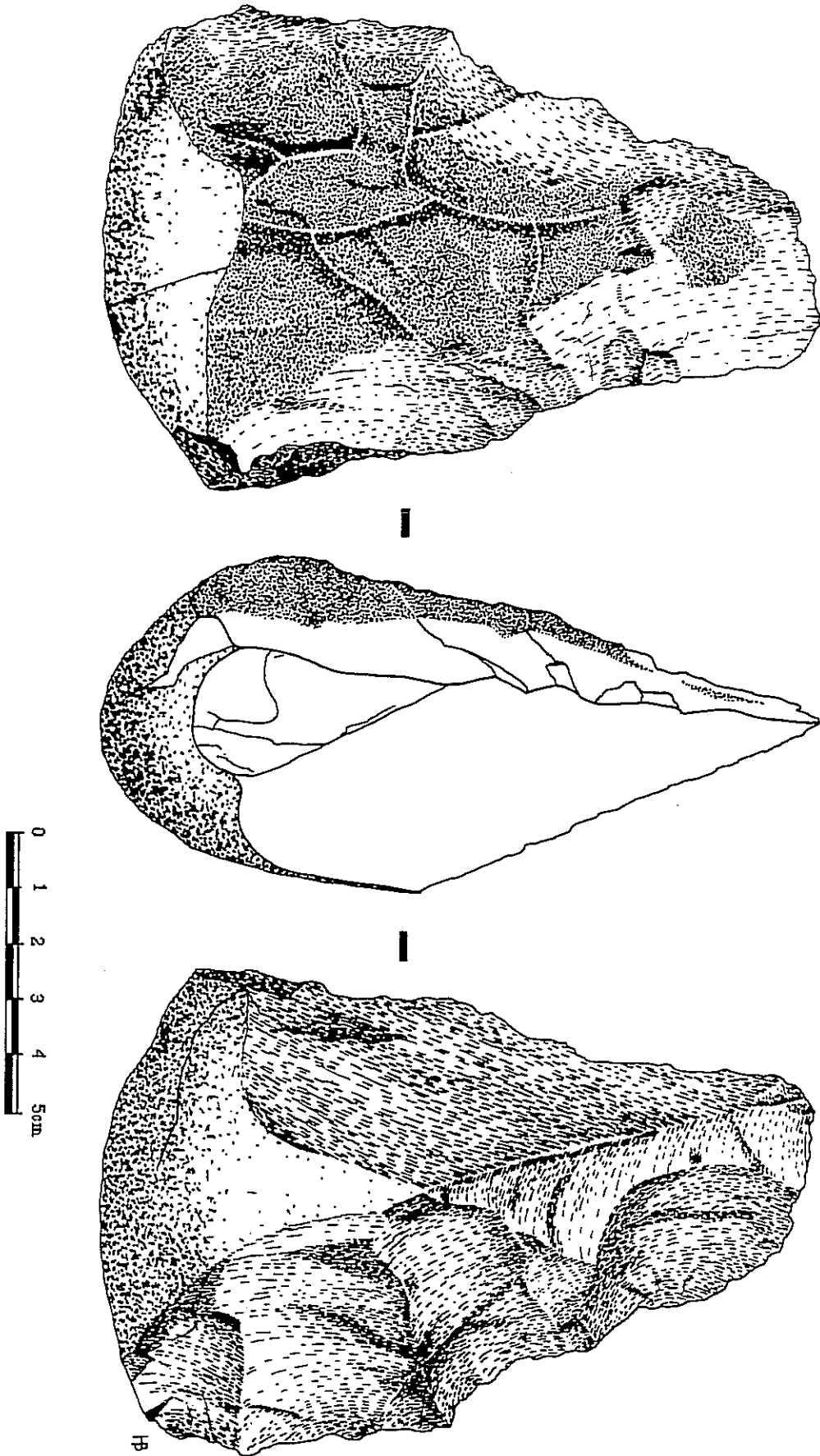


FIG. 17 BIFACE (série D3)



HACHEREAU TYPE III
série D3

FIG: 18

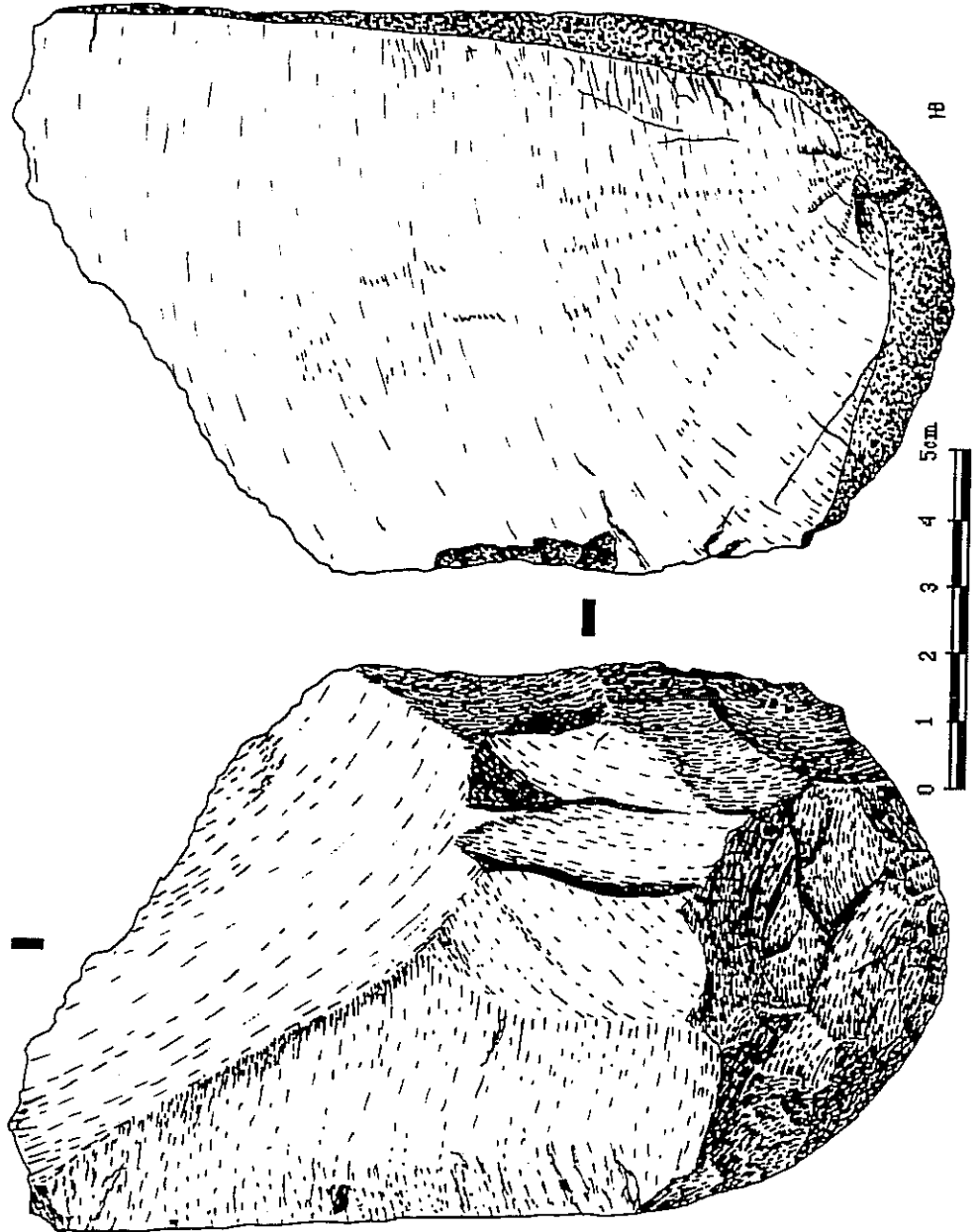
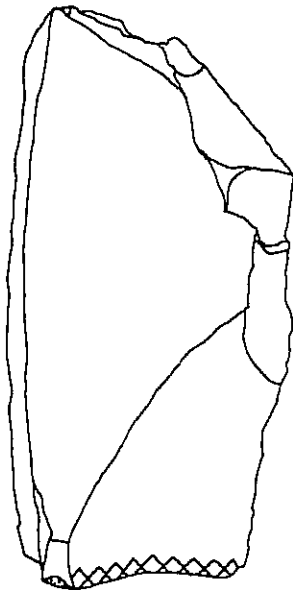
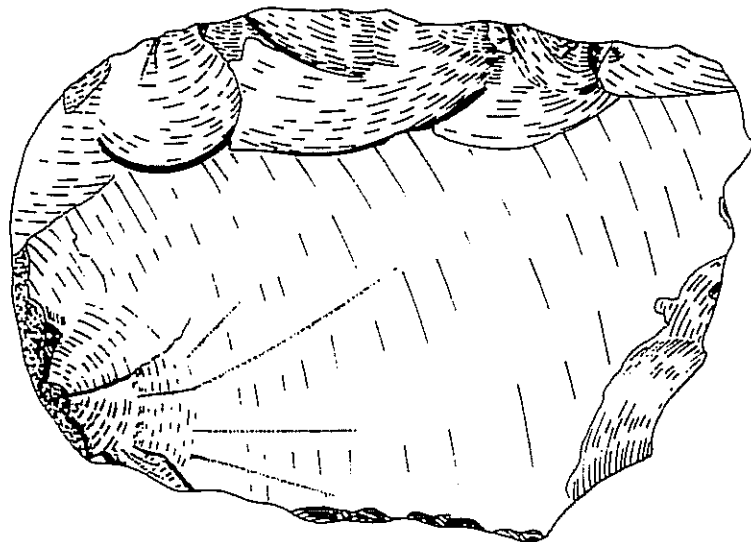
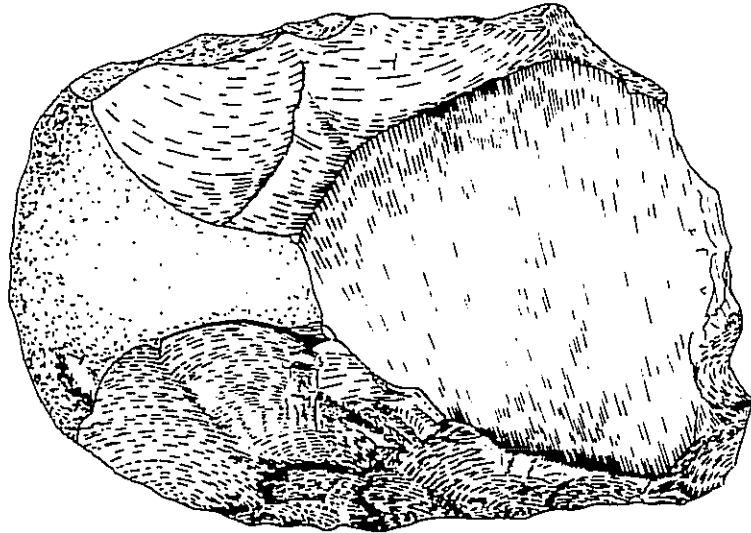


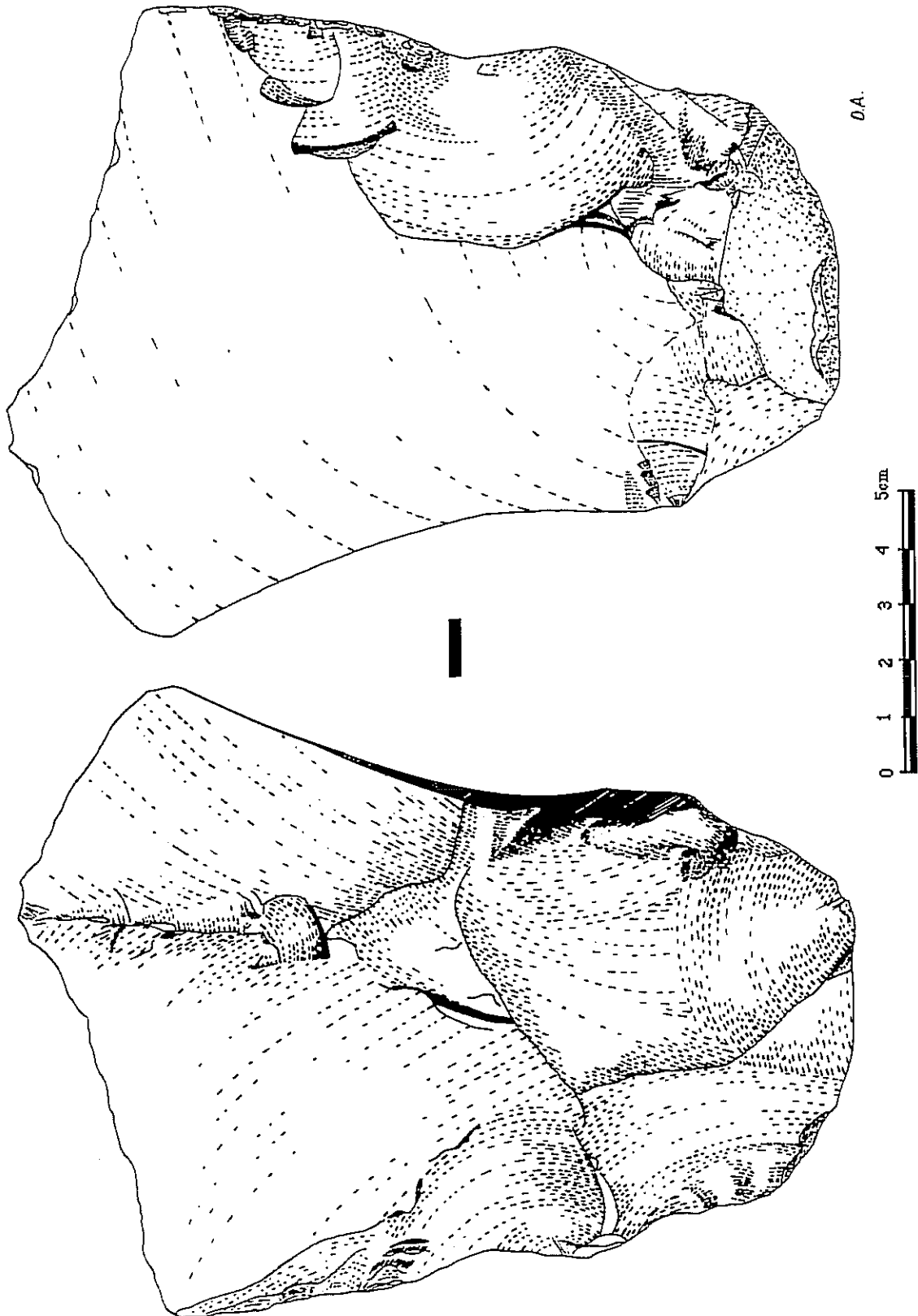
FIG. 19

HACHÉREAU
série NR4
TYPE I



OA

FIG. 20 HACHEREAU TYPE III
série NR4



IV-4-3-Le cadre chronostratigraphique d'El Mceïda:

Bien que l'appartenance de l'industrie d'El Mceïda à l'Acheuléen soit indéniable, il ne sera pas facile en partant d'un nombre aussi restreint de pièces, de l'insérer dans les stades de la classification précise de P.Biberson (1961). La simple étude typologique et technique ne permet pas d'aboutir à une classification sérieuse, et comme l'a signalé P.Biberson (1961): "les arguments fournis par l'étude technique ne peuvent être efficacement utilisés qu'en complément d'autres données archéologiques et géologiques". Donc pour étayer notre synthèse et élaborer un cadre chronologique à l'industrie préhistorique et aux séries qui la contiennent, il est plus objectif d'opérer des va-et-vient, tantôt en partant de l'étude technique de ces industries, tantôt en leur accordant de prime abord une signification paléogéographique précise. L'échelle chronostratigraphique incluant les diverses civilisations préhistoriques établie pour le Maroc par J.P.Textier et J.P. Raynal (1985) (Fig:21) nous permettra des comparaisons. Par contre, en considérant dans l'ensemble l'industrie recueillie à El Mceïda, on peut entrevoir une certaine évolution technique des industries, accompagnée d'un choix plus sélectif de la matière première. Ainsi les bifaces de NR2, les plus anciens, ainsi que le hacherau de la série NR3 ont été confectionnés sur des rhyolites à grains grossiers ou moyens se prêtant mal au débitage. En revanche l'industrie de la série NR4 est taillée sur des rhyolites à grains fins ou des quartzites dont la constitution cristalline homogène facilite le débitage. D'un point de vue technique, le proto-hachereaux de la série NR3 contraste avec les hachereaux du type III débités sur nucleus préparés de la série NR4.

IV-4-3-1- Classification:

1) - Les deux bifaces de la série NR2 ont été débités sur enclume, mais ce type de débitage a été utilisé au cours de tous les stades de la civilisation du biface et n'a donc aucune signification chronologique: "La simple reconnaissance du débitage sur enclume ne peut permettre de se prononcer de façon formelle sur l'état d'évolution atteinte par une industrie" (P.Biberson, 1961). Par contre l'utilisation du percuteur élastique est tout à fait exceptionnelle à l'Acheuléen ancien (1% de l'outillage dans le stade III). Or les deux bifaces présentent un ajustement minutieux du tranchant par le percuteur tendre. D'autre part la forme très régulière et amincie du biface ovalaire, permet d'attribuer cette industrie à l'Acheuléen moyen stade IV,V, ou VI de la classification de P.Biberson. Si l'on considère le milieu stratigraphique, ces deux bifaces ont été recueillis sur la série rouge continentale NR2 sus-jacente au dépôt de haut de plage M1. Ils ne peuvent donc appartenir qu'au stade VI, puisque ce dernier est inclus dans les dépôts continentaux qui suivent la transgression anfatienne (P.Biberson, 1961). On peut donc conclure que M1 est un dépôt en liaison avec la mer anfatienne, et que par conséquent NR2 est une couche tensiftienne. Les séries dunaires antérieures D1A et D1B se rapportent au moins à l'Amirien si non au Maârifien.

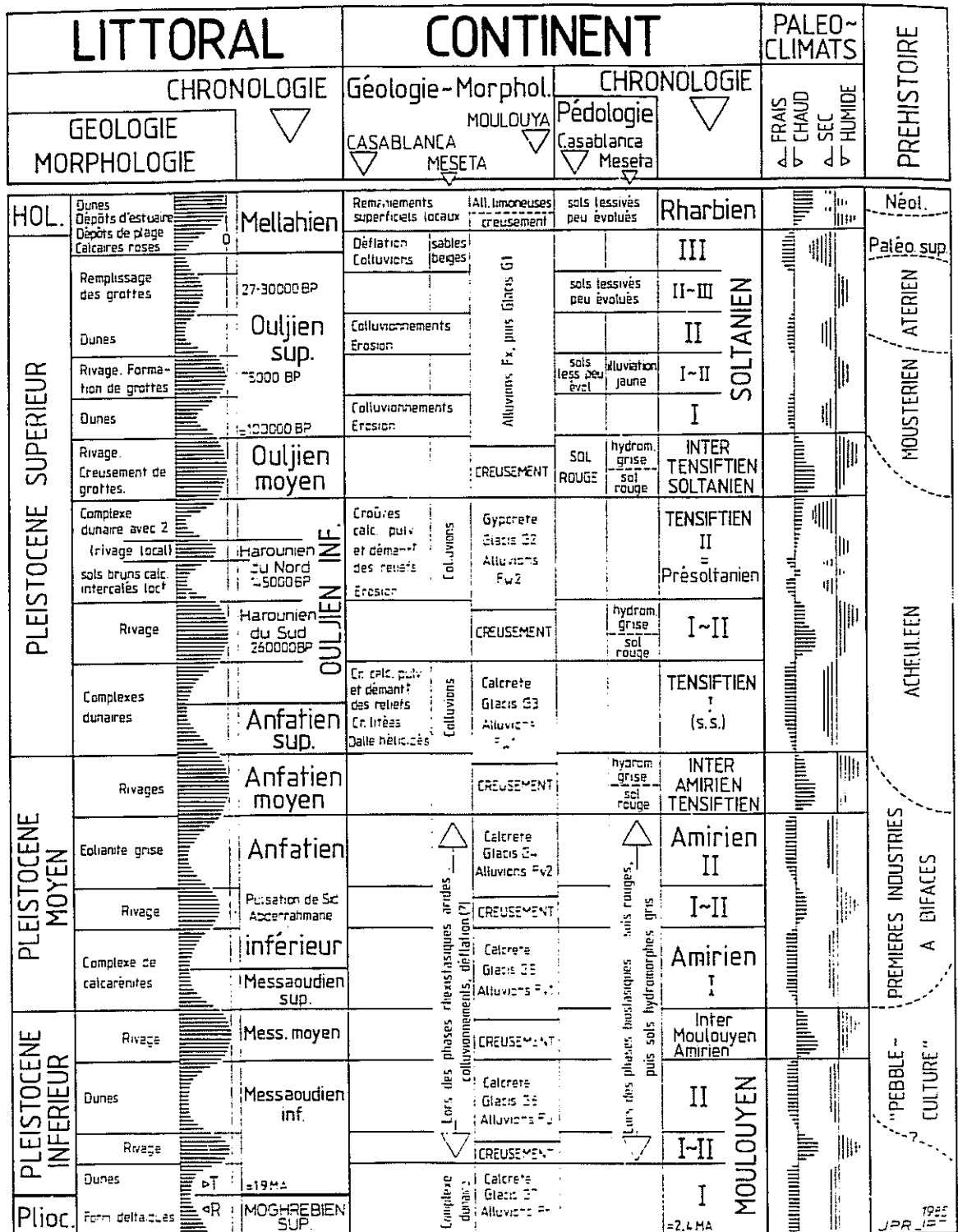


Fig. 21 : Essai de chronologie du quaternaire marin et continental marocain.

Le cadre chronologique et paléoclimatique des civilisations préhistoriques.

D'après J.P. Texier et J.P. Raynal (1985)

2)- Parmi les hachereaux trouvés dans NR4 et sur D3, deux sont de type III (J.Tixier, 1967); débités à partir de nucleus préalablement préparés. La présence d'éclats et nucleus levallois avec des hachereaux dénote un Acheuléen évolué, voir final. La dune D3 qui a fourni ces hachereaux se raccorde donc avec le Tensiftien II. La couleur blanchâtre de cette dune, due à sa richesse en poussières carbonatées pulvérulentes, est en accord avec l'âge tensiftien qui est considéré comme la période par excellence de la formation des croûtes et encroûtements calcaires. Peut être D3 correspond-elle aux calcaires pulvérulents de Sidi Abderrahmane extension qui ont fourni le stade VII de l'Acheuléen (P. Biberson, 1961).

Concernant l'industrie de D3 et NR4 on peut noter certaines remarques:

a- Le seul biface qui a été recueilli avec les hachereaux de ces séries est triédrique. La présence de cette pièce archaïque dans un Acheuléen évolué n'est pas une exception, c'est au contraire l'un des aspects habituels de l'Acheuléen marocain : "*On retrouve des pièces d'allure archaïque à tous les niveaux de l'Acheuléen marocain et, inversement des types aberrants, de morphologie évoluée, peuvent être rencontrés sporadiquement dès les stades anciens, aussi les récoltes de surface ne sont-elles d'aucune utilité pour l'établissement d'une succession précise des industries au cours du développement de la civilisation du biface.*" (P.Biberson, 1961).

b- Contrairement à l'Acheuléen évolué de Casablanca qui se caractérise par une prédominance des bifaces sur les hachereaux, on note une évolution contraire dans l'Acheuléen d'El Mceïda (un biface pour trois hachereaux). Or on sait que l'Acheuléen saharien dans ses termes les plus évolués se caractérise, à l'encontre de l'Acheuléen atlantique de Sidi Abderrahmane, par une profusion de hachereaux et une raréfaction des bifaces. Il apparaît donc que l'Acheuléen d'El Mceïda, sous toutes réserves, serait davantage saharien.

3) Sur la surface d'érosion située au-dessus de NR4, on a recueilli des éclats levallois, ce qui annonce sans doute le Moustérien qui va prévaloir au cours du Soltanien. Le paléosol NR4 serait donc plutôt un inter tensiftien-soltanien, tandis que le cordon de haut de plage M3 se corrèlerait avec la remontée ouljienne. D'ailleurs la datation au carbone 14 effectuée pour la base de ce cordon, sur des fragments de coquilles d'autruche, a donné un âge de $\geq 35\ 000$ ans B.P. (Gif : 8795). La série NR5 serait donc soltanienne; par contre le cordon M2 qui scinde les dépôts tensiftiens en deux systèmes, se raccorderait ainsi avec la remontée marine harounienne-agadirienne.

4) -Au dessus du glaciais G1 présumé soltanien on a recueilli, au droit des couloirs de déflation, une industrie moustéroïde très encroûtée, qui rappelle l'industrie levalloisienne qu'on récolte sporadiquement sur le reg du bas plateau de Tiznit et sur la marge littorale du massif d'Ifni.

- Au sein de NR6, au nord d'El Mceïda, à Baârou, on a recueilli deux pointes pédonculées atériennes sur rhyolite fluidale.

- La surface de la série NR6, quand elle est dégagée par la déflation éolienne, peut fournir, surtout à proximité de la falaise, des lamelles à dos abattus, sur silex gris, indubitablement ibéromaurusiennes.

La série NR6 correspond donc, grosso-modo, dans la chronologie continentale du Maroc, au Soltanien récent. Concernant cette série NR6, certaines présomptions impliquent qu'elle est largement postérieure à l'industrie moustéroïde. Celle-ci, très encroûtée, semble avoir reposé à la surface de ce glacis (G1) un grand laps de temps avant d'être recouverte par NR6. L'Atérien par contre est plus au moins contemporain du dépôt, ce qui nous amène à accorder à ce dernier un âge postérieur à 40 000 ans B.P. Par ailleurs, la présence de l'Ibéromaurusien à la surface indique que la série NR6 est antérieure à 7000 ans B.P. Une datation absolue sur des fragments de coquilles d'autruche, brûlés et liés à un site ibéromaurusien sur NR6 à Bourhrara, a donné un âge de $16\,670 \pm 190$ ans B.P. (Gif: 8796). Les datations sur coquilles d'autruche étant crédibles (M. Fontugne, communication orale), il y a donc de fortes probabilités pour que la série NR6 se soit déposée entre 40 000 et 16 670 ans B.P. En revanche, la série NR5 modelée en glacis encroûté est antérieure à 40 000 ans B.P.

5) - L'épandage de sable superficiel a été, à une période de son histoire, fixé par la végétation et probablement modelé en glacis. De grosses racines encroûtées, véritable système d'ancrage, peuvent être dégagées à sa surface par les vents de tempêtes. Cette série est donc remaniée et des buttes témoins, plus au moins stabilisées par des kjokkenmødding néolithiques, attestent de l'ampleur de cette reprise actuelle de la déflation.

A El Mçeïda, au dessus du Kjekkenmødding, on a recueilli quelques outils néolithiques d'une très belle facture, notamment une pointe de flèche, foliacée bifaciale, et deux belles lames retouchées en racloirs. Sur le même site on a pu reconstituer en partie un vase de céramique à fond conique de couleur rouge brique et à décor de col. Ce décor est représenté par deux séries de cannelures formant un quadrillage, réalisé par un peigne rigide. Le préhistorique a utilisé un dégraissant végétal qui a laissé, après la cuisson, de petites impressions de paille surtout à la surface externe; en revanche, sur la paroi interne du vase, le dégraissant utilisé est minéral, constitué de gros grains de quartz. D'autres tessons de céramique ont été récoltés à la surface de ces sables superficiels et montrent que l'homme néolithique s'est manifesté à El Mçeïda au cours d'une période humide pendant laquelle l'épandage de sable superficiel était fixé par la végétation. Le sable, remanié actuellement vers l'arrière pays, forme de petites nebkhas derrière les touffes d'*Ononis Natrix* et des dunes longitudinales.

IV-4-3-2- Conclusion

L'utilisation de l'industrie lithique comme élément de base d'une chronologie relative a permis d'établir un cadre chronostratigraphique pour la coupe d'El Mceïda. Les complexes dunaires du platier suspendu, ainsi que la série NR1 et le complexe D1, ont été attribués du plus ancien au plus récent aux cycles Maârifien et Amirien. Quant au dépôt de haut de plage M1, il est en relation avec la mer anfatienne, en revanche les cordons M2 et M3 se raccordent respectivement aux remontées harounienne et ouljienne. Le cordon M2 scinde les dépôts tensiftiens en deux sous-systèmes: le Tensiftien I et le Tensiftien II. Enfin, après une période de glaciplanation marquée (Soltanien ancien I), le recouvrement superficiel est attribué au Soltanien récent (Soltanien II) et au Rharbien. La falaise morte contre laquelle est plaquée la formation d'El Mceïda est maârifienne ou anté-maârifienne; dans ce dernier cas elle constituerait la prolongation de la falaise retrouvée à 55m sur la rive droite, à l'embouchure de l'oued Adoudou (Voir page: 27).

IV-5- ANALYSES SEDIMENTAIRES

IV-5-1-Introduction:

La mise en place des divers niveaux de la coupe ne peut se concevoir qu'en fonction de leur disposition par rapport à la ligne de rivage d'une part, et d'autre part en fonction du cadre climatique syn-ou post-dépositionnel.

a- La contrainte eustatique:

Le rapprochement ou l'éloignement de la ligne du rivage détermine les caractères granulométriques du matériel sableux dunaire (A.Weisrock & M.Fontugne, 1992). Ainsi, à proximité du rivage, le sable est plutôt grossier et comprend une forte contribution bioclastique. En s'éloignant de la plage, il y a une diminution graduelle de la médiane et du pourcentage des bioclastes. En revanche, l'arrondi des grains de quartz devient de plus en plus parfait.

b- La contrainte climatique:

Le climat peut influencer directement et / ou indirectement les caractères sédimentaires du dépôt dunaire initial :

- Sous climat chaud et humide, la mise en place de la végétation induit une pédogenèse plus ou moins intense. En fonction du temps, cela se matérialise généralement par une augmentation du taux d'argile, la disparition des structures dunaires initiales et une abondance des coquilles continentales (*Helix*) dispersées et/ou brisées. Si le climat est suffisamment contrasté, on assiste à une rubéfaction du sédiment. Par contre, un climat sec avec une prédominance des vents se traduit par un dépôt bien stratifié et des sables bien classés à grains de quartz propre, il y a alors des lits d'*Helix* concentrés (thanatocoénoses). Ces caractères peuvent se rencontrer dans les dépôts littoraux car le rapprochement de la ligne du rivage accentue le phénomène de l'aridité à cause des vents violents.

IV-5-2- Précisions méthodologiques préliminaires:

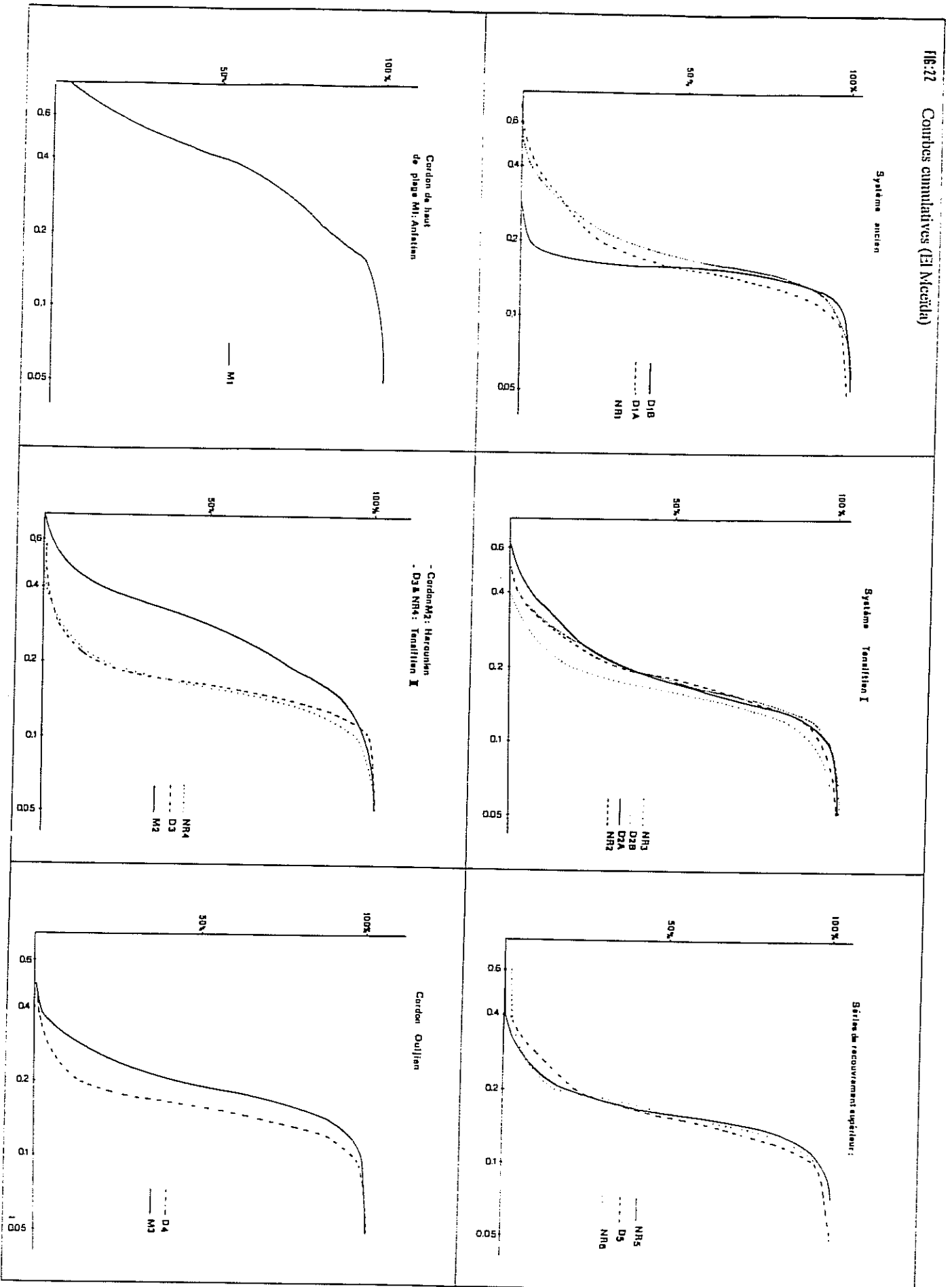
Granulométrie: Le tamisage est effectué sur le matériel sableux décalcifié, les courbes cumulatives sont établies (Fig:22) et les divers indices granulométriques sont calculés (Tableau :4).

Tableau:4 INDICES GRANULOMETRIQUES (EL MCEIDA)

Séries	Q1(mm)	Q2(mm)	Md(mm)	S0	Mc(Ø)	SKc(Ø)	σ (Ø)
D5	0,190	0,130	0,158	1,20	2,59	0,240	0,479
NR6	0,190	0,140	0,165	1,16	2,62	0,032	0,378
NR5	0,185	0,140	0,160	1,14	2,63	-0,087	0,356
D4	0,185	0,137	0,160	1,16	2,65	-0,022	0,362
M3	0,240	0,165	0,190	1,20	2,33	-0,179	0,439
NR4	0,185	0,135	0,158	1,17	2,64	-0,090	0,425
D3	0,182	0,140	0,162	1,14	2,63	-0,060	0,350
M2	0,370	0,190	0,290	1,39	1,89	0,218	0,660
NR3	0,185	0,134	0,160	1,17	2,64	0,008	0,465
D2B	0,235	0,148	0,175	1,26	2,42	-0,240	0,509
D2A	0,230	0,142	0,170	1,27	2,42	-0,330	0,590
NR2	0,225	0,145	0,178	1,24	2,43	-0,131	0,527
M1	0,560	0,260	0,410	1,46	1,39	0,185	0,767
D1B	0,165	0,148	0,160	1,05	2,67	0,354	0,164
D1A	0,195	0,140	0,160	1,18	2,50	-0,404	0,526
NR1	0,220	0,150	0,170	1,21	2,44	-0,319	0,482

La morphoscopie : Elle a été effectuée sur la fraction 250µm, pour toutes les séries de la coupe, préalablement décalcifiées. L'observation de l'aspect externe des grains de quartz permet de reconnaître les quatre catégories classiques, à savoir : les quartz ronds mats (R.M), les émoussés picotés (E.P), les émoussés luisants (E.L), et les non usés (N.U). Une cinquième catégorie de grains est représentée par des émoussés ou des arrondis qui montrent une ou plusieurs facettes luisantes fraîches. Dans certains cas, ces facettes sont de nouveau légèrement picotées; ne pouvant donc pas être classées parmi les quatre premières catégories, on a classés ces grains dans une nouvelle catégorie nommée les émoussés cassés (E.C). En réalité il s'agit de grains qui ont subi plusieurs remaniements: à l'origine éolisés, ils ont été cassés lors d'un transport aqueux(mer ou oued). Le pourcentage de cette fraction particulière de quartz est assez régulier pour toutes les séries de la coupe : il varie de 28% à 34% (Tableau :5).

Fig. 22 Courbes cumulatives (El Mceïda)



On ne va pas tenir en considération cette fraction remaniée dont le pourcentage constant ne va pas influencer nos interprétations.

TABLEAU: 5 RESULTAT DE L' ANALYSE MORPHOSCOPIQUE (EL MCEIDA)

Séries	% R.M	% E.P	% E.L	% N.U	% E.C
D5	10	47	10	03	30
NR6	10	42	14	02	31
NR5	11	26	25	10	28
D4	12	26	23	10	29
M3	08	24	28	10	30
NR4	17	38	14	03	28
D3	14	24	27	07	29
M2	09	19	29	10	33
NR3	15	30	21	02	32
D2B	13	18	27	10	32
D2A	16	20	21	09	34
NR2	20	32	14	04	30
M1	04	08	36	20	32
D1B	15	22	18	07	32
D1A	14	33	16	05	32
NR1	12	36	16	06	29

IV-5-3- Réflexion sur la signification des séries roses (NR) et des bancs durcis

- **Les bancs compacts (M1,M2,M3):** Les valeurs des analyses sédimentaires effectuées pour ces bancs se détachent nettement de celles des autres séries. Sur la représentation récapitulative de l'ensemble des analyses (figure 23) on perçoit facilement les anomalies positives introduites chaque fois par ces bancs durcis notamment une forte médiane, un taux élevé en Ca CO₃ et un pourcentage notable en sable grossier. Les valeurs calculées sont plus accusées pour le banc M1 que pour M2 et M3. Par ailleurs, le matériel de la série M1 présente le maximum de grains non éolisés avec 36% d'émoussés luisants et 20% de non usés. Le matériel des bancs M2 et M3 est éolisé mais garde encore un bon pourcentage d'émoussés luisants. Par l'ensemble de leurs caractères sédimentaires, les bancs compacts M1, M2 et M3 sont à rattacher à une zone nourricière (rivage) proche. Ce sont donc des dépôts dunaires de cordons de haut de plage.

Séries	INDUSTRIE	CHRONOLOGIE		FACIES	PROCESSUS MORPHOLOGIQUES	
		Continentale	Marine			
Basse falaise actuelle F5						
Système post-Ouljien	D5	Néolithique	RHARBIE	MELLAHIE	MANTEAU EOLIEN DUNE FIXEE [Racines]	DEFLATION FIXATION FALISE F4 (érosion)
	NR6	16 670 ans B.P. Théromaurusienne Aterienne	SOLTANIE		SOL ROUGE COLLUVIONNE	PEDOGENESE ET REMANIEMENT
Moustéroïde						
Système Anafatien et Tensiftien	NR5				SOL ROUGE	PEDOGENESE
	D4				DUNE	
	M3				CORDON DE HAUT DE PLAGE	FALISE F3 (érosion)
	NR4	Eclats levallois Acheuléen évolué	INTER TENSIFTIE SOLTANIE	OULJIE	SOL ROUGE	
	D3	Acheuléen évolué	TENSIFTIE II		Dune calcaire, blanche et pulvérulente	PEDOGENESE ENCROUTEMENT
	M2			HAROUNIE	CORDON DE HAUT DE PLAGE	DUNE FALISE F2 (érosion)
	NR3	Acheuléen	INTER TENSIFTIE I TENSIFTIE II		SOL ROUGE	PEDOGENESE
	D2		TENSIFTIE I		DUNE	
	NR2	Acheuléen moyen Stade VI	TENSIFTIE I		SOL ROUGE	PEDOGENESE
	M1			ANFATIE	CORDON DE HAUT DE PLAGE	FALISE F1 (érosion)
	Glacis d'érosion					
Système anté-anafatien	D1B		COMPLEXE AMIRIE ?		DUNE	
	D1A				DUNE	
	NR1				SOL ROUGE	PEDOGENESE ET REMANIEMENT

TABLEAU N°: 6

INTERPRETATION CHRONO-MORPHO-STRATIGRAPHIQUE
DE LA COUPE D'EL MCEIDA

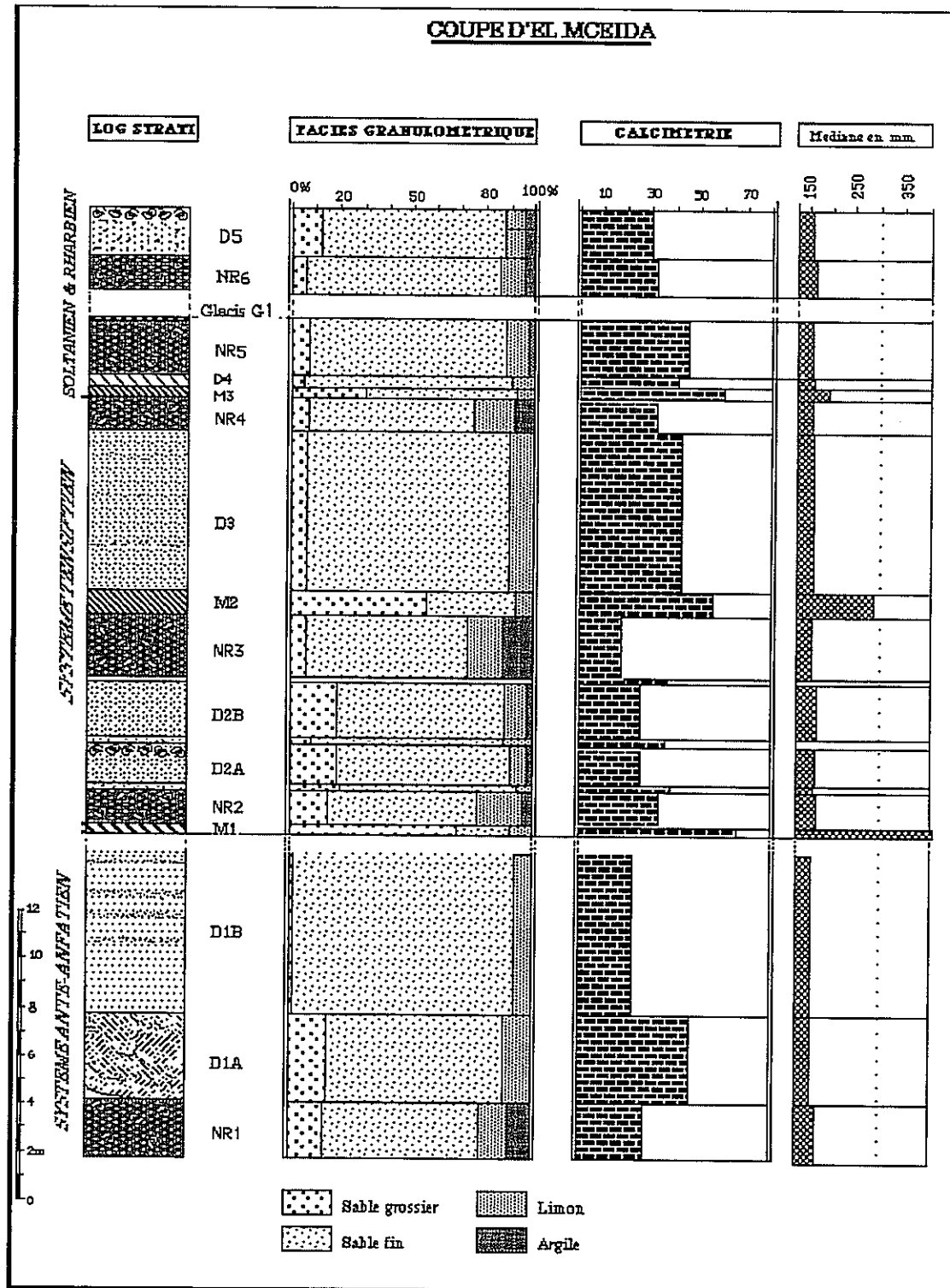


FIG:23 ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE LA COUPE D'EL MCEIDA

- **Les séries roses (NR):** Au premier abord on peut assimiler les niveaux roses à des périodes de non alimentation en sable pendant lesquelles le matériel dunaire en place a le temps nécessaire pour se transformer sans qu'il y' ait de changement climatique notable. Ces niveaux roses traduisent donc de grandes périodes d'évolution post-dépositionnelle. Dans une deuxième hypothèse, ces niveaux peuvent avoir une signification climatique quand elles traduisent des périodes de pédogenèse intense. Donc, des périodes de climat agressif "chaud et humide " favorable à la rubéfaction du matériel dunaire initial. Ces niveaux roses peuvent également résulter de l'effet cumulé de ces deux premières conditions c'est à dire des périodes d'arrêt de sédimentation pendant les quelles le climat est favorable à la pédogenèse. A priori, ces périodes de non alimentation en sable se parallélisent avec les phases régressives quand le trait de rivage est ramené loin à l'Ouest. La ligne bathymétrique de -50m se situe actuellement à 7km de la côte, le déplacement de sable sur cette distance ne peut se concevoir que sous des conditions de sécheresse car le sable peut être fixé, même par une végétation herbacée de steppe. Si ce schéma est à première vue logique, certains problèmes surgissent quand on considère la situation de certaines de ces séries roses dans la stratigraphie, notamment NR3 et NR4 qui précèdent les bancs M2 et M3 corrélatifs d'un rapprochement du rivage. Or comme c'est le cas actuellement, le stock sédimentaire mis à la disposition de la déflation éolienne (alizé) est réduit puisque même à marée basse la mer ne dégage pas d'estran capable de fournir du matériel mobilisable. Si cette situation s'est reproduite dans le passé, certaines des séries rose peuvent indiquer des maximum transgressifs, et dans ce cas, une falaise élevée vive impose son rôle de barrière continuellement battue par la mer.

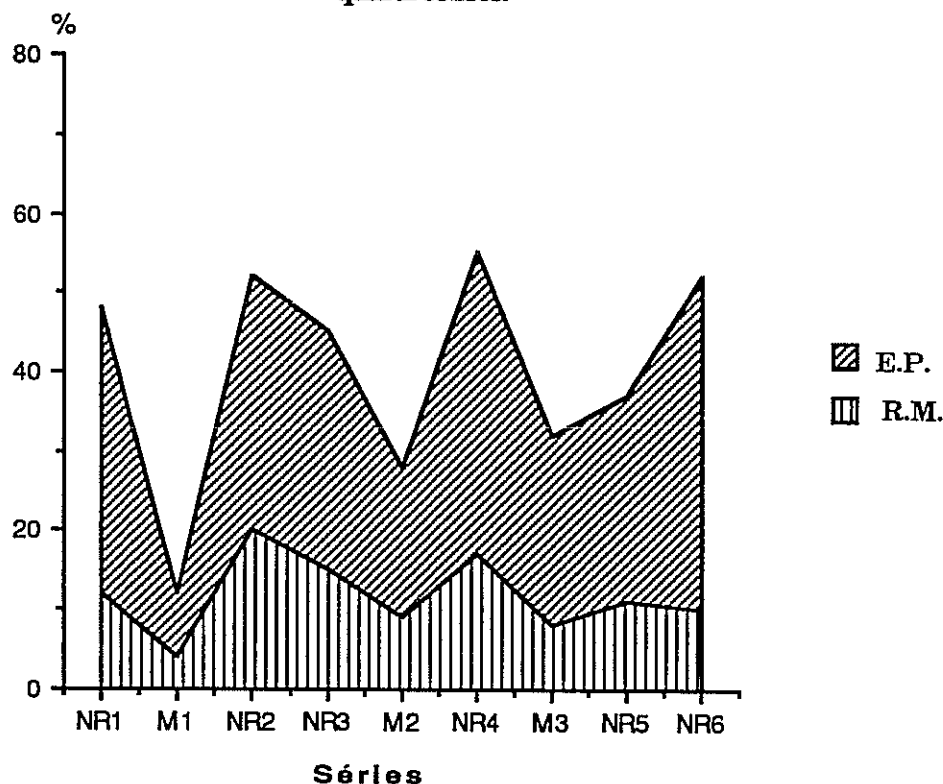
- Y' a-t-il donc un lien automatique entre niveau rose et niveau marin régressif ou non ?

- D'après l'analyse morphoscopique, on remarque que les séries roses présentent le maximum de grains éolisés, le pourcentage des ronds mats et des émoussés picotés varie de 48% à 52%. Pour ces séries on peut attribuer le fort pourcentage des émoussés picotés à un remaniement sur place ; par contre l'acquisition d'un arrondi parfait ne peut s'expliquer que par un long transport. Par conséquent on en conclut que le matériel dunaire initial sur lequel se sont élaborés les sols rubéfiés s'est déposé au cours des régressions, quand le trait de rivage était relativement lointain. Pour mieux suivre l'évolution morphoscopique des diverses séries et pour traduire les résultats en terme de régression - transgression on a établi la représentation graphique (Fig. 24) qui prend seulement en considération la fluctuation des grains éolisés.

Il convient dès lors de faire la différenciation stratigraphique suivante, afin de distinguer d'une part les niveaux roses délimités à la base et au sommet par des surfaces d'érosion, par exemple (NR1 et NR2), et d'autre part les niveaux roses qui représentent le sommet de dunes affectées par la pédogenèse par exemple (NR3 et NR4). Dans ce dernier cas, le passage des dunes aux formations roses sus-jacentes se fait de façon progressive avec un enrichissement en limons, en

argiles et en coquilles d'*Helix*; quant à la couleur elle devient de plus en plus rubéfiée. Ces deux paléosols NR3 et NR4 présentent au sommet une surface d'érosion sur la quelle viennent se mettre respectivement en place en discordance, M2 et M3.

Fig. 24 Fluctuation du pourcentage des quartz éolisés.



**a- Les niveaux rubéfiés délimités à la base et au sommet par des discontinuités
NR1 et NR2:**

Isolés des autres séries par des discontinuités sédimentaires, il est difficile de déterminer stratigraphiquement leur signification eustatique. Par contre la composition morphoscopique des grains de quartz, la médiane faible à $170\mu\text{m}$ et $178\mu\text{m}$ respectivement pour NR1 et NR2 et la pollution par l'argile montrent que le dépôt a lieu alors que la ligne du rivage est encore éloignée. On ne peut pas préciser si ces séries roses NR1 et NR2 correspondent à des maximums régressifs ou à des phases humides probablement lors de stationnements marins en milieu de cycle.

Les discontinuités peuvent en effet correspondre à des phases d'érosion majeures qui peuvent faire disparaître une plus au moins grande partie d'un cycle. Aussi, la reconstitution de l'histoire morphodynamique et eustatique que nous allons développer n'est qu'un essai schématique et très caricatural de l'histoire réelle; bien des lacunes sont à envisager.

**b- Les séries rubéfiées qui correspondent à des sols terminaux superficiels
NR3 et NR4:**

Chacune de ces séries est tronquée avant d'être recouverte par un banc de sable grossier bioclastique et compact que nous avons interprété comme cordon de haut de plage. Il semblerait que lors de la mise en place du banc M1, la côte était basse. Après la régression ultérieure, la falaise côtière commence à fonctionner et à imposer son rôle de barrière contre la progression des dunes vers l'intérieur. On doit donc tenir en considération cet élément nouveau qui aura une traduction, entre autres, dans la granulométrie des séries rubéfiées NR3 et NR4. En effet celles-ci contiennent beaucoup moins de fraction grossière que les séries NR1 et NR2. De même, on remarque une diminution relative de la médiane par rapport à NR1 et NR2.

En réalité on doit distinguer la phase de la mise en place du dépôt de la phase de pédogenèse. Ainsi les dunes D3 et D4 qui constituent le fonds minéralogique à l'élaboration de NR3 et de NR4 se sont mises en place au cours de régressions. La fréquence des apports diminue progressivement avec l'éloignement de la mer, cela permet à la pédogenèse d'avoir le temps nécessaire pour imprimer sur le matériel une évolution nouvelle. Ces sols continuent d'évoluer au cours du cycle transgressif suivant, la fréquence des apports reste faible en raison de la présence d'une falaise que les sables ne franchissent que lorsque la mer est bien proche. Il y a alors mise en place directe des bancs durcis à matériel grossier bioclastique. Les sols ne présentent pas la même intensité de rubéfaction, celle-ci étant en rapport avec le temps de la pédogenèse, son intensité et la fréquence des apports. Ceci montre que les niveaux rouges sont plutôt régressifs, puisque le sable ne peut guère se plaquer contre la falaise, ou la dépasser, que lorsque la mer est proche.

IV-5-4- Reconstitution paléogéographique:

Dans l'objectif d'une interprétation en termes paléoclimatique et eustatique, il est nécessaire de faire conjuguer l'ensemble des caractéristiques sédimentaires pour chaque série.

* **Le système anté-anfatien:** Ce système n'apparaît pas sur toute sa hauteur ; sur la coupe juste les séries au-dessus du platier sont analysées.

1) Caractéristiques sédimentaires:

NR1: - La courbe cumulative est éolienne, bien redressée, le matériel sableux est bien classé, le tri est parfait; la médiane est faible: 170 μm , et les grains de quartz éolisés représentent 48%. La coloration rose et l'apport de l'argile, qui est de 10%, est à mettre au profit d'une pédogenèse rubéfiante qui a affecté le matériel dunaire initial au fur et à mesure de son dépôt. Ce paléosol a subi ultérieurement un remaniement par l'eau et régularise, de ce fait, la topographie sous jacente. Cela se matérialise par la fluctuation de l'épaisseur et par l'homogénéisation de la couleur sur toute la hauteur de la série. Par ailleurs, les moules internes d'*Helix* sont répartis dans la trame du sédiment. Les discontinuités sédimentaires ne permettent pas de relier

directement ce paléosol aux séries directement sus et sous jacentes. En effet, ces discontinuités témoignent soit d'un arrêt de sédimentation (lacune) soit d'un hiatus sédimentaire. Dans ce dernier cas, le dépôt peut bien avoir lieu et être érodé ultérieurement sans laisser de traces. Notons que cette série peut présenter des collapsés structures, ce qui implique probablement la proximité d'une pente.

D1A: Elle se caractérise par sa composition bioclastique et par sa stratification entrecroisée nette. Par ailleurs le matériel sableux est propre, non pollué par l'argile, impliquant un climat sec et venteux. Ceci est encore confirmé par le pourcentage des grains éolisés : 47% de grains ronds mats et d'émoussés picotés. En dépit d'une médiane faible de 160 μm , la courbe cumulative est mois bien classée que pour NR1 ; ceci est dû à la contribution des bioclastes marins dans la fraction grossière. La présence de ces bioclastes explique le fort pourcentage de Ca CO_3 , qui est de 58,24 %.

D1B: Le faciès granulométrique est dominé par les sables fins, le matériel est très bien classé, le tri est bon, la médiane est faible, de 160 μm , le Ca CO_3 chute et n'atteint plus que de 20%, les grains éolisés donnent un taux de 43%.

2) Interprétations: Le matériel varie fort peu. Cependant, on observe les variations suivantes:

- La série NR1: Après la mise en place du platier suspendu qui est probablement d'âge Maârifien, des dépôts dunaires dont les caractéristiques sédimentaires les raccordent avec une zone nourricière assez lointaine se sont mis en place et subissent au fur et à mesure une pédogenèse rubéfiante sous un climat chaud et humide. La série NR1 est un paléosol développé sur un matériel dunaire de régression au cours d'une période marquée par une nette humidification. Ce qui se manifeste par le remaniement de cette série par l'eau, et quelquefois par des collapsés structures ; la série NR1 est donc allochtone.

- Après une discontinuité sédimentaire (joint de stratification), il y a la mise en place de la série D1A. Celle-ci voit un rapprochement du rivage par rapport à sa situation précédente, comme le montre la constitution bioclastique de cette série. Par contre, le matériel propre et la stratification entrecroisée nette indique pour cette série un climat sec et venteux. D1A correspond donc à une pulsation transgressive au cours d'une période sèche et venteuse.

- La série D1B montre à nouveau des dépôts régressifs, la mer s'étant retirée probablement plus loin que lors du dépôt de NR1. La présence de lits plus grossiers au sein du dépôt peut être attribuée soit à des apports de vents puissants, soit à une déflation qui affecte le matériel en place et qui soustrait du système les particules fines facilement mobilisables. D1B annonce donc l'amorce d'une régression toujours au cours d'une période sèche et venteuse.

3) Conclusion: La première série NR1 qui se dépose au dessus du platier suspendu accuse les caractéristiques d'une série régressive, celle-ci se pédogenise au fur et à mesure du dépôt au cours d'une période humide et finit par être remaniée par l'eau. Un changement climatique s'opère avec le dépôt de D1A: le climat devient sec et venteux et on perçoit dans le sédiment l'amorce d'une transgression. Par la suite, la série D1B se dépose dans une ambiance de sécheresse et de vent fort, mais contrairement à D1A, elle se raccorde avec une nouvelle phase de régression.

*** Le cordon anfatien :M1**

1) Caractéristiques sédimentaires: La courbe cumulative n'est plus caractéristique d'un dépôt éolien. Le sable est mal classé et le tri est moyen. La médiane est très élevée: $410\mu\text{m}$, le taux de Ca CO₃ est de 65,65%, impliquant une forte contribution bioclastique. Enfin, la morphoscopie des quartz montre une dominance des émoussés luisants (36%) et de non usés (20%); quant aux ronds mats, ils ne représentent que 4%.

2) Interprétations: Le matériel de M1 présente beaucoup plus les caractéristiques granulométriques d'une plage que celles d'un cordon. Cependant sur le terrain, nous avons suivi en vain ce banc de sable à la recherche de galets, de graviers ou de coquilles marines, éléments plus déterminants des dépôts de plage. En l'absence de ces éléments, les caractéristiques granulométriques ne permettent pas de confirmer sans risque l'attribution de ce dépôt à une plage. On est donc réduit à des arguments morphologiques. En effet, sachant qu'on est dans la proximité d'une falaise morte, si M1 était déposé par l'océan, les dépôts sus jacents devraient contenir des éléments grossiers provenant de la destruction du front de cette falaise. Or, ce n'est pas le cas et, par conséquent, le dépôt M1 est dunaire, en liaison avec la plage anfatienne très proche.

*** Le Tensiftien I:**

1) Caractéristiques sédimentaires:

NR2: C'est une série rose dont les caractéristiques des sables impliquent une zone nourricière lointaine. La médiane est faible: $178\mu\text{m}$; les courbes cumulatives bien redressées accusent un transport éolien. Le pourcentage des quartz éolisés est élevé : 20% de ronds mats et 32% d'émoussés picotés. Par rapport à toutes les séries roses de la coupe, NR2 contient 30% de grains rubéfiés, le maximum pour toutes les séries roses.

D2A: Elle débute par un banc compact, D2Abase, qui se caractérise par un taux élevé de Ca : 38%; la courbe cumulative est éolienne, les sables sont bien classés, le tri est bon. La médiane est faible: $170\mu\text{m}$, les quartz éolisés reculent par rapport à NR2 avec 16% de ronds mats et 20% d'émoussés picotés.

Au sommet, la série D2A est moins compacte car elle contient moins de Ca CO_3 , dont le taux baisse à 25,4%. La composition granulométrique comporte des traces d'argile; la médiane est de $175 \mu\text{m}$. Les émousés luisants enregistrent une nette augmentation: 27%, alors que les ronds mats reculent à 13%.

D2B: Ses caractéristiques sédimentaire sont les même que D2A, Cette série représente le support minéral à l'élaboration du sol sus-jacent NR3.

NR3: dérive de la série D2B par une rubéfaction progressive et un enrichissement en argile (12%) et limons (14%) au détriment des sables grossiers. C'est donc un sol qui coiffe le deuxième système dunaire. Le matériel sableux est très bien classé, la médiane est faible: $160 \mu\text{m}$, le taux de CaCO_3 est de 17%.

2) Interprétations: Le dépôt NR2 se corrèle avec une régression, la mer s'est retirée au moins à 7 km vers le large. La contamination du dépôt par les argiles et les limons, la présence de coquilles d'*Helix*, le fort pourcentage des rubéfiés témoignent d'une longue période de pédogenèse sous climat contrasté chaud et humide.

Par rapport à NR2, la série D2A, par l'enrichissement en sable grossier, témoigne soit d'un rapprochement du rivage soit d'un épisode climatique sec marqué par une recrudescence des vents. Plusieurs arguments montrent qu'il s'agit là plutôt d'une pulsation positive:

De D2A base à D2A sommet, le sédiment enregistre une diminution des ronds mats de 16% à 13% et une nette augmentation des émousés luisants respectivement de 21% à 27%. En revanche, la médiane qui était de $170 \mu\text{m}$ en D2A base augmente à $175 \mu\text{m}$ en D2A sommet. D'autre part l'absence de stratification dans le matériel et le faible pourcentage du Ca CO_3 impliquent probablement un climat relativement humide. Le dépôt paraît être rapide et ne permet pas une pédogenèse du matériel, néanmoins on peut remarquer dans le faciès granulométrique des traces d'argiles.

D2B présente les même caractéristiques granulométriques et morphoscopique que D2A. Il s'agit donc du même type de dépôt et par conséquent il traduit la même situation eustatique qu'en D2A. Mais vers le sommet, cette série s'enrichit en argile et on passe verticalement progressivement à NR3.

En dépit d'une diminution sensible de la médiane à $160 \mu\text{m}$ en NR3, la morphoscopie montre le même taux de ronds mats et d'émousés luisants que D2B. A priori on corrèle la mise en place du matériel avec une phase de stationnement marin. Mais d'autres considérations mènent à conclure en faveur d'une régression, et dans ce cas, la baisse de la médiane implique un éloignement du rivage. Cela se traduit également par la baisse du pourcentage de sables grossiers. Pourquoi ne voit-on pas une augmentation du pourcentage des quartz ronds mats?

- On peut répondre à cette question si on met en relief l'action d'un changement climatique marqué par un regain d'humidité. Ce qui va avoir des répercussions sur la composition granulométrique et sur la morphoscopie. D'une part le déplacement des sables sera contrecarré

par le développement de la végétation et les grains les plus grossiers seront plus facilement piégés, en particulier les bioclastes, d'autre part l'arrondi des grains sera plus difficilement acquis. Ce paléosol NR3 est une série condensée qui va évoluer au cours de tout le cycle transgressif ultérieur. La remontée marine soustrait de plus en plus les zones pourvoyeuses du matériel à la déflation éolienne. Les apports ralentissent au fur et à mesure de la remontée et ont de plus en plus le temps de se transformer sous l'action de la pédogenèse, c'est ce qui explique la couleur de plus en plus foncée vers le sommet.

La présence de l'industrie acheuléenne au sein de la série NR2 n'implique pas forcément un rivage proche, mais plutôt un épisode climatique humide et probablement une côte basse.

3) Conclusion : Après la régression enregistrée en NR2 au cours d'une phase humide, une nouvelle amorce de transgression est perçue dans la série D2A base et D2A sommet. Par ailleurs, D2B marque le maximum de la pulsation et le début d'une nouvelle régression. Les apports ralentissent au fur et à mesure et on assiste à la mise en place du matériel NR3, paléosol qui va évoluer au cours de tout le cycle transgressif suivant sous un climat humide.

On peut noter que ce premier système tensiftien ne présente pas d'encroûtement calcaire, cela a été également signalé pour la Meséta par P.Biberson (1961), qui a écrit à ce sujet : "On ne peut guère lui (Tensiftien I) reconnaître que des accumulations dunaires ou de minimes comblements par les sédiments remaniés dérivant de ces mêmes formations. Peut-être faut-il lui attribuer certains dépôts calcaires, mais les encroûtements généralisés qui intéressent fréquemment ses formations propres sont très probablement postérieurs."

*** Le cordon Harounien M2:**

1) Caractéristiques sédimentaires:

Les caractéristiques sédimentaires reflètent celles d'une dune de haut de plage. Ainsi la médiane est élevée: $290\mu\text{m}$, le sable est mal classé, le tri est moyen; les émoussés luisants et les non usés représentent 37% des grains de quartz contre 28% d'éolisés. Par ailleurs, le dépôt dunaire est stratifié, sans contamination par les argiles, les grains de quartz sont propres.

2) Interprétation: La série M2 correspond à un matériel de cordon de "haut de plage" qui s'est mis en place probablement à l'amorce de la régression. En effet, le haut niveau marin Harounien est resté bien plus bas que le niveau anfatien. On n'a donc probablement plus de plage basse comme à l'Anfatien mais c'est une côte à falaises qui a commencé à fonctionner : la falaise vive harounienne se situe sûrement un peu à l'extérieur de la falaise actuelle. Le maximum de la transgression réduit les zones pourvoyeuses en matériel sableux, c'est pourquoi il est plus logique de faire correspondre le sol rose NR3 avec le maximum de la transgression, quand les apports sont presque nuls. Le sable grossier de M2 ne se met en place qu'à l'amorce de la régression, quand la mer découvre de nouveau la partie proximale de l'estran. L'épaisseur très

faible du dépôt M2 confirme la présence d'une falaise qui ne laisse pas passer les sables ou empêche leur dépôt.

*** Le Tensiftien II:**

1) Caractéristiques sédimentaires:

D3 : Le faciès granulométrique est dominé par les sables fins, la médiane est faible: $162\mu\text{m}$; le tri est bon, les ronds mats sont à 14%; les sables sont entourés d'une gangue calcitique, le Ca CO_3 est élevé: 41%, dû aux poussières calcaires.

NR4: La médiane est faible: $158\mu\text{m}$, la courbe cumulative est bien redressée, le classement est bon. Les quartz éolisés représentent 55%.

2) Conclusion : Nous rattachons la série D3 avec la régression post-harounienne, cette régression est très importante et dégage un large estran sur lequel les poussières carbonatées sont remaniées par le vent et déposées à l'endroit d'El Mceida et éventuellement plus loin. Pour le piégeage de ces poussières, il faut une couverture végétale. On n'a pas observé de traces directes de cette végétation dans la série D3, les traces de celles-ci sont indirectes et se matérialisent par la présence de certains passages jaunis enrichis en argiles et en coquilles d'*Helix*. Ces passages correspondent à des niveaux de lettes interdunaires qui bénéficient de plus d'humidité et d'un temps plus grand de pédogenèse.

Vers le haut de la série, on passe à NR4 qui est caractérisé, comme les autres niveaux roses de la coupe, par un lessivage du Ca CO_3 , sans que l'on observe de niveaux de concentration de ce dernier. Par contre on reconnaît au sommet les traces d'un dense système racinaire encroûté qui a résorbé une partie du Ca CO_3 . Le sommet de la série NR4 a fonctionné en surface de déflation et a connu une concentration des *Helix* et des fragments de coquilles d'autruche. Ces dernières ont donné un âge supérieur à 35 000 ans B.P.(Gif : 8795) Tout laisse supposer un environnement plus humide que pour D3, probablement s'agit-il d'un biotope de steppe arborée.

*** Le cordon Ouljien M3:**

1) Caractéristiques sédimentaires: La courbe cumulative est éolienne, assez bien redressée, le sable est bien classé, le tri est bon. La médiane est assez forte: $190\mu\text{m}$; les quartz non usés et les émoussés luisants sont de 38% alors que les ronds mats sont faiblement représentés avec juste 9%; la forte contribution bioclastique se traduit par le taux élevé des carbonates (60%).

2) Interprétation: La série M3 confirme de nouveau un rapprochement de la ligne du rivage, ses caractéristiques sédimentaires la rapprochent d'une dune bordière, à savoir une nette contribution bioclastique, une médiane un peu plus élevée et un pourcentage de ronds mats un peu plus faible. Toutes ces caractéristiques impliquent que le matériel n'est pas transporté sur une grande distance.

3) Conclusion: La dune bordière M3 est à rattacher à un maximum transgressif ouljien, la datation à la base de ce dépôt a donné un âge supérieur à 35 000 ans B.P. Toutefois, et comme pour M2, il est plus vraisemblable de faire correspondre le maximum de la transgression ouljienne avec la fin de la pédogenèse de NR4, et M3 avec l'amorce de la régression. Au maximum ouljien, la mer a réactivé, sans aucun doute, la falaise harounienne taillée dans les formations du platier; ce dernier subit donc les effets d'une érosion marine, en restant en deçà de sa position actuelle. De surcroît, le maximum ouljien ne peut que reproduire la situation de la mer actuelle.

*** Le système post-ouljien**

A) Le Soltanien ancien

1) Caractéristiques sédimentaires:

D4: La médiane tombe à $160\mu\text{m}$, et les ronds mats marquent une nette augmentation. En revanche les bioclastes diminuent et le Ca CO_3 n'est plus que de 40%.

NR5: Les quartz sont jaunis et enrobés dans une gangue calcitique, le fort pourcentage du Ca CO_3 , qui est de 45%, doit être lié à une recarbonatation du sédiment. La médiane est faible: $160\mu\text{m}$, les quartz éolisés sont à 37%, le tri est bon, la courbe cumulative est bien redressée, les sables sont très bien classés.

2) Interprétations:

- Par rapport à M3, la série D4 témoigne déjà d'un net recul de la mer. Le matériel voit alors une diminution de la médiane et du pourcentage en bioclastes, alors que les quartz éolisés sont en hausse.

- La série NR5 est un paléosol rose qui recouvre le sommet de la coupe et constitue son rebord. Les caractéristiques sédimentaires du matériel sont celles d'une série régressive. L'enrichissement très faible en argile, la coloration rose clair du matériel et le faible nombre des *Helix* impliquent une brève pédogenèse qui n'affecte que très légèrement le dépôt au cours d'une phase relativement humide. Ce paléosol va alors évoluer pendant une longue période post-dépositionnelle sous un climat plus ou moins sec. Ce qui va se traduire sur le plan morphologique par la glaciplanation puis par l'encroûtement calcaire. Cet encroûtement n'est pas de type pédologique, il est lié au contraire, à une remobilisation des carbonates par les eaux superficielles qui, par évaporation rapide, déposent à chaque saison une pellicule superficielle blanchâtre. Ces carbonates imprègnent avec le temps de plus en plus profondément la série NR5. L'étude des paragenèses des minéraux argileux, pour cette série, montre une anomalie positive pour le pic de l'attapulгите. Cette anomalie doit être liée à l'encroûtement calcaire.

3) Conclusion:

- La série D4 est à rapporter à une phase précoce de la régression post-ouljienne. Elle correspond donc à la dune fini-ouljienne (SD1), reconnue à la base du système de Bourhrara.

- La série NR5 est la dernière série consolidée de la coupe; sa position stratigraphique ainsi que ces caractéristiques sédimentaires d'une part, et l'industrie moustéroïde recueillie à sa surface d'autre part, permettent d'y reconnaître un Soltanien ancien probablement l'équivalent des "grès dégradés" de Casablanca (P.Biberson, 1961), eux aussi recouverts par un encroûtement calaire: "la croûte supérieure".. NR5 est donc l'équivalent des limons roses anciens, ici sous forme d'une série condensée; ils sont par contre mieux représentés à Bourhrara. Ces limons roses anciens semblent être le résultat d'une longue période d'évolution post-dépositionnelle, humide au début et nettement sèche à la fin. C'est peut-être ce qui explique la discontinuité de ces limons anciens qui sont représentés beaucoup plus dans le secteur sud qui est plus bas et de ce fait mieux marqué par l'humidité. Ces limons sont également plus épais dans les lettes interdunaires où l'humidité et les brumes sont mieux canalisées.

B) Le Soltanien récent et le Rharbien:

NR6: C'est une série généralisée sur tout le littoral atlantique du bas plateau de Tiznit. Elle est encore plus développée dans les zones basses, surtout aux embouchures des oueds (Adoudou, Imi Irhzer). Si à El Mceïda son épaisseur est de 1,5 à 2m, elle peut atteindre jusqu'à 5m à Imi Irhzer. Elle forme donc le remplissage d'une topographie marquée par des vallons. Cette série correspond à un sol rouge qui a été remanié sur place par le ruissellement diffus et modelé en glacis. Nous rappelons que cette série, avec une faible marge d'erreur, est postérieure à 40 000 B.P. et antérieure à 16 670 ans B.P. Il s'agit donc des fameux "limons roses supérieurs" reconnus sur toute la côte du Maroc (Soltanien récent). Le faciès granulométrique est dominé par les sables fins qui représentent 79% du matériel, la courbe cumulative est éolienne, la médiane est faible: $165\mu\text{m}$, le tri est bon. Le sable contient des bioclastes marins avec des foraminifères et des spicules d'oursins, les quartz éolisés sont à 37%, contre 35% d'émoussés luisants et de non usés; quant au CaCO_3 il est à 32%. La présence de bioclastes marins est peut être ici l'indice de la deuxième remontée intra-soltanienne.

D5: En bordure de la falaise, des buttes témoins de cette série montrent que le bloc entre Issouh et Imi Irhzer est un secteur où la dynamique éolienne actuelle induit l'amaigrissement du complexe, au moins dans sa partie la plus externe. L'accumulation se fait dans l'arrière-pays. La courbe cumulative est similaire à celle de la série précédente, les sables fins sont toujours dominants, avec 74% du matériel. La médiane est à $158\mu\text{m}$, le matériel est bien classé et le tri est bon. Le taux de CaCO_3 est de 30%. Nous rappelons que cette série a été fixée par la végétation au cours du néolithique, le remaniement de cette dune est postérieur à 3000 ans B.P. Le haut de la falaise d'El Mceïda est donc aujourd'hui une zone de déflation, d'autant plus que la couverture végétale n'est qu'une steppe discontinue et fragile.

CONCLUSION GENERALE:

Longtemps négligée, cette côte à falaises taillées dans des "empilements de dunes" est riche en enseignements et pourra sans doute encore apporter beaucoup à la connaissance du Quaternaire du Maroc.

A El Mceïda, on a pu démontrer :

- l'existence d'un complexe probablement maârifien et amirien. La "grande dune" post-maârifienne, comme à Casablanca (P.Biberson, 1961) et Agadir (A.Weisrock, 1980) est retrouvée ici, mais sa base est sous le zéro actuel, ce qui confirme la subsidence du secteur.
- La conservation, dans la coupe de la falaise subactuelle, d'un complexe anfatién et tensiftien, calé à la fois par des arguments morphologiques, préhistoriques et par des datations .
- Les océans harounien et ouljien ont respecté ce complexe, atteint seulement par la suite par la remontée mellahienne, responsable du modelé actuel, la falaise mellahienne étant seulement ravivée à sa base.
- Au sommet, après une glaciplanation marquée, des ravins (en "valleuses") se sont remplis au Soltanien II, mais ils sont ici à peine sensibles. Pour mieux étudier cette dernière phase de l'histoire des paysages de la région, il faut se transporter dans les zones de forte incision et accumulation, c'est à dire dans la vallée de l'oued Tamdroust.

DEUXIEME PARTIE:

EVOLUTION RECENTE DU MILIEU CONTINENTAL

LA COUPE DE L'OUED TAMDROUST ET SES ENSEIGNEMENTS

Le secteur retenu comme exemple se situe sur la piste de Zaouïa Sidi Ouagag, vers El Feïd, dans la partie distale de la vallée de l'oued Tamdroust, vallée assez faiblement encaissée dans le bas plateau de Tiznit, avant la confluence avec l'oued Adoudou (Fig. 27). C'est un secteur de remblaiement de la vallée, à l'amont d'un barrage de travertin édifié sur une falaise morte, le tout étant emboîté dans le bas plateau lacustre édifié derrière le cordon dunaire ancien. Dans ce secteur, l'oued Tamdroust présente deux versants dissymétriques :

- a- Le versant de la rive droite est rocheux, taillé dans les formations du Quaternaire ancien et moyen. Ces formations consolidées et très encroûtées en surface constituent le substratum dans lequel l'oued s'est encaissé.
- b- Le versant gauche est alluvial, formé par la série de remblaiement du Quaternaire récent.

Dans la suite de l'exposé, on va d'abord donner un aperçu sur la série du substratum étudiée ici sur la rive droite, avant d'aborder l'étude exhaustive de la série du remblaiement.

I. LE SUBSTRATUM

Du bas en haut de la coupe on trouve les formations suivantes :

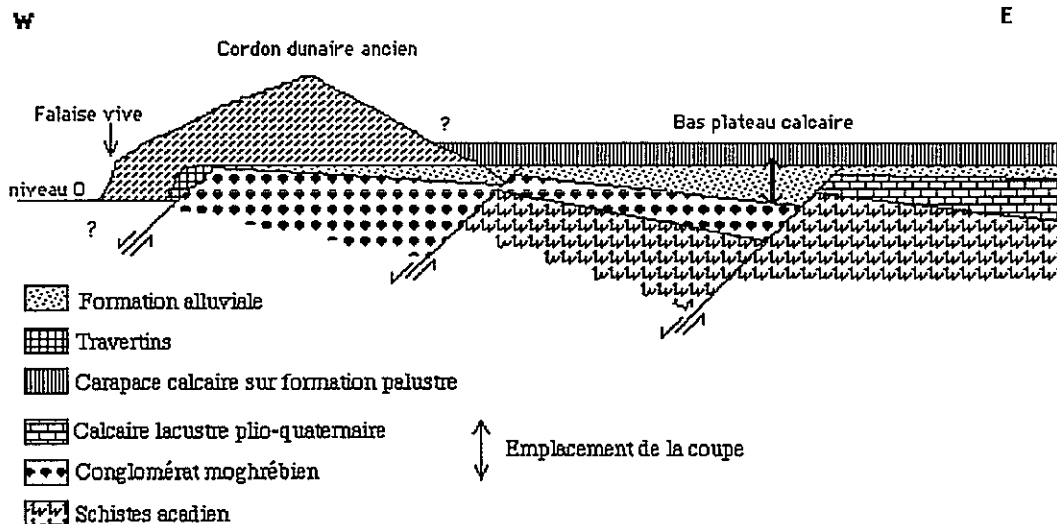
a) Le Moghrébien conglomératique :

Continue sur 4 Km, de l'embouchure jusqu'en contre-bas du village d'Anfoud, c'est une formation assez homogène de conglomérats à matériel polygénique et hétérométrique, essentiellement des galets de quartzite, de rhyolite et de schiste vert enrobés dans un ciment calcaire abondant. Une néotectonique cassante a affecté ces conglomérats et les découpe en compartiments légèrement basculés vers l'intérieur de la plaine (Fig. 25), les rebords des divers blocs forment des gradins successifs vers l'aval. Cette configuration morphotectonique le long du talweg va conditionner le dépôt des premiers niveaux de la série de remblaiement alluvial. La meilleure coupe du Moghrébien est mise en évidence au niveau de l'embouchure, dans la falaise de raccordement avec le niveau marin. A cet endroit, il a une épaisseur de 20m et change de faciès, latéralement et verticalement. Il est constitué de bancs conglomératiques qui s'interstratifient avec des calcarénites, des grès, et au sommet, des strates de sable grésifié à

moulages de grosses coquilles de Bivalves marins. A la base de la falaise, on remarque des coquilles de Pecten qui pourraient indiquer que le milieu était saumâtre. Cette formation marine ou plutôt fluvio-marine est diaclasée N140(NW-SE). Le Moghrébien repose directement sur les schistes accadiens; deux pointements de ces schistes saillent dans le talweg, à quelque 400m à l'aval de la piste d' Anfoud. En contre-bas de ce village, les conglomérats sont relayés par les calcaires lacustres, le talweg s'élargit, sa topographie devient plus régulière, et on ne retrouve plus de Moghrébien à l'amont .

Fig: 25

Le dispositif morpho-tectonique à l'aval
de la vallée de l'oued Tandrout



b) Les calcaires lacustres de Tiznit : (Fig.26)

Ils sont en concordance sur le Moghrébien et présentent deux faciès différents: à la base une dolomie gréseuse compacte et massive, passant progressivement vers le haut à un calcaire blanc plus au moins tendre et crayeux, avec une malacofaune d'eau douce. L'épaisseur de cette formation est de 11m.

c) La série de transition :

Au dessus des calcaires lacustres ravinés en surface, une série intermédiaire très complexe permet le passage à la carapace calcaire superficielle. Cette série de transition est formée par la superposition de plusieurs niveaux carbonatés aux faciès variés, séparés par des surfaces de ravinement. Le matériel est détritique ou surtout travertineux et montre des traces d'oxydation et d'altération. L'épaisseur totale est de 1,50 m.

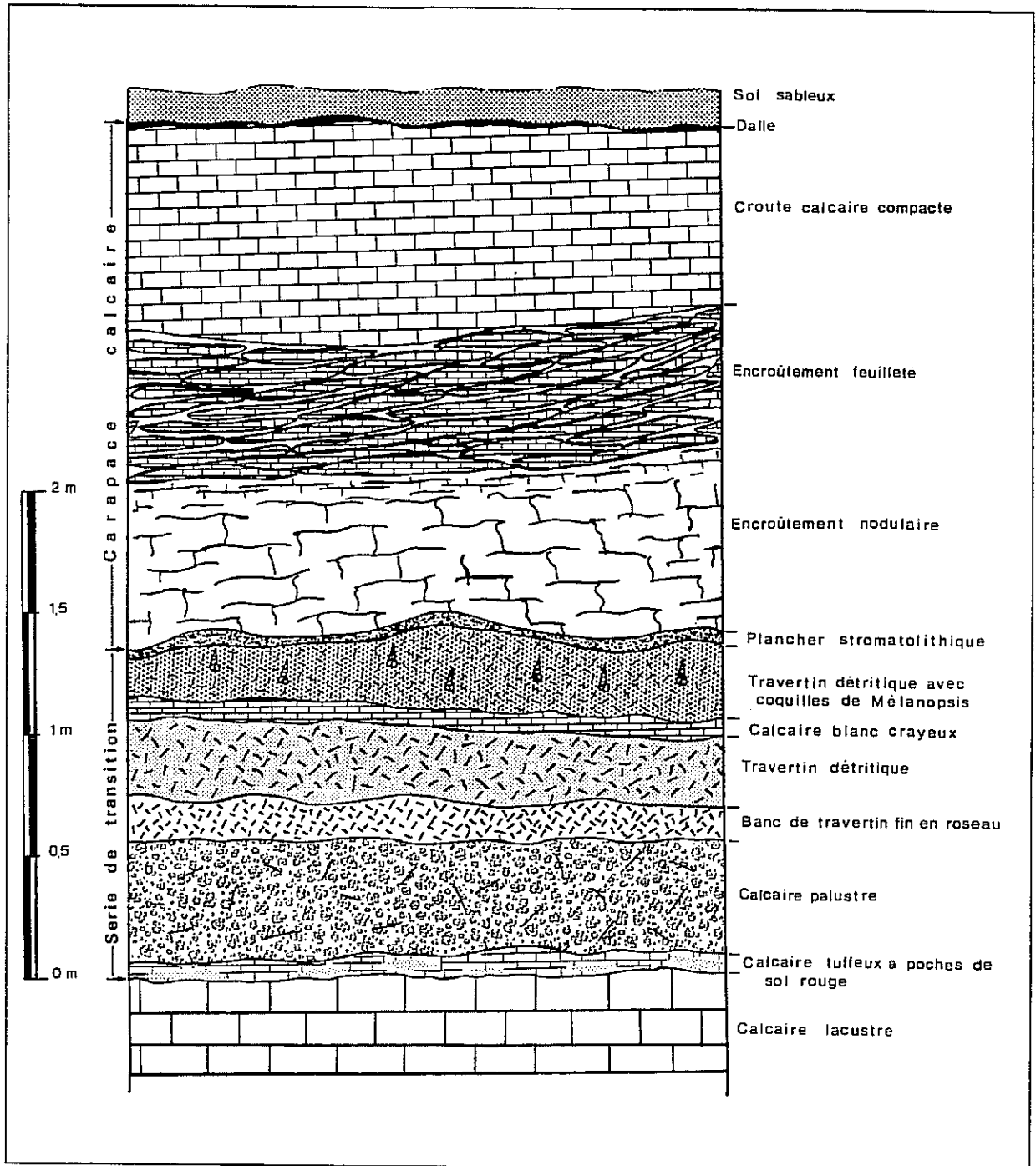


FIG. 26 Coupe détaillée de la partie supérieure du substratum

d) La carapace calcaire :

C'est la formation terminale qui coiffe le sommet de la coupe. Pour son étude on a adopté la terminologie définie par A.Ruellan(1967). En effet, cette carapace calcaire épaisse de 2 m, s'organise de bas en haut comme suit :

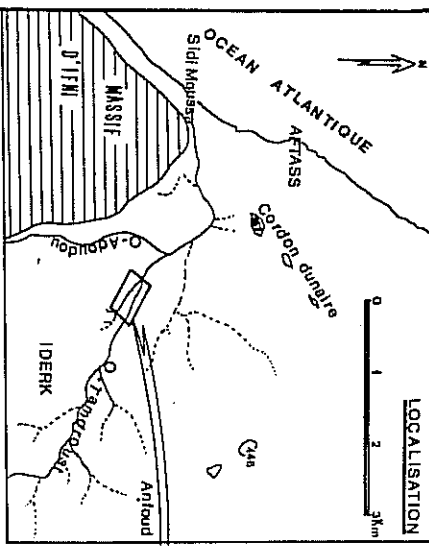
- Un encroûtement nodulaire quelquefois à structure massive, de couleur blanche, qui devient de plus en plus compact, et de plus en plus feuilleté vers le haut. Epaisseur: 1,05 m.
- Une croûte blanchâtre épaisse de 1m, très consolidée, surtout au sommet où elle s'individualise en dalle
- Enfin un manteau de sol sablonneux avec des galets de croûte recouvre cette carapace, et permet la mise en place d'une végétation herbacée de steppe constituée d'*Ononis natrix*, d'Euphorbes arborescentes et d'*Euphorbia échinus*.

Conclusion: Le soubassement du bas plateau de Tiznit montre donc un ensemble de couches calcaires d'environ 30m d'épaisseur, avec des discontinuités. Ce bas plateau plio-quaternaire est l'équivalent, plus au moins différent, de la "rasa moghrébienne" (A.Weisrock, 1980). La vallée de l'oued Tamdroust s'y est établie lors des régressions quaternaires, et a pu se creuser bien avant l'époque des remplissages conservés étudiés ici.

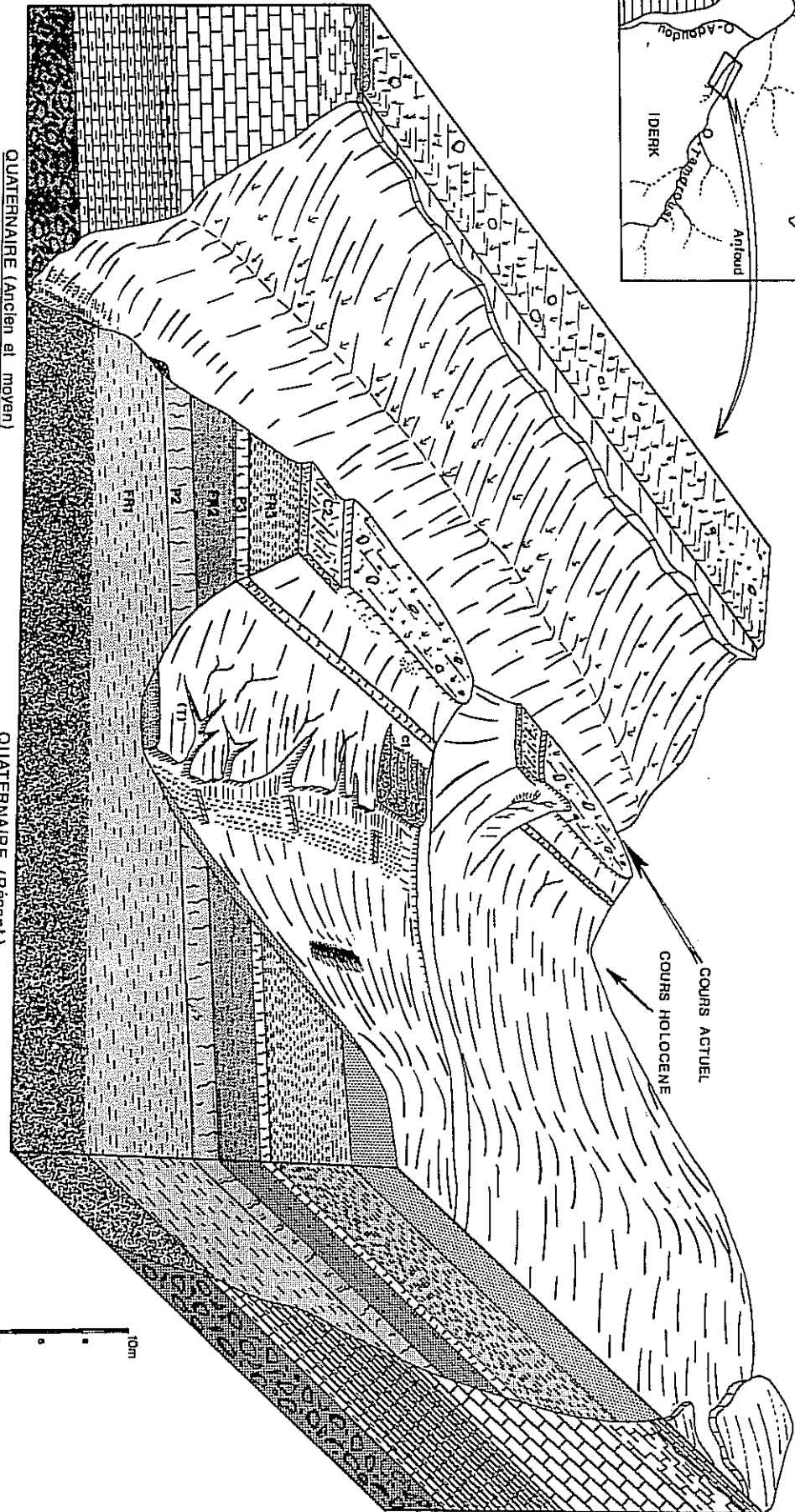
II. LE REMBLAIEMENT ALLUVIAL DE LA BASSE VALLEE DE L'OUED TAMDROUST DANS SON ENVIRONNEMENT GEOMORPHOLOGIQUE:

II.1. CHOIX DE LA COUPE

Dans le secteur d'étude, des témoins de séquences sédimentaires du Quaternaire récent ont été préservés de l'érosion, formant ce qu'on appelle communément au Maroc "la terrasse limoneuse rose du Soltanien" (Fig.27). L'entaille de l'oued met en évidence un remblaiement sur 17m de hauteur. Celui-ci est modelé en terrasses étagées. Le matériel détritique argilo-limono-sableux rubéfié (formations rouges:FR) comporte deux niveaux de paléosols gris-bruns (P2 et P3) de type palustre. Le premier niveau qui forme la base de la série et qui repose directement sur le Moghrébien est un calcaire noduleux compact noté P1. Un bras mort de l'oued (cours Holocène) délimite un îlot dans ces formations, où localement, deux lambeaux de tables stromatolithiques C1 et C2 sont conservées et fossilisent des paléocheneaux. D'autre part, une basse terrasse très ravinée se trouve emboîtée au niveau du bras mort. Enfin, un placage de galets se situe à 7m au dessus de talweg principal. Autant d'éléments morphologiques qui justifient le choix de ce secteur.



Oued Tamdroust



QUATERNAIRE (Ancien et moyen)

- Soil
- Dalle calcaire
- Enroûlement fau/jeté
- Calcaire lacustre
- Dolomie
- Conglomérat moghrébien

QUATERNAIRE (Recent)

- Terrasse Holocène (430 BP)
- R3c "Sable" et limon bioclastique
- R2 Table traversineuse (10880 BP)
- R3a/b Limon argileux (14580 BP)
- P3 Paléosol gris structuré
- R1 Table stromatolitique (19880 BP)
- R2 Limon argilo-sableux
- P2 Paléosol gris prismatique (28250 BP)
- R1 Limon argileux
- P1 Calcaire peliculaire à gyrogonites et ostracodes

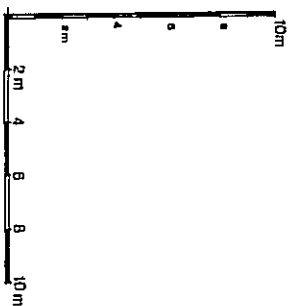


Fig 27 : Le remblaiement de l'oued Tamdroust

II.2. INTERET DE L'ETUDE

La compréhension de l'agencement spatial de ces différents éléments géomorphologiques, leur corrélation avec le complexe travertineux de l'aval et les rapports qu'ils contractent avec le cordon littoral, vont apporter des indications sur les phases d'alluvionnement, de glaciplanation et d'entaille, et donc vont renseigner sur les paléoenvironnements. Quant aux indications paléoclimatiques, on va essayer de les faire ressortir à partir de l'étude sédimentaire du matériel de la plaine d'inondation; l'opposition entre le dépôt chimique carbonaté de base et les niveaux détritiques, tantôt rubéfiés, tantôt bruns, puis l'intercalation de tables stromatolithiques et le recouvrement superficiel par un manteau éolien, sont les témoins de la succession d'épisodes climatiques variés, gouvernant divers agents dynamiques. De plus, sachant que la pédogenèse est spécifique, à certaines réserves près, d'un type climatique donné, certaines nuances vont être précisées par l'étude pédogénétique des différents paléosols inclus dans la formation.

En outre, l'Homme préhistorique a laissé à deux reprises des témoins de son passage, sous forme d'industries lithiques appartenant à deux civilisations différentes.

a- On reconnaît en effet un ensemble moustéroïde dont les artéfacts (outils, éclats, nucléus), sur rhyolites et quartzites, sont de grande taille. Or cette industrie qui est plus identifiable à un Moustérien qu'à un Atérien, se place dans un contexte stratigraphique et chronologique postérieur à 29 250 B.P. S'agit-il alors de la survivance d'un faciès moustérien dans cette région ? ou faut-il en faire un Atérien archaïque sans pédonculés ? ou bien doit-on remettre en question la fiabilité des datations absolues effectuées ? (Cette discussion sera reprise dans le paragraphe sur la chronologie).

b- Quelques outils sur silex (microlithes géométriques), appartenant au Néolithique, ont été récoltés sporadiquement sur la terrasse holocène et sur le glacis supérieur.

II.3. STRATIGRAPHIE

II.3.1. Subdivisions: (Tableau: 7)

-Le vocabulaire analytique est le même que celui qui est utilisé dans la partie sur le littoral.

La formation de la basse vallée de l'oued Tamdroust résulte de la superposition de trois grands complexes sédimentaires qui peuvent être subdivisés en sept séries facilement repérables sur le terrain par les contrastes de couleur. Cependant, les surfaces limites entre ces séries restent discrètes, masquées par des phénomènes post-sédimentaires, notamment par la pédogenèse. Le passage d'une série à l'autre est souvent progressif et se fait sans grandes discontinuités. De plus, la coupe est sillonnée superficiellement sur sa hauteur par un réseau de rills qui s'implante plus au moins profondément dans chaque série selon son degré de compaction.

SUBDIVISIONS				DATATIONS ¹⁴ C
3 Ensembles sédimentaires		Séries morphosédimentaires	Séquences élémentaires	
FORMATION DE L'OUED TAMDROUST	Complexe sup	SABLEUX "DUNAIRE"	GL SUP Rubéfiée FR3 C	GL SUP C GL SUP B GL SUP A FR5 C 10 880+/-110 B.P.
	Complexe moyen	ARGILO-LIMONO-SABLEUX "FLUVIATILE"	FR3 A et B Rubéfiée	FR3 B FR3 A 14 590+/-160 B.P.
			P3 Gris-Brun	P3 19 880+/-240 B.P.
			FR2 Rubéfiée	FR2 A SUP FR2 A BASE
			P2 Gris-Brun	P2 D P2 C P2 B P2 A 29 880+/-920 B.P.
				FR1 G
				FR1 F
				FR1 E
				FR1 D
				FR1 C
				FR1 B
				FR1 A
			FR1 Rubéfiée	P1 H
				P1 G
				P1 F
				P1 E
				P1 D
				P1 C
				P1 B
				P1 A
	Complexe inférieur	CARBONATE "LACUSTRE"	P1 Gris	

TABLEAU: 7 STRATIGRAPHIE DE LA FORMATION DE L'OUED TAMDROUST

La subdivision en séquences élémentaires a suscité un grand travail de rafraîchissement pour éliminer les risques de contamination dûs au ruissellement. Ainsi chaque série morphosédimentaire se compose de plusieurs séquences élémentaires qui se distinguent par l'ensemble de leurs caractéristiques intrinsèques décernées à l'oeil nu, à savoir: la couleur, la compaction, la texture, la nature pétrographique, les indices de pédogenèse et le contenu fossilifère.

II.3.2. Description sommaire de la coupe:

a- Le complexe inférieur P1: De couleur grise assez uniforme, c'est un dépôt plutôt chimique, carbonaté, qui moule les irrégularités du plancher moghrébien sur le quel il repose. L'essentiel du dépôt s'est effectué dans un milieu lacustre à faible énergie. Toutefois, on y observe des intercalations détritiques, dues à des apports brutaux suite à un changement de dynamisme. Donc, dans ce complexe inférieur interfère une précipitation chimique de carbonates (niveau de calcaire noduleux), avec des apports détritiques argilo-limono-sableux.

b- Le complexe moyen : Il est détritique, argilo-limono-sableux, composé de trois séries rubéfiées (FR1,FR2,FR3) séparées par deux séries gris-brun de type palustre (P2 et P3) marquées par la pédogenèse. Le dépôt s'est effectué dans une plaine d'inondation sous une dynamique fluviale; il s'agit donc grosso modo de limons de débordement.

c- Le complexe supérieur : C'est un manteau éolien sableux beaucoup plus récent qui recouvre uniformément les séries précédentes. Il en est séparé par une période de creusement majeur, qui correspond essentiellement à l'Holocène (Rharbien marocain). Une petite terrasse rharbienne subsiste d'ailleurs, et se serait construite dans cette entaille, vers 4130 ± 50 B.P. La partie superficielle de ce manteau sableux est sous l'emprise anthropique et aménagée en champs de culture à sec.

II.3.3. Eléments de chronologie:

II.3.3.1.Datations absolues:

Pour se situer dans un contexte chronologique précis, des datations absolues au Carbone 14 ont été effectuées au Laboratoire 14C du Centre des Faibles Radio activités de Gif-sur-Yvette (M.Fontugne), sur des coquilles d'Helix et de Mélanopsis prélevées à différents niveaux. Ainsi le remblaiement de la vallée de l'oued Tamdroust s'est-il édifié sur une longue période de temps, englobant le Soltanien moyen et supérieur et l'Holocène .

Tableau: 8 - Les datations absolues

SERIES	MATERIELS	REFERENCES	RESULTATS
La terrasse emboîtée	Helix	<i>GIF - 7916</i>	(4130 ± 50) ans B.P
C2	Helix et Mélanopsis	<i>GIF - 7854</i>	(10 880 ± 110) ans B.P
FR3B	Helix	<i>GIF - 7919</i>	(14 590 ± 160) ans B.P
C1	Helix et Mélanopsis	<i>GIF - 7918</i>	(19 880 ± 240) ans B.P
P2	Helix	<i>GIF - 7917</i>	(29 250 ± 920) ans B.P

Concernant ces résultats, il a été démontré que la densité des radiations cosmiques responsables de la transformation de l'Azote atmosphérique en Carbone 14 change dans le temps, et par conséquent la concentration de C14 de l'air change aussi. Le principe de la datation au C14 est donc mis en question. Cependant les datations effectuées par cette méthode étant partout affectées par la même erreur, leur intérêt de corrélation est donc valable. Dans le cas présent, la préoccupation est beaucoup plus spécifique et relève de la nature du matériel daté et de son équilibre d'échange avec l'atmosphère. Les coquilles de gastéropodes terrestres présentent deux inconvénients:

- D'une part, les Helix peuvent ingurgiter pendant leur vie des quantités de carbonates anciens appauvris en C14. Ces derniers s'incorporent à la coquille et induisent un vieillissement de l'âge réel. C'est pourquoi, pour un même niveau, on remarque que les datations effectuées sur les Hélix sont plus anciennes que celles effectuées sur les charbons de bois (A. Weisrock & al., 1986).

- D'autre part, les coquilles de gastéropodes terrestres peuvent subir des recristallisations dans le milieu de dépôt, ce qui conduit à un rajeunissement de l'âge. Ces recristallisations peuvent être dues aux battements de la nappe phréatique. Dans ce cas, on peut éliminer les sources de pollution par des prétraitements chimiques (HCL, 10%). Cependant des contaminations peuvent persister et "il suffit en effet d'un apport de 3% de carbone récent pour transformer un âge de 40.000 ans ou plus en un âge de 19 000 ans". (A. Weisrock & al., 1985).

Il est donc légitime de se demander dans quelle mesure nos datations sont-elles fiables ?

-Il est d'abord convenu que les âges avancés dans le tableau sont apparents et non réels. Pour avoir une idée sur le vieillissement dû à l'incorporation du carbone ancien dans le test des Helix, on a effectué une datation sur des Helix vivants de la région, ce qui a donné un âge apparent de 2410 ± 60 ans B.P. Les coquilles datées prélevées dans les terrasses FR2, P3 et la terrasse holocène sont intactes et ne présentent aucun encroûtement; par contre, celles prélevées sur les tables stromatolithiques C1 et C2 sont fortement encroûtées, leur préparation a nécessité un enlèvement d'abord mécanique de cet encroûtement avant un traitement chimique.

Ces deux datations s'intègrent bien dans la série chronologique. Elles sont donc satisfaisantes et ne présentent aucune aberration. Cependant pour enlever tout soupçon, il est recommandé de faire plusieurs datations pour le même niveau, et de préférence sur des matériaux différents (M.Fontugne, communication orale,) mais ceci n'a pu être réalisé ici.

II.3.3.2. Industrie lithique:

a- Le contexte stratigraphique de l'industrie: Il s'agit de trois concentrations d'artéfacts préhistoriques débités sur des galets de rhyolites et de quartzites. L'industrie n'est plus en place et les divers artéfacts lithiques se trouvent concentrés dans les ravines, suite à la progression des bads lands. Cependant, on remarque que l'ensembles des objets sont ou bien au niveau de la série FR2 soit à des niveaux plus anciens. Arrivant à faire des remontages allant jusqu'à trois éclats, il est sûr que l'industrie n'a subi qu'un remaniement sur place. Il apparait que les gisements étaient à l'origine au sein de la série FR2 et qu'ils sont, actuellement, complètement démantelés par l'érosion, les objets lithiques glissant alors vers le bas.

b- Le contexte chronologique: D'après les datations absolues effectuées, l'industrie de l'oued Tamdroust est postérieure à 29 250 B.P. et antérieure à 19 880 B.P. Mais d'après nos premières constatations, cette industrie se rapproche beaucoup plus d'un faciès moustérien que d'un faciès atérien. Ainsi la plus importante des trois concentrations a fourni 93 pièces dans lesquelles les éclats et nucleus sont majoritaires et représentent 82 % de l'ensemble de l'industrie, Ce qui implique qu'on est en présence d'ateliers de taille. La finesse de certaines lames et éclats attestent l'usage du percuteur élastique. Les plus belles pièces sont débitées à partir d'un grès quartzitique et contrastent avec les pièces grossières sur rhyolites. Certains éclats sont de technique levalloisienne, ce qui est également confirmé par la présence d'un nucleus levallois sur rhyolite. Le nombre très restreint d'outils ne permet pas de caractériser cette industrie, de façon objective, cependant on peut noter:

- L'absence de pièces pédonculées, et aucune pièce ne présente l'ébauche du pédoncule.
- L'absence de grattoirs
- Les racloirs sont relativement bien représentés avec des types évolués.

S'il est indubitable que cette industrie ne se rattache pas à l'Atérien typique, on ne pourra pas en faire, non plus, un Atérien ancien sans pédonculés. En effet ce dernier faciès de l'Atérien a été reconnu sur le grand cordon dunaire. Le premier décompte typologique montre un fort pourcentage de grattoirs et de denticulés alors que les racloirs sont encore assez bien représentés. De plus, deux arguments de poids permettent de faire la différence avec l'industrie de l'oued Tamdroust:

- 1- Contrairement à l'industrie de l'oued Tamdroust, on pourrait aménager un pédoncule à la base de tous les types d'outils du cordon dunaire (J. Tixier, 1958-1959).
- 2- L'industrie de l'oued Tamdroust est de grande taille et ne peut pas être assimilée à l'industrie beaucoup plus allégée du cordon dunaire.

Conclusion: L'industrie de l'oued Tamdroust est de substrat levallaisien, cependant son contexte stratigraphique et chronologique est beaucoup plus récent pour la qualifier de moustérienne. De même, cette industrie présente des différences notables avec l'Atérien sans pédonculés de la région, c'est pourquoi elle sera pour le moment qualifiée d'industrie "moustéroïde". Cette industrie n'est pas une exception en Afrique du Nord et on sait que "l'autonomie d'un Moustérien par rapport à l'Atérien n'est qu'imparfaitement démontrée" (L. Balout, 1955).

II.3.4. Emplacement des tables stromatolithiques dans la stratigraphie :

a-Table stromatolithique C1: On la trouve au niveau du bras mort, plaquée contre la formation FR2, où elle fossilise un paléochenal. Cette carapace aujourd'hui en inversion de relief, protège les formations sous-jacentes et témoigne d'une phase mineure d'incision qui a affecté FR2. Elle est donc postérieure à P2 et à FR2.

Quels sont alors les rapports stratigraphiques entre C1 et P3?

Sur le terrain, on n'a pas de rapports stratigraphiques directs entre ces deux formations. Toutefois on sait grâce aux datations absolues que C1 est antérieure à FR3. D'autre part, on remarque que P3 est à une cote plus élevée que C1. Deux hypothèses sont alors possibles : soit la table stromatolithique C1 est antérieure à P3, soit elle lui est synchrone.

- Dans l'étude pétrographique en lames minces, on remarque que P3 contient des débris travertineux encroûtés qui peuvent provenir du remaniement d'éléments de C1. Cette observation ne doit pas être forcément analysée en faveur de l'antériorité de C1 par rapport à P3. En occurrence, l'entaille du chenal est postérieure au dépôt du matériel de la terrasse P3, mais la formation des stromatolithes dans le chenal peut être synchrone de la pédogenèse de ce matériel (fig.28).

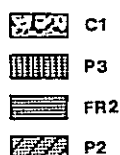
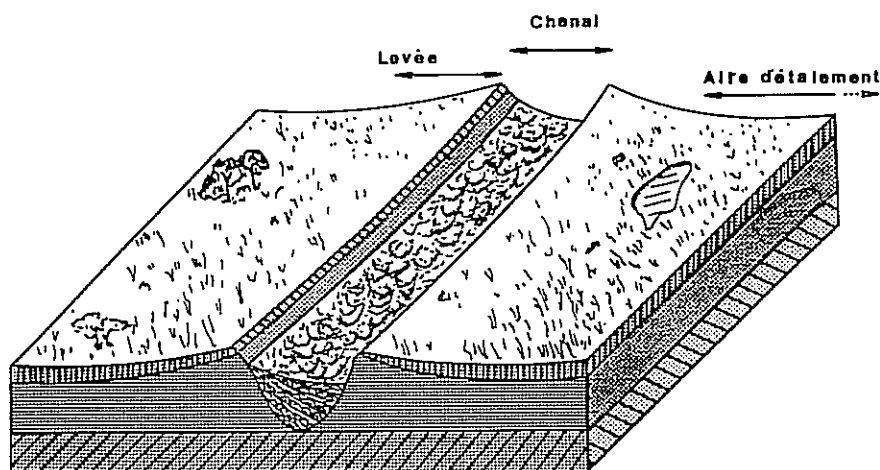


FIG:28 BASSE VALLEE DE L'OUED TAMDROUST
VERS 19880 BP

La pédogenèse de P3 est contemporaine
de la formation de la carapace
stromatolithique C1

La présence d'éléments de C1 au sein de P3 est due à ce que le chenal, incapable d'évacuer toute sa charge au moment des crues, déborde de part et d'autre des levées en laissant se déposer au niveau des aires d'étalement des débris encroûtés empruntés à C1. Nous soutenons plutôt cette hypothèse car la mise en place de C1 nécessite des écoulements permanents, ce qui conduit à penser à un climat humide propre à l'individualisation du paléosol P3.

b-Table stromatolithique C2: Beaucoup plus étendue que C1, elle s'interstratifie dans la formation. Ses relations stratigraphiques avec les différentes séries sont claires : elle est postérieure à FR3B et antérieure à FR3C.

II.4. EXTENSION DE LA SERIE DE REMBLAIEMENT.

Corrélations à l'aval et à l'amont (Fig:29):

Après avoir pris connaissance des datations au C14, on s'est rendu compte que l'alluvionnement au niveau de la plaine d'inondation de l'oued Tamdroust s'est poursuivi pendant le Soltanien supérieur. Cette période qui correspond à une régression marine se corrèle avec un niveau de base très inférieur à l'actuel. On devait alors normalement s'attendre à un creusement au niveau de l'oued Tamdroust, ce qui n'est pas le cas. L'alluvionnement a été encore possible dans la plaine d'inondation jusqu'après 10.880 B.P. On doit donc prendre en considération d'autres facteurs d'explication, notamment l'existence d'un niveau de base secondaire. Deux hypothèses sont à retenir: d'une part les grands complexes de travertins à l'aval ont très bien pu constituer un barrage derrière lequel le matériel apporté par l'oued s'est déposé; d'autre part le grand cordon littoral a pu exporter à certaines époques des langues sableuses vers l'intérieur et boucher le trajet de l'oued.

Quels seraient alors les rapports stratigraphiques entre la série de remblaiement et l'édifice de travertins d'une part, et d'autre part avec le cordon dunaire ?

-En longeant la vallée de l'oued vers l'aval (Fig:29), on s'aperçoit que la série de remblaiement s'interrompt à la confluence avec l'oued Adoudou. A cet endroit, les travertins forment un barrage et prennent de plus en plus de volume vers l'aval. A l'embouchure, on observe trois grandes tables travertineuses consécutives, dont la plus récente présente des grottes qui ont servi de refuge pendant le Néolithique. La mise en place de ces travertins est donc forcément liée au moins à trois phases de mobilisation, de précipitation et de concrétionnement de carbonates. Divers faciès y ont été observés, parmi lesquels les travertins à roseaux avec des rameaux encroûtés et des empreintes de feuilles d'arbres occupent une grande place et montrent que le bassin versant était arboré à une époque donnée du Quaternaire. Actuellement, ces complexes de travertins qui font l'attrait du secteur sont de plus en plus dégradés, les parois des grottes se sont effondrées sur des aires d'habitats néolithiques et enfouissent des foyers et de l'industrie lithique.

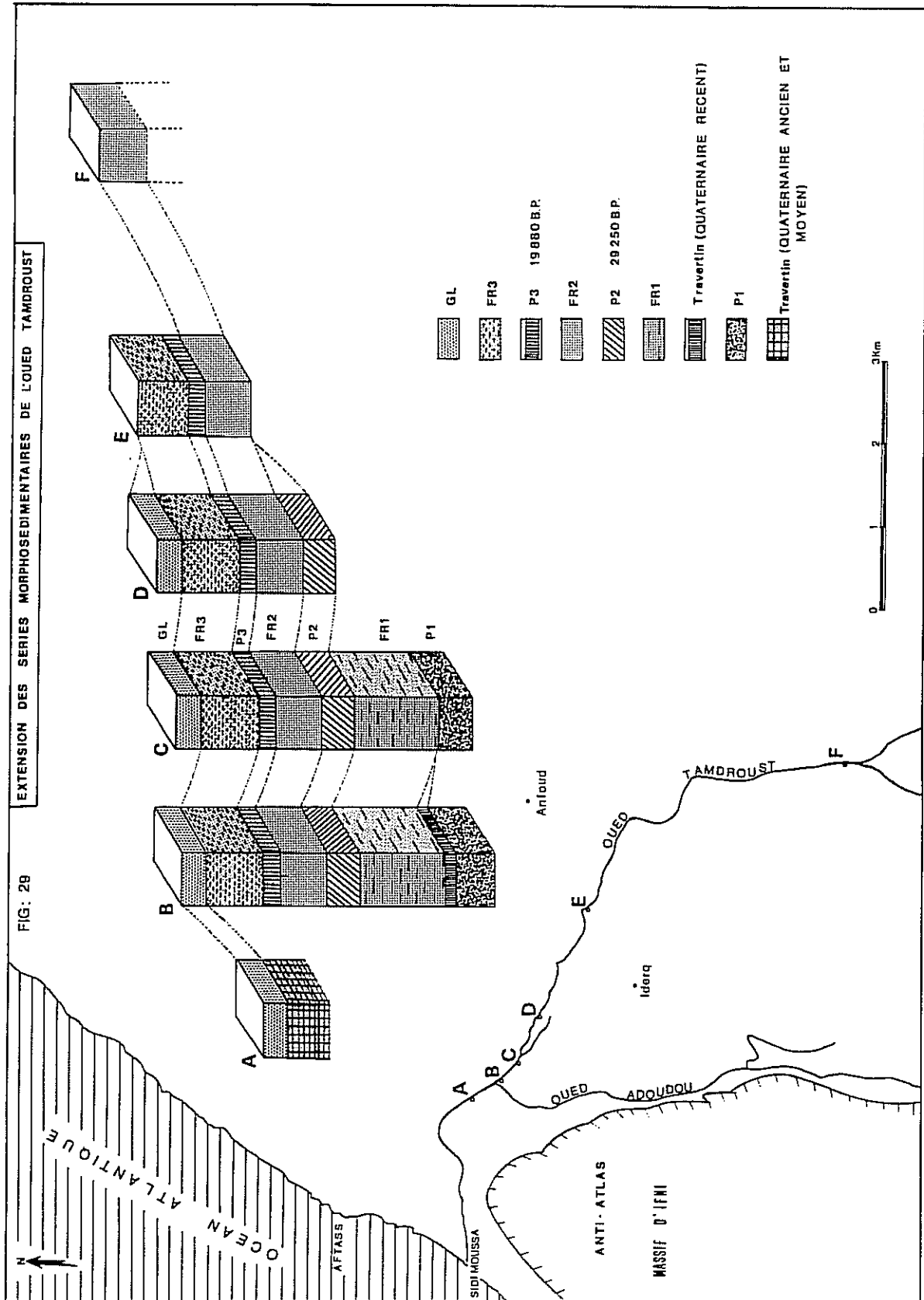
La couleur noire de la surface de ces complexes n'est pas due à la fumée, comme on pourrait le croire à première vue. Pendant la saison humide, cette couleur vire au vert foncé. Il s'agit en fait d'une mince pellicule algale (Cyanophycées?) qui tapisse les parois et perpétue probablement de façon très ralentie leur activité incrustante. Ces complexes de travertins constituent le remplissage d'une ancienne incision qui s'est différenciée aux dépens du cordon dunaire. Des placages de ces travertins contre le cordon, de part et d'autre de la vallée, attestent de l'ampleur de ce remplissage.

De la confluence vers l'amont, les travertins se font de plus en plus rares, isolés, et restreints aux ruptures de pente du talweg; ils ne s'individualisent plus en véritables obstacles. Il est alors clair que la mise en place de ces travertins est liée aux eaux de l'oued Adoudou, qui devaient être sursaturées en CaCO_3 provenant, d'une part de la dissolution de carbonates à l'affleurement au niveau du massif d'Ifni et, d'autre part, de l'apport des résurgences karstiques de l'Adoudounien. Sans nous attarder sur les conditions biochimiques de la précipitation des carbonates déjà étudiées par plusieurs auteurs (T. Muxart, 1981 ; J.P. Adolphe, 1981) nous pensons que les embruns marins et la présence du gypse dans les formations alluviales, par leur apport en ions, notamment (SO_4), ont accéléré le processus de la précipitation du CaCO_3 . Il est donc clair que le matériel alluvial de l'oued Tamdroust s'est déposé derrière un barrage de travertins et que le cordon dunaire a été entaillé antérieurement à la mise en place des complexes de travertins de l'embouchure. Cette entaille peut être l'équivalent de l'entaille majeure de l'oued, qui est post-tensifienne. Tous les complexes de travertins observés ne sont pas synchrones. Il existe des phases tardives de formation de ces travertins près de la confluence, parallèlement au dépôt du matériel fluviatile. Sur le terrain, le contact des formations alluviales avec les travertins est souvent masqué par les colluvionnements. Néanmoins, on peut remarquer que le niveau P1 est davantage continu vers l'aval plus que les autres niveaux et vient buter contre les travertins de la confluence.

-A 100m vers l'amont de la confluence, des travertins se sont formés au-dessus de P1 et bloquent les autres niveaux de la formation. Par contre, le niveau FR3C et les formations de glaciais supérieur couvrent l'ensemble d'un manteau éolien de sable et ennoient en partie les massifs de travertins.

- A deux km plus à l'amont, à gauche de la piste qui mène au village d'Anfoud, l'oued ne s'encaisse plus comme à l'aval. Le versant alluvial est alors constitué par les séries FR2, P3 et FR3 (Profil E sur la fig:29). Les autres formations de base bisautent sur le plancher moghrébien, tandis que les formations du glaciais supérieur font défaut. Au-delà de cette limite, en remontant vers l'amont, on ne peut plus faire de corrélations sûres.

-Néanmoins à sept km de la confluence, on a récolté des artefacts lithiques à 50 cm sous la surface du glaciais, objets qui s'apparentent à l'industrie imputée à la série FR2. C'est le seul critère qui permet de faire une corrélation entre l'aval et l'amont. (Profil: F, Fig:29).



III . ANALYSE DE LA COUPE (Fig. 30).

III. 1. COMPLEXE DE BASE P1 (antérieur à 30 000 B.P.)

Il constitue la première série morphosédimentaire notée P1, continue au moins sur un km, et de couleur générale grise. Il est limité à l'aval près de la confluence par un barrage de travertins et bute à l'amont contre le front d'une cascade taillée dans le conglomérat moghrébien, sur lequel il repose. Cette première série sédimentaire essentiellement limono-argileuse et plutôt calcaire est composée de 8 séquences élémentaires.

A-Analyse de détail:

P1A: C'est un banc de marne calcaire, compacte, de couleur 2,5Y 5/2 brun grisâtre. Il contient des nodules noirâtres très durs et des veines argileuses, son épaisseur est de 20 cm .

Vu au microscope polarisant, il s'agit, selon Dunham, d'un mudstone. Le calcaire a subi une redistribution au sein du sédiment et s'est concentré dans les nodules, ces derniers présentant des dendrites de fer et de manganèse. En outre, on remarque que ce niveau a subi une dessication, et donc une ou plusieurs émergences, ce qui a conduit à la formation d'intraclasses. Des microcavités de circulation d'eau sont tapissées de cristaux centripètes de calcite et présentent un remplissage secondaire par des limons très quartzeux. A la loupe binoculaire, on voit que la majorité des quartz sont hyalins, souvent bipyramidaux. On note également des fragments de gros bioclastes non identifiables.

P1B: Il est séparé de P1A par un joint argileux. C'est un banc marnocalcaire de couleur 2,5YR 5/4 brun olive clair. Il présente des manchons carbonatés blanchâtres d'ordre centimétrique aux contours nets, des granules calcaires et des veinules d'argile. La texture est argilo-limono-sableuse. Les quartz sont surtout hyalins, la fraction grossière contient quelques fragments de gros bioclastes. L'épaisseur de ce niveau est de 20 cm.

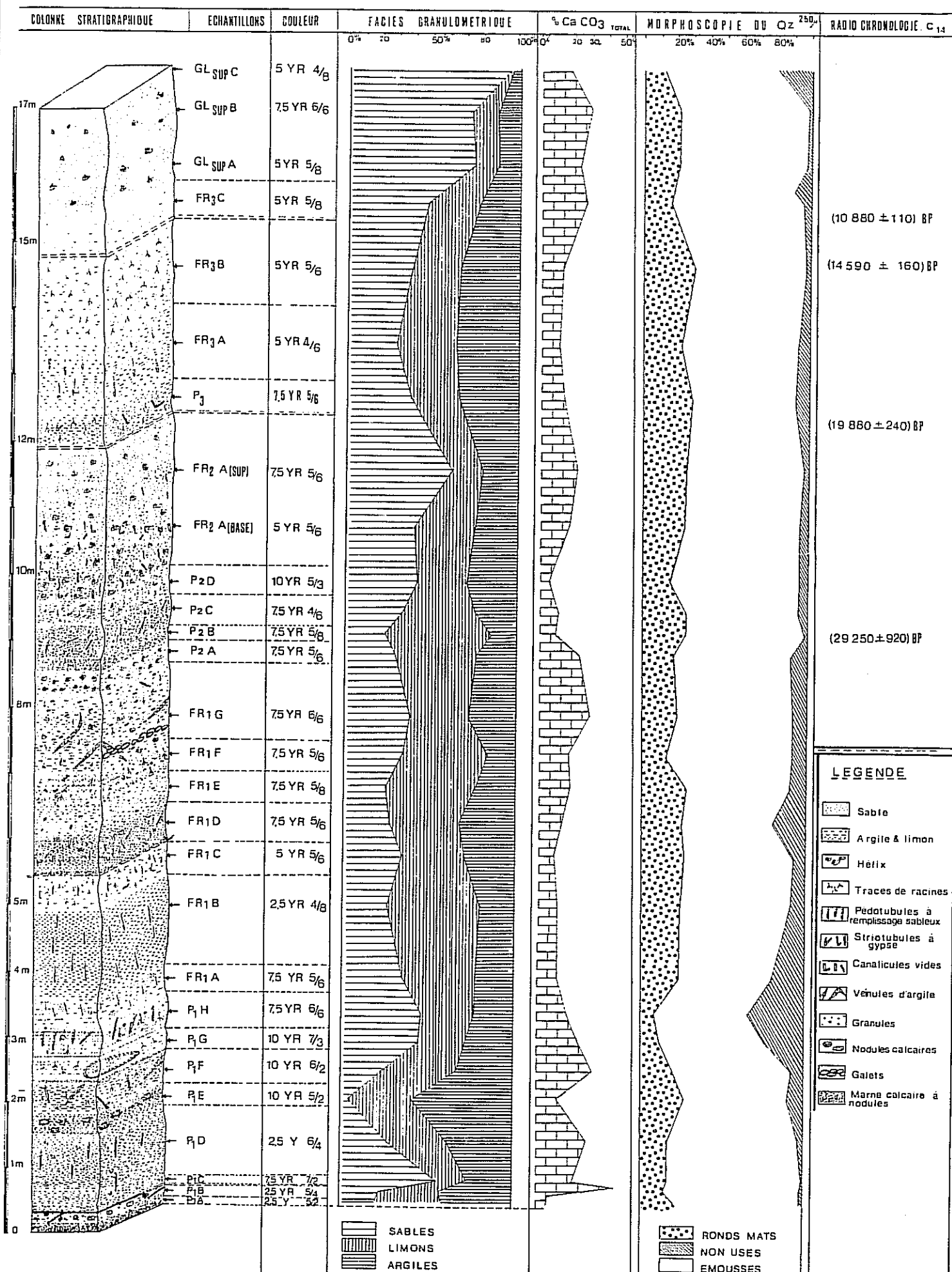
P1C : Il est de couleur 7,5YR 7/2, gris rosâtre et séparé de P1B par un joint sableux calcaire induré. Ce niveau a une texture sablo-argileuse et contient des granules calcaires. Le contenu minéralogique des sables fins est à dominante de magnétite, dans la fraction des sables moyens on a des quartz hyalins et surtout des minéraux de fluorine ainsi que des opaques et des biotites en faible proportion. Dans la fraction grossière, on a des agrégats calcitiques emprisonnant des particules limoneuses et des fragments de gros bioclastes. Ce niveau est azoïque et présente des taches de marmorisations. L'épaisseur est de 10 cm.

P1D : Il est argilo-limoneux friable à l'ongle, de couleur 2,5Y 6/4, brun jaunâtre clair. On observe des veinules de circulation d'eau et le début d'individualisation de concentrations carbonatées sous forme de petits points blancs. Le cortège minéralogique est le même que dans les niveaux précédents. Le contenu fossilifère se caractérise par l'apparition d'Ostracodes et de Gyrogonites. L'épaisseur est de 1,10 m.

Fig. 30

COUPE DE LOUED TAMDROUST

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE



P1E : Il a une texture franchement argilo-limoneuse (sables = 5%). Il contient des nodules calcaires compacts dans une matrice bien structurée et friable. La couleur est 10YR 5/2, brun grisâtre. Le contenu fossilifère est très pauvre, avec quelques coquilles jointives d'Ostracodes (une seule espèce) et des fragments de gros bioclastes. Ce niveau se caractérise par des agrégats noirs (pseudolimons) difficilement défloculables. Les ronds mats marquent un pic, l'épaisseur est de 30cm.

P1F : En passage progressif du niveau sous-jacent, il est argilo-limono-sableux non compact et contient des traces de racines, des veinules argileuses, des tubulures vides et des graviers. La couleur est 10YR 6/2, gris brun clair, l'épaisseur est de 50 cm. A la loupe binoculaire, on remarque que ce niveau est très riche en Ostracodes (au moins trois espèces qui se distinguent par leur forme, leurs ornements et par la taille des coquilles); on observe aussi des Gyrogonites. On remarque également quelques agrégats noirs, des granules carbonatés et des cristaux de gypse fibreux.

P1G : Il est séparé de P1F par un joint horizontal d'argile de 5cm d'épaisseur. C'est une séquence compacte plutôt sablo-argileuse avec des poches franchement sableuses; la couleur est 10YR 7/3, brun très clair. Ce niveau présente des traces de racines, le contenu fossilifère est assez pauvre avec peu d'Ostracodes, quelques Gyrogonites et des fragments de gros bioclastes. On note la présence de gypse. L'épaisseur est de 30 cm.

P1H : De texture sablo-limoneuse, il est compact, de couleur 7,5YR6/6, jaune rougeâtre et très riche en minuscules fragments de coquilles. Ce niveau se caractérise par un litage sédimentaire fin perturbé par des veines d'argile et de sable ainsi que par les traces de racines. Il contient de gros graviers autochtones (intraclastes) et présente des taches de marmorisation grisâtres. Ce niveau est très riche en Gyrogonites mais ne contient que très peu d'Ostracodes; d'autre part on remarque des cristaux de gypse et de petites pseudomorphoses de calcite.

B-Interprétations pour la série de base P1:

1- Milieu de dépôt: •Un milieu carbonaté: Sur la figure 30 le pourcentage en CaCO_3 sur roche totale déterminé par la méthode Bernard, ne rend pas compte de la richesse du sédiment en carbonates. Bien que ce pourcentage ne dépasse guère 40%, on remarque que pour le même sédiment, les nodules et veinules carbonatés peuvent contenir jusqu'à 80% de CaCO_3 . Au microscope polarisant, ces carbonates sont sous forme d'une matrice micritique dans laquelle les vides (interstices et pores) sont tapissés de cristaux de sparite calcitique et présentent souvent un remplissage de matériel silteux et sableux.

•Un milieu aquatique: Le contenu fossilifère de cette première série sédimentaire comporte une faune d'Ostracodes accompagnés par des Gyrogonites. Les Ostracodes ont souvent les deux valves encore jointives, ce qui montre qu'ils n'ont pas subi de remaniement. Le milieu devait alors rester longtemps immergé pour permettre le développement d'une telle faune et flore. L'étude de la répartition des espèces d'Ostracodes dans les diverses

séquences pourrait apporter des indications précises sur leur milieu de vie notamment la salinité et la profondeur, mais elle reste à faire.

2-Evolution du milieu: La présence d'intraclastes et de veinules à remplissage silto-sableux dans le sédiment montre que ce dernier a subi une ou plusieurs dessiccations après émergence. Le milieu est donc resté longtemps immergé, avec des périodes de relative émergence où le sédiment a subi une dessiccation; la cuvette lacustre a évolué alors en marécage avec la mise en place d'une végétation hydrophile. Après le dépôt, le matériel a évolué sous des conditions d'hydromorphie, avec redistribution de carbonates et de fer au sein du sédiment (nodulisation et marmorisation).

3- Origine du matériel: Les apports se sont faits sous forme de carbonates dissous et de matériel sablo-limoneux et argileux. Bien que nous n'ayions pas fait une étude pour les minéraux lourds, l'observation du cortège minéralogique des divers niveaux peut apporter des renseignements quant à l'origine du matériel. En effet ce cortège est dominé par un grand pourcentage de quartz hyalins avec une fraction bipyramidale, suivi par des opaques dont la majorité sont magnétiques, puis des feldspaths, des minéraux de fluorine et des biotites. Ce cortège minéralogique devrait donc provenir de l'altération des unités lithologiques du bassin versant (granites et schistes) et surtout de l'altération des galets des terrasses du Quaternaire ancien et moyen.

4- Implications climatiques: Le dépôt P1, de type plutôt chimique et carbonaté, devrait correspondre à une période calme de biostasie, marquée par des pluies abondantes permettant la mobilisation des carbonates. La dissolution affecte les roches calcaires de l'amont (plateau bordier) et non les encroûtements calcaires du bas plateau, qui devaient être protégés par un sol épais maintenu par un couvert végétal dense, jouant le rôle de filtre et empêchant le ruissellement concentré. Le matériel, une fois déposé, subit une pédogenèse sur place dans une ambiance d'hydromorphie, avec nodulisation et marmorisation. Cette pédogenèse est de type montmorillonisante, ce qui implique un drainage déficient en milieu basique. Bien que la morphoscopie ait été effectuée dans une fraction non représentative de la médiane des sables, on remarque que seule la séquence P1H présente un pic de non-usés. Comme par ailleurs le matériel de cette séquence est en tout point identique à celui des séquences sous-jacentes, c'est que celles-ci ont subi soit une contamination par des éléments éoliens, soit une éolisation sur place.

5- Conclusion partielle: P1 représente un dépôt carbonaté en milieu aquatique calme, dans des conditions de biostasie. La transformation du milieu implique des phases sèches (dessiccation, apports éoliens?) entrecoupées de phases d'inondations (hydromorphie, montmorillonisation).

III.2. COMPLEXES MOYEN ET SUPERIEUR de FR1 à GLsup c : (de plus de 30 000 ans B.P. à l'actuel)

III.2.1. Etude sédimentaire:

III.2.1.1. Description générale:

Deux complexes bien distincts surmontent le dépôt de base P1:

- Un complexe moyen (d'un peu plus de 10m d'épaisseur): par rapport au dépôt de base carbonaté, l'ensemble moyen présente un matériel détritique argilo-limono-sableux, formant une alternance de séries rubéfiées (FR), et d'autres plutôt brunifiées (P). Cet ensemble est marqué par une pédogenèse qui est atténuée pour les séries rouges et qui est beaucoup plus marquée pour les séries brunes.
- Un complexe supérieur, de 2m d'épaisseur: il est plutôt sableux, biodétritique, sans structures sédimentaires et sans traces de pédogenèse. Les caractéristiques macroscopiques des divers horizons sont représentés sur la colonne stratigraphique (Fig: 30). Pour ne pas encombrer le dessin, les taches de marmorisation n'y sont pas représentées.

III.2.1.2. Description détaillée:

A- Complexe moyen: Il englobe les cinq séries morphosédimentaires suivantes: FR1, P2, FR2, P3, FR3(AetB). -La série rubéfiée FR1 (plus de 30 000 ans B.P.) : elle est subdivisée elle même en plusieurs séquences élémentaires, dans le détail on a :

FR1A: elle est compacte, de texture limono-sableuse, et de couleur 7,5YR 5/6, brun foncé ; elle contient des tubulures vides aux contours lessivés, quelques manchons noirâtres, et des agrégats de matière organique. Le contenu fossilifère est représenté par peu d'Ostracodes de petite taille et quelques gastéropodes juvéniles. Les quartz sont de deux types, des rubéfiés très éolisés et d'autres hyalins ; on remarque également de gros cristaux de gypse secondaire ; l'épaisseur est de 40cm.

FR1B: elle présente un matériel limoneux compact de couleur 2,5YR4/8, rouge, parcouru par des tubulures aux contours soulignés par des oxydes de fer, l'épaisseur est de 1,30 m. Ce niveau contient beaucoup d'agrégats noirâtres (pseudolimons), des granules carbonatés et des cristaux de gypse remplissant les pédotubules. Le contenu fossilifère n'est représenté que par des fragments de gros bioclastes et par peu de Gyrogonites. On remarque toujours les deux types de quartz ; en revanche, de grosses paillettes de micas attirent l'attention.

FR1C: elle est de texture limono-sablo-argileuse et de couleur 5YR5/6, rouge jaunâtre. Elle présente des traces de racines, des taches et des veinules de marmorisations. En haut de cette séquence, on a des intraclastes. A la loupe binoculaire, on observe des fragments de Gyrogonites, quelques Ostracodes, des tubulures vermiformes calcitisées=(terriers construits), des fragments de gros bioclastes, et des pseudomorphoses de gypse. On remarque aussi une dominance de quartz rubéfié. L'épaisseur est de 50 cm.

FR1D: elle est séparée du niveau précédent par un liseré de minuscules fragments de coquilles fragiles d'ordre millimétrique. Elle est de texture argilo-limono-sableuse et elle présente des taches de marmorisation, des traces de racines et quelques granules autochtones (intraclastes). On remarque aussi de petites concentrations de carbonates. L'épaisseur est de 65 cm, la couleur est 7,5YR 5/6, brun foncé. A la loupe binoculaire, on observe de grosses cristallisations de gypse, avec des pseudomorphoses, des agrégats calcitiques emprisonnant des particules limoneuses et quelques gros fragments de bioclastes. La fraction 0,1 mm est très riche en quartz rubéfié. Ce niveau contient de petits fragments de roche.

FR1E: caractérisée par une coloration 7,5YR 6/8, jaune rougeâtre, elle est consolidée et contient des graviers autochtones. Le passage est progressif tant vers le haut que vers le bas. L'épaisseur est de 40 cm. Ce niveau contient des agrégats calcitiques plus ou moins consolidés, des amas blanchâtres calcaires bien calibrés et friables et des granules construits dûs à l'activité biologique. Le contenu fossilifère est représenté par de petits fragments de coquilles d'Ostracodes et de gros bioclastes.

FR1F: elle est de couleur sombre 7,5YR 5/6, brun foncé. Ce niveau de texture plutôt limono-sableuse est parcouru par des veinules calcaires. Il contient des fragments d'Ostracodes, des Gyrogonites entières. Dans la fraction grossière on observe des agrégats noirs non défloculés, des cristaux de gypse et des pseudomorphoses de calcite. On remarque également des paillettes de mica (muscovite), et des fragments de roche. L'épaisseur est de 55 cm.

FR1G: elle est plus sableuse que la séquence sous-jacente et elle est riche en graviers. Ce niveau se caractérise par l'apparition de coquilles entières d'Hélix, rares et friables. La couleur est 7,5YR 6/6, jaune rougeâtre, avec des taches sombres et des veinules d'argiles. Des galets sont plaqués à 25 cm de la base de ce niveau.

-La série brune P2 (vers 30 000 ans B.P.) : elle se détache par sa couleur gris brun foncé des séries rubéfiées sus-et sous-jacentes. Elle est composée de quatre séquences élémentaires qui se distinguent par la texture granulométrique et par des différences sensibles de couleur. Dans le détail on a :

P2A : de couleur brun foncé, elle est très riche en coquilles d'Helix, bien structurée et se débite en prismes. Elle repose sur une surface de ravinement et présente occasionnellement à sa base un matériel grossier: graviers de quartzite. Sa texture est plutôt limono-sableuse, avec une médiane de $115\mu\text{m}$, le Ca CO_3 est à un taux de 23%, dû en partie au coquilles ; les ronds-mats à 18%. A la loupe binoculaire, elle est très riche en fragments d'Helix et en bioclastes noircis. On note aussi la présence de gastéropodes juvéniles parmi lesquels des Planorbes, et quelques Gyrogonites ; dans la fraction des sables très fins on trouve des Foraminifères. Ce niveau contient aussi du gypse sous sa forme fibreuse et saccharoïde ainsi que des agrégats calcitiques .

P2B: de même couleur que le niveau précédent, cette séquence présente des traces de racines, elle est plus friable, sa texture est franchement limoneuse, avec un appauvrissement en argile et sable. Bien lessivé, le CaCO_3 n'a qu'un taux de 9,8% ; les ronds-mats sont en progrès : 15,8%, les non-usés presque inexistantes. La médiane est plus faible : $105\mu\text{m}$. A la loupe P2B est moins bioclastique que P2A et contient des agrégats noirs de matière organique.

P2C: toujours de couleur brun foncé, elle est très riche en minuscules fragments de coquilles, sa texture est encore à dominante limoneuse mais contient quelques petits graviers et elle est compacte. La médiane augmente: $120\mu\text{m}$, le taux de CaCO_3 est faible : 10,7%, les ronds-mats en légère baisse : 12,8%. A la loupe, on remarque des minéraux de gypse, quelques Ostracodes, des fragments de bioclastes et des agrégats calcitiques.

P2D: c'est un horizon brun bien structuré qui montre au sommet des veinules remplies par du matériel rouge du niveau sus-jacent et qui correspondent à des traces de racines. La texture granulométrique est sableuse, la médiane de $135\mu\text{m}$; le taux de CaCO_3 est faible : juste 5,8%, les ronds-mats sont représentés à 13%. A la loupe, on remarque la présence d'agrégats noirs de matière organique, des coquilles de gastéropodes juvéniles avec au moins quatre espèces et des coquilles de petits bivalves, probablement des Unio juvéniles ; on note aussi de gros fragments de bioclastes et des cristaux de gypse.

-La série rubéfiée FR2: Après P2, vient une série rubéfiée notée FR2. On distingue : -FR2A(base), de couleur rouge jaunâtre et de texture sablo-limoneuse. Elle est très compacte et présente des canalicules vides et des taches de marmorisation foncées qui s'espacent au sommet. Quelques joints formés par des fragments de coquilles d'Helix soulignent des surfaces de réactivation. Ce niveau est très riche en Helix, la médiane est de $130\mu\text{m}$, le CaCO_3 atteint 16,6 %. Les ronds-mats sont en progrès : 26,3%. Ce niveau est très riche en matière organique et contient peu de bioclastes.

Sans aucune discontinuité on passe verticalement à FR2A(sup). La texture est alors franchement sableuse à 60%, la médiane est à $125\mu\text{m}$. Ce niveau contient peu d' Helix et présente des taches dispersées de marmorisation .

Le CaCO_3 est à un taux de 22,5%, marquant un pic, le pourcentage des ronds-mats reste par contre constant à 26,1%. Le sable contient des spicules d'oursins, des Foraminifères, quelques Ostracodes entiers, des Unio, et des pattes d'insectes. On note aussi la présence du gypse.

-P3 (vers 20 000 B.P.): c'est un paléosol de couleur brun sombre mais moins marquée que pour P2. Il présente des structures de tassement, des traces de racines, des terriers de vers et des cristallisations de gypse. Il contient de grosses coquilles de Mélanopsis. La texture est sablo-argileuse, la médiane est de $120\mu\text{m}$, les ronds-mats en progrès : 28,7%, le CaCO_3 en baisse : 14,2%. Ce niveau est très riche en fragments de gros bioclastes et en coquilles juvéniles: petits Mélanopsis, Planorbes, Limnées, Unio, et Helix. On note aussi quelques Foraminifères et des fragments d'Ostracodes, des agrégats de matière organique, des concrétions carbonatées autour de petites brindilles, des cristaux de gypse et des pattes d'insectes.

-La série rubéfiée FR3: elle est constituée par les séquences suivantes:

FR3A: c'est une séquence rouge jaunâtre 5YR 4/6, qui devient de plus en plus claire vers le sommet. La texture est argilo-limoneuse, avec quelques veinules remplies de sable et des tubulures aux contours soulignés par des oxydes. Le contenu fossilifère est représenté par des gastéropodes juvéniles, des Foraminifères et quelques coquilles d'Ostracodes. On note également la présence de particules de charbon et des pattes d'insectes. L'épaisseur est de 1,50 m.

FR3B: C'est la continuité du niveau précédent, la couleur devient un peu plus claire en restant toujours rouge jaunâtre 5YR 5/6, la texture s'enrichit en sable qui est concentré au niveau de veinules verticales qui peuvent correspondre à des fentes de retrait. Ce niveau contient très peu d'Ostracodes et des fragments de coquilles d'Helix; l'épaisseur est de 1,30 m.

Les séries du Soltanien supérieur sont, hormis leurs couleurs, relativement homogènes, de texture essentiellement limono-sableuse et argileuse.

B- Complexe supérieur holocène: il est formé par la série FR3C et par les séries du glacis supérieur; dans le détail on a:

FR3C: C'est une série dunaire de sable fin qui est polluée par l'argile, elle ne présente pas de structures sédimentaires. Mais on y remarque des traces de racines, des tubulures vides et des coquilles de gastéropodes juvéniles. La couleur est rouge jaunâtre, l'épaisseur est de 60 cm.

Gl: Il est formé par trois séries franchement sableuses ne présentant pas de traces de pédogenèse, la couleur est très claire en surface mais reste encore rouge jaunâtre dans la série GL sup B. Les coquilles d'Helix sont rares.

Les séries holocènes sont nettement sableuses. Il convient d'examiner en détail les données granulométriques.

III.2.1.3. Granulométrie:

A/ Etude de la fraction sableuse:

a) Préparation du matériel: Le matériel brut ne peut pas être tamisé directement sans préparation préalable. En effet, il est relativement consolidé, et contient une proportion plus ou moins importante de limon et d'argile et des agrégats calcitiques et/ou organiques. On doit donc d'abord isoler les sables, c'est-à-dire la fraction granulométrique dont le diamètre est compris entre 2 et 0,050 mm. La procédure se déroule selon les étapes suivantes:

- Une décalcification ménagée avec de l'HCl dilué à 10%. L'attaque s'est réalisée à froid afin d'éliminer juste le ciment et de dissocier les agrégats calcitiques.

- Un lavage sous jet d'eau, dans un tamis à 50 μ m de maille pour éliminer les limons et les argiles. Les sables récupérés sont séchés dans l'étuve.

b) Tamisage: 100 g de matériel séché est tamisé pendant huit minutes. Le refus de chaque tamis est alors pesé avec précision, ce qui permet de calculer le pourcentage de chaque fraction granulométrique et d'établir les courbes cumulatives et les histogrammes de fréquences.

c) Les courbes cumulatives et les histogrammes de fréquences: (Fig: 31-32-33-34)

d) Interprétations:

Les courbes cumulatives sont réparties d'après leur allure générale en deux lots distincts:

- Le premier lot correspond à l'ensemble moyen, et présente des courbes assez bien redressées, de type fluviatile mais qui accusent des caractères éoliens. Les courbes de fréquences montrent souvent pour ce premier type de dépôt plusieurs modes: le mode principal se situe à 140 μ m et quelquefois à 115 μ m. Le mode secondaire est beaucoup moins prononcé et concerne la fraction des sables très fins, généralement à 56 μ m. Exceptionnellement, ce mode à 56 μ m devient bien accusé quand le mode principal est à 115 μ m.

- Le deuxième lot correspond à l'ensemble supérieur, les courbes sont spécifiques d'un dépôt éolien, elles sont bien redressées et caractérisent un matériel très bien classé. En revanche, les courbes de fréquences sont unimodales avec un mode à 140 μ m.

Fig. 31 : Oued Tandrout, courbes granulométriques

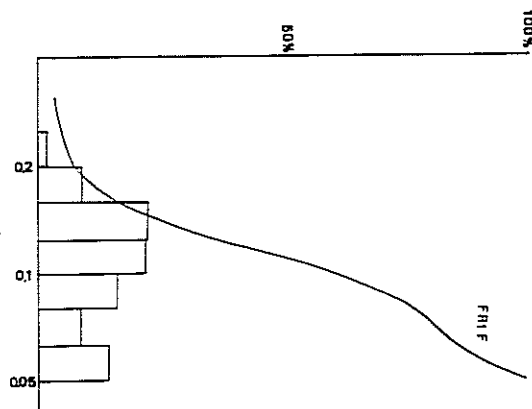
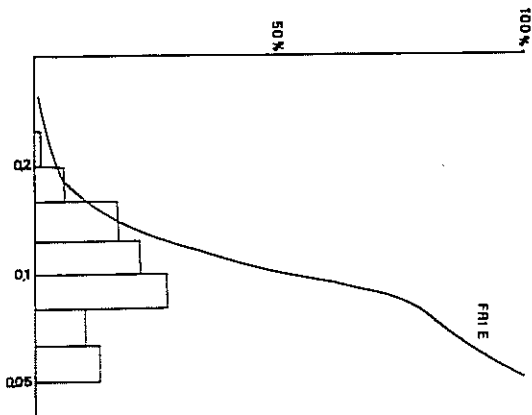
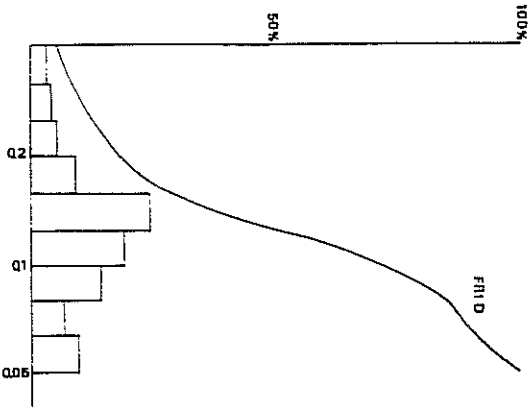
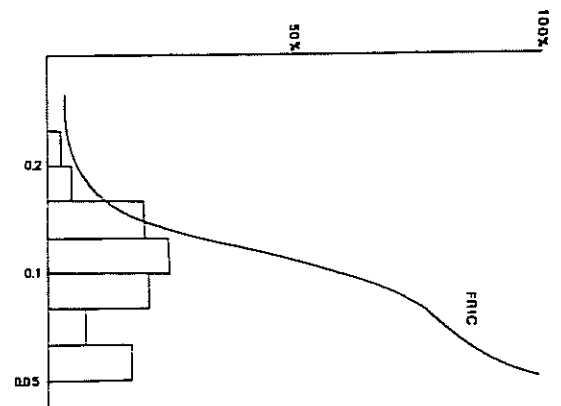
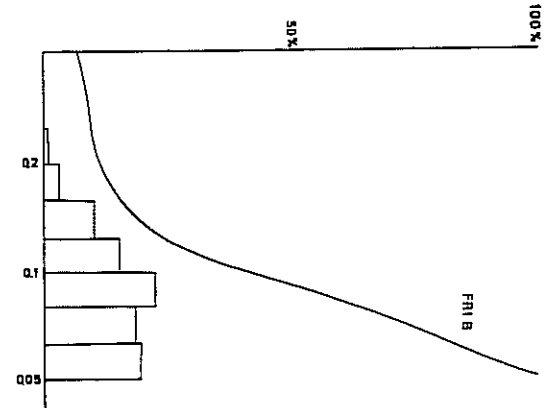
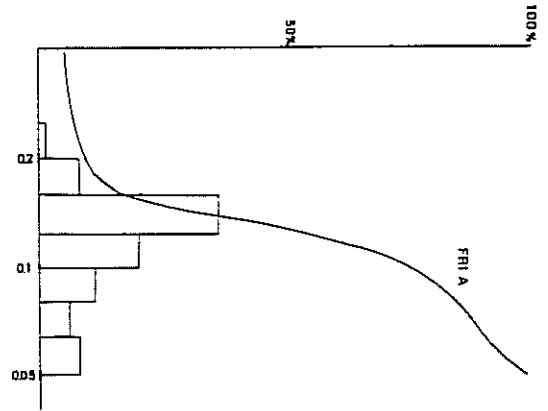


Fig. 32 : Oued Tamiouss, courbes granulométriques

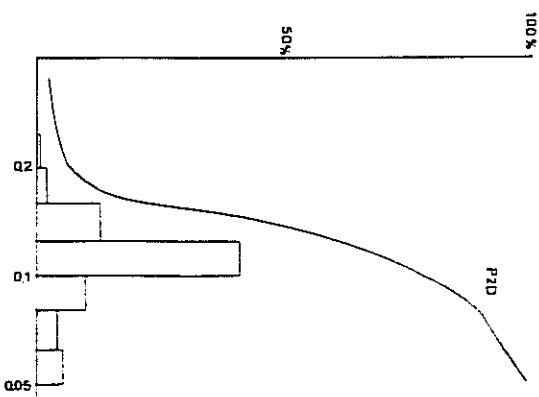
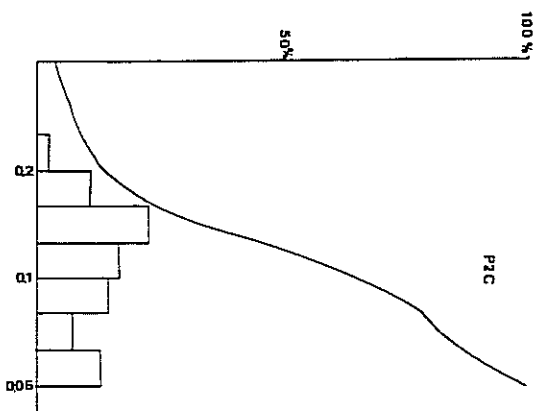
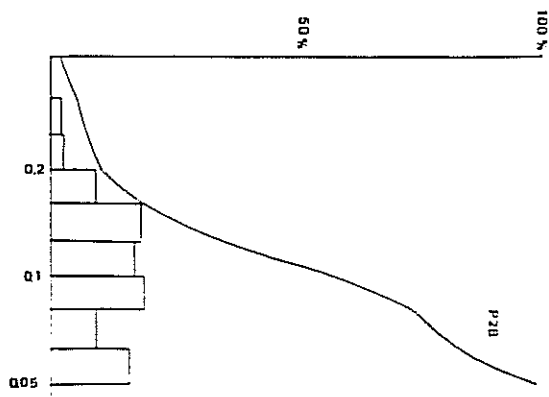
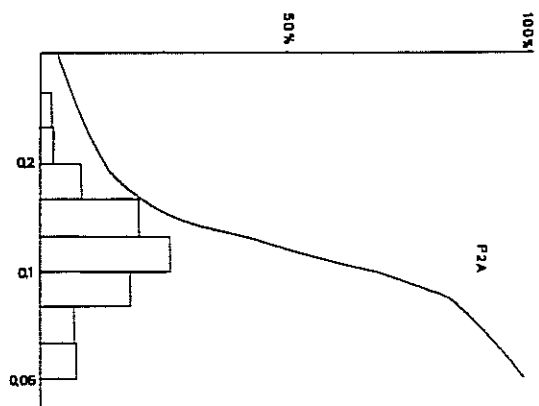
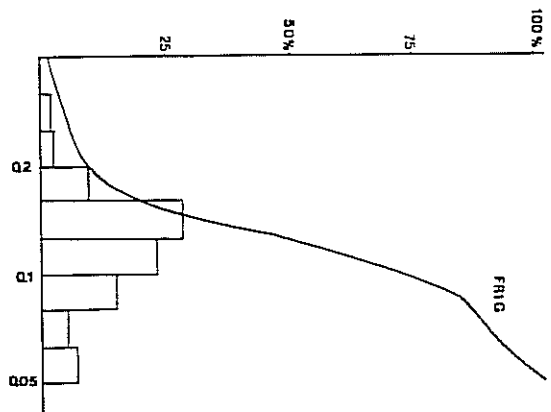


Fig. 33 : Oued Tamdroust, courbes granulométriques

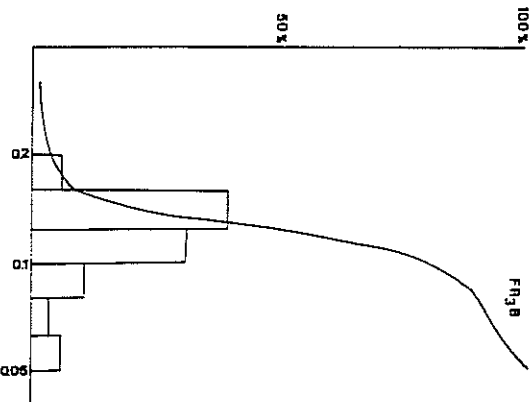
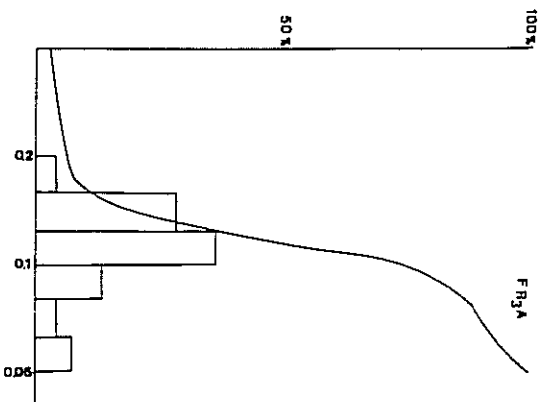
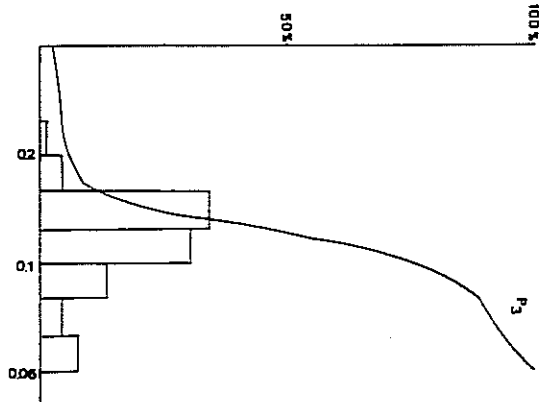
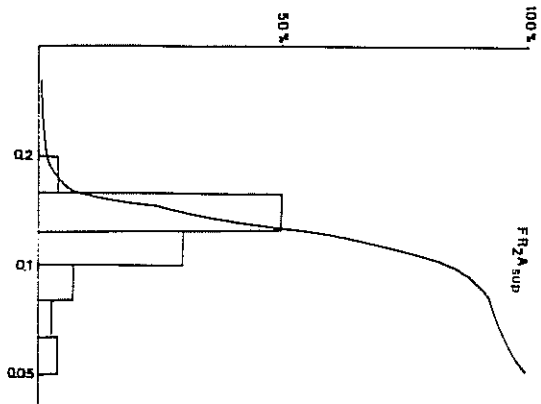
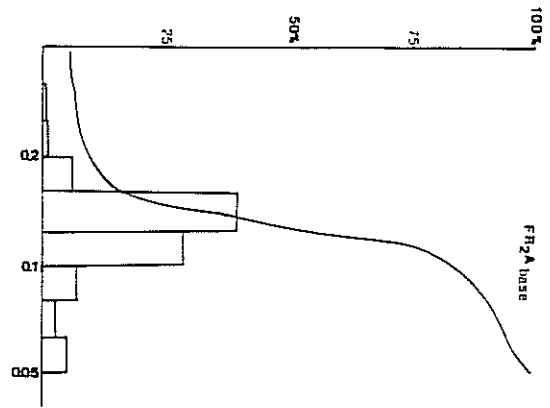
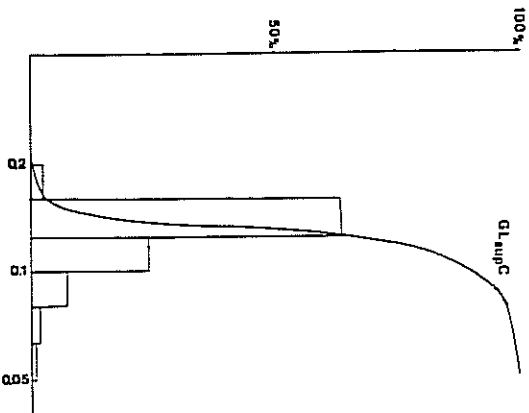
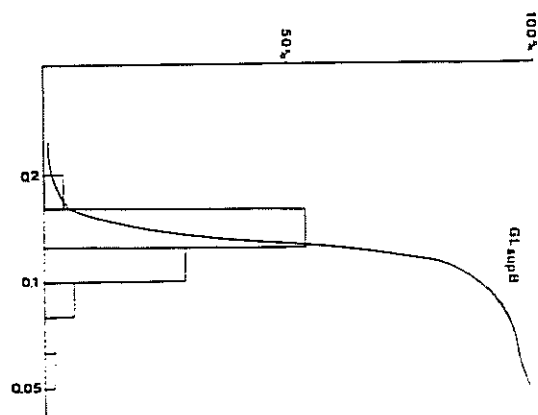
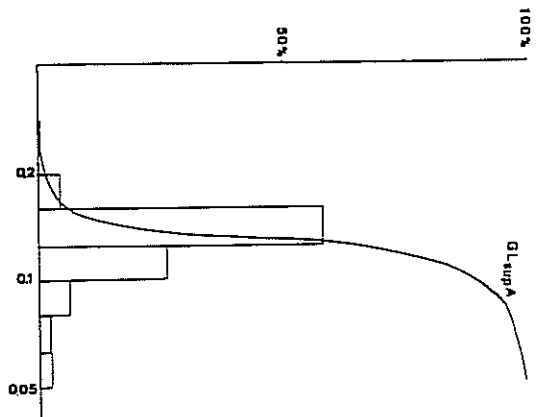
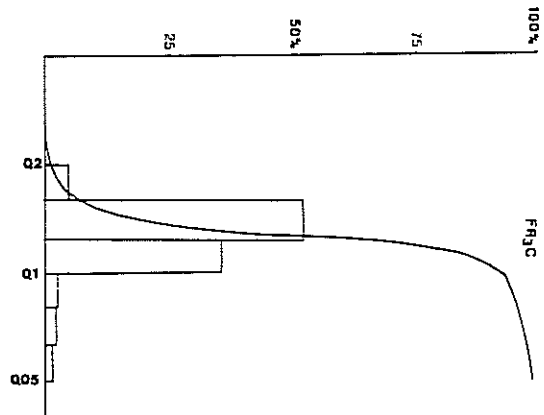


Fig. 34 : Qued Tandroust, courbes granulométriques



e) Indices granulométriques:

Pour mieux caractériser le matériel sableux des diverses séquences, plusieurs paramètres sédimentaires ont été calculés (Tableau:9)

TABLEAU:9 Indices granulométriques

	Niveaux	Q1 mm	Q3 mm	Md _{mm}	SO	Md ϕ	Mc ϕ	σ ϕ	SK _c ϕ	K ϕ
COMPLEXE SUPERIEUR	GLsup C	0,140	0,115	0,135	1,10	2,88	2,96	0,23	0,57	1,18
	GLsup B	0,140	0,118	0,130	1,08	2,94	2,96	0,25	0,3	1,63
	GLsup A	0,135	0,115	0,130	1,08	2,94	2,99	0,25	0,346	1,58
	FR3 C	0,137	0,120	0,129	1,06	2,95	2,95	0,21	0,09	1,89
COMPLEXE MOYEN	FR3 B	0,140	0,105	0,125	1,15	2,99	3,05	0,39	0,292	1,50
	FR3 A	0,135	0,098	0,115	1,17	3,12	3,126	0,51	-0,023	1,83
	P3	0,137	0,099	0,120	1,17	3,05	3,095	0,47	0,157	1,61
	FR2 Asup	0,145	0,110	0,125	1,14	2,99	3,01	0,35	0,24	1,43
	FR2 Abase	0,145	0,112	0,130	1,13	2,94	2,97	0,59	-0,016	2,95
	P2 D	0,155	0,105	0,135	1,21	2,88	2,98	0,50	0,26	1,35
	P2 C	0,155	0,084	0,120	1,35	3,05	3,103	0,78	-0,022	1,26
	P2 B	0,145	0,079	0,105	1,35	3,25	3,24	0,76	-0,125	1,06
	P2 A	0,145	0,094	0,115	1,24	3,12	3,06	0,67	-0,202	1,49
	FR1 G	0,150	0,095	0,125	1,25	2,99	3,02	0,58	0,03	1,39
	FR1 F	0,145	0,082	0,113	1,32	3,14	3,258	0,66	0,12	1,09
	FR1 E	0,127	0,081	0,100	1,25	3,32	3,3	0,54	-0,004	1,14
	FR1 D	0,165	0,093	0,125	1,33	2,99	2,94	0,80	-0,22	1,45
	FR1 C	0,132	0,079	0,105	1,29	3,25	3,33	0,60	0,11	1,11
	FR1 B	0,122	0,066	0,090	1,35	3,47	3,4	0,84	-0,32	1,55
	FR1 A	0,150	0,098	0,130	1,23	2,94	3,06	0,66	0,115	1,87

*La médiane(Md) : elle est directement déduite des courbes cumulatives et correspond sur l'axe des abscisses à 50% du pourcentage cumulé. Cet indice donne une image globale sur la grossièreté du sédiment. On remarque sur le tableau que la valeur de cet indice ne varie pas sensiblement d'une séquence à l'autre. Sa valeur est comprise entre 90 μm et 135 μm , on est donc en présence d'un matériel sableux fin. Les plus faibles valeurs de la médiane se trouvent dans les séquences les plus riches en éléments fins (limon et argile).

*Indice de classement de Trask (Sorting index) $S0$ (mm):

$$S0 = \sqrt{\frac{Q1}{Q3}}$$

Les quartiles $Q1$ et $Q3$ étant les diamètres des grains correspondant respectivement à 25% et 75 % du sable cumulé. Pour toutes les séquences, on remarque que $S0 < 2,5$ ce qui implique que le sédiment est bien classé.

La suite des paramètres calculés sont proposés par Folk et Ward(1957) et sont exprimés en unité phi. $\phi = -\log d / \log 2$ (d en mm). Les centiles $P5$, $P16$, $P84$, $P95$ correspondent respectivement à 5, 16, 84, 95 du pourcentage cumulé.

* La taille moyenne ou Mean (Mc): Elle représente la distribution granulométrique moyenne. Par rapport à la médiane, elle tient compte des extrémités de la courbe cumulative et de ce fait elle caractérise mieux le sédiment.

$$Mc = \frac{P16 + Md + P84}{3}$$

On remarque que la valeur de la moyenne(Mc) est peu différente de celle de la médiane exprimée en phi.

*Standard déviation (écart type):

$$\sigma = \frac{P84 - P16}{4} + \frac{P95 - P5}{6,6}$$

$\sigma < 0,35$	Sédiment très bien trié
$0,35 < \sigma < 0,50$	Très trié
$0,50 < \sigma < 1$	Moyennement trié
$1 < \sigma < 2$	Peu trié

L'écart type caractérise mieux le degré de classement et de tri du sédiment ; d'après les résultats, on constate que:

-Pour l'ensemble moyen fluviatile, le matériel est de mieux en mieux trié vers le sommet. Ainsi, pour les séries (FR1,P2 et FR2Abase) le tri est moyen ; par contre les séquences de la partie supérieure de cet ensemble sont très triées. Cette amélioration du tri peut être attribuée à une reprise du matériel par le vent qui le remanie sur place, cette reprise est alors de plus en plus notable vers le sommet. On peut aussi envisager qu'une grande partie du matériel déposé à chaque crue provient de la reprise d'anciens matériaux alluviaux. Le dépôt le plus récent est donc le mieux trié.

Pour l'ensemble supérieur, on remarque que le matériel sableux est très bien trié ce qui est en accord avec une mise en place éolienne.

* Coefficient d'acuité ou d'angulosité:

$$K = \frac{P95 - P5}{2,44(Q3 - Q1)}$$

$K < 0,67$ courbe très platykurtique.

$0,67 < K < 0,90$ courbe platykurtique.

$0,90 < K < 1,11$ courbe mésokurtique.

$1,11 < K < 1,50$ courbe léptokurtique.

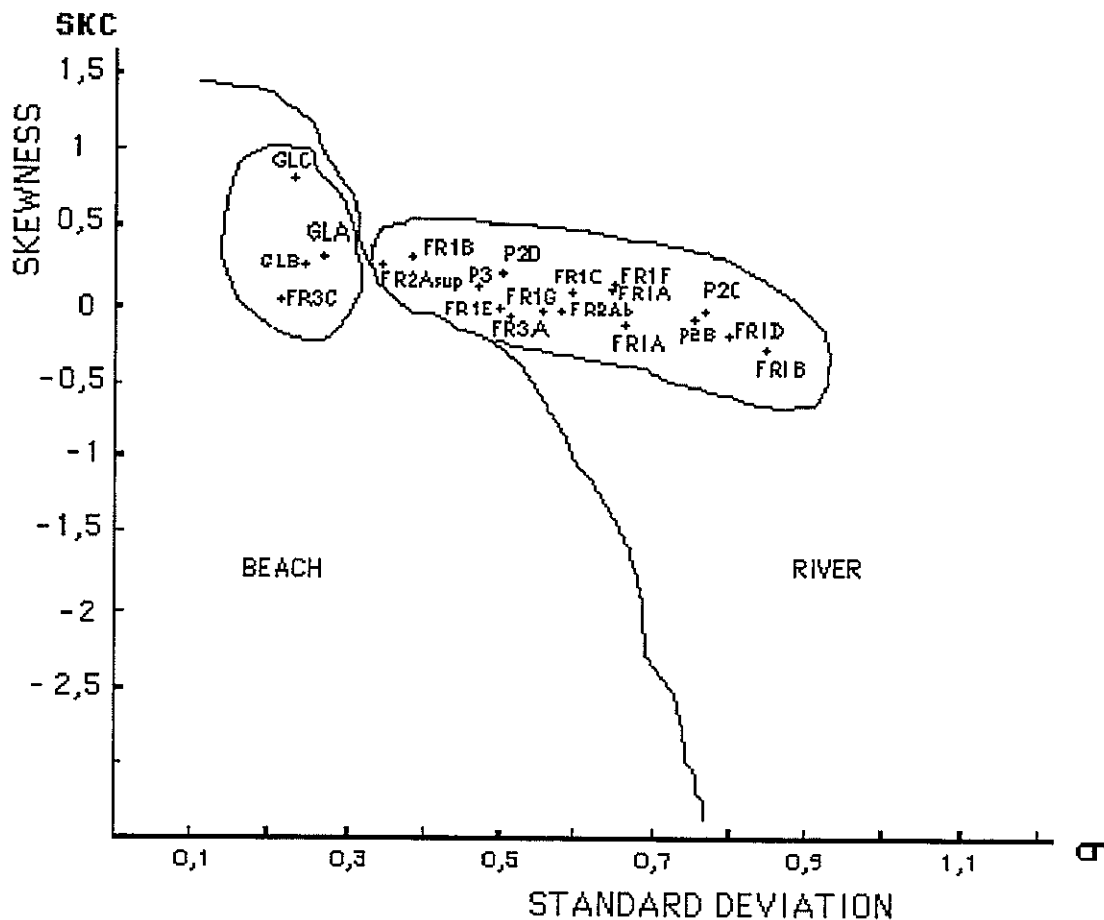
$K > 1,50$ courbe très léptokurtique

D'après les valeurs de K, les courbes des diverses séquences sont soit léptokurtiques soit très léptokurtiques. Si le matériel résultait d'un mélange de plusieurs populations, il y aurait toujours prédominance de l'une sur les autres.

* Skewness ou indice d'asymétrie (SKC):

$$SKC = \frac{P84 + P16 - 2Md}{2(P84 - P16)} + \frac{P95 + P5 - 2Md}{2(P95 - P5)}$$

Cet indice a été calculé afin de pouvoir établir la représentation graphique conjugant l'indice de skewness et l'écart type (G.M.Friedman, 1961).(Fig. 35)



Cette représentation graphique permet de bien différencier les séquences de l'ensemble moyen par rapport aux séquences de l'ensemble supérieur. Les premières se placent dans le secteur des dépôts fluviatiles, par contre les secondes bien qu'elles soient éoliennes se placent dans le secteur des dépôts de plage. En effet, celles-ci gardent encore leur signal littoral.

B/ Etude de la fraction fine:

L'étude de la fraction fine a été réalisée à la pipette de Kohn Robinson raccourcie. Le principe de la méthode repose sur la vitesse de sédimentation des particules dans un milieu liquide (eau) sous l'action de la pesanteur.

a) Préparation du matériel: Pour appliquer cette méthode, on doit procéder à une préparation chimique préalable du sédiment brut afin de provoquer la dispersion et la défloculation des argiles. La défloculation est réalisée par l'addition de 10 ml d'une solution d'Hexamétaphosphate de sodium (à 20 g/l) et par l'agitation mécanique à 40 tours/minute pendant 3 heures.

b) Les prélèvements: La solution est versée dans l'éprouvette et complétée par l'eau distillée ; on a effectué alors les prélèvements suivants:

	Temps	Hauteurs	Tailles
Prélèvement A	45"	10cm	LG+LF+A
Prélèvement B	4'45"	10cm	LF+A
Prélèvement C	4h	5cm	A

LG= limon grossier , LF= limon fin , A= argile.

C) Résultats et interprétations: Cette méthode est approximative et ne permet pas d'établir des courbes cumulatives pour la fraction fine. Elle permet néanmoins une appréciation des pourcentages relatifs aux fractions (argile-limon fin- limon grossier). Le taux du sable dans le sédiment étant déjà déterminé, on peut facilement donc établir la composition granulométrique globale pour chaque séquence ; celle-ci est bien visualisée sur la fig. 36.

Pour l'ensemble moyen : les fluctuations des pourcentages en sable, argile et limon, observées pour les diverses séquences sont tout à fait normales pour les dépôts d'une plaine d'inondation. En effet, il s'agit d'apports consécutifs dont la granulométrie est contrôlée non seulement par l'intensité des crues, mais aussi par la position du chenal principal à partir duquel s'opère un granoclassement décroissant vers les aires de l'étalement du matériel. Chaque fois qu'il y a rupture d'équilibre au niveau de la plaine alluviale, le chenal principal peut migrer latéralement, ou être comblé et remplacé par un autre chenal. Dans le cas présent, on remarque que la plaine alluviale n'est pas large, et que les traces d'anciens chenaux (bras morts), quand ils existent, ne s'éloignent guère du tracé actuel. La texture dépendra donc essentiellement de l'intensité des crues et de la composition originelle du matériel. Ainsi on remarque que la texture

des divers horizons se concentre sur le diagramme triangulaire (argile-limon-sable) (Fig. 37), dans le secteur des limons, des limons fins et des limons argileux. La séquence FR2A fait exception et se place dans le secteur des limons-sableux. Cela peut s'expliquer par une pédogénèse plus ou moins intense qui, par divers processus, peut influencer la texture du matériel après son dépôt. On retient le phénomène d'argilogenèse qui peut induire une augmentation du taux d'argile ou, au contraire, le phénomène de l'appauvrissement purement mécanique de cette argile et son entraînement latéral sous des pluies torrentielles.

Conclusion partielle: L'ensemble moyen se caractérise par une composition granulométrique essentiellement limoneuse, avec une prédominance des limons fins sur les grossiers. La fraction fine (argile et limon) représente en moyenne 60 à 70% du taux du sédiment sauf pour la séquence FR2A sup qui est beaucoup plus riche en sable.

Pour l'ensemble supérieur: en dépit d'une première séquence FR3C encore relativement limoneuse (limon+argile > 50%), cet ensemble supérieur devient franchement sableux et de ce fait se distingue nettement de l'ensemble moyen.

Conclusion partielle : pour cette formation éolienne, la richesse en limon et en argile de la première séquence FR3C doit être attribuée soit à un remaniement partiel par le vent du matériel des séries anciennes, soit à l'action d'une pédogénèse syn-ou post-dépositionnelle. Dans ce dernier cas, il faut donc envisager que le matériel sableux FR3C a été fixé par la végétation après son dépôt.

III.2.1.4. La morphoscopie:

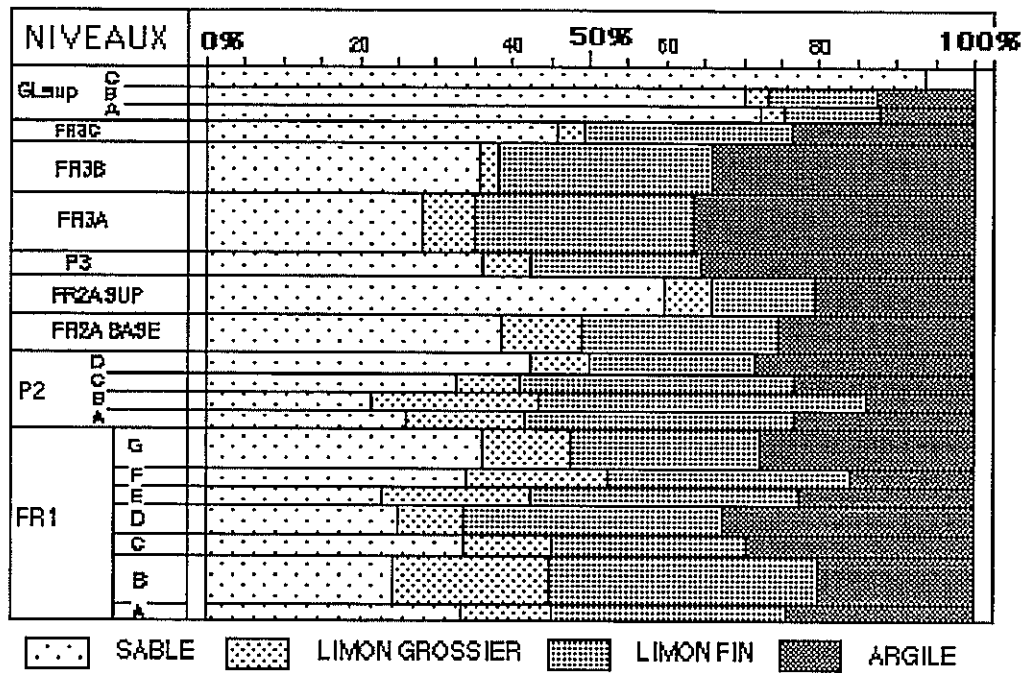
L'examen de l'état de surfaces des grains de quartz, à la loupe binoculaire, a permis de reconnaître les trois catégories suivantes:

- Les quartz arrondis mats ou picotés.
- Les quartz subarrondis picotés ou luisants.
- Les non usés.

Bien que la morphoscopie ait été effectuée sur la fraction granulométrique 250 μ qui est non représentative des médianes et modes de ces formations, on remarque que pour tous les niveaux de la coupe, la fraction des subarrondis est la plus dominante mais que les grains sont en majorité picotés. Il faut donc envisager qu'après le dépôt, le matériel a continué d'évoluer sur place sous l'action du vent.

-Pour la catégorie des arrondis, on remarque que les grains sont surtout des grains rubéfiés revêtus d'un enduit ferrugineux. Certains de ces grains rubéfiés présentent des cassures fraîches. On en déduit que le matériel était déjà à l'origine éolisé, les cassures observées se sont produites lors de l'ultime remaniement par l'oued.

-Enfin sur la (fig.30, page. 87), l'observation de la courbe récapitulative de la morphoscopie pour l'ensemble moyen et supérieur, ne permet pas de voir une évolution vraiment nette, quoique l'on



**Fig: 36 Oued Tamdroust,
Complexe moyen et supérieur,
Granulométrie**

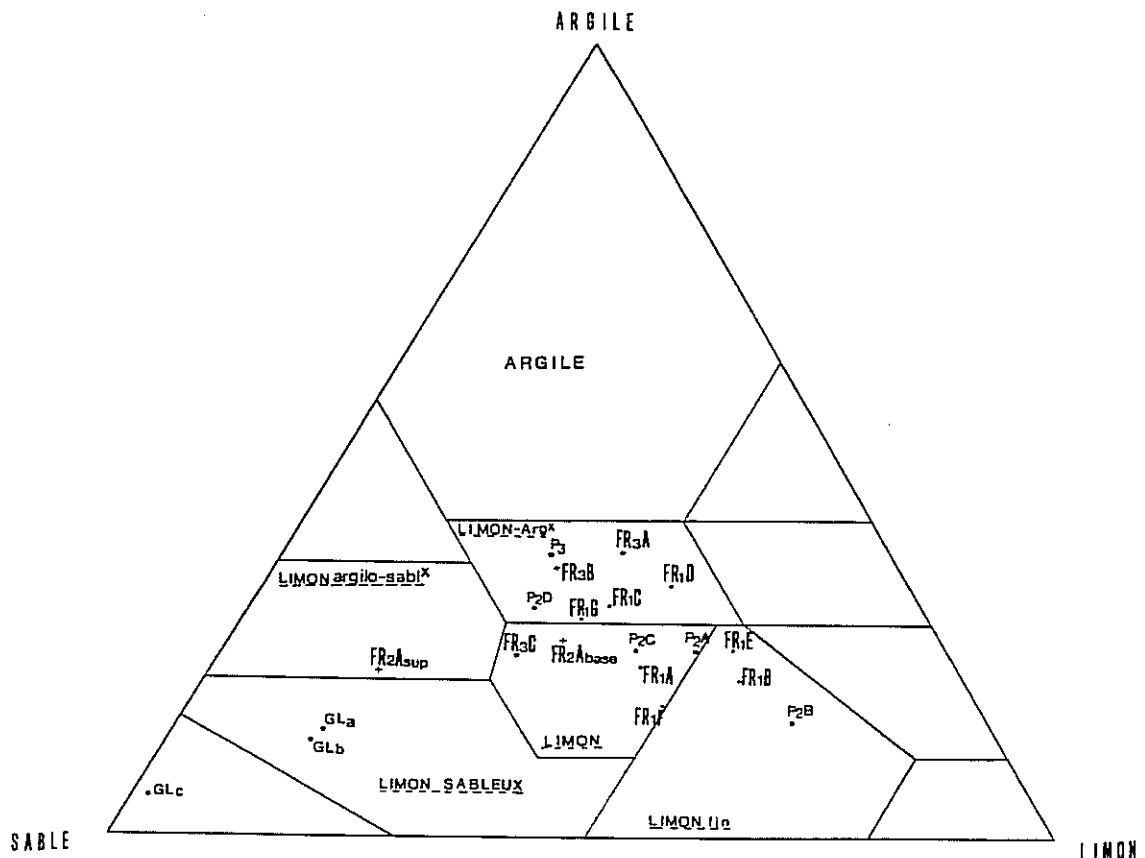


FIG: 37

REPARTITION DES DIFFERENTS HORIZONS
SUR LE DIAGRAMME TRIANGULAIRE
(argile-limon-sable)

puisse déceler une augmentation sensible des arrondis à partir de P2D pour atteindre un maximum à FR3B.

Conclusion partielle: Il est difficile de discerner une évolution au point de vue morphoscopique au niveau de la plaine d'inondation, car cette évolution s'imprime sur un matériel qui est déjà marqué par une évolution antérieure complexe et bien accusée. Le matériel originel a atteint une certaine maturité physique avant son dépôt au niveau de la plaine alluviale. Néanmoins, il est sûr que le matériel a subi après son dépôt une éolisation sur la plaine d'inondation par remaniement sur place. Cette éolisation est maximale pour le niveau FR3B.

L'un des renseignements majeurs de la morphoscopie est la distinction lisible entre l'ensemble moyen et l'ensemble supérieur. Ces deux ensembles sont en effet génétiquement différents: alors que le niveau moyen est dû à des apports fluviaux remaniant du matériel polygénique et physiquement mature, l'ensemble supérieur est dunaire et d'origine littorale.

III.2.2. ORIGINE DU MATERIEL:

Pour l'ensemble moyen fluvial:

L'un des problèmes les plus pertinents réside dans la recherche de l'origine du matériel alluvial de la basse vallée de l'oued Tamdroust. A première vue, il est logique de voir dans ce matériel fin le produit d'une érosion des sols développés dans le bassin versant. Ces sols auraient alors pris naissance sur les roches schisteuses et calcaires, suite à une altération de type fersiallitique. Or dans le pourtour de la chaîne anti-atlasique (talus bordier) c'est surtout les affleurements calcaires qui dominent. Sur ce type de roche les modalités de la fersiallisation ne sont autres que le phénomène de la karstification (A. Weisrock, 1980). En effet ce phénomène explique bien le transfert sous forme dissoute du Ca CO_3 de l'amont vers l'aval où il précipite et forme des massifs imposants de travertins. En revanche, le résidu silicaté reste sur place et constitue un sol fersiallitique. Ce dernier sera ultérieurement érodé et sera déposé au niveau des plaines d'inondations de l'oued Adoudou et de l'oued Tamdroust. Vu l'épaisseur de ces dépôts alluviaux et l'échelle de temps qui concerne leur mise en place, on est amené à concevoir que des masses considérables de roches calcaires ont été dissoutes dans les montagnes avoisinantes. De plus, on doit envisager que le phénomène de la dissolution est continu dans le temps et que les produits résiduels qui en résultent subissent une érosion au fur et à mesure de leur élaboration. Ce schéma est loin d'être persuasif, surtout que l'Anti-Atlas présente encore actuellement un stock considérable de sols fersiallitiques méditerranéens hérités de périodes quaternaires plus humides (P. Oliva, 1972 ; J.P. Peltier, 1982). Par ailleurs, lors de l'étude morphoscopique, on a remarqué que la majorité des grains rubéfiés sont bien éolisés. Leur aspect régulier et arrondi traduit un long remaniement par le vent, ce qui est incompatible avec le milieu humide probablement sous couverture végétale propre à une altération fersiallitique. La production locale du matériel alluvial des terrasses de l'oued Tamdroust par le simple processus de la

fersiallisation ne semble donc pas convaincant et il est logique d'attribuer une part du matériel à d'autres sources d'apports probables. Or, la plaine de Tiznit fonctionne à la fois comme zone puit recevant des poussières d'origine saharienne à certaines époques et comme zone source exportant ces poussières à d'autres époques (G.C-Gaussen, 1991). La contribution de ces poussières dans les sols de la plaine et des massifs avoisinants est indéniable. Les caractéristiques minéralogiques, chimiques et granulométriques de ces poussières ont été déterminées notamment sur des particules piégées dans les fissures des massifs rhyolitiques, andésitiques et quartzitiques de l'Anti-Atlas (G.C-Gaussen, 1988.; G.C-Gaussen, 1991). C'est sur cette base qu'une comparaison entre ces poussières et le matériel alluvial de l'oued Tamdroust a été établie, ainsi certaines analogies sont mises en évidence à savoir :

* Un pourcentage de 60 à 70% de la fraction fine (argile et limon) dans le matériel de l'oued Tamdroust pour un pourcentage qui dépasse 70% dans les poussières sahariennes.

* Une prédominance des limons fins sur les grossiers, ce qui caractérise les poussières déposées dans le Sous par rapport à celles d'autres régions.

* Les grains de quartz piégés dans les fissures des massifs anti-atlasiques sont en majorité circulaires et réguliers, de 80 à 140 μm de diamètre. Ils ont été interprétés comme allochtones, d'origine désertique. Or, dans la basse vallée de l'oued Tamdroust, la fraction la plus représentative se situe dans ce domaine.

* Enfin, dans toutes les séquences de la basse vallée de l'oued Tamdroust, il y a la présence quasi constante du couple Kaolinite/Illite avec un fort pourcentage de l'Illite. Or, ces deux minéraux argileux ont été défini comme étant des traceurs minéralogiques d'origine sahariennes (G.C-Gaussen, 1991).

Toutes ces analogies incitent à expliquer l'origine d'une part du matériel par le phénomène des contaminations éoliennes d'origine désertique. Celles-ci peuvent s'incorporer aux sols dans le bassin versant comme elles peuvent se déposer directement dans la plaine d'inondation. Par ailleurs, il faut aussi envisager qu'un saupoudrage par des particules d'origine littorale a eu lieu, sur la plaine alluviale, depuis 29 880 ans B.P. (Tableau. 10). En effet, la présence de microfossiles marins, notamment des Foraminifères, dans les formations alluviales traduisent, soit un rapprochement de la ligne du rivage, soit un renforcement de vent d'ouest.

Pour l'ensemble supérieur:

Le problème de la zone nourricière ne se pose pas pour cet ensemble, le matériel est très bioclastique, d'origine littorale. Toute fois, comme il a été déjà signalé, la dune FR3C remanie probablement en partie le matériel des séries qui la précèdent.

CONTENU FOSSILIFERE				
Coquilles				
	CONTINENTALES	DULCAQUICOLES	MARINES	Autres
GLsup C B A	Peu d'Hélix		Foraminifères, Radiolaires et spicules d'Oursins	
FR3C	Fragments d'Hélix	Limnés, Ostracodes, Petits bivalves (Unio)	Foraminifères, Radiolaires et spicules d'Oursins	
FR3B	Fragments d'Hélix			
FR3A	Petits Hélix		Foraminifères	Paillettes de charbon Pattes d'insectes
P3	Hélix	Mélanopsis, Planorbes, Limnés, ostracodes, Petits bivalves (Unio)	Foraminifères	Pattes d'insectes
FR2A _{sup}	Hélix	Ostracodes, Petits bivalves (Unio)	Foraminifères, Spicules d'Oursins	Pattes d'insectes
FR2A _{base}	Très riche en Hélix		Foraminifères	
P2D	Hélix	Gastéropodes juvéniles Petits bivalves (Unio)		
P2C	Hélix	Ostracodes	Foraminifères	
P2B	Hélix	Gastéropodes juvéniles Mélanopsis		
P2A	Hélix	Planorbes	Foraminifères	Gyrogonites
FR1G	Hélix	Ostracodes Mélanopsis		Gyrogonites
FR1F		Fragments d'Ostracodes		Gyrogonites
FR1E		Fragments d'Ostracodes		Fragmts de Gyrogonites
FR1D	Fragments d'Hélix fragilisés	Fragments d'Ostracodes		Fragmts de Gyrogonites
FR1C		Peu d'Ostracodes		Fragmts de Gyrogonites
FR1B		Fragments d'Ostracodes		Peu de Gyrogonites
FR1A		Ostracodes de petites tailles		

TABLEAU. 10 : Contenu fossilifère de la formation de l'oued Tamdroust

CONCLUSION:

Pour l'ensemble moyen fluvial, l'origine du matériel est polygénique. Il résulte en grande partie de l'érosion des sols fersiallitiques développés dans le bassin versant. En revanche, d'après l'étude sédimentaire, il semble évident que des apports éoliens d'origine sahariennes se sont intégrés à ces dépôts alluviaux. Ces poussières allochtones peuvent s'incorporer aux sols dans le bassin versant comme elles peuvent se déposer directement sur la plaine alluviale. Par ailleurs, la présence de certains micro-fossiles marins dans le dépôt implique que des contaminations littorales ont eu lieu. Toutefois ce dernier phénomène reste modéré et ne modifie pas les caractéristiques du dépôt initial.

III.2.3. Problème de l'origine du gypse: $\text{Ca SO}_4, 2(\text{H}_2\text{O})$

On a remarqué sa présence dans les séries alluviales de l'oued Tamdroust lors de l'échantillonnage pétrographique ; il forme le remplissage de tubulures isodiamétriques probablement d'origine biologique. A la loupe binoculaire, il est présent sous sa forme fibreuse bien caractéristique, avec des cristaux aciculaires, mais le plus souvent il est présent sous forme d'amas concrétionnés englobant des grains de quartz. La confirmation de sa présence a été mise en évidence par le test du chlorure de barium (Ba Cl_2). En effet, en présence du gypse, une solution de chlorure de barium devient trouble (voire blanchâtre).

La détermination de l'origine du gypse est d'une importance capitale. En raison de son absence dans le bassin versant, il peut être considéré comme le signal indéniable d'une contamination d'origine saharienne. Le gypse dans ce cas provient alors de la déflation par le vent des sebkhas asséchées du sud. Pourtant, les analyses chimiques effectuées par G.C-Gaussen (1991), sur les poussières d'origine saharienne recueillies sur le bas plateau de Tiznit (Maâder n'Aïn Brahim ou Saleh) ou sur les versants de l'Anti-Atlas (massif de Sahel et de Kerdous) ne mentionnent pas de trace de l'ion SO_4 . Son origine saharienne est donc exclue et il faut rechercher son origine, soit dans l'oxydation des sulfures provenant de la matière organique contenue dans le sédiment (P.Freytet, 1971), soit dans les contaminations par les embruns marins. Or on a remarqué que la présence du gypse est indépendante de la richesse des séquences en matière organique. D'ailleurs, même pour les niveaux bruns, le pourcentage de celle-ci ne dépasse pas 2%. Nous sommes donc amenés à admettre des apports de l'ion SO_4 par les embruns marins. Cependant, en l'absence d'analyses chimiques sur la composition de l'atmosphère et des eaux météoriques de la région, on ne peut pas confirmer l'hypothèse avancée. En revanche, plus au nord, sur le littoral d'Agadir, (Dijon, 1969) a effectué des analyses des eaux météoriques. Il ressort de ses résultats que sur le littoral, l'atmosphère est plus riche en ions salins notamment en Na, Cl, et SO_4 , la concentration de ces derniers diminuant en s'éloignant de la côte (Tableau 11).

Tableau. 11: Composition chimique de l'eau de pluie de trois postes forestiers de la plaine de Sous (hiver 1958-1959)

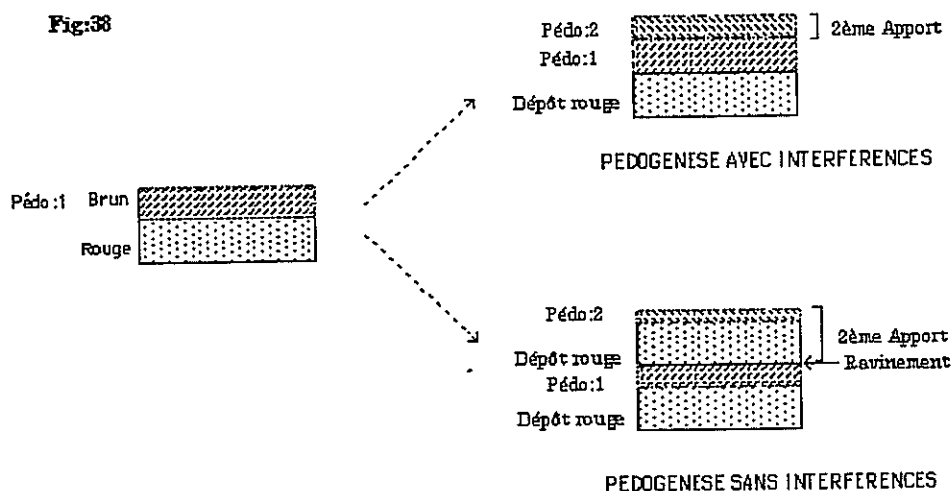
STATION	SITUATION	Composition chimique (mg/l)					
		Ca	Mg	Na	Cl	SO ₄	CO ₃
AGADIR	Bord de la mer	16	5	32	36	39	24
NEKHLA	25 km à l'intérieur	13	2	6	8	12	18
HAFFAIA	40 km à l'intérieur	5	1	4,5	4	8	8

Or ces résultats peuvent être très bien extrapolés à la basse vallée de l'oued Tamdroust, qui est davantage intéressée par les embruns, brumes et brouillards marins. On comprend alors mieux la formation d'efflorescences blanchâtres de sel à la surface des limons de l'oued, après les pluies.

CONCLUSION: Le gypse contenu dans les séries alluviales de l'oued Tamdroust est secondaire et il est dû aux ions SO₄ apportés par les embruns marins. Ces ions vont être entraînés par les eaux météoriques et se concentrent dans les pores et les vides d'origine biologique, ils se complexent alors avec le calcium pour donner des cristaux de gypse.

III.2.4. Analyse pédologique:

Il est facile de réaliser à première vue, sur le terrain, que des paléosols se sont développés sur le matériel alluvial de la plaine d'inondation. Les indices de pédogenèse sont multiples et ne manquent pas le long de la coupe, à savoir les traces de racines, les taches de marmorisation et les nodules pédogénétiques calcaires. L'étude pédologique de ces paléosols pourrait permettre de comprendre les conditions climatiques qui ont commandé leur formation. Néanmoins, pour que les interprétations ne soient pas erronées, on doit tenir en considération certaines réserves et, en premier lieu, que seuls les sols résultant de processus pédogénétiques lents ont une signification climatique (A. Ruellan, 1969). D'autre part, sur la plaine alluviale, on ne dispose pas de profil complet de sol. La dynamique fluviale fait qu'à chaque nouvel apport, il y a ravinement plus ou moins profond des sols déjà différenciés sur place. Le résultat est alors une imbrication d'horizons les uns dans les autres. Selon la fréquence des apports, deux cas peuvent se produire: (Fig. 38)



[Inspiré de FREYTET, 1971 et de PLAZIAT, 1984]

Quand l'apport du matériel est brutal et important, il enfouit l'horizon de sol déjà élaboré, et une deuxième pédogénèse peut avoir lieu à la surface du dépôt. Les deux horizons de sol sont facilement discernables car ils sont séparés par une tranche de sédiment non affectée par la pédogénèse. Par contre si l'épaisseur du matériel apporté est faible, la pédogénèse se fait au fur et à mesure du dépôt, la deuxième pédogénèse interfère avec la première.

L'objectif n'est donc pas de procéder à une classification pédologique des paléosols des nappes alluviales de l'oued Tamdroust. Nous allons juste identifier certains éléments morphologiques de ces paléosols, et rechercher dans les sols actuels les conditions climatiques de leur formation. Parmi les éléments morphologiques des paléosols de la basse vallée de l'oued Tamdroust, seront analysés: la rubéfaction, la brunification, la marmorisation et l'évolution des minéraux argileux.

a) La rubéfaction: Hormis le niveau calcimorphe de base et les deux paléosols bruns intercalaires (P2 et P3), le matériel de la plaine d'inondation présente une coloration rouge presque uniforme. On ne peut pas concevoir que ce matériel s'est rubéfié, d'une façon homogène, sur plusieurs mètres (FR1=5m), au niveau de la plaine d'inondation (A. Ruellan, 1969). Cette rubéfaction, qui est la conséquence d'une pédogénèse fersiallitique, devrait se rapporter à un stade primaire lors de l'élaboration d'un sol rouge à l'amont. En effet, dans le bassin versant affleurent des roches mères propres au développement de sols fersiallitiques, à savoir des roches dures calcaires, des dolomies et des schistes.

Le phénomène de la fersillitisation a été mis en évidence par M. Lamouroux (1979) au Liban, dans une région à climat proche de celui du Moyen Atlas. Ce phénomène nécessite donc la présence d'un climat méditerranéen humide. Selon L. Emberger (1939) "seuls les étages méditerranéens les plus humides sont caractérisés par de véritables sols fersiallitiques, les étages plus secs, à pluviométrie faible étant caractérisés par les sols marrons dont la végétation est une steppe ou une forêt claire".

Les divers processus physicochimiques de la fersiallitisation ont été étayés par P. Duchaufour, (1972). Sur roche calcaire, au cours de la période d'humidité, il y a dissolution du calcaire et entraînement des carbonates, il ne reste sur place que le résidu silicaté qui s'altère et qui libère le fer. La période sèche permet de maintenir le milieu saturé en Ca^{++} et, dans ces conditions, l'alumine a une très forte affinité pour la silice; l'argile qui se forme est donc une montmorillonite. Dans ce milieu aéré, riche en Ca^{++} , le fer persiste dans son intégralité dans le profil sous sa forme ferrique, et il est lié en grande partie à l'argile.

Dans les niveaux rubéfiés de la coupe de l'oued Tamdroust, la montmorillonite est peu abondante, le niveau FR3 n'en contient que des traces. C'est le premier argument qui montre que la rubéfaction n'a pas eu lieu au niveau de la plaine d'inondation. La montmorillonite qui est une argile fine a donc été éliminée par entraînement au cours du transport.

Par ailleurs, on a vu que dans la fraction sableuse, des quartz ronds mats rubéfiés, revêtus d'un enduit ferrugineux, présentent souvent une cassure fraîche. Ce sont donc des quartz éolisés rubéfiés à l'amont, puis remaniés et cassés lors de l'ultime transport par l'oued, qui les a redéposés sur la plaine d'inondation.

Conclusion partielle: Les matériaux rubéfiés de la basse vallée de l'oued Tamdroust ont subi au moins deux évolutions pédologiques: une évolution primaire rubéfiante de type fersiallitique dans le bassin versant et une deuxième évolution, après le dépôt, au niveau de la plaine d'inondation. De ce fait, la rubéfaction n'est pas liée à l'âge Soltanien de la mise en place de ces dépôts au niveau de la plaine d'inondation, mais elle est héritée d'un environnement paléoclimatique bien antérieur. En conséquence, pour les autres éléments pédologiques, on est amené à distinguer chaque fois les caractères primaires des caractères secondaires, en d'autres termes de faire ressortir la part des héritages de la part des néoformations.

b) La brunification:

•**Origine de la brunification:** Il est d'emblée primordial de déterminer l'origine primaire ou secondaire de la brunification. Le premier argument pour répondre à ce problème est d'ordre granulométrique. En effet, les courbes cumulatives pour la fraction sableuse des niveaux bruns et des niveaux rouges ne présentent guère de différences notables. Leur similitude peut traduire une origine commune des apports. De même, pour les différents niveaux, le cortège minéralogique est identique, d'une part pour les sables et, d'autre part, pour les argiles; cela vient appuyer l'argument granulométrique.

Il est alors logique de voir dans les sols rouges le support minéral sur lequel se sont élaborés les sols bruns. C'est pourquoi, sur le terrain, le passage d'une série rouge à une série brune est toujours progressif et non brutal. La brunification est donc un caractère secondaire qui a lieu dans la plaine d'inondation.

• **Conditions de la brunification:** Les sols bruns primaires se forment sur des zones soit initialement plus acides, soit plus constamment humides. En revanche, la brunification secondaire affecte la partie superficielle des sols rouges sur lesquels la végétation a exercé son action protectrice pendant de grandes périodes (P. Duchaufour, 1972). Par ailleurs, des conditions biochimiques peuvent intervenir: une teneur élevée en Ca^{++} et en matière organique, dans un milieu aéré, provoque la brunification. Pour les niveaux bruns P2 et P3 de l'oued Tamdroust, la majorité de ces conditions est confirmée: par rapport aux niveaux rouges, les niveaux bruns présentent une structuration interne du sédiment, ce qui montre une pédogénèse plus différenciée ; cette pédogénèse est confirmée par l'abondance de traces de racines et de pédotubules. Dans le même sens, la perte en poids du matériel après attaque à l'eau oxygénée H_2O_2 à chaud montre que P2 et P3 contiennent davantage de matière organique que les niveaux rubéfiés. Enfin, le contenu fossilifère de ces deux paléosols est dominé par une faune dulçaquicole (Mélanopsis, Planorbes, Ostracodes et Limnées), ce qui implique un milieu constamment humide. L'observation géomorphologique vient renforcer cette déduction puisqu'on a établi que le paléosol P3 se raccorde avec le plancher stromatolithique C1, dû à des écoulements permanents.

Conclusion partielle: Les paléosols P2 et P3 correspondent à des phases de stabilité morphodynamique. Ces dernières traduisent des pauses de sédimentation pendant lesquelles la pédogénèse domine sur l'alluvionnement. Dans ces conditions, le milieu reste longtemps humide, avec une prolifération de la végétation qui enrichit le sol en matière organique. Plus particulièrement, la pédogénèse du paléosol P2 s'est échelonnée sur une grande période de temps, ce qui a favorisé la néoformation sur place de la montmorillonite. Par contre, le paléosol P3 n'est pas riche en matière organique et ne présente pas de néoformation de montmorillonite. Sa couleur brune est à mettre au profit d'une réduction du fer par une nappe phréatique ; pour ce paléosol, on parlera plutôt de brunissement et non de brunification (El Aouina, communication orale, Agadir 1992)

c) La marmorisation:

La marmorisation est une forme d'hydromorphie qui se produit quand le profil est temporairement gorgé d'eau. Cet engorgement de profil peut être dû soit à une nappe libre, soit à une nappe perchée. Exceptionnellement, sous climat méditerranéen, les fortes averses peuvent induire l'engorgement du profil quand les eaux d'infiltration rencontrent une couche imperméable (couche argileuse ou horizon colmaté). Dans ces conditions d'engorgement, le fer ferrique des

horizons supérieurs se réduit à l'état ferreux; il se complexe avec l'humus et l'argile et migre vers le bas du profil à travers les pores et les interstices. Après le dessèchement de la nappe, il y a destruction du complexe argile-humus-fer et les oxydes de fer passent à l'état ferrique. Ce phénomène peut se reproduire plusieurs fois et favorise la formation d'horizons marmorisés. Pour les nappes alluviales de l'oued Tamdroust, la marmorisation s'est produite au sein de FR1 et FR2. En ce qui concerne la série FR1, les taches de marmorisation, bien que rares, se rencontrent de façon homogène le long du profil mais n'affectent pas la séquence FR1B. Dans cette série FR1, la quantité de matière organique du sol est faible. Par conséquent l'eau d'infiltration est peu réductrice, juste une partie du fer ferrique est alors réduite. Le résultat est une marmorisation plus ou moins poussée avec des taches brunes (P. Freytet, 1971). Une autre forme d'hydromorphie affecte cette série et accompagne la marmorisation; il s'agit d'un début de nodulisation carbonatée sous forme de granules. Le milieu devait donc être riche en CaCO_3 , ce qui induit une répercussion sur la marmorisation. Dans ce milieu riche en ions Ca^{++} , les composés organiques n'ont qu'un faible pouvoir complexant. Le fer, dans ce cas, tend à s'accumuler dans le profil sous une forme réduite et insoluble (P. Duchaufour, 1972).

-Pour la série FR2, la marmorisation est due à la fluctuation d'une nappe perchée au-dessus de l'horizon P2D, probablement colmaté. Les taches grises de marmorisation, très denses à la base du profil, s'espacent vers le sommet. Il est clair que le phénomène de l'engorgement et de dessèchement s'est produit à plusieurs reprises. Cela a une conséquence sur l'appauvrissement de la séquence FR2B en argile. Cet appauvrissement est provoqué non seulement par lessivage vers la base du profil, mais aussi par entraînement latéral sous l'action de fortes averses.

Conclusion partielle: L'interprétation de l'hydromorphie en terme de paléoclimat doit se faire avec prudence. En effet, une nappe d'eau peut survenir et favoriser l'engorgement à n'importe quel moment de l'histoire du dépôt, bien après son enfouissement. Il est difficile de trancher et de donner une interprétation formelle pour la série FR1. Cependant, dans cette série, la marmorisation s'accompagne d'une concentration carbonatée sous forme de granules pédologiques. Cela laisse supposer que l'hydromorphie dépend, dans ce cas, d'une nappe libre chargée de CaCO_3 provenant de l'amont. Par contre pour la série FR2, il est certain que l'hydromorphie est le résultat de l'engorgement du profil à plusieurs reprises, sous l'action de nappes successives perchées. Le climat devait être contrasté, avec une saison à fortes averses produisant chaque fois l'engorgement de la série FR2.

d) Evolution des minéraux argileux:

• **Les paragenèses :** Les différentes séries de la formation de la basse vallée de l'oued Tamdroust présentent les mêmes paragenèses de minéraux argileux :

- L'Illite, bien cristallisée, est le minéral argileux cardinal.
- La Chlorite, peu altérée, représente avec l'Illite la fraction dominante des argiles.
- L'Attapulгите est présente en faible proportion .
- La Kaolinite n'est présente qu'en traces.

- La Montmorillonite est présente le long du profil. Mais, alors que toutes les autres argiles sont présentes avec des teneurs constante, la Montmorillonite montre des teneurs variables d'un horizon à l'autre. (Fig. 40)

• Origine des argiles:

Argiles primaires: l'Illite et la Chlorite sont des argiles primaires, leur origine étant liée aux roches de l'amont, à savoir les schistes, les calcaires compacts et les dolomies.

Argiles secondaires:

La Kaolinite: c'est une argile qui devrait être héritée d'altérations antérieures kaolinisantes au niveau du bassin versant montagneux. Par ailleurs, le couple Illite / Kaolinite ont été reconnu comme un traceur minéralogique d'origine saharienne (G. Coudé-Gaussen, 1991). Cette argile très stable se maintient en traces dans tous les horizons.

L'Attapulгите: c'est un minéral secondaire, sa néoformation a été mise en évidence au Maroc dans la plaine des Triffa et des Zébra en moyenne Moulouya (H. PAQUET, 1970). Cette argile peut alors représenter à elle seule 90 à 100% des argiles au niveau des croûtes et encroûtements calcaires de cette région. Bien qu'on ne dispose pas d'analyses des roches de l'amont pour confirmer l'éventuelle présence de cette argile, nous pensons que l'Attapulгите des divers niveaux de l'oued Tamdroust doit provenir de remaniement des argiles des carapaces calcaires du voisinage immédiat. La vulnérabilité de cette argile dans les milieux hydromorphes et lessivés pose le problème de sa persistance dans tous les horizons du profil ; néanmoins elle ne persiste qu'en traces.

La Montmorillonite: elle présente des variations d'un horizon à l'autre. Son origine doit être en partie héritée d'anciens sols fersiallitiques dégradés du bassin versant. Mais la forte teneur en Montmorillonite observée pour certains niveaux notamment P2 et FR3C, ne peut pas être expliquée par le seul phénomène de son héritage. En effet c'est une argile fine qui ne peut pas être transmise en intégralité de l'amont. Il faut à coup sûr invoquer sa néoformation au niveau de la plaine d'inondation.

IV. IMPLICATIONS MORPHOCLIMATIQUES

PERIODE ANTERIEURE A 30 000 ANS B.P.

MISE EN PLACE DE P1:

Avant 30 000 ans B.P, dans la basse vallée de l'oued Tamdroust, un lac ou un marais de retenue peu profond fonctionne à l'amont d'un barrage de travertins. Une précipitation chimique carbonatée entrecoupée par des venues détritiques résultant de l'altération des terrasses anciennes a eu lieu. Le milieu est pratiquement en biostasie, avec une couverture végétale dense protégeant les sols des montagnes calcaires du bassin versant.

MISE EN PLACE DE FR1:

Un changement climatique s'opère progressivement sur le bas plateau de Tiznit, et influence d'abord le régime des pluies qui deviennent alors de plus en plus torrentielles et probablement de plus en plus espacées. La torrencialité atteint un seuil où la végétation arborée n'assure plus la protection des sols. Ces derniers sont alors érodés et transportés par l'oued. La charge devient de plus en plus forte; l'oued n'arrive plus à assurer le transit de tout le matériel et alluvionne au niveau de sa plaine d'inondation. Le matériel issu de l'érosion des sols du bassin versant, déposé à chaque crue, subit une pédogenèse non différenciée sur place, dans un contexte d'hydromorphie. Au niveau de la plaine d'inondation, des mares d'eau persistent plusieurs mois par an et permettent la prolifération d'une faune d'Ostracodes et d'Algues charophytes. Au cours de la saison sèche, les mares se dessèchent et les coquilles d'Ostracodes ainsi que les oogones de Charophytes sont dispersées par le vent sur la plaine alluviale. Quand les fortes averses surviennent, l'argile est entraînée dans les fentes de retrait. L'eau est chargée de carbonates et d'ions apportés de l'amont, il y a alors formation de granules pédologiques calcaires, tandis que d'autre part, on assiste à un début de néoformation de la montmorillonite.

PERIODE DE 29 250 B.P. jusqu'à 19 880 B.P.

MISE EN PLACE DE P2:

Dès avant 29 250 B.P, le climat devient moins contrasté. La torrencialité des pluies s'atténue, ce qui se matérialise par une pause de sédimentation au niveau de la plaine d'inondation. La pédogenèse a alors le temps d'imprimer au matériel une nouvelle évolution pédologique. Un sol brun (P2) s'élabore sur un matériel originel rubéfié.

La faune dulçaquicole voit une multiplication des formes avec de grosses coquilles de Mélanopsis et des Limnées et Planorbis. Le paléosol brun néoformé est bien structuré et riche en montmorillonite, il a dû mettre plusieurs milliers d'années à se former. Cette période de stabilité morphodynamique se place au cours de la transgression intra-soltanienne (A. Weisrock, 1980), qui provoque une contamination du milieu par des bioclastes marins (Foraminifères). Cela laisse à penser que le changement climatique dans le sens d'un adoucissement pour cette période peut être dû à une atténuation de la continentalité et donc à une augmentation de l'humidité avec des brumes et brouillards littoraux plus fréquents, ce qui aura une emprise capitale au niveau du pédoclimat.

MISE EN PLACE DE FR2:

Dès avant 19 880 B.P, il y a le retour à un climat probablement plus contrasté que pour FR1, et l'oued alluvionne de nouveau à chaque crue. Les pluies torrentielles provoquent l'engorgement du profil et l'appauvrissement du niveau FR2A sup en argile. En revanche, dans ce paysage, l'Homme est venu confectionner ses outils près du lit de l'oued. Les galets de rhyolite et de quartzite qu'il a récoltés au niveau du chenal principal lui ont servi de matière première. Des lambeaux de ce dépôt de galets persistent encore actuellement et sont plaqués au dessus du talweg actuel. La tendance générale est donc vers une torrentialité accrue.

PERIODE SITUEE AUTOUR DE 19 880B.P. (Pluvial du Soltanien supérieur)

MISE EN PLACE DE P3:

Cette période est marquée par une deuxième phase de stabilité morphodynamique, avec le retour à des conditions clémentes propres à une pédogenèse brunifiante. Des écoulements pérennes ont permis la formation du plancher stromatolithique C1 qui colmate le tracé d'un chenal. La faune de gastéropodes dulçaquicoles se multiplie à nouveau. Cet épisode de calme morphodynamique et de pédogenèse se corrèle avec le maximum glaciaire européen et donc avec une régression marine qui déplace le trait de côte loin vers l'ouest. La présence de Foraminifères dans les limons de la plaine d'inondation montre que des vents du Nord et du Nord Ouest assurent le transport de particules littorales. On assiste donc probablement à un renforcement des trajectoires cycloniques. Il faut envisager pour cette période que le maintien de l'humidité peut être dû à une baisse relative des températures. Ce retour à l'humidité est de courte durée et il est suivi d'une phase aride au Soltanien tardif.

SOLTANIEN TARDIF : DE 19 880 B.P A 10 880 B.P

MISE EN PLACE DE FR3(A et B):

Une phase d'aridité croissante s'installe et devient déjà extrême à 14590 ± 160 B.P. Dans ce contexte, l'oued Tamdroust continue à alluvionner et à exonder son lit. Le matériel déposé n'a vraiment plus la structure d'un sol et ne présente plus d'indices de pédogenèses différenciées. En revanche, le matériel, après son dépôt, est remanié sur place par le vent; dans les fentes de dessiccation, le sable remanié se concentre. Mises à part les contaminations éoliennes, notamment par des poussières bioclastiques d'origine littorale, le matériel déposé conserve au mieux les caractéristiques originelles des sols dégradés de l'amont. Pour expliquer la mise en place de ce matériel fin au cours d'une phase de sécheresse, il faut envisager une rareté des précipitations qui vont juste induire un ruissellement diffus sur les versants et une surcharge des écoulements. Il faut aussi envisager qu'à l'amont les crues déposent rapidement la charge grossière sur le piémont, puis, qu'à l'aval les écoulements ne sont plus assez puissants pour rompre le barrage de travertin lorsqu'ils parviennent jusque là. Plusieurs indices d'aridité ont été relevés, à savoir l'absence de gastéropodes dulçaquicoles, l'individualisation d'un pic pour les quartz ronds mats et la présence de paillettes de charbon qui montrent que des incendies ravagent la steppe.

PHASE DE GLACIPLANATION GENERALISEE:

La fin de l'épisode aride du Soltanien tardif est couronné morphologiquement par une glaciplanation généralisée. Le paysage est alors complètement régularisé et la basse vallée de l'oued Tamdroust se présente sous forme d'un large vallon. Cette situation morphodynamique particulière ne semble pas durer longtemps et la période Holocène sera inaugurée par le retour de l'humidité.

PERIODE HOLOCENE

MISE EN PLACE DU PLANCHER STROMATOLITHIQUE C2 A 10 880 B.P.

La date de $(10\ 880 \pm 110)$ B.P. marque la fin de l'épisode aride et le retour à des conditions de ruissellement qui ont permis la mise en place du plancher stromatolithique C2. Sur cette carapace, on peut recueillir des Hélix et surtout de grosses coquilles de Mélanopsis et des débris de végétaux (roseaux) encroûtés qui doivent provenir des roselières des rivages proches de l'oued.

A partir de 10 880 jusqu'à 4 130 B.P., l'évolution morphodynamique de la basse vallée de l'oued Tamdroust devient moins précise. Pendant cette période deux grands événements morphodynamiques se sont produits. Après l'encroûtement stromatolithique C2 vers 10 880 B.P., une crise morphodynamique capitale va se manifester sur le terrain par une entaille majeure, puis il y a la mise en place d'un dépôt dunaire FR3C. Et à 4 130 B.P., une banquette va se déposer au contre-bas du bras mort. On va essayer d'encadrer chacun de ces événements morphodynamiques dans une marge chronologique plus ou moins précise selon les indications directes ou indirectes dont on dispose.

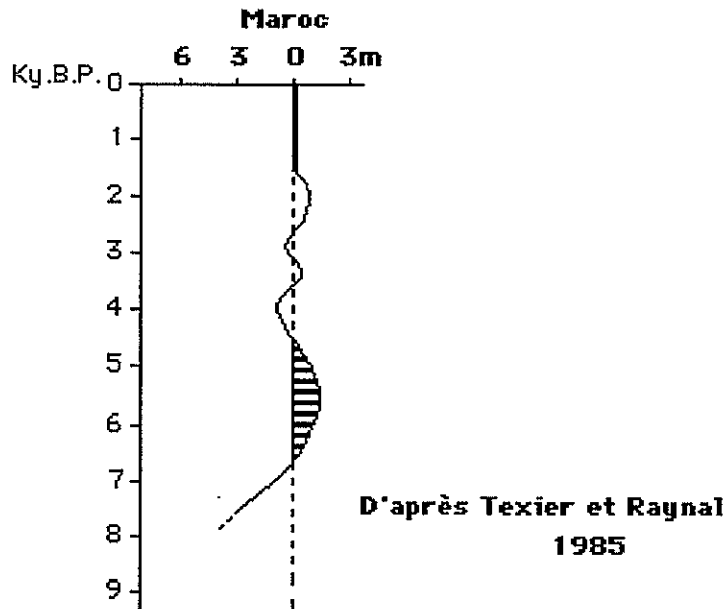
MISE EN PLACE D'UN PREMIER DEPOT DUNAIRE FR3C :

Il s'agit d'un épandage de sable bioclastique d'origine littorale contenant des Foraminifères (Nummulitidés et Globigérinidés), des radiolaires et des fragments de spicules d'oursins. Cet épisode éolien non daté peut correspondre à l'avancée des dunes littorales sur le continent, avant le maximum transgressif mellahien, observée dans l'Atlas atlantique (A. Weisrock, 1980). A l'oued Tamdroust, ce premier dépôt dunaire doit être fixé par la végétation au cours d'une phase humide car d'une part on remarque la réapparition d'une faune dulçaquicole constituée de Limnées et d'Ostracodes, et d'autre part, un enrichissement en argile, qui peut représenter jusqu'à 20% du sédiment, avec une néoformation de montmorillonite.

La baisse enregistrée pour le pourcentage des quartz ronds mats et la légère augmentation des non usés doit être mise en parallèle avec une zone nourricière littorale proche. Cela nous amène à corréler le dépôt de FR3C avec une phase d'avancée de la transgression mellahienne, quand le trait de la côte est ramené non seulement près du rivage actuel mais probablement au-delà du niveau zéro. Cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable que le cordon dunaire qui longe le littoral du bas plateau de Tiznit est déjà constitué et peut alors représenter un barrage contre la progression des dunes vers l'intérieur; en effet, on a reconnu une industrie atérienne sans pédonculés à la partie méridionale de ce cordon. Cette industrie est parfois prise dans l'encroûtement superficiel, ce qui montre que ce cordon est resté figé à l'altitude qu'on lui connaît aujourd'hui (150m) au moins depuis 20 000 ans, date de la disparition de la civilisation atérienne au Maroc.

D'après le schéma des variations du niveau marin à l'Holocène conçu par J.P. Texier et J.P. Raynal (1985), (Fig. 39), on remarque que le maximum transgressif se situe entre 6 500 et 4 500 B.P. et correspond au "pluvial néolithique". Le transport du matériel dunaire FR3C du littoral jusqu'à l'endroit de la coupe ne peut s'effectuer que dans des conditions arides. De ce fait le transport et le dépôt de FR3C doit avoir lieu peu avant 6500. De ce fait, un hiatus sédimentaire doit être envisagé pendant le Rharbien ancien.

(Fig. 39) Variation du niveau marin au cours de l'Holocène



LE RHARBIEN ANCIEN : UNE PHASE DE CREUSEMENT MAJEUR:

Avant 4130 B.P, un déséquilibre dynamique va s'opérer dans la plaine alluviale et provoquer l'entaille de toutes les accumulations antérieures. Cette entaille ne doit pas être imputée à une cause eustatique puisqu'elle s'effectue au cours de la remontée mellahienne ou avant le maximum transgressif qui est atteint à 5000 B.P. (M. Gigout, 1959). On doit donc chercher les causes de cette entaille dans un changement climatique qui se concrétise par une augmentation de la torrencialité. L'oued Tamdroust voit augmenter sa compétence, il va d'abord déposer des graviers sur le glaciaire FR3C avant d'effectuer l'entaille. A 4 130 B.P, l'Homme néolithique a manifesté sa présence, il a allumé son feu sur la carapace stromatolithique C1 où persistent encore des traces de cendre. L'escargotière qu'il a laissée sur place va être détruite plus tard et les coquilles vont être remaniées et incorporées au sein d'une très basse terrasse. Celle ci, emboîtée en contrebas du bras mort, est la signature d'un retour à des écoulements violents. Sur cette terrasse, on a récolté sporadiquement une industrie néolithique remaniée; elle est constituée de quelques outils sur silex blond et surtout de microlithes géométriques (trapèzes).

MISE EN PLACE D'UN DEUXIEME COMPLEXE DUNAIRE POST 4130 B.P

Il s'agit d'un dépôt dunaire bioclastique d'origine littorale, sans stratifications ni structure sédimentaires visibles. Le dépôt de ces sables est probablement polyphasé: d'abord de texture sablo-limoneuse à la base (GLA et B) il devient franchement sableux au sommet (GLC). Il est normal de rattacher cet épisode de mobilisation des dunes à une phase de sécheresse, mais il est difficile d'évaluer la part de la désertification due à l'action anthropique de la part liée à l'aridification du climat lui-même. Cependant, les Kjökenmødding avec les amas de cendre qui

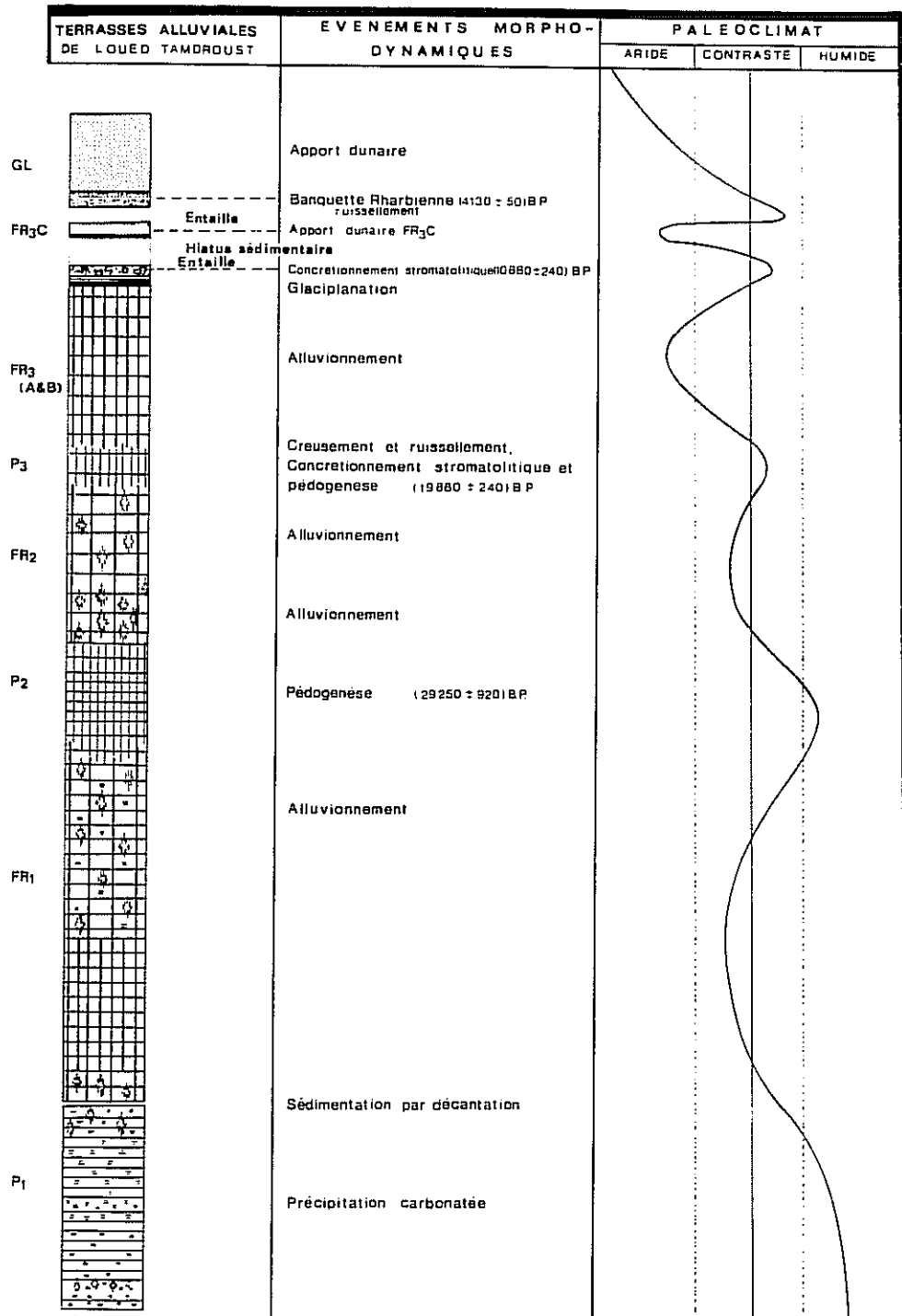
jalonnent le littoral montrent que depuis le Néolithique l'Homme a joué un rôle non négligeable dans le défrichement de la steppe (déboisement intensif et surpâturage). Cette action sur l'environnement va s'aggraver de plus en plus et va de pair avec l'évolution croissante de la démographie. La population de plus en plus nombreuse essaye toujours de subvenir à ses besoins quotidiens, notamment en matière de combustion, à partir du même milieu hélas de plus en plus désertifié.

EVOLUTION ACTUELLE:

L'évolution morphodynamique actuelle se fait dans le sens de la continuité du creusement et surtout dans le sens de la dégradation des accumulations soltaniennes et rharbiennes. Au cours de la période des pluies, le ruissellement approfondit les ravines et les bad-lands progressent de plus en plus. Ce phénomène est amplifié par les labours qui intéressent même la bordure des berges de l'oued. En revanche, pendant la période sèche, les vents violents (Chergui) balayent la surface du glacis et des terrasses. Un nuage de poussière est engendré par l'ascension des particules prises dans les tourbillons. Ces vents d'Est et du Sud Est emportent donc ces poussières vers l'océan Atlantique. D'autre part, à cause du déboisement intensif, du surpâturage, et sous l'action de l'alizé, les dunes sont véhiculées vers l'arrière-pays. Une prise de conscience de ce phénomène a amené à classer cette zone dunaire comme réserve forestière, ce qui n'est que bénéfique pour rétablir un équilibre interrompu.

V. CONCLUSION GENERALE SUR L'OUED TAMDROUST(Fig.40)

Au Soltanien inférieur, le climat d'abord franchement humide, avec des précipitations régulières et fines, n'a aucune action dégradante sur les sols du bassin versant et la sédimentation à l'aval est plutôt chimique (dépôt de P1). Dès avant 30 000 B.P, le climat devient contrasté, avec des pluies plus au moins violentes impliquant une sédimentation détritique au niveau de la plaine alluviale de l'oued Tamdroust. Dans ce contexte climatique contrasté, on a noté deux pulsations mineures vers des conditions de calme morphodynamique propices à une pédogenèse brunifiante. La première pulsation a eu lieu vers 29 250 B.P. et correspond à la transgression intra-soltanienne. Par conséquent, elle peut être due à une diminution de la continentalité et probablement à une fréquence plus élevée de brumes et de brouillards côtiers. La deuxième pulsation a eu lieu vers 19 880 B.P, Elle est moins marquée que la première mais atteste un climat encore humide lors du maximum glaciaire européen. C'est la dernière phase encore humide du Soltanien supérieur. Au cours de cette phase, en dépit de la continentalité accrue, le retour à des conditions de ruissellement doit être lié non seulement à une augmentation des précipitations mais probablement aussi à une diminution des températures et donc de l'évaporation. Après 19 880 B.P. et pendant le Soltanien tardif, l'oued Tamdroust continue d'alluvionner et d'exonder son lit dans un contexte de sécheresse. Ce schéma



- Argile secondaire: Montmorillonite
- Oxyde de fer hydraté brun
- Oxyde de fer déshydraté rouge
- Taches de marmorisation
- Accumulation de CaCO₃

Fig. 40: Evolution morphoclimatique
à l'oued Tamdroust

concorde bien avec l'accroissement des surfaces occupées par les hautes pressions (P. Rognon, 1980). En résumé, la moitié supérieure du pluvial soltanien se caractérise à l'oued Tamdroust par la mise en place de "limons roses" élaborés et rubéfiés au cours d'épisodes climatiques antérieurs. Après un épisode climatique franchement humide qui a permis le dépôt carbonaté P1, les limons roses ont commencé à être transportés et déposés avant 30 000 B.P dans un contexte de climat méditerranéen contrasté, humide au début et franchement aride au Soltanien tardif. La phase terminale du dernier pluvial au sens chronostratigraphique d'équivalent à l'étage Würmien (A. Weisrock, 1983) est une période aride, qui aboutit sur le plan morphologique à une glaciplanation généralisée.

Le Rharbien inférieur annonce le retour à des conditions d'humidité à 10 880 B.P; cet épisode est suivi par un hiatus sédimentaire au cours duquel se produit le creusement majeur. Ce hiatus va durer probablement jusqu'à 6 500 - 6 000 B.P ; il y a alors fixation sous des conditions humides d'un sable dunaire d'origine littorale. Par la suite, un nouveau changement climatique va poursuivre l'entaille de toutes les accumulations antérieures. Ce déséquilibre dynamique dû à une forte compétence des écoulements a lieu vers 4 130 B.P. et a permis la construction d'une banquette remaniant le matériel des anciennes terrasses et les produits provenant de la destruction d'escargotières néolithiques. Ce n'est que plus tardivement que l'on remarque la mise en place de sables dunaires sous des conditions de sécheresse renforcée. Cette désertification, bien qu'elle s'inscrive dans le contexte d'une évolution climatique naturelle, est amplifiée par l'intervention souvent maladroite de l'Homme qui n'arrive plus à vivre en harmonie avec son milieu physique. On rappellera que le climat actuel se caractérise par une moyenne de précipitations de 164 mm/an; un apport de 100mm de plus et une répartition plus régulière de ces pluies provoquerait un changement capital du milieu. Le massif d'Ifni, qui bénéficie davantage de l'influence atlantique et d'un peu plus de précipitations par l'effet d'altitude, est actuellement en biostasie.

VI- IMPLICATION DE L'ETUDE A L'ECHELLE DU MAGHREB

Pour mieux caractériser les environnements morphoclimatiques soltaniens et rharbiens du bas plateau de Tiznit, les résultats de cette étude doivent être considérés dans un contexte régional. En effet, c'est en soulignant les similitudes et les divergences avec les travaux pluridisciplinaires déjà effectués au Maroc et en Afrique du Nord que cette étude aura pleinement sa signification.

VI.1. COMPARAISON AVEC L'ATLAS ATLANTIQUE

Le Soltanien a été caractérisé et daté à plusieurs reprises. Dans l'Atlas atlantique, les basses terrasses des principaux oueds sont formées de matériel grossier surmonté par des limons roses. Ces derniers ont commencé à se déposer avant 38 000 B.P à l'oued Tensift et à Tamghart (G. Delibrias & al., 1976; A Weisrock, 1980). Sur la coupe de l'oued Tamdroust située loin du front montagneux, on ne retrouve pas de dépôt grossier; par contre, comme c'est le cas dans l'Atlas atlantique, ces limons commencent aussi à se déposer bien avant 29 250 B.P. Les divergences s'accroissent surtout pour la phase finale du dépôt de ces limons: à l'oued Ksob (site du pont de la R.P. 8), les limons soltaniens sont scellés par un paléosol rouge qui a été daté sur des concrétions calcaires de $22\,400 \pm 400$ B.P. et $17\,300 \pm 240$ B.P (P. Rognon & al., 1984). Par la suite, des sables bioclastiques appartenant à un vaste complexe dunaire se sont mis en place après 17 000 B.P dans un contexte de sécheresse et enfouissent les limons soltaniens et leur paléosol terminal (A. Weisrock, 1982 ; G. C-Gaussen & al., 1982). Ce paléosol terminal, reconnu sur cette coupe, correspond donc bien chronologiquement au paléosol P3 de l'oued Tamdroust et à la carapace stromatolithique C1 datée de $19\,880 \pm 240$ B.P. Cela confirme encore l'hypothèse d'un climat humide au Soltanien supérieur (A. Weisrock & al., 1985). En revanche à Imsouane, les limons continuent à se déposer jusqu'à $13\,900 \pm 250$ B.P dans un contexte relativement humide (G. Delibrias & al., 1976 ; A. Weisrock & P. Rognon, 1977) et ce n'est qu'après qu'il y a la mise en place des sables bioclastiques. Ce schéma est comparable à celui de l'oued Tamdroust, où les limons continuent à se déposer même pendant le Soltanien tardif, mais dans une ambiance aride jusqu'à 10 880 B.P. le climat étant déjà aride à 14 590 B.P. Cette aridification est encore mise en évidence à la même latitude (30°N) dans le grand erg occidental où les dunes redeviennent fonctionnelles à 14 000 B.P. (G. Conrad, 1969). De même l'étude des espèces végétales à partir des charbons de bois des foyers ibéromaurusiens indique pour tout le Maghreb une aridification de 14 000 à 12 000 B.P. (M. Couvert, 1972). Les sables bioclastiques datés à l'oued Ksob et à Imsouane, reconnus le long du littoral de l'Atlas atlantique à l'embouchure de Tensift, de Tamghart et au Cap Rhir (A. Weisrock, 1980), se sont mis en place plus tardivement à l'oued Tamdroust, probablement pendant ou peu avant le maximum transgressif mellahien, entre 6500 et 4500 B.P. C'est effectivement pendant cette période qu'il y a aussi la mise en place de l'accumulation majeure de sable en relation avec une remontée rapide du niveau marin au sud de Oualidia (A. Weisrock & M. Fontugne, 1991).

•Problème de l'érosion post-soltanienne: Dans l'Atlas atlantique, l'érosion principale qui détruit les limons soltaniens à l'intérieur du pays débute autour de 12000 B.P (H. Rohdenburg, 1977 ; U. Sabelberg, 1978). De même, sur le piedmont nord du Haut Atlas, à Makhfamane, cette entaille se fait antérieurement à $11\,300 \pm 600$ B.P. (A. Weisrock & al., 1986 ; A. Weisrock & al., 1991). En revanche, à l'oued Tamdroust on a reconnu une entaille vers 4130 B.P. et qui correspond dans l'Atlas atlantique à une phase marquée de la dynamique fluviale datée de

4 200 B.P. (U. Sabelberg, 1978). Le hiatus sédimentaire qui a eu lieu pendant le Rharbien ancien, après 10 880 B.P., à l'oued Tamdroust et qui a duré probablement jusqu'à 6500 B.P, peut donc être l'équivalent de l'entaille post-soltanienne reconnue sur la bordure du Haut Atlas. En effet, l'absence de sédimentation au cours de cette période ne signifie nullement l'arrêt de l'activité dynamique de l'oued. Tout au contraire ce hiatus peut être le corollaire d'une intense activité morphodynamique⁽¹⁾, et donc c'est la signature d'une rupture morphoclimatique annonçant le retour à des écoulements plus puissants et probablement plus fréquents. Or au Maroc, pendant cette même période, plusieurs auteurs ont décelé les indices d'un changement climatique de grande importance : dans la moyenne Moulouya, l'étude palynologique implique un changement climatique peu avant $8\,260 \pm 180$ B.P. (A. Ballouche, 1986). Ce changement se concrétise dans l'augmentation des pluies accompagnées d'un radoucissement. De même, dans le Moyen Atlas, à 1600m d'altitude, on assiste au remplacement de la steppe par une forêt de chênes, suite à une augmentation de l'humidité, vers 8 500B.P (H.F. Lamb & al., 1988). Pour la même période, vers $8\,470 \pm 120$ B.P., dans la région de Safi, il y a fixation des dunes par la végétation (A. Weisrock & al., 1985). Et plus au sud à cap Juby, des habitats se sont fixés sur des dunes dès 9500 B.P (N. Petit-Maire, 1980). La tendance est donc à plus d'humidité pendant ce hiatus. La carapace stromatolithique C2 de l'oued Tamdroust est un indice précurseur de cette humidité, à 10 880 B.P. Puisque la formation de cette carapace précède le hiatus, cela montre que le changement climatique est progressif et non brutal.

Conclusion: le hiatus sédimentaire reconnu au cours du Rharbien ancien à l'oued Tamdroust peut être l'équivalent de l'épisode d'érosion post-soltanien de l'Atlas atlantique. Ce hiatus est par ailleurs le synonyme d'une phase d'intense activité morphodynamique correspondant à un changement climatique décelé dans tout le Maroc.

VI.2. COMPARAISON AVEC LA MARGE NORD DU SAHARA ALGERO-TUNISIEN:

Sur la marge nord du Sahara, au cours de périodes pluviales, des apports éoliens d'origine désertique se déposent. Ils peuvent rester sur place, formant des accumulations de loess, ou être remaniés par le ruissellement et s'incorporer aux terrasses des oueds. Le premier dispositif a été étudié à la limite nord du Sahara algéro-tunisien (G.C-Gaussen et al., 1983), où les accumulations de loess sont relativement épaisses, de 15 à 20m. Les datations effectuées sur des concrétions calcaires au sein de ces loess montrent que ces derniers se sont déposés au cours de deux périodes pluviales, dans un environnement steppique: au Pléistocène supérieur, de > 30 000 jusqu'à 10 000 ans B.P et à l'Holocène de 6 000 jusqu'à 4 000ans B.P.

1-D' après H. Rohdenburg et U. Sabelberg (1980); l'évolution du sud ouest marocain est caractérisée par trois hiatus sédimentaires : de 26000 à 14000; de 12000 à 8000 et de 2000 à 800 B.P. Dans la basse vallée de l'oued Tamdroust comme sur la coupe d'Imouane (A. Weisrock, 1980) le premier hiatus n'a pas eu lieu; la sédimentation est de règle pendant la période concernée. Le deuxième est plus tardif à l'oued Tamdroust et a lieu après 10 880 B.P.

Ainsi, on peut constater de nombreuses similitudes avec les événements morphodynamiques de l'oued Tamdroust, et notamment la présence de paléosols intercalaires. D'abord, pendant le Pléistocène supérieur, se sont déposées deux séries de loess; une série inférieure rubéfiée, généralement séparée d'une série supérieure de loess beiges par un encroûtement calcaire daté de 22 000 à 20 000 ans B.P. Un autre encroûtement plus ancien est daté de 29 000 à 27 000 ans B.P. Ces deux encroûtements correspondent à des phases de pédogenèse intense qui rappellent par leurs âges les paléosols bruns P2 et P3 de l'oued Tamdroust. Par rapport aux loess beiges, les loess ocres se caractérisent par un taux d'argile plus élevé, une perte au feu plus importante et par un fort pourcentage en smectite (G. C-Gaussen & P. Rognon, 1988). Ils ont donc subi une évolution pédologique post-ou syn-dépositionnelle plus intense que pour les loess beiges. Cet argument concourt donc en faveur d'un paléoenvironnement tardiglaciaire défavorable à la pédogenèse des loess, ce qui implique donc un climat sec. Cependant, on doit envisager le maintien d'une steppe capable de piéger les poussières éoliennes. Pour cette période donc, les descentes de l'anticyclone mobile polaire devaient être plus sporadiques que pour la période anté 20 000 ans B.P. Un autre dépôt de loess et de limons a eu lieu au cours de l'Holocène entre 6000 et 4000 ans B.P. donc au cours du pluvial néolithique, ce qui correspond en partie dans la basse vallée de l'oued Tamdroust au dépôt de la terrasse du Rharbien moyen.

VI.3. COMPARAISON AVEC L'ETUDE POLLINIQUE DES CAROTTES DU GOLFE DE GABES

Bien que l'étude palynologique en milieu marin donne une image globale de la végétation (A. Brun, 1978), on doit mentionner les similitudes entre l'analyse pollinique des carottes du golfe de Gabès (A. Brun, 1979) et la coupe de l'oued Tamdroust. Ainsi, dans ces carottes, on remarque l'augmentation des pollens d'arbres aux dépens des herbacées, au cours de trois périodes. Les deux premières correspondent chronologiquement aux paléosols P2 et P3 de l'oued Tamdroust alors que la dernière correspond en partie à la mise en place de la banquette du Rharbien moyen (Tableau. 12).

Pour la période de 12 000 B.P jusqu' à 6 000 B.P., l'étude des loess montre une aridification maximale (G. C-Gaussen, 1983), alors que l'étude des séries alluviales de l'oued Tamdroust implique une atténuation de l'aridité et le retour à des conditions humides autour de 10 880 B.P. Or, dans la composition pollinique des carottes du golfe de Gabès, on perçoit un développement des plantes hygrophiles à partir de 12 000 ans B.P., ce qui va dans un premier temps à l'encontre des déductions de l'étude des loess. Pour les armoises, en particulier *Artemisia Herba Alba*, la réalisation du cycle végétatif nécessite des exigences hydriques déterminantes (A. Brun, 1985). Ainsi l'utilisation du rapport Chénopodiacées / Armoises est en faveur d'un climat relativement humide au Pléniglaciaire alors que le Tardiglaciaire et l'Holocène sont marqués par une grande sécheresse. La présence de pollens de plantes hygrophiles peut s'expliquer par la thèse de l'existence d'un fort gradient pluviométrique en Tunisie

TABLEAU: 12,

**INDICES DE L'EVOLUTION MORPHOCLIMATIQUE AU
MAGHREB DEPUIS 30 000 ANS B.P.**

OUED TAMDOUST			GOLFE DE GABES			LOESS DES MATMATA		
Datations	Remblaiement alluvial	Climat	Datations	Carottes	%des pollens d'arbres	Datations	loess	Climat
Ans B.P.			Ans B.P.			Ans B.P.		
	Dépôt sableux GL	Aride					EROSION DES LOESS	ARIDE
4130	Terrasse holocène	Humide humide	4000	K15	70 à 80% de pollens d'arbres	3500	Loess Holocène	Pluvial néolithique
6000	Dépôt sableux FR3C	Vent fort	5480 ± 110			6000		
	HIATUS = érosion						EROSION DES LOESS	
10 880	Carapace str C2	Retour de l'humidité			Recul des pollens d'arbres	10 000		
14 590	Série rubéfiée FR3 (A&B)	Aridité croissante ↑					Loess beige	
	Paléosol P3		18 350 ± 440	K19 & K103	60 à 70% d'arbres avec prédominance de Pins	18 000		Plus humide
19 880	Carapace str C1	Plus humide	21 260 ± 480			20 000	Croûte calcaire	
	Série rubéfiée FR2	Humide et contrasté				22 000	Loess rubéfié	Humide
	Paléosol P2		27 230 ± 1000	K 19	70% d'arbres Chênes, feuillus et Pins	27 000	Croûte calcaire	Plus humide
29 250	Série rubéfiée FR1	Humide et contrasté				29 000	Loess rubéfié	Humide
Résultats du présent projet, 1991.			D'après, A. Brun, 1979. Adapté.			D'après, C. Gaussem & P. Rognon, 1983. Adapté		

au cours de l'Holocène inférieur: le nord de la Tunisie redevient humide alors que le sud est encore sous l'emprise de la sécheresse (P. Rognon 1976). En effet, il faut envisager que dans la sédimentation marine, la composition pollinique résulte d'un mélange d'apports dont certains sont allochtones et d'origine lointaine, dûs à des contaminations par le vent ou par les courants marins.

VII CONCLUSION GENERALE:

Malgré une première impression de paysage calcaire, aride, plat et sans affleurements intéressants, le bas plateau de Tiznit et sa frange littorale offrent en réalité, sur le plan morphologique, un terrain de choix. Ce travail qui est le fruit de longues investigations sur le terrain, a permis de démêler d'une part les grandes lignes de l'évolution paléogéographique du littoral depuis le Maârifien et d'autre part de reconstituer plus nettement les événements morphodynamiques et les récurrences climatiques qui se sont succédés sur le bas plateau au cours du Soltanien récent et du Rharbien. Les points essentiels retenus se résument comme suit:

- Le littoral du bas plateau, étudié ici, ne pourra plus être implicitement rattaché au domaine exhaussé de l'Anti-Atlas ni au domaine franchement subsident du Sous. Ce littoral est un secteur original caractérisé par une double identité morphologique, où on reconnaît:

- Un compartiment nord étudié sur la falaise de raccordement avec le niveau marin à El Mceïda. Guidé à la fois par des datations absolues et beaucoup plus par l'utilisation de l'industrie lithique et par l'analyse morphologique, la coupe montre la superposition de plusieurs systèmes dont le plus ancien est imputé à la grande dune post-maârifienne et à l'Amirien suivis par un cordon de haut de plage anfatien. Le Tensiftien II caractérisé par son faciès de calcaire pulvérulent est bien représenté et il est séparé du Tensiftien I par le cordon harounien. Quant au système ouljien et soltanien il est mieux représenté dans le compartiment sud.

- Le compartiment sud étudié sur plusieurs coupes (Fig. 41), montre à la base la dune fini- ouljienne comme sur le littoral de Zaouia Radi (A. Weisrock & M. Fontugne, 1991) suivie par des colluvions roses du Soltanien ancien puis par le cordon de la remontée intra-soltanienne. Le Soltanien récent et le Rharbien sont représentés par les séries de recouvrement superficielles mais celles-ci sont condensées, c'est pourquoi ces systèmes sont étudiés sur les berges de l'oued Tamdroust, où ils sont mieux représentées et où l'on dispose de beaucoup plus de témoins de la morphodynamique.

En résumé, le compartiment nord qui est dégagé quelque peu de la subsidence a été soumis à l'érosion marine depuis au moins l'Anfatien et conserve en son sein des témoins de l'évolution anté-ouljienne. Par contre le compartiment sud, plus subsident, a fonctionné comme une baie limitée vers l'intérieur par une falaise anté-maârifienne qui n'a pas été ravivée au cours des transgressions ultérieures.

• L'étude du remblaiement de la basse vallée de l'oued Tamdroust appuie la thèse d'une descente en latitude des zones climatiques lors de la dernière glaciation (Würm). Le bas plateau de Tiznit était alors concerné par des précipitations abondantes d'origine cyclonique au cours du Soltanien récent et précisément avant 14 590 ans B.P. Dès avant 30 000 ans B.P., au niveau de la plaine alluviale, on assiste d'abord à une sédimentation chimique carbonatée impliquant un milieu biostasique. Ultérieurement, le changement climatique va se manifester par une sédimentation détritique : le couvert végétal semble ne plus jouer alors, parfaitement, son rôle protecteur. Les sols fersiallitiques de l'amont vont être transportés et déposés au niveau de la plaine alluviale derrière un barrage de travertins. Les indices de pédogenèse d'une part et le contenu fossilifère d'eau douce (Gyrogonites, Ostracodes) d'autre part, attestent un climat méditerranéen plus humide que l'actuel. Ce climat a connu cependant deux périodes de stabilité morphodynamique marquées par un radoucissement du climat et par une stabilisation des versants. La première, vers 29 880 ans B.P., est responsable de l'édification d'un sol brun P2 bien structuré et la deuxième, vers 19 250 ans B.P., est moins marquée et plus brève, elle n'a abouti qu'au brunissement du dépôt P3 et à la formation de la carapace stromatolithique C1. Ces deux périodes favorables à l'édification de paléosols et d'encroûtements, ont été également signalées dans d'autres études concernant des latitudes plus septentrionales. Elles ont été détectées notamment à l'oued Ksob (site du pont de la R.P.8) (P. Rognon & al., 1984), dans les loess tunisiens des Matmata (G. Coudé-Gaussen & al., 1983, 1987, 1988, 1990) et également dans les associations polliniques des carottes du golfe de Gabès (A. Brun, 1979, 1989).

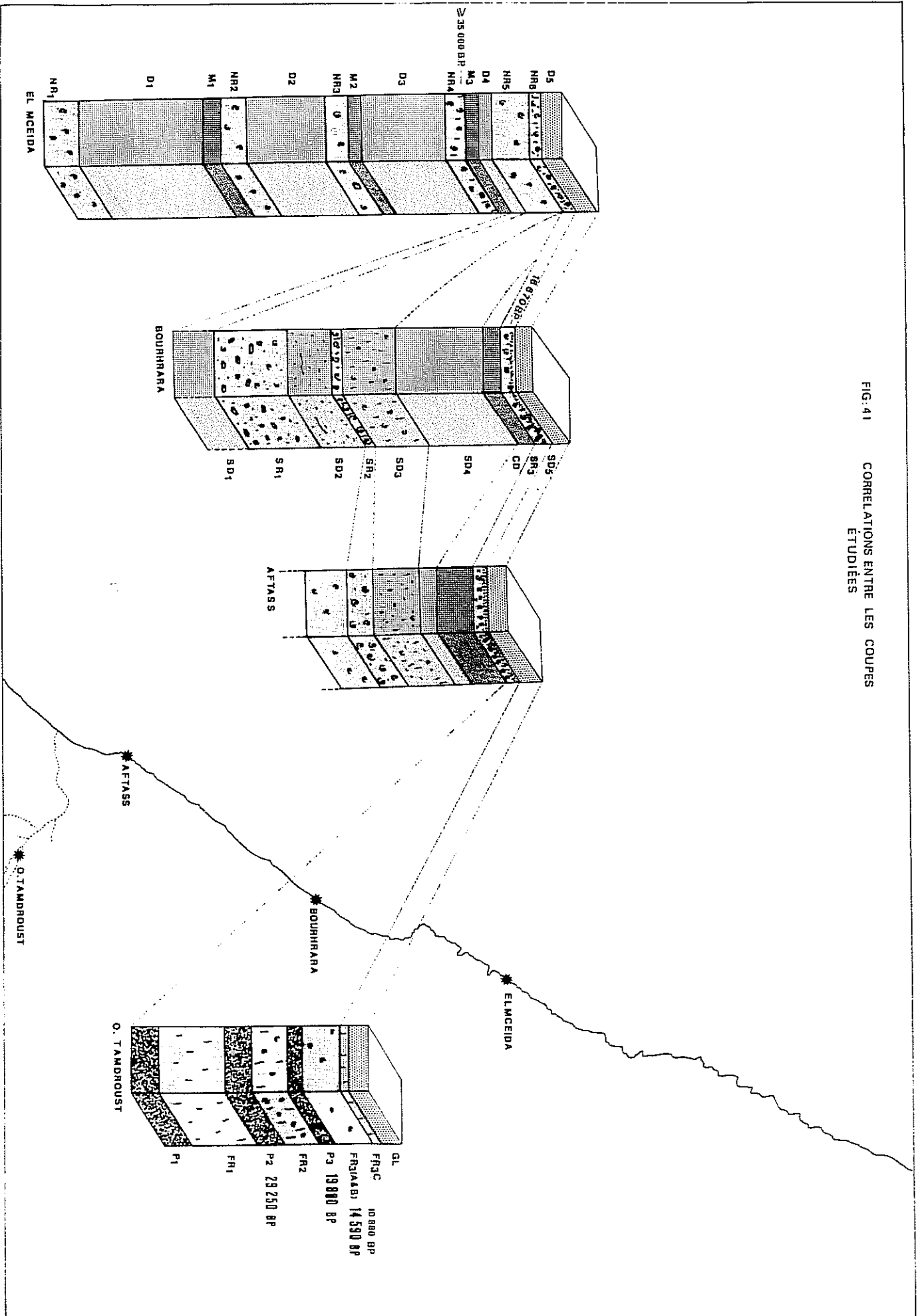
Ces deux périodes ont été aussi reconnues dans les Canaries (Fuerteventura) à une latitude un peu plus méridionale. Cette île montre cependant une évolution paléoclimatique à l'encontre de celle du bas plateau de Tiznit. En effet, pendant le Pléistocène cette île est envahie par des sables d'origine littorale sous l'effet de vents forts de secteur ouest, sous des conditions très arides (P. Rognon & al., 1987). Par apport au bas plateau de Tiznit, les divergences observées peuvent être expliquées par des facteurs d'ordre locaux, notamment le relief, l'effet de l'insularité et la latitude. Signalons que cette île ne reçoit actuellement que 105 mm de pluie en moyenne contre 164 pour le bas plateau de Tiznit. Or, on sait à quel point, pour ces latitudes, ces différences de pluviométrie aussi minimes soit-elles, se répercutent sur le milieu bioclimatique.

Le Soltanien tardif est une période aride: toutes les études en Afrique du Nord s'accordent sur l'aridification du climat au Tardiglaciaire (R. Coque, 1962 ; G. Conrad, 1969 ; M. Couvert, 1972; J.L. Ballais & al., 1979 ; P. Rognon, 1980 ; P. Rognon & al., 1983). Cette aridification, qui est due à la migration vers le Nord des hautes pressions sahariennes (P. Rognon, 1980), a bien sévi sur le bas plateau de Tiznit. Dans ce contexte de sécheresse, l'oued Tamdroust va continuer à alluvionner et à exonder son lit sans jusque vers 10 880 B.P. Après une glaciplanation généralisée, des écoulements vont aboutir à l'édification de la table stromatolithique C2. Puis un hiatus sédimentaire va se manifester au cours du Rharbien inférieur jusqu'aux environs du maximum de la remontée mellahienne. Ce hiatus est l'équivalent d'une forte activité

morphodynamique au niveau de la plaine alluviale, c'est probablement aussi le corollaire, "ici tardif", de la phase d'érosion qui détruit les accumulations soltaniennes dans l'Atlas atlantique (H. Rohdenburg, 1977 ; U. Sabelberg, 1978 ; A. Weisrock & al., 1986, 1991). Un vent fort responsable de la mise en place de la série dunaire FR3C durant la transgression mellahienne, avant 6 500 B.P. Après 4130 B.P. les écoulements sont moins puissants et permettent la construction d'une très basse terrasse. Depuis, le milieu s'assèche progressivement et la dynamique éolienne va se manifester de plus en plus pour aboutir au paysage subdésertique actuel. Il semble que même pendant le Soltanien tardif le bas plateau de Tiznit n'ait pas connu un climat aussi rigoureux que l'actuel; il a dû se comporter comme une zone grenier à tous les temps de la Préhistoire. Son encadrement montagneux d'une part et sa large ouverture vers l'océan Atlantique de l'autre lui ont permis de bénéficier de plus d'humidité. L'Homme préhistorique a alors été attiré vers ce bas plateau chaque fois que les conditions climatiques devenaient précaires plus au Sud. C'est, sans doute, ce qui explique les caractères "sahariens" des diverses industries préhistoriques rencontrées. La pérennisation d'une flore plus exigeante en humidité ainsi qu'un patrimoine de sols fersiallitiques méditerranéens sur les versants de l'Anti-Atlas (P. Oliva, 1972 ; J.P. Peltier 1982) appuient encore nos conclusions.

L'aridification du bas plateau n'est donc pas spécifique à l'actuel, mais elle s'est déjà manifesté au Soltanien tardif sans être aussi frappante. Cette aridification lors des derniers 40 000 ans B.P. a lieu après le maximum glaciaire (après 18 000 ans B.P.) et juste après l'optimum thermique (après 6000 ans B.P.). De ce fait le bas plateau de Tiznit semble s'intégrer dans le scénario des changements climatiques à l'échelle du globe (théorie astronomique) et sous la dépendance des contraintes orbitales et glaciaires (P. Rognon, 1989). Cependant l'aridification actuelle est à coup sûr amplifiée par l'action anthropique, surtout depuis les temps historiques : la dégradation de l'Arganeraie en est le témoin le plus frappant. Cette dégradation anthropique opère par la surexploitation d'un milieu naturel déjà fragilisé par les aléas du climat. Pour atténuer ce phénomène, il faut commencer par la sensibilisation de la population. Malheureusement, le problème sera toujours suspendu tant que d'autres problèmes encore plus vitaux ne sont pas résolus.

FIG. 41 CORRELATIONS ENTRE LES COUPES
ÉTUDIÉES



BIBLIOGRAPHIE:

- ABERKAN, M. (1986): Le Quaternaire littoral de la bordure méridionale du Rharb (Maroc Nord-occidental). Aspects sédimentologique, pédologique et néotectonique. Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°39, pp. 185-190.
- ABERKAN, M. & P. LEGIGAN. (1984): Les dunes littorales quaternaires dans le Rharb méridional. Etude sédimentologique. Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n°35, pp. 31-46.
- ABOU-EL-FARAH, Y. (1989): La vie rurale dans une région aride du Maroc. La plaine de Tiznit. Thèse es lettres et sciences humaines. Université de Rouen, 324 p.
- ADOLPHE, J.P. (1981): Exemple de contributions microorganiques dans les constructions carbonatées continentales. Bull. de l'A.G.F., Formations carbonatées externes, tufs et travertins. pp. 15-30.
- ALIMEN, H. (1963): Considérations sur la chronologie du Quaternaire saharien. Bul. Soc. géol. de France (7), V, pp. 627-634.
- ALIMEN, M-H. (1977): Considérations sur la chronologie de l'Acheuléen africain. Bul. Soc. Préhist. Fr. t.74, pp. 42-51.
- BALLAIS, J.L., A.MARRE & P. ROGNON. (1979): Périodes arides du Quaternaire récent et déplacement des sables éoliens dans les Zibans (Algérie). Rev. Géol. dyn. et Géog. phy. vol. 21 , fasc. 2. pp. 97-108.
- BALLOUCHE, A. (1986): Paléoenvironnements de l'homme fossile holocène au Maroc. Apports de la palynologie. Thèse géol., Bordeaux I, 134p.
- BALOUT, L. (1955) : Préhistoire de l'Afrique du Nord, essai de chronologie. Paris, arts et métiers graphiques. 544 p.
- BARRADA, M. (1989): Le système dunaire littoral des Chtouka de l'Ouest (Maroc). Mém. D.E.A. géomorphologie, Nancy II, 70 p.
- BARRY, J.P. (1991): Bioclimat et végétation des montagnes du Sahara central et du Sahara occidental. Rev. Géog. Alpine. n°1. t. LXXIX. pp. 55-70.
- BEAUDET, G. (1971): Le Quaternaire marocain, état des études. Rev. Géogr. Maroc, n°: 20, pp. 3-57.
- BEAUDET, G. (1972): Le plateau central marocain. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.(2), Vol. XIV, fasc. 2, pp. 107-132.
- BEAUDET, G., P. MICHEL, D. NAHON., P. OLIVA, J. RISER. & A. RUELLAN. (1976): Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidental. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. XVIII, 2-3, pp. 157-174.

- BELLION, Y. & J.S. MAGAGNOSC. (1982): Les travertins de Kef Sefiane, extrémité occidentale des monts de Batna-Bellezma (confins Hodna-Aurès; Algérie du Nord). Position et signification dans le contexte morphogénétique régional. Phénomènes Karstiques III Mémoires et documents du C.N.R.S. pp 18-202.
- BENSIMON, Y & M. MARTINEAU. (1987): Le néolithique marocain en 1986. L'Anthropologie, Tome 91, n°2, pp.623-652.
- BERTHELEMY, A & R. ACCART. (1987): Ma Izza, site néolithique marocain. Bull. Soc. Préhistorique franç., 84/3, pp. 75-82.
- BIBERSON, P. (1961): Le cadre paléogéographique de la préhistoire du Maroc atlantique. Thèse complémentaire pour le doctorat es lettres. Université d'Alger. Faculté des lettres et sciences humaines. 235 p.
- BIBERSON, P; (1963): Quelques précisions sur les classifications du Quaternaire marocain. Bul. Soc. géol. de France (7), V, pp. 607-616.
- BIBERSON, P. (1962): L'évolution du paléolithique marocain dans le cadre du Pléistocène atlantique. Quaternaria, t.VI, pp. 177-205.
- BIHIRY, N. (1991): Formations quaternaires de la vallée moyenne du Sous (Maroc). Thèse, Géologie du Quaternaire. Université Paris VI. 214 p
- BOCQUIER, G., H. PAQUET & G. MILLOT. (1970): Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques: l'invasion remontante de la montmorillonite. C.R. Acad. sc. Paris, t. 270, Série D, pp. 460-463.
- BREBION, Ph. (1973): Nouvelles recherches sur les gastéropodes pliocènes et quaternaires du Maroc atlantique. C.R.Acad. sc. Paris, t. 277, Série D, pp. 489-492.
- BREBION, Ph. (1983): Paléoclimatologie du quaternaire marin du Maroc Atlantique. Méthodes d'étude, Variations dans le temps et dans l'espace. Actes Coll. AGSO Bordeaux, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 34, et CNRS Cahiers du Quaternaire, n° spécial, 1983, p. 179-186.
- BREBION, Ph., J-P. RAYNAL., J-P. TEXIER & M. ALOUANE. (1986): Nouvelles données sur le Quaternaire littoral du Maroc atlantique à Casablanca et Cap Achakar. C.R. Acad. sc. Paris, t.302, série II, n° 14, pp. 901-904.
- BRUN, A. (1989): Microflore et paléovégétations en Afrique du Nord depuis 30 000 ans. Bull. Soc. géol. France, (8), t,V, n°1, pp. 25-33.
- CALLOT, Y. (1988): Evolution polyphasée d'un massif dunaire subtropical: Le Grand Erg occidental (Algérie). Bull. Soc. géol. France, (8), t. IV, n° 6, pp. 1073-1079.
- CAMPS, G. (1974): Les civilisations préhistoriques de l'Afrique du Nord et du Sahara. Doin, Paris, 366p.
- CAMPS, G. (1981): Manuel de recherche préhistorique. Doin, Paris. 458p.
- CAMPS, G. & J. RISER. (1978): Le gisement de l'oued Neffid dans le Tinzouline (vallée moyenne du Dra): un exemple de l'Acheuléen du Sud-Est marocain. Bull. soc. Préhist. Fr. t. 75/10. pp.291- 302.

- CARBONEL, P., E. GROSDIDIER., J.P. PEYPOUQUET., & J.J. TIERCELIN. (1983): Les Ostracodes, témoins de l'évolution hydrologique d'un lac de rift. Exemple du lac Bogoria, rift Gregory, Kenya. Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 7, 1, pp. 301-315.
- CASANOVA, J. (1987): Limnologie des stromatolites en milieu continental (Transition eaux douces-eaux salées). Documents du C.E.R.L.A.T., Mémoire n°1, pp. 145-164.
- CASANOVA, J. (1987): Stromatolites et hauts niveaux lacustres pléistocènes du bassin Natron-Magadi (Tanzanie-Kenya). Sci.Géol., Bull. 40, 1-2, pp. 135-153.
- CHAHBOUN, A. & A. WEISROCK. (1987): Le matériel du système dunaire à l'embouchure de l'oued Souss, Sud d'Agadir. Dirassat, Agadir, 1, pp. 59-67.
- CHAVAILLON, J. (1963): Correspondance entre les couples érosion-sédimentation et pluvial-aride au Sahara nord-occidental. Bull. Soc. géol. de France (7), V, 1963, pp. 622-626.
- COMBES, M., G. DUROZOY & A. ELHEBIL. (1977): Massif anti-atlasique. in. Ressources en eau du Maroc t.3. , Domaines atlasique et sud-atlasique. pp. 224 -261
- CONRAD, G. (1969): L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg chech, Tazrouft, Ahnet, Maydir) Mém. du Cent.Rech.Zones arides, CNRS, Paris, sér. Géol. 10, 527.
- COUDE-GAUSSEN, G. (1988): Contribution à l'étude sédimentologique des poussières sahariennes et à leur identification dans les sédiments continentaux et marins. Bull. Soc. Géol., France, (8), n°6, pp. 1063-1072.
- COUDE-GAUSSEN, G. (1991): Les poussières sahariennes, cycle de sédimentation et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. éd: John Libbey eurotext. AUPELF. 485 p.
- COUDE-GAUSSEN, G., P. ROGNON & A. WEISROCK. (1982): Evolution du matériel sableux au cours de son déplacement dans un système dunaire. Les barkhanes du Cap Sim, Sud d'Essaouira, Maroc. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 295, Série II, pp. 621-624.
- COUDE-GAUSSEN, G., J. RISER, P. ROGNON & A. WEISROCK. (1982): Le matériel de deux édifices dunaires postérieurs au dernier pluvial (Nord du Mali et Ouest du Maroc). Bull. Assoc. Géogr. Franç., n° 484. pp. 47-51.
- COUDE-GAUSSEN, G., P. OLIVE & P. ROGNON. (1983): Datation des dépôts loessiques et variations climatiques à la bordure nord du Sahara algéro-tunisien. Rev. Géol. dyn. et Géog. phys. 24, 1, pp: 61-73.
- COUDE-GAUSSEN, G. & P. ROGNON (1988): Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess au Nord du Sahara à partir de l'exemple du Sud-tunisien. Bull. Soc. Géol., France, (8), n°6, pp. 1081-1090.
- COUVREUR, G. (1973): Etagement de formes et néotectonique sur le versant sud du Haut Atlas. In , Géodynamique externe., Etude intégrée du milieu naturel. Rev. Géomorph. dyn. n° 3, t. XXII, pp.109-124.
- DAUGAS, J-P., J-P. RAYNAL., A. BALLOUCHE., S. OCCHIETTI., P. PICHET., J. EVIN., J-P. TEXTIER & A. DEBENATH. (1989): Le néolithique nord-atlantique du Maroc : premier essai de chronologie par le radiocarbone. C.R. Acad. sc. Paris, t. 308, Série II, pp.681-687.

- DAUVOIS, M. (1976): Précis de dessin dynamique et structural des industries lithiques préhistoriques. Fanlac à Périgneux. 263 p.
- DELANNOY, M. (1973): Contribution à l'étude climatologique de la province de Tarfaya. Les Cah- Rech- Agro, Rabat, n° 32, pp. 16-59.
- DELANNOY, M. (1980): Remarques sur les brouillards d'été dans quelques stations côtières du Maroc atlantique. Méditerranée, n° 4, pp. 37-47.
- DELIBRIAS, G., P. ROGNON & A. WEISROCK. (1976): Datation de plusieurs épisodes à limons roses dans le Quaternaire récent de l'Atlas Atlantique marocain. C.R. Acad. sc. Paris, t. 282, pp. 593-596.
- DRESCH, J. (1941): Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Thèse, Paris, 712 p.
- DUCHAUFOUR, P. (1972): Processus de formation des sols. Biochimie et géochimie. Collection études et recherches. C.R.D.P, Nancy, pp. 112-182.
- DURAND, A., J. LANG, A. MOREL & J-P. ROSET. (1983): Evolution géomorphologique, stratigraphique et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Aïr oriental (Sahara méridional, Niger). Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys. Vol. 24, fasc.1, pp. 47-59.
- DUSSART, B. (1966): Limnologie, l'étude des eaux continentales. Gauthiers-Villars, Paris, 678p.
- EL HEBIL, A. (1977): La plaine côtière de Tiznit. in. Ressources en eau du Maroc. t.3. Domaines atlasique et sud-atlasique. pp. 212- 223.
- ELLOY, T. & G. THOMAS. (1981): Dynamique et genèse des croûtes calcaires (calcretes) développées sur séries rouges pliocènes en Algérie nord-occidentale. Contexte géomorphologique et climatique, pétrographique et géochimique. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-aquitaine. 5, 1, pp. 53-112.
- EMBERGER, L. (1936): Remarques critiques sur les étages de la végétation. Bull de la société Botanique Suisse, 46, pp. 614-631.
- ERIMESCO, P. (1967): L'hydrologie de l'Atlantique sur le plateau continental marocain. Bulletin de l'institut des pêches maritimes du Maroc, n°15, pp.5-31.
- FREYTET, P. (1971): Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés aux dépôts fluviatiles dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal du Languedoc. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. (2), Vol. XIII, fasc.3, pp. 245-268.
- FREYTET, P. (1973): Caractères distinctifs et essai de classification des carbonates fluviatiles, lacustres et palustres. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, série D, pp. 1937-1940.
- FREYTET, P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. 8, 1, pp. 223-247.
- FREYTET, P. & J-C. PLAZIAT. (1965): Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. Bull. Soc. Géol. de France, (7), VII, pp. 679-694.

- FRIEDMAN, G.M. (1961): Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Journal. Sédim. Petrol. Vol. 31., n°4, pp. 514-529.
- GIGOUT, M. (1959): Ages, par radiocarbone, de deux formations des environs de Rabat (Maroc) C.R. Acad. sc. Paris, t. 249, n° 25. pp. 2802-2803
- GIGOUT, M. (1966): Le Quaternaire de la côte libanaise comparé à celui du Maroc atlantique. Bull. Soc. géol. de France (7), VIII, pp. 17-20.
- GUILCHER, A & F. JOLY. (1954): Recherches sur la morphologie de la côte atlantique du Maroc. Travaux de l'institut scientifique chérifien, Série. Géol. Géogr. phys. n° 2.
- HOANG, C-T., L. ORTLIEB & A.WEISROCK. (1978): Nouvelles datations Th230/U234 de terrasses marines (Ouljiennes) du sud-ouest du Maroc et leurs significations stratigraphique et tectonique. C.R. Acad. sc. Paris, t. 286, Série D, pp. 1759-1762.
- LAMB, H-F., EICHER. U & V.R. SWITSUR. (1988): An 18,000 year record of vegetational, lake level and climatic change from the Middle Atlas, Morocco. J. Biogeogr., Oxford.
- LAMOUREUX, M. (1968): Les sols bruns méditerranéens et les sols rouges partiellement brunifiés du Liban. Cah. ORSTOM. sér. Pédol., vol. VI, n°1, pp. 63-93.
- LEFEVRE, D. (1985): Les formations plio-pléistocènes du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). Thèse de 3ème cycle, Bordeaux I, 270 p.
- LEROUX, M. (1987): L'anticyclone mobile polaire, relais des échanges méridiens: son importance climatique. Rev. Géodynamique, ORSTOM Paris, 2. (2). pp. 161-167.
- LEVY, A. (1989): Lacs quaternaires sahariens à faunes margino-littorales. Bull. Soc. géol. Fr. (8), n°1, pp. 63-71.
- LUCAS, G., P. CROS & J. LANG. (1976): Etude microscopique des roches meubles et consolidées. éd. Doin, Paris. 503 p.
- MATHIEU, L. (1979): La transition du Pléistocène supérieur à l'Holocène dans la province de Taza (Maroc oriental). Annales de la soc. Géologique de Belgique, t. 101-1978, pp. 131-147.
- MAINGUET, M., & L. CANON. (1976): Vents et paléovents du Sahara. Tentative d'approche paléoclimatique. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. (2), XVIII, Fasc. 2-3, pp. 241-250.
- MOREL, A. (1991): De l'originalité des montagnes du Sahara. Rev. Géogr. Alpine. n°1, t. LXXIX., pp. 9-21.
- MOREL, A. (1992): La disparition des climats chauds et humides au sud du Sahara à la charnière du Pliocène et du Quaternaire . Z. Geomorph. N. F. 36. 2, pp. 191-205.
- MOREL, J. (1978): L'industrie atérienne de l'oued Djouf El Djemel. Comparaison avec l'industrie de l'oued Djebbana. Le complexe atérien du Maghreb oriental. Bull. soc. Préhist. Fr. t.75/11-12, pp. 487-500.
- MUXART, P. (1981): Rappel des principaux facteurs conditionnant la précipitation des carbonates en milieu continental, Actes du colloque de l'A.G.F., Formations carbonatées externes, tufs et travertins, Paris , pp 119-127.
- OLIVA. P. (1972): Aspects et problèmes géomorphologiques de l'Anti-Atlas occidental, R.G.M. n° 21, pp. 43-77.

- OLIVA, P. (1974): La distribution des croûtes et encroûtements dans l'Anti-Atlas Occidental. Une approche géomorphologique du problème des croûtes sur roches non calciques. In , étude de certains milieux du Maroc et de leur évolution récente II. CNRS. Travaux de la R.C.P. 249, pp 47- 78. Montpellier.
- OLIVA, P. (1974): Carte géomorphologique de l'Anti-Atlas occidental au 1/100 000. Plaine de Tiznit et de Massa (et bordures). Ministère des travaux publics et communications. Direction des ressources en eau. Rabat, Maroc.
- OLIVA, P. (1977): La plate forme moghrébienne, néotectonique et eustatisme sur le littoral de l'Anti-Atlas. Rev. Médit. n° 2, pp 73-91.
- OUSSEINI, I. & A. MOREL. (1989): Utilisation de formations alluviales azoïques pour l'étude des paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène au Sud du Sahara: l'exemple de la vallée du fleuve Niger dans le Liptako nigérien. Bull. Soc. géol. France, (8), t. V, n° 1, pp. 85-90.
- PAQUET, H. (1970): Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr, n. 30, 212p.
- PASKOFF, R. (1989): Les dunes littorales. La recherche, n° 212, pp. 888-895.
- PAULISSEN, E. & P-M. VERMEERSCH. (1989): Le comportement des grands fleuves allogènes: l'exemple du Nil saharien au Quaternaire supérieur. Bull. Soc. géol. France, (8), t. V, n° 1, pp.73-83.
- PELTIER, J.P. (1982): La végétation du bassin versant de l'oued Sous (Maroc). Thèse ès-sciences. Université scientifique et médicale de Grenoble. 181 p.
- PETIT-MAIRE, N., G. DELIBRIAS., J. MECO., S. POMEL. & J-C.ROSSO.(1986): Paléoclimatologie des Canari orientales (Fuerteventura). C.R. Acad. sc. Paris, t. 303, Série II, n°13, pp. 1241-1246.
- PURSER, B-H. (1973): Aspects de la diagenèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. Sciences de la terre, t.XVIII, n°3, pp. 299-313.
- RAYNAL, J-P., J-P. TEXIER. &D. LEFEVRE. (1986): Essai de corrélation de l'océan au continent pour le Quaternaire du Maroc. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. vol. 27, fasc. 2, pp. 141-147.
- RAYNAL, J-P., J-P. TEXIER.(1989): Découverte d'Acheuléen ancien dans la carrière Thomas 1 à Casablanca et problème de l'ancienneté de la présence humaine au Maroc. C.R. Acad. sc. Paris, t. 308, Série II, pp. 1743-1749.
- REUF, P. (1962): Les champignons de l'Arganier, Cahier de Recherche Agronomique marocaine n° 15, pp. 1-25. Rabat.
- RODENBOURG, H. (1977): Neue 14C Daten aus Marrokko und Spanien ihre Aussagen Für die Relief und Bodenentwicklung imm Holozän und Jungpleistozän. Catena, pp. 215-228.
- RODRIGUE, A. (1985): Les trièdres toulkiniens (Province de Marrakech-Maroc). Bull. soc. Préhist. Fr, t. 82/2, pp. 52-55.
- RODRIGUE, A. (1986): Le gisement acheuléen de Ouarzazate-Aéroport (versant sud de l'Atlas marocain). Présence de hachereaux. Bull. soc. Préhist. Fr, t. 83/7, pp. 13-16.

- RODRIGUE, A. (1987): Nouveaux éléments sur le Moustérien du Maroc, la station d'Akka (Maroc Saharien). L'Anthropologie, t. 91, n°2, pp. 483-496.
- ROGNON, P. (1976): Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans. Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn., 2, XVIII, 2-3, pp. 251-282.
- ROGNON, P. (1980): Une extension des déserts (Sahara et Moyen-Orient) au cours du Tardiglaciaire (18 000 - 10 000 ans B.P). Rev. Géol. dyn. et Géog. phys. Vol. 22, Fasc. 4-5, pp. 313-328.
- ROGNON, P. (1983): Essai de définition et typologie des crises climatiques. Actes Coll. AGSO Bordeaux, Mai 1983, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 34, et CNRS Cahiers du Quaternaire. n° spécial, 1983, p. 151.164.
- ROGNON, P. (1985): Aridification and abrupt climatic events on the saharian Northern and Southern margins, 20.000 Y BP to present. In abrupt climatic change evidence and implications, Ed. W.H. Berger and L.D. Labeyrie, NATO. ASI. Séries, pp. 209-220.
- ROGNON, P. (1989): Variations de l'aridité au Sahara depuis 125 000 B.P en relation avec les "contraintes" orbitales et glaciaires. Bull. Soc. géol. France (8), t.V, n°1, pp13-20.
- ROGNON, P. & G. COUDE- GAUSSEN (1987): Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pléistocène du Nord de Fuerteventura (Canaries). Zeit. für Geomorphol. N.F., 31, 1, pp. 1-19.
- ROGNON, P., G. COUDE- GAUSSEN., M-N. LE COUSTUMER., J-C. BALOUET & S. OCCHIETTI. (1989): Le massif dunaire de Jandia (Fuerteventura, Canaries): Evolution des paléoenvironnements de 20 000 B.P. à l'Actuel. Bull. Assoc. Franç. pour l'étude du Quaternaire. pp. 31-37.
- RUELLAN, A. (1967): Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Maroc. Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, V, n°4, pp. 421-462.
- RUELLAN, A. (1969): Quelques réflexions sur le rôle des sols dans l'interprétation des variations bioclimatiques du Pléistocène marocain. Rev. Géogr. Maroc, n°15, pp. 129-139.
- RUELLAN, A. (1970): Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la basse-Moulouya (Maroc oriental). Thèse Strasbourg, Mém. O.R.S.T.O.M., 54, 302 p.
- RUELLAN, A., G. BEAUDET., D. NAHON., H. PAQUET., P.ROGNON., & G. MILLOT. (1979): Rôle des encroûtements calcaires dans le façonnement des glaciaires d'ablation des régions arides du Maroc. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 289, pp. 619-622.
- SABELBERG, U. (1977): The stratigraphic record of late Quaternary accumulation series in south west Morocco and its consequences concerning the pluvial hypothesis. Catena, Vol. 4, pp. 209-214.
- SIMONEAU, A. (1971): La région rupestre de Tazzarine. Documents nouveaux sur les chasseurs-pasteurs. Rev. Géog. du Maroc. n°20, pp. 107-118.
- TEXIER, J.P., & J-P. RAYNAL. (1989): Les sables beiges du Nord-Ouest du Maroc: nouvelles interprétations dynamiques, chronologiques et paléoclimatiques. C.R. Acad. sc. Paris, t. 309, Série II, PP. 1582-1589.

- TILLET, T. (1989). L'Atérien saharien : essai sur le comportement d'une civilisation paléolithique face à l'accroissement de l'aridité. Bul. Soc.Géol. Fr. (8), t.V, n°1, pp. 91-97.
- TILLET, T. (1991): Le massif de l'Aïr à l'époque atérienne : source de matières premières. Rev. Géogr. Alpine. n°1. t. LXXIX. pp.139-141.
- TIXIER, J. (1956): Le hachereau dans l'Acheuléen africain. Notes typologiques. Congr. préhist. de France, 15ème session. Poitiers-Angoulême, pp. 914-923.
- TIXIER, J. (1958-1959): Les pièces pédonculées de l'Atérien. Libyca, 6-7, pp. 127-157.
- TIXIER, J. (1963): Typologie de l'épipaléolithique du Maghreb. Mémoires du centre de recherche anthropologiques, préhistoriques et ethnographiques. Alger. Art et métiers graphiques. Paris. pp.168.
- VAUDOUR, J. (1975): Encroûtements, croûte et carapaces calcaires dans la région de de Madrid. Méditerranée. n° 2, pp. 39-60.
- VAUDOUR, J & G. CLAUZON. (1976): Chronique de pédologie méditerranéenne. Les croûtes calcaires ont-elles toutes une origine pédologique? Méditerranée. t.24, n°1, pp. 71-81.
- VERRECHIA, E. (1987): Le contexte morphodynamique des croûtes calcaires: apport des analyses séquentielles à l'échelle microscopique. Z. Geomorph. N. F. 31. 2. pp. 179-193.
- VERRECHIA, E. & P. FREYTET. (1987): Interférences pédogénèse- sédimentation dans les croûtes calcaires. Proposition d'une nouvelle méthode d'étude: analyse séquentielle. In: N. Fedoroff, L.M. Bresson & M.A Courty, micromorphologie des sols. AFES. Plaisir, France, pp. 555-561.
- WEISROCK, A. (1973): Introduction à l'étude du Pléistocène dans la région du moyen Tensift (SW du Maroc). Rev. Géog. du Maroc. n° 23-24, pp. 151-167.
- WEISROCK, A. (1980): Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas atlantique (Maroc). Doc. Etat, Univ., Paris I, 931 p dactylo.
- WEISROCK, A. (1982): Signification paléoclimatique des dunes littorales d'Essaouira, Cap Sim (Maroc). - Rev. Geom. dyn. 416: 91-107.
- WEISROCK, A. (1982): Dunes moghrébiennes et aridité sur la côte atlantique du Maroc. Bull. Assoc. Géogr. Franç., n° 484. pp. 51-54.
- WEISROCK, A. (1983): Sur la notion de pluvial au Maghreb et péninsule Ibérique. Actes Coll. AGSO Bordeaux, Mai 1983, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n° 34, et CNRS Cahiers du Quaternaire. n ° spécial, 1983, p. 137-149.
- WEISROCK, A. (1985): Originalité karstique de l'Atlas atlantique marocain. Karstologia, 5, pp. 29-38.
- WEISROCK, A.(1987): Oulja et Ouljien au Maroc atlantique. In: Les Milieux et les Hommes dans les pays méditerranéens, Hommage à Gérard Maurer, Etudes Méditerranéennes, Fasc.11, C.I.E.M., Poitiers, pp.175-187.
- WEISROCK, A., & Ph. BREBION (1974): Niveaux marins quaternaires de la côte des Haha à Imsouane (SW du Maroc) et leur faune de Gastéropodes. In Etude de certains milieux du Maroc et de leur évolution récente II. CNRS. Travaux de la R.C.P. 249. pp. 79-104.

- WEISROCK, A., G. DELIBRIAS, P. ROGNON & G. COUDE-GAUSSEN (1985): Variations climatiques et morphogenèse au Maroc atlantique (30-33°N) à la limite pléistocène/Holocène. Bull. Soc. Géol. Fr. 8, 1-4: 565-569.
- WEISROCK, A. & M. FONTUGNE. (1991): Morphogenèse éolienne littorale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans l'ouïja atlantique marocaine. Quaternaire, 2, (3/4), pp. 164-175.
- WEISROCK, A., & J-C. MISKOVSKY. (1988): Nouvelles précisions sur le stratotype de Makhfame (Haut Atlas occidental, Maroc). Bull. A.F.E.Q. pp.205-214.
- WEISROCK, A., & J-C. MISKOVSKY. (1988): Nouvelles précisions sur le stratotype de Makhfame (Haut Atlas occidental, Maroc). Bull. A.F.E.Q. pp.205-214.
- WEISROCK, A., A. OUAMMOU & A. AÏT HSSAÏNE (1991): Erosion et sédimentation dans les oueds du Sud-Ouest marocain à l'Holocène. Physio-Géo., n°22/23, pp. 95-100.
- WEISROCK, A. & P. ROGNON (1977): Evolution morphologique des basses vallées de l'Atlas atlantique marocain. - Géol. Médit. Marseille, VI (4): 313-334.
- WENGLER, L. (1986): Erosion et sites de surface au Maghreb : Marja, site du Maroc oriental. Bull. soc. Préhist. Fr., t. 83/2, pp. 47-55.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1	Environnement géographique et géologique du bas plateau de Tiznit.	p. 2
Fig. 2	Pluviométrie annuelle, périodes: 1922-1954 et 1969-1983	p. 8
Fig. 3	Pluviométrie quinquennale	p. 8
Fig. 4	Diagramme ombrothermique de la station de Tiznit	p. 10
Fig. 5	Réseau hydrographique	p. 13
Fig. 6	Carte morphologique simplifiée du littoral, d'après la carte d'Oliva au 1/500 000, 1972.	p. 19
Fig. 7	Carte simplifiée des formations superficielles, d'après la carte d'Oliva au 1/100 000, 1974	p. 21
Fig. 8	Carte morphologique du littoral atlantique.	p. 22
Fig. 9	Coupe schématique de la rive droite de l'oued Adoudou	p. 27
Fig. 10	Bloc diagramme: Système dunaire de Bourhrara, le dispositif morphologique	p. 30
Fig. 11	Modèle morpho-sédimentaire pour la coupe d'El Mceïda	p. 34
Fig. 12	Coupe d'El Mceïda : Subdivision en unités morphologiques	p. 36
Fig. 13	Bloc diagramme: Coupe d'El Mceïda, emplacement de l'industrie lithique.	p. 40
Fig. 14	Premier biface de la série NR2	p. 42
Fig. 15	Deuxième biface de la série NR2	p. 43
Fig. 16	Protohachereau de la série NR3	p. 45
Fig. 17	Biface de la série D3	p. 46
Fig. 18	Hachereau de la série D3	p. 47
Fig. 19	Premier hachereau de la série NR4	p. 48
Fig. 20	Deuxième hachereau de la série NR4	p. 49
Fig. 21	Echelle chronostratigraphique établie par J.P. Texier et J.P. Raynal 1985	p. 51
Fig. 22	Courbes cumulatives (El Mceïda)	p. 56
Fig. 23	Etude sédimentologique de la coupe d'El Mceïda	p. 59
Fig. 24	Fluctuation du pourcentage des quartz éolisés	p. 61
Fig. 25	Le dispositif morphotectonique à l'aval de la vallée de l'oued Tamdroust	p. 73

Fig: 26	Coupe détaillée de la partie supérieure du substratum étudié sur la rive droite de l'oued Tamdroust	p. 74
Fig: 27	Bloc diagramme: Coupe de l'oued Tamdroust, le dispositif morphologique	p. 75
Fig: 28	Basse vallée de l'oued Tamdroust vers 19 000 B.P.	p. 82
Fig: 29	Corrélations à l'amont et à l'aval, localisation des profils	p. 85
Fig: 30	Coupe de l'oued Tamdroust, étude sédimentaire	p. 87
Fig: 31	Courbes cumulatives et histogrammes de fréquences (FR1)	p. 95
Fig: 32	Courbes cumulatives et histogrammes de fréquences (FR1G et P2)	p. 96
Fig: 33	Courbes cumulatives et histogramme de fréquences (FR2, P3 et FR3 A&B)	p. 97
Fig: 34	Courbes cumulatives et histogrammes de fréquences (FR3C et GL sup)	p. 98
Fig: 35	Représentation graphique SKc / σ	p. 101
Fig: 36	Oued Tamdroust, complexe moyen et sup, granulométrie	p. 104
Fig: 37	Répartition des différents horizons sur le diagramme triangulaire (Argiles-Limons-Sables)	p. 104
Fig: 38	Pédogenèse avec ou sans interférences	p. 110
Fig: 39	Variation du niveau marin au cours de l'Holocène d'après Texier et Raynal (1985)	p. 119
Fig: 40	Oued Tamdroust, événements morphodynamiques et paléoclimatiques, et représentation pédologique de la formation (Duchaufour, 1982)	p. 121
Fig: 41	Corrélations entre les coupes étudiées	p. 130

LISTE DES TABLEAUX

Tableau n° 1	Correspondances chronologiques: Maroc- Europe	p : 4
Tableau n° 2	Pluviométrie annuelle moyenne (1922-1983)	p : 7
Tableau n° 3	Moyenne des températures mensuelles (1922-1955)	p : 10
Tableau n° 4	Indices granulométriques (El Mceïda)	p : 55
Tableau n° 5	Résultat de l'analyse morphoscopique (El Mceïda)	p : 57
Tableau n° 6	Interprétation chrono-morpho-stratigraphique de la coupe d'El Mceïda	p : 58
Tableau n° 7	Stratigraphie de la formation de l'oued Tamdroust	p : 78
Tableau n° 8	Les datations absolues à l' oued Tamdroust	p : 80
Tableau n° 9	Indices granulométriques (oued Tamdroust)	p : 99
Tableau n° 10	Contenu fossilifère (oued Tamdroust)	p : 107
Tableau n° 11	Composition chimique de l'eau de pluie de trois postes forestiers de la plaine de sous (hiver- 1958-1959)	p : 109
Tableau n° 12	Indices de l'évolution morpho-climatique au Maghreb depuis 30 000 ans B.P.	p : 126

TABLE DES MATIERES

Remerciements	I
Sommaire	II
Résumé	III-IV

INTRODUCTION

<u>I. OBJECTIFS ET LIMITES DE L'ETUDE</u>	p. 1
I.1. LES OBJECTIFS	p. 1
I.2. LES LIMITES DE L'ETUDE	p. 2
<u>II. LA PLAINE DE TIZNIT</u>	p. 5
II.1. UN BAS PLATEAU CALCAIRE EN BOURDURE DE L'OCEAN	p. 5
II.2. LA "PLAINE" DE TIZNIT AUJOURD'HUI: UN MILIEU ARIDE	p. 6
II.2.1. Un climat marqué par la sécheresse:	p. 6
II.2.2. Un couvert végétal dégradé:	p. 11
<u>III. LA DESORGANISATION DU SYSTEME HYDROGRAPHIQUE</u>	p. 12
 <i>Première partie: LE LITTORAL DU BAS PLATEAU DE TIZNIT ET SON EVOLUTION AU COURS DU PLEISTOCENE ET DE L'HOLOCENE</i>	 p. 16
<u>I. INTRODUCTION</u>	p. 17
<u>II. MORPHOSTRUCTURE D'ENSEMBLE</u>	p. 18
II.1. LE CORDON LITTORAL	p. 18
II.2. UNE COTE ROCHEUSE A FALAISES	p. 20
II.3. CONCLUSION	p. 23
<u>III. LE SECTEUR SUD: (Entre Sidi Moussa d'Aglou et Bourhrara)</u>	p. 25
III.1. LES GRANDS TRAITs MORPHOLOGIQUES	p. 25
III.2. COUPE SCHEMATIQUE DE L'EMBOUCHURE DE L'OUED ADOUDOU	p. 26
III.2.1. Analyse morphologique:	p. 26
III.2.2. Discussion:	p. 28

II.3.3. Eléments de chronologie:	p. 79
II.3.3.1. Datations absolues	p. 79
II.3.3.2. Industrie lithique	p. 81
II.3.4. Emplacement des tables stromatolithiques dans la stratigraphie:	p. 82
II.4. EXTENSION DE LA SERIE DE REMBLAIEMENT:	
corrélations à l'aval et à l'amont	p. 83
 <u>III. ANALYSE DE LA COUPE</u>	p. 86
III.1. LE COMPLEXE DE BASE P1	p. 86
III.2. LES COMPLEXES MOYEN ET SUPERIEUR	p. 90
III.2.1. Etude sédimentaire	p. 90
III.2.1.1. Description générale	p. 90
III.2.1.2. Description détaillée	p. 90
III.2.1.3. Granulométrie	p. 94
III.2.1.4. Morphoscopie	p. 103
III.2.2. Origine du matériel	p. 105
III.2.3. Problème de l'origine du gypse	p. 108
III.2.4. Analyse pédologique	p. 109
 <u>IV. IMPLICATIONS MORPHOCLIMATIQUES</u>	p. 115
 <u>V. CONCLUSION GENERALE SUR L'OUED TAMDROUST</u>	p. 120
 <u>VI. IMPLICATION DE L'ETUDE A L'ECHELLE DU MAGHREB</u>	p. 122
VI.1. COMPARAISON AVEC L'ATLAS ATLANTIQUE	p. 123
VI.2. COMPARAISON AVEC LA MARGE NORD DU SAHARA ALGERO-TUNISIEN	p. 124
VI.3. COMPARAISON AVEC L'ETUDE POLLINIQUE DES CAROTTES DU GOLFE DE GABES	p. 125
 <u>VII. CONCLUSION GENERALE</u>	p. 127
 BIBLIOGRAPHIE	p. 131
LISTE DES FIGURES	p. 140
LISTE DES TABLEAUX	p. 142
TABLE DES MATIERES	p. 143



Résumé :

L'étude des héritages morphologiques tant à l'intérieur du bas plateau de Tiznit que sur sa bordure littorale a permis de comprendre les grands traits de l'évolution des paysages au cours du Pléistocène et de l'Holocène, du Tensiftien à l'actuel. Le littoral de ce bas plateau est constitué de plusieurs blocs faillés où la néotectonique plio-villafranchienne a déterminé des zones basses envahies par les incursions marines successives et des zones soulevées à l'abri de celles-ci. Sur le bas-plateau, le remblaiement alluvial de l'oued Tamdroust a eu lieu au cours du Soltanien récent et du Rharbien derrière un barrage de travertins. Les indices morphodynamiques, sédimentaires et préhistoriques conservés ont permis de suivre avec plus ou moins de précision l'évolution des paléo-paysages. Au sein d'un milieu de type encore méditerranéen, on peut montrer l'existence de nombreuses alternances humidité-sécheresse, tant sur le littoral qu'à l'intérieur. Les dernières grandes phases humides se situent au Soltanien supérieur (29 000 - 19 000 B.P.) et autour de 5000 B.P. Les dernières périodes arides sont celles du Soltanien tardif et l'actuelle, qui a débuté après 4000 B.P.

Abstract :

The study of morphological heritages based on the detailed analysis of selected sections allowed us to draw the main lines of the evolution of Pleistocene and Holocene landscapes in the Tiznit low plateau and its littoral margin, from the Tensiftian to the present. The atlantic coast of this low plateau is not an homogeneous environment. It is composed of the juxtaposition of several blocks delimited by faults. The plio-villafranchian neotectonic has determined low areas where successive sea incursions occurred, and up-lifted areas, without these ones. On the low plateau, the alluvial filling of the Tamdroust ouadi took place during the Upper Soltanian and the Rharbian, behind a travertine dam. The morphodynamic, sedimentary and prehistoric features enabled us to follow with more or less precision the evolution of paleo-landscapes. In a global Mediterranean-type environment, we can see various alternate humid and dry periods on the littoral and on the low plateau. The two last wet periods occurred at the Upper Soltanian (29,000 - 19,000 B.P.) and around 5,000 B.P. The two last arid periods are these of the last Soltanian (18,000 - 10,000 B.P.) and the present one, which started after 4,000 B.P.