

Evolution géomorphologique du piémont sud-atlasique dans la région de Taroudant (SW-Maroc) au cours du Tertiaire et du Pléistocène inférieur

Ali AIT HSSAINE

Mots-clés: Maroc, Haut Atlas, néotectonique, piémont, Tertiaire, Quaternaire.

علي ايت حساين

التطور الجيومورفولوجي للسفوح الجنوب – أطلسي بمنطقة تارودانت (جنوب غرب المغرب) خلال الثلاثي والبليستوسين السفلي. يشكل سفح تارودانت – أولاد تايمية نموذجا للدينامية الترسيبية بجوار جبل حديث في ارتقاء متواصل. وتظهر دراسة وتحليل الرواسب منذ الأليكوسين أن بناء ونشوء السفوح الثلاثية (مخاريط رئيسية) ترتبط بعلاقة وطيدة مع التكتونية، التي تؤكد نشاطها وشدتها: سمك التوضعات، اندماجها مع الجبل، وتواجد فوالق، ويشهد التغير المهم لهذه التوضعات على أوساط مناخ تسهل تكون الكاولينيت والفيرميكوليت والسمكتيت. وتضعف شدة التكتونية وانعدام انتظام المناخ بعد البليستوسين الأسفل.

RESUME

Le piémont de Taroudant-Oulad Teima est un modèle de dynamique sédimentaire, au pied d'une montagne jeune, en surrection continue. L'étude et l'analyse des sédiments depuis l'Oligocène, montre que l'édification et la genèse des piémonts tertiaires (méga-cônes) entretiennent une relation étroite avec la tectonique, dont l'activité et l'intensité sont confirmées à la fois par l'épaisseur importante du stock sédimentaire, par leur intégration à la montagne et par la présence des failles. L'altération accusée de ces dépôts atteste des ambiances climatiques favorables à la formation de la kaolinite, de la vermiculite et de la smectite. L'atténuation de l'intensité tectonique et l'irrégularité climatique s'intensifient après le Pléistocène inférieur.

ABSTRACT

Taroudant – Oulad Teima piedmont (Morocco): geomorphological evolution from the Oligocene to the early Pleistocene. The Taroudant – Oulad Teima piedmont is considered as a sedimentary dynamic model at the front of a young mountain in continuous elevation (Moroccan High Atlas). Analysis of deposits since the Oligocene shows that the Tertiary piedmont edification is related to active tectonic movements. This activity is confirmed by the thickness of the sedimentary stock and by the presence of faults. Weathering of the deposits indicates the presence of a climate favouring the formation of kaolinite, vermiculite and smectite clay minerals. Irregular climate and passive tectonic movements have become more intense after the early Pleistocene.

INTRODUCTION

Le piémont sud-atlasique de Taroudant–Oulad Teima est compris entre l'oued Issen à l'ouest et l'oued el Ouair à l'est (Fig. 1). Il s'agit d'un ensemble de cônes de déjection coalescents issus du Haut Atlas, qui se prolongent jusqu'à l'oued Sous.

Malgré sa proximité à Agadir, la région de Taroudant est restée scientifiquement peu explorée. Les travaux géomorphologiques de DRESCH (1941) sont limités à la description générale des paysages du Haut Atlas occidental, tandis que ceux de WEISROCK (1980) concernent l'Atlas atlantique. Les

études géologiques qui intéressent le Massif ancien sont peu nombreuses ou assez anciennes, comme celles de CLARIOND (1932) ou de DE KONING (1957). Par contre, la stratigraphie des terrains du Crétacé à Eocène supérieur a été dressée par AMBROGGI (1963) à travers la coupe d'Erguita, qui a été plus récemment réétudiée par DAOUDI (1991). La stratigraphie du Quaternaire récent a été établie par BHIRY (1991), BHIRY & al. (1991), OCCHIETTI & al. (1994) et AIT HSSAINE (1994).

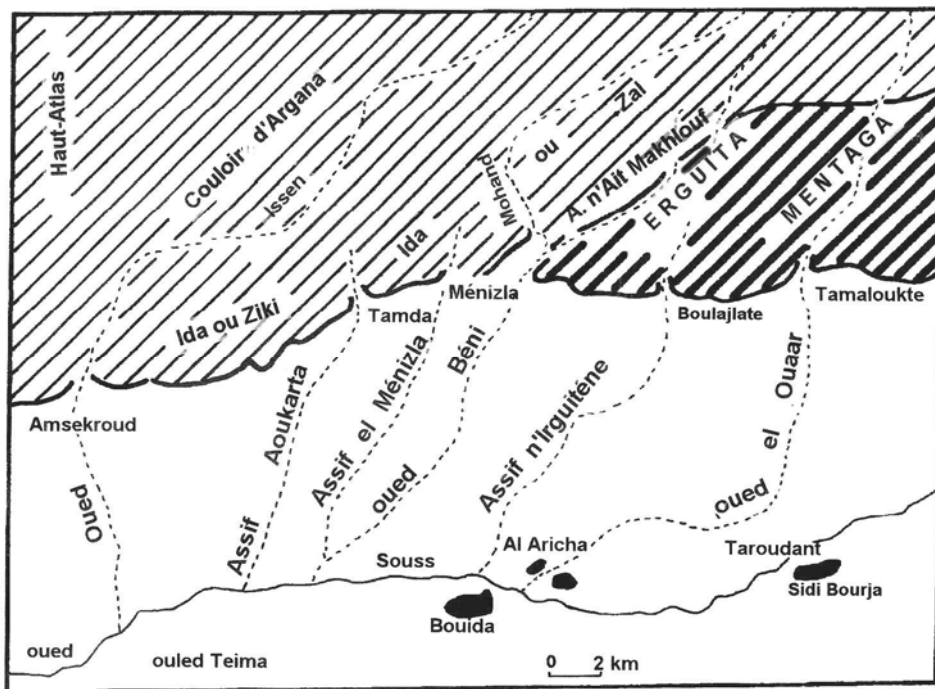


Figure 1 : Cadre géographique du piémont sud-atlasique de Taroudant.

L'évolution géomorphologique du piémont de Taroudant-Oulad Teima de l'Oligocène à l'actuel constitue le sujet de cet article, qui vise à déterminer la part de la tectonique et du climat dans la genèse des méga-cônes de déjection au cours du Tertiaire.

Les objectifs concernent :

- l'évolution morpho-structurale et la reconstitution morpho-sédimentaire et du paléo-environnement de la montagne et de son piémont tertiaire à travers une ou deux coupe types ; à cet égard le problème de l'existence de l'Oligocène et du Miocène est discuté ;
- l'intervention de la tectonique dans l'édification des cônes de déjection.

METHODOLOGIE

Pour la montagne, nous avons procédé à l'observation et à la cartographie sur le terrain et à l'aide des photographies aériennes des formes et des structures.

Pour le piémont, nous avons effectué des levés lithostratigraphiques le long des entailles linéaires et dans plusieurs endroits en vue d'établir des séquences morphosédimentaires complètes et une

chronostratigraphie relative locale, mais nous nous limiterons dans cet article aux coupes-types. La distinction entre les séquences morphosédimentaires s'appuie à la fois sur la pétrographie, la morphométrie et les discontinuités tectoniques ou d'érosion. Les travaux de terrain ont été complétés par les analyses au laboratoire (sédimentologie et minéralogie des argiles).

ASPECT MORPHOSTRUCTURAL DE LA MONTAGNE

Le dispositif morphostructural du Haut Atlas de Taroudant met en contact deux unités distinctes (Fig. 2) :

- le Massif ancien, constitué de calcaires géorgiens très résistants qui arment des anticlinaux étroits, et de schistes ordoviciens ployés en synclinaux ; ces roches reposent sur les tufs et les laves de l'Infracambrien ; l'ensemble est fortement tectonisé ;
- la Zone sub-atlasique, formée essentiellement de calcaires et de marnes du Crétacé et de l'Eocène inférieur et moyen, surmontés par les grès et les argiles roses de l'Eocène supérieur.

Dans son versant sud (Fig. 2), développé aux dépens d'un anticlinal faillé à grand rayon de courbure, on remarque, d'une part, un ensemble de

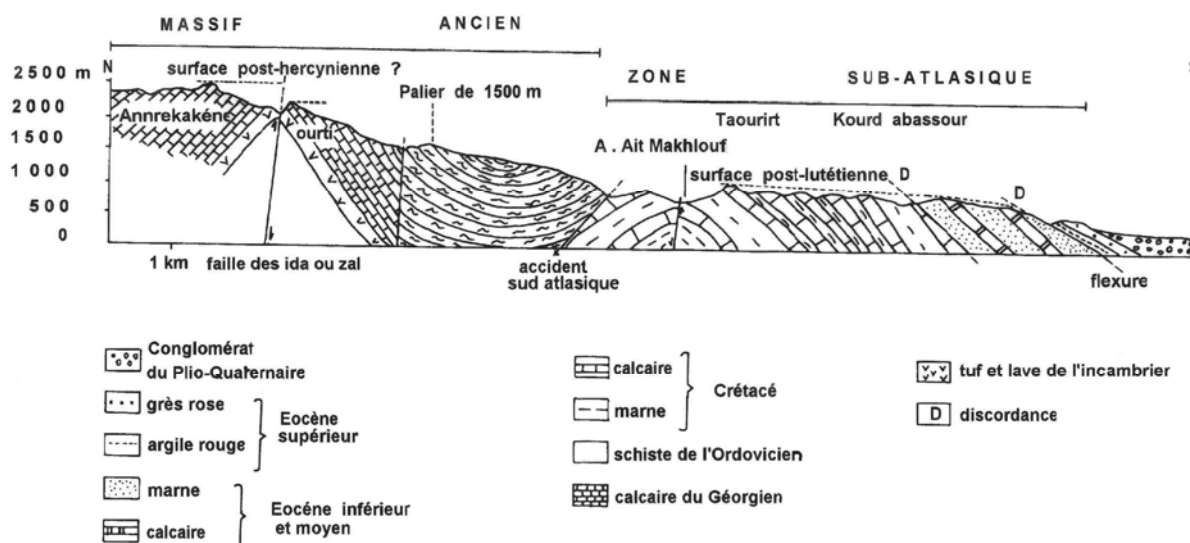


Figure 2 : Coupe schématique montrant l'étagement des formes de relief du piémont de Taroudant.

discordances angulaires exprimant plusieurs manifestations tectoniques dans la configuration de la chaîne atlasique, et d'autre part, une surface d'aplanissement post-lutétienne qui nivèle à la fois les reliefs primaires et la zone sub-atlasique. Le creusement des vallées, dans des formations plus ou moins tendres, est postérieure à cette surface d'aplanissement. Leur façonnement est commandé soit par la tectonique comme dans le cas de la vallée de l'Assif n'Aït Makhoul, soit par la lithologie et l'exposition (vallée de l'oued Irguitène). Le rôle de la lithologie a souvent guidé la tectonique dans la détermination des styles de plissement. C'est ainsi que les calcaires résistants du Géorgien sont souvent ployés en plis coffrés et les schistes ordoviciens et stéphanien en synclinaux étroits (Fig. 2). La plupart des plis sont déversés ou déjetés AMBROGGI (1963). Malgré la complexité de la structure, la morphologie est simple, et s'apparente au modèle jurassien, caractérisé par la présence des combes, des inversions de relief, des cluses etc... La fragmentation des anticlinaux par des failles et leur évidement détermine un style particulier d'anticlinaux faillés. Ceux-ci résultent d'un style complexe entre une zone de sillon en subsidence, et l'axe de la chaîne, en surrection continue.

LES DONNEES MORPHO-SEDIMENTAIRES DU PIEMONT TERTIAIRE

Parmi les coupes étudiées, nous présentons celles de Boulajlate, au débouché de la vallée d'Irguitène,

en raison de l'étagement ou de l'emboîtement des formes et des formations superficielles.

LES FORMATIONS AU-DESSUS DE L'EOCENE SUPERIEUR (Oligocène probable)

De bas en haut, la coupe montre la succession suivante (Fig. 3) :

- alternance de bancs d'argiles rouges fissiles (argilite), épais de 2 à 3 m et de bancs de grès roses à pendage de 40° à 50° sud ; ce faciès correspond à l'Eocène supérieur (AMBROGGI, 1963) ;
- brèche grossière de galets et de cailloux issus du Massif ancien, épaisse de 0,5 m et inclinée de 30° à 35° sud, en discordance angulaire sur l'Eocène supérieur ;
- marnes grises litées, épaisses de 0,40 m, contenant 30% de mica, 30% de quartz, 20% de feldspath, 10% de calcite et 10% de dolomite ;
- conglomérat fin à ciment calcaire, épais de 0,5 m ;
- sables et marnes sableuses grises pulvérulentes et carbonatées, d'épaisseur allant de 2 à 20 m ; la détermination des minéraux primaires par diffraction aux rayons X montre que cette unité contient 35% de calcite, 35% de mica, 20% de feldspath, 9% de quartz et 1% de dolomite.

Ces 3 unités reposent en concordance sur la brèche grossière.

– une formation carbonatée blanche contenant des veines dolomitiques grises bien cristallisées ; cette unité forme une corniche continue et discrète ; son épaisseur est estimée à 8 ou 10 m et son pendage est

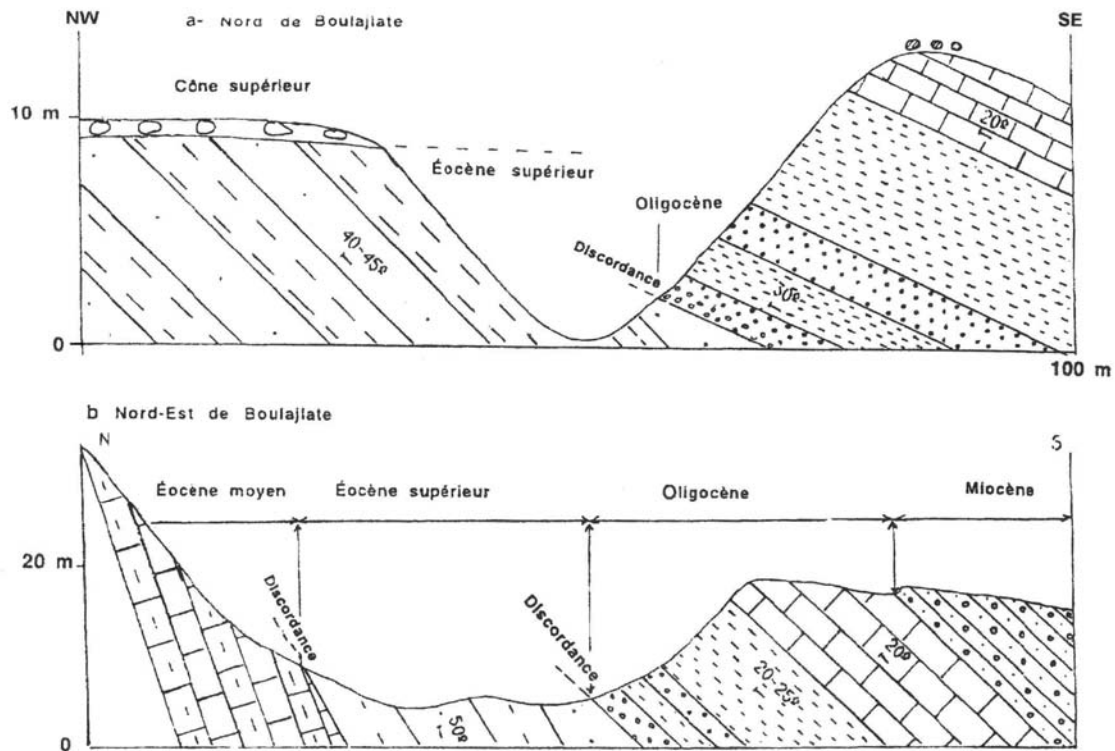


Figure 3 : Coupe de l'Éocène au Miocène à Boulajate.

de 20° ; elle contient 30% de dolomite, 30% de mica, 20% de feldspath, 10% de calcite et 10% de gypse ;

– des résidus de blocs et de galets libres de 20 à 40 cm de long parsèment le sommet de la formation blanche ;

– une formation rose (molasse), épaisse et concordante, souligne la rupture de pente sur le versant sud de la formation blanche, au NE du village.

Sur la rive droite de l'oued Irguitène, une formation de galets et de blocs à ciment blanc repose au-dessus des grès éocènes. Son épaisseur apparente est de 20 m avec un pendage de 45° sud. Elle passe vers le sud, après une rupture d'érosion, à la formation rose faillée.

LA MOLASSE ROSE DEFORMÉE (Miocène probable)

Le terme de molasse utilisé dans ce texte désigne une formation torrentielle, épaisse, composée de galets et de blocs à ciment sableux avec intercalation de bancs gréseux ou sableux.

Sur la rive gauche de l'oued Irguitène, à Tigammi ou Fella, une coupe constituée de dépôts détritiques montre, de bas en haut (Fig. 4), une formation de blocs, de galets et de graviers (12 m), inclinée de 30 à 40° sud ; affectée par des failles inverses à rejet de 1,5 m et plus ; elle montre une altération poussée, au point que certains blocs schisteux ou autres sont fondus dans leurs matrices ; dans le détail, on peut distinguer une alternance de bancs gravelo-sableux et d'autres blocailleux, sans organisation précise au sein de la masse qui évoque un dépôt torrentiel de type «*debris-flow*» ; la nature des galets de 4-6 cm de diamètre indique qu'une grande partie est issue du Massif ancien, à laquelle se mêle une proportion faible (1,7%) de galets de la zone sub-atlasique (Tabl. I) ; les calcaires mésozoïques, ainsi que quelques quartzites ont subi un émoussé avancé (AIT HSSAINE, 1994).

La matrice rouge qui enrobe les blocs et les galets de la formation est sablo-argileuse, riche en carbonates (31 à 43%) (Fig. 4). Elle est issue d'une part de la dissolution des galets calcaires composant la formation sus-jacente, et d'autre part, de la proximité de la zone sub-atlasique calcaire.

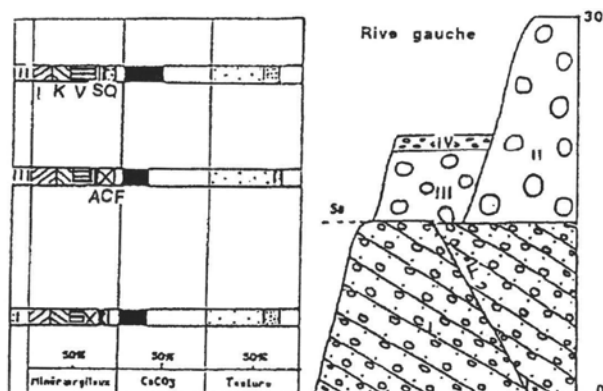


Figure 4 : Stratigraphie et sédimentologie des formations à Boulajlate (Irguitène). I, Miocène ; II, Pliocène ; III, Pléistocène inférieur ; IV, Pléistocène moyen ; Se, contact d'érosion ; F, faille.

Les 22% d'argiles qu'elle contient résultent de l'altération accusée du matériel, surtout des schistes qui sont complètement fondus.

L'analyse minéralogique de cette matrice (Fig. 4) montre que l'illite représente 30%, la kaolinite, la vermiculite, la chlorite et les fedspaths 15% chacun, et enfin la palygorskyte et le quartz ne représentent que 5% chacun. Dans la coupe d'Anezguen, épaisse de plus 40 m, sur l'Assif n'Aït Makhoulouf, on note l'apparition de la smectite qui est dominante avec une proportion de 30%.

LES FORMATIONS DES CÔNES SUPERIEURS (cônes B1 et B2)

Au-dessus de la molasse rose plissée et faillée, reposent, en discordance angulaire de 25-30°, deux cônes, B1 et B2, qui s'emboîtent les uns dans les autres. Les formations du cône B1 ont une épaisseur inférieure à 10 m et se distinguent des molasses blanches et roses par leur couleur jaune-rougeâtre, leur épaisseur faible, la pente topographique faible dans l'ensemble (4°) et enfin par une croûte calcaire sommitale.

Le matériel du cône B1 (Fig. 4) est composé de galets et de blocs hétérométriques qui atteignent 1 m de diamètre, constituant jusqu'à 50% du stock détritique, issus de la zone sub-atlasique. Par contre, les galets de 4-6 cm de diamètre dérivent du Massif ancien (Tabl. I).

Ce matériel détritique est enrobé dans une matrice sablo-argileuse (Fig. 4) fortement carbonatée (41 à 55%). La minéralogie des argiles montre une composition identique à celle de la molasse rose, à l'exception de la vermiculite qui devient plus abondante.

Tableau I : Pétrographie des formations miocènes (galets de 4-6 cm). B, Boulajlate ; A, Anzguene ; I, Issen.

Pétrographie des galets (formations miocènes et pliocènes)	Localité			Pliocène (cône B1)
	B %	A %	I %	B %
Grès rouge	12,5	17,07	40	5
Quartzite	1,7	43,9	22,5	4,3
Dolérite	17,8	2,43	15	4,3
Calcaire mésozoïque	1,7	9,75	5	8,6
Calcaire primaire	14,2	14,63		4,3
Roches vertes		12,19	17,5	25
Schiste ordovicien	10,7			
Grès éocène	1,7			
Diorite altérée	1,7			
Andésite	10,7			
Marne jaunâtre	1,7			
Calcaire chocolat	1,7			
Granite altéré	10,7			
Roche magmatique	3,5			
Conglomérat vert	7,1			26
Basalte	1,7			26

Tableau II : Pétrographie des galets de 4-6 cm des formations du Pléistocène inférieur (cône B2). B, Boulajlate ; A, Anzguen ; T, Tibladine ; D, Dkhila.

Pléistocène inférieur (cône B2)	Localité			
	B %	A %	T %	D %
Grès rouge		17,07	33	60
Quartzite	20,06	4,57	47,16	24,39
Dolérite	39,06	2,43	18,56	14,62
Calcaire mésozoïque		58,53		
Calcaire primaire				
Roches vertes	4,7			
Schiste ordovicien		17,07		
Grès éocène				
Diorite altérée				
Andésite				
Marne jaunâtre				
Calcaire chocolat				
Granite altéré				
Roche magmatique	3,1			
Conglomérat vert	19			
Basalte				
Calcaire oligocène	1,5			
Conglomérat rouge	11,1			

À 10 m en contrebas de ce cône, vient s'emboîter le cône B2, formation blocailleuse qui domine le lit actuel de l'oued Irguitène de 15 m environ. Cette formation, qui porte le village de Boulajlate, repose en discordance angulaire sur la molasse rose, et passe vers l'aval sous les formations plus récentes.

Le matériel de ce cône est composé de blocs calcaires de 40 à 50 cm de diamètre, sur une épaisseur de 5 à 6 m, issus de la zone sub-atlasique

(Tabl. II). Quelques lentilles de graviers ou de cailloutis apparaissent vers le sommet de la coupe.

La structure désorganisée du dépôt est noyée dans une matrice sablo-argileuse (69,6% de sable), enrichie en carbonates (31%). Les argiles représentent 23% et sont détritiques, issues du remaniement des formations plus anciennes.

ESSAI D'INTERPRETATION MORPHO-STRUCTURALE ET GEODYNAMIQUE

INTERPRETATION MORPHOSTRUCTURALE ET EVOLUTION DE LA MONTAGNE

Au nord de Taroudant, dans le Massif ancien, l'évolution du relief est complexe à cause de deux paramètres principaux : la tectonique et la lithologie. Ces deux paramètres changent rapidement dans l'espace et conduisent à des styles tectoniques variés, mais il paraît de l'architecture du relief que la lithologie joue un grand rôle à la fois sur le plan structural et morphologique. Du point de vue structural, les plis diffèrent selon qu'ils affectent des roches dures (calcaires, quartzites) ou tendres (schistes). Les schistes sont fortement plissés et les étirements et les laminages sont fréquents. Les roches dures, par contre, donnent des plis coffrés et faillés. Les anticlinaux conservent leur position de hauts reliefs structuraux, et se présentent sous forme de monts. Les synclinaux, constitués de schistes, prennent la forme de cuvette ou de val étroit.

La complexité de la structure du Massif ancien découle aussi de son histoire tectonique et des orogénèses hercynienne, avec des directions structurales, NNE-SSW, et atlasique à directions WSW-ENE.

Dans la zone sub-atlasique, par contre, la structure est moins compliquée et le style tectonique prend l'aspect de bombements à grand rayon de courbure.

Du point de vue morphologique, les monts du Massif ancien, armés de roches résistantes (calcaire géorgien), prennent la forme d'arêtes qui, dans l'ensemble, se présentent en «paysage de serres». Dans la zone sub-atlasique, les axes anticlinaux sont évidés en combes. Celles-ci sont autant facilitées par la présence de failles. Le rôle de la lithologie et de l'épaisseur dans le développement de l'érosion se manifeste aussi dans le creusement et la morphologie des vallées. Celles-ci sont plus larges et plus profondes lorsque les roches sont tendres et épaisses, plus étroites et moins importantes lorsque les roches sont plus résistantes et massives, et dissymétriques quand le contraste lithologique est plus marqué, ce qui est la règle élémentaire de la dissection. Des cas particuliers sont cependant à signaler où la

tectonique cassante (failles) intervient pour rompre cette règle.

Evolution géologique de la montagne

L'évolution géologique et géomorphologique du Haut Atlas de Taroudant s'inscrit dans le cadre de l'évolution générale du Haut Atlas occidental. Elle se résume par l'ouverture d'un rift au début du Trias où les sédiments se sont accumulés durant le Mésozoïque.

Du Dévonien au Lias inférieur, l'emplacement actuel du Haut Atlas constituait une région émergée (AMBROGGI, 1963). Deux grandes phases d'évolution, responsables de la mise en place du Haut Atlas et de ses sillons bordiers peuvent être distinguées : une phase anté-triasique (anté-rift) ; une phase triasique et post-triasique (rift et post-rift).

Avant le Trias, le paysage est caractérisé par la chaîne hercynienne qui, à la fin du cycle, se trouvait déjà érodée et pénéplanée par endroits (Meseta occidentale). Cette usure met fin au cycle hercynien et à l'Ere primaire.

Au début du Trias, une autre ère s'annonce ; elle commence par l'intervention de décrochements intenses et de failles qui fragmentent la chaîne hercynienne érodée, et participent à l'ouverture du rift «atlasique» (WURSTER & STETS, 1982 ; DAOUDI, 1991). Ce dernier est une simple fosse tectonique où se sont accumulés les sédiments marins et continentaux depuis le Permo-Trias jusqu'au Crétacé moyen. Au Sénonien, les premières manifestations tectoniques à caractère compressif déforment ces sédiments et dessinent les premiers traits de la future chaîne atlasique. Ce sont les mouvements de l'Eocène terminal qui amorcent la surrection de la chaîne atlasique. Ils sont amplifiés au Pliocène terminal et donnent la configuration actuelle de la chaîne et des sillons bordiers ; depuis, l'érosion ne cesse de sculpter le relief, de creuser les vallées et de combler les dépressions en subsidence.

Evolution de la bordure sub-atlasique au Crétacé : synthèse paléogéographique du secteur d'Erguita

La synthèse des coupes géologiques décrites par les auteurs sur le flanc sud du Haut Atlas occidental montrent que l'épaisseur des faciès du Crétacé diminue considérablement de l'ouest vers l'est. Elle passe de 2500 m à Agadir à 250 m seulement à Aoulouz, sur une distance de 200 km (WURSTER & STETS, 1982 ; DAOUDI, 1991). Ceci atteste que la partie occidentale du sillon sud-atlasique est

affectée par la subsidence durant le Crétacé inférieur et moyen. De marine dans la partie ouest, la sédimentation devient continentale et marginale dans la partie est. Le secteur d'Erguïta occupe une position intermédiaire; aussi comporte-t-il des intercalations de sédiments de mer ouverte, de faciès littoraux et de dépôts continentaux (DAOUDI, 1991).

Au Cénomanién et au Turonien, la mer transgresse vers l'est, mais devient néritique au Sénonien dans le secteur d'Erguïta. Au Santonien terminal, survient une crise tectonique qui déforme les sédiments déposés à Erguïta. Elle est soulignée par une discordance de 10° (AMBROGGI, 1963). D'autres mouvements tectoniques affectent le Haut Atlas jusqu'à la fin du Campanien. Les faciès rouges, accompagnés de gypses du Coniacien moyen et du Santonien inférieur, traduisent un milieu lagunaire (BEHRENS & *al.*, 1982). Au Maestrichtien, la mer revient à Erguïta et y dépose des sables phosphatés. Cette sédimentation se prolonge jusqu'à l'Eocène inférieur. Elle ne change qu'au Lutétien lorsqu'elle devient calcaire, puis marneuse et gréseuse continentale à l'Eocène supérieur. À la fin de cette période a lieu l'orogénèse atlasique majeure, qui se poursuivra pendant tout le Cénozoïque supérieur.

INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

L'édification du piémont tertiaire de Taroudant résulte de l'évolution tectonique de la chaîne. En nous basant sur l'interprétation lithostratigraphique, nous pouvons dire qu'au pied des grès et argiles rouges soulevées de l'Eocène supérieur se succèdent, en discordance angulaire, d'autres formations. Celles-ci débutent par des bancs conglomératiques fins traduisant une sédimentation éloignée de la source d'alimentation, les formations paléozoïques.

Les marnes litées intercalées entre les bancs bréchiques de la base, reflèteraient une décantation et un apport de carbonates détritiques ou reprécipités.

Les marnes sableuses intermédiaires peuvent traduire un apport plus distal et un milieu peu profond. L'enrichissement de ces faciès sablo-argileux en carbonates peut être lié à une évolution postérieure en milieu confiné, caractérisé par l'oscillation de nappes phréatiques encroûtantes, comme le suggère la minéralogie associée (dolomite, attapulgite, smectites et gypse).

La rudite à ciment blanc (molasse blanche) qui couronne ces formations indique de nouveau un apport torrentiel important qui pourrait être lié soit à une crise tectonique, soit à un changement climatique.

Après une phase d'érosion, d'autres apports torrentiels, la molasse rose, se sont accumulés sous forme de cônes de déjection.

La richesse en galets de quartzite et de grès rouges montre que le Massif ancien subissait une érosion intense. Toutefois, la présence de quelques galets issus de la zone sub-atlasique indique probablement que cette dernière commençait à s'intégrer à la montagne avec cependant une exportation importante des carbonates. Le façonnement important des éléments (indice d'émoussé élevé) calcaires mésozoïques et quelques quartzites reflèterait un apport lointain et un régime fluvio-torrentiel. En général, 1/3 de la masse totale des galets de 4-6 cm de diamètre a subi un émoussé avancé, la moitié se trouve dans la phase intermédiaire, les anguleux sont minoritaires, l'indice d'aplatissement est aussi élevé et touche surtout la catégorie des intermédiaires où quelques quartzites sub-émoussés atteignent à Boulajlate la valeur de 2,5. Les anguleux, qui regroupent beaucoup de quartzites, se situent généralement en dessous de 2,5. Ces indices élevés pourraient traduire l'intervention de l'action du froid lors de la préparation ou du transport du matériel, comme elle pourrait indiquer un remaniement des éboulis périglaciaires de haute montagne. Le dépôt est celui des cônes de déjection.

L'étude des fractions sableuses indique un dépôt de type torrentiel mal trié. Les indices granulométriques (FOLK, 1957) sont négatifs.

L'enrichissement en carbonates explique la forte cimentation de la matrice qui enrobe les galets. La rubéfaction accusée du matériel indique une forte altération survenue après la mise en place du dépôt. Celle-ci est confirmée par la présence de traces de galets fondus dans leurs matrices surtout les dolérites et les schistes. Les argiles (22%) que contient cette matrice résultent donc de l'altération, ce qui pourrait expliquer aussi la néoformation de la kaolinite qui se forme dans un milieu très lessivé à bon drainage; ceci n'exclut pas qu'elle pourrait être héritée des altérites anciennes de la montagne comme le suggère l'abondance de l'illite.

L'indice d'un milieu humide favorable à l'altération est donc présent, contrairement à ce qui a été signalé dans la région d'Agadir par WEISROCK (1980) ou la palygorskyte constitue 50% du stock argileux.

La présence de l'illite et de la chlorite témoigne de la nature détritique du dépôt. Selon MILLOT (1964), ces minéraux sont dans la plupart des cas hérités. Ils sont stables dans les altérations à caractère mécanique, discrets dans les sédiments en

eau alcaline, vulnérables dans les milieux acides et lessivés dans les eaux douces à altération chimique (podzolisation et latérisation).

Au-dessus de la molasse rose, s'édifient deux cônes de déjection en discordance angulaire sur la molasse rose et qui font partie du piémont actuel. Les blocs calcaires (50%) qui forment le cône B1 pourraient être l'indice d'une crise tectonique de grande envergure, affectant à la fois la zone sub-atlasique et le Massif ancien puisque la part de celui-ci dans l'alimentation du piémont en galets est notable. La taille des blocs implique un écoulement torrentiel de type «mud flow». La tectonique fragmente la roche, crée les pentes et augmente la compétence des oueds. A partir de cette période, la zone sub-atlasique s'intègre à la montagne, contrairement à la situation des molasses roses où elle ne fournissait que 2% de son matériel. La configuration actuelle du relief se met en place.

La croûte qui couronne le sommet de cette formation est liée à la forte présence du CaCO_3 (41 à 55 %). L'origine des carbonates est liée d'une part à la présence d'éléments calcaires dans le dépôt, arrachés à la zone sub-atlasique (dissolution et précipitation probables in-situ) et la juxtaposition du cône dans les calcaires et les marno-calcaires oligocènes. Les 22% d'argiles que contient la matrice sont caractérisés par l'abondance de la vermiculite, contrairement aux molasses roses, ce qui suggère sa néoformation. Les autres minéraux sont hérités.

Du point de vue morphométrique, les galets de dolérites triasiques montrent un émoussé avancé, associés à quelques quartzites et calcaires primaires, mais la plupart des galets, de différentes lithologies, ont un indice d'émoussé inférieur à 400. Les indices d'aplatissement élevés (> 2) n'ont été mesurés que sur les dolérites et n'ont aucune signification paléoclimatique. En comparaison avec les molasses roses, on ne constate pas de grandes différences dans le façonnement des galets, malgré une légère hausse des indices d'émoussé des galets doléritiques dans le cône B1. Au contraire, la taille des blocs a considérablement augmenté et la pétrographie est caractérisée par l'abondance des calcaires mésozoïques. Ceci implique d'une part, qu'une partie des galets de 4-6 cm est remaniée de la molasse rose et d'autre part, que les blocs associés à une autre partie de galets sont issus de la zone sub-atlasique et du Massif ancien. Cette suggestion est confirmée par les spectres pétrographiques et par le

diagramme des indices d'émoussé et d'aplatissement où les dolérites sont abondantes, contrairement à la molasse rose où elles sont altérées et fondues.

Dans le cône B2, emboîté dans le cône B1 et discordant sur la molasse rose, le matériel issu de la zone sub-atlasique est encore plus abondant, contrairement à ce qui a été signalé dans les formations plus anciennes. La taille des blocs est réduite par rapport au cône B1, mais reste encore notable (40 à 50 cm de diamètre), ce qui montre que l'énergie des oueds était puissante et que les versants de la zone sub-atlasique subissaient un démantèlement important. En comparaison avec la molasse rose et le cône B1, nous constatons une réduction dans l'épaisseur des formations et dans la taille des blocs qui constituent le cône B2. Par contre, la proportion d'éléments calcaires créacés devient importante. L'intensité de la dynamique tectonique et érosive a dû s'accroître dans la zone sub-atlasique.

Du point de vue morphométrique, le degré d'émoussé diminue nettement dans les galets de 4-6 cm. Soulignons à cet égard que TRICART & CAILLEUX (1955), JOLY (1962) et WEISROCK (1980) ont considéré comme émoussé faible les indices inférieurs à 280. Les galets aplatis sont ceux qui ont des indices supérieurs à 2 (DUMAS, 1977). A Boulajlate, à part les anguleux, nous pouvons distinguer facilement :

- Une population de galets légèrement évoluée à évoluée ; elle se divise en deux groupes ; le premier renfermant beaucoup de dolérites et très peu de calcaires mésozoïques, à indice d'aplatissement modeste, compris entre 1 et 1,75 ; le deuxième, à population émoussée et aplatie, renferme beaucoup de schistes et de calcaires mésozoïques, représentant le 1/3 de la population usée ; cette population constitue plus de la moitié de la masse totale.

- Une population de galets intermédiaire contenant beaucoup de dolérites et de calcaires et peu de quartzite. Ces derniers sont remaniés des formations plus anciennes. Les indices élevés d'aplatissement des galets traduiraient une intervention probable du froid (DUMAS, 1977). La taille grossière des galets et leur dominance expriment un démantèlement des versants par éboulement, comme dans le cône B1, sans doute lié à l'intervention tectonique. Les minéraux argileux sont tous hérités des formations plus anciennes. La teneur élevée des carbonates dans ces formations est conforme à la richesse en éléments calcaires. La torréfaction du dépôt et l'irrégularité de l'écoulement

sont attestés par l'analyse granulométrique. Celle-ci montre des indices granulométriques négatifs et des courbes cumulatives paraboliques.

On retient de cette étude que, malgré la diminution de la compétence des oueds par rapport aux périodes précédentes, la tectonique est demeurée active et les versants très dynamiques. Cette tectonique a affecté profondément la zone sub-atlasique qui, depuis le cône B1, commençait à fournir des masses volumineuses d'éléments détritiques au piémont. Ceci est l'indice d'un soulèvement tectonique de cette zone et de son intégration à la montagne. Cette surrection devient capitale à la fin de la mise en place de B1 et lors de celle de B2. Parallèlement à cette surrection, l'érosion des bassins versants devient agressive et les oueds voient leurs compétences et leurs charges augmenter.

INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE ET POSITION CHRONOLOGIQUE DES FORMATIONS TERTIAIRES

En raison de l'absence des témoins corrélatifs et des matériaux datables, la chronologie des formations continentales tertiaires est difficile à établir. Les paramètres sur lesquelles nous pouvons nous appuyer restent la succession stratigraphique, la lithologie, les analyses sédimentologiques et le degré d'altération et de consolidation. La période de dépôt déterminée s'intercale entre l'Eocène supérieur et le Pléistocène moyen.

L'OLIGOCENE PROBABLE

En partant de la fin de l'Eocène supérieur, connu par ses grès et argiles rouges, nous avons vu qu'il existait à Boulajlate une formation blanche ou grisâtre discordante, entre les grès roses de l'Eocène supérieur et les molasses roses qui pourraient débiter dans le Miocène (HUVELIN, 1973). Cette disposition coïnciderait donc bien avec l'Oligocène. Les faciès conglomératiques de base, qui marquent la discordance avec les grès roses de l'Eocène seraient-ils la base de l'Oligocène ? Si c'est le cas, les faciès marno-sableux calcitiques de 20 m et les dolomies de 10 m représenteraient l'Oligocène moyen, tandis que les conglomérats blancs coïncideraient avec l'Oligocène supérieur identifié dans l'Océan, au pied de l'Atlas atlantique. En admettant que cette hypothèse soit correcte, la coupe de Boulajlate représenterait donc une coupe type complète mais condensée de tout l'Oligocène. Celui-ci aurait été contemporain des mouvements tectoniques, ce qui

expliquerait les pendages de moins en moins forts de la base au sommet de la série.

LE PROBLEME DU MIOCENE

La position stratigraphique des molasses roses d'Erguita, directement au-dessus de l'Oligocène probable, plaide pour un âge Miocène, mais en comparaison avec d'autres formations similaires décrites ailleurs, leur problème devient crucial.

WEISROCK (1980) a décrit une formation rose similaire à El Mahser, dans la région d'Agadir, qu'il a rapporté au Plio-Villafranchien. Admettant que ces molasses datent de cette époque, que s'est-il passé alors au Miocène et au Pliocène dans cette région, au cours des 22,1 millions d'années ?

CHOUBERT & *al.* (1968) ont essayé de justifier l'absence du Miocène sédimentaire dans la région du Souss, en évoquant une phase de distension tectonique. D'autres auteurs (POMEROL, 1973) ont signalé un rejeu en blocs à la fin du Miocène. AMBROGGI (1963) affirme que le Miocène marin franc est absent dans tout le Haut Atlas occidental et dans la vallée du Souss. A quoi correspondent donc les molasses roses redressées ?

Si l'on admet que le Miocène dans cette région, correspond à une phase d'orogénèse et d'érosion de la chaîne atlasique, ses témoins devraient être représentés au pied de celle-ci. Les molasses roses en seraient la preuve. Une phase de soulèvement tectonique post-oligocène est donc admise. Or, les variations des pendages au sein de la formation rose révèlent la continuité de l'activité tectonique, à la montagne comme au piémont, sans doute renforcée au Miocène, ce qui ne contredit pas le fait que cette période est une phase de surrection et d'érosion.

Pour expliquer l'absence du Miocène dans l'Atlas atlantique, WEISROCK (1980) a fait appel aux études de SUMMERHAYES & *al.* (1971) sur la plate-forme continentale. Ces auteurs ont décrit dans la partie supérieure de cette plate-forme un « conglomérat miocène » à glauconie et phosphates, incorporant des galets de l'Eocène et du Crétacé, liés à une orogénie. Ce conglomérat est nettement discordant sur le matériel paléozoïque et éocène intensément plissé, ce qui est en accord avec nos observations sur l'Eocène supérieur, redressé puis arasé. La discontinuité qui correspond à la plate-forme continentale, observée ailleurs et rapportée à l'Oligo-Miocène, est dans notre secteur d'étude anté-oligocène inférieur, puisque nous disposons probablement de la séquence complète de l'Oligocène. Donc, elle est fini- ou post-éocène.

La sédimentation a continué dans le secteur après cette époque, contrairement à l'Atlas atlantique. Le conglomérat à glauconie de la plate-forme continentale peut être l'équivalent de la molasse rose redressée d'Erguita. Tous les deux traduisent la surrection et l'érosion post-oligocène de la chaîne. Les produits de cette phase dans l'Atlas Atlantique, sont donc directement exportés vers l'océan à cause de sa proximité et se trouvent actuellement submergés. Il reste que les molasses roses, dans notre secteur d'étude, sont attribuées au Miocène. Elles sont contemporaines d'une période d'érosion destructive, mise en marche par des mouvements orogéniques, amplifiés à cette époque. Elles sont différentes des molasses roses de la coupe d'El Mahsser qui sont post-moghrébiennes, par leur position stratigraphique, leur pétrographie et leur cortège de minéraux argileux.

LES CÔNES SUPERIEURS

Après le dépôt des molasses roses miocènes, se produit un soulèvement tectonique intégrant ces dernières et la zone sub-atlasique à la montagne. Ce soulèvement à l'origine de failles, a conduit à la dissection du Miocène et à la configuration des vallées. Le creusement est suivi par l'épandage des cônes supérieurs du piémont, aujourd'hui perchés. Ceux-ci se distinguent des molasses roses par leur emboîtement dans le Miocène, leur matériel hétérométrique, leur couleur jaunâtre, leur épaisseur moins importante, la présence massive des calcaires sub-atlasiques et leur discordance angulaire. Cette première génération de cônes de piémont succède donc aux molasses miocènes, après une lacune d'érosion. Elle peut être, par cette position stratigraphique, rapportée au Pliocène. L'édification de ces cônes, comme on l'a vu, est liée surtout aux mouvements tectoniques post-miocènes, accompagnés d'écoulements violents.

Dans l'Atlas Atlantique, WEISROCK (1980) a signalé que le Pliocène inférieur est caractérisé par un climat humide ; par ailleurs, dans le piémont sud de l'Atlas atlantique, les cônes que WEISROCK (1980) a qualifié de post-moghrébiens ou de plio-villafranchiens se placent après une première phase d'érosion. La néoformation de la palygorskite y indiquerait un climat sec. Le caractère aride à la fin du Pliocène ou du Plio-Villafranchien est signalé par BEAUDET (1969, 1982), COUVREUR (1978, 1983) et RISER (1978, 1983). Dans notre secteur d'étude, la croûte lamellaire qui scelle les dépôts du Pliocène en surface est locale. Elle est liée au versant sud à matériel oligocène carbonaté, exposé aux agents météoriques.

La deuxième génération des cônes blocailleux se place après les phases de tectonique cassante et de creusement qui affectent les formations pliocènes. Cette position à la fois stratigraphique et topographique nous permet de la ranger comme formation qui succède au Pliocène. Elle semble pouvoir être attribuée au Pléistocène inférieur.

IMPLICATIONS PALEOCLIMATIQUES

Cette étude montre que, par rapport au Pliocène, un changement concerne l'intensité et la vitesse de l'évolution des bassins versants qui étaient très actives. Ce changement se traduit par la diminution de la taille des blocs et de l'épaisseur des formations. Ceci implique que l'énergie des écoulements se trouve relativement moins efficace, mais les conditions climatiques et érosives semblent être restées les mêmes, sinon, elles sont devenues moins favorables à l'altération. La minéralogie des argiles nous les a révélées. Par contre, la tectonique est demeurée active dans la zone sub-atlasique, comme le démontre l'arrivée de nouveaux apports en masse issus de cette zone. La dolérite et les autres roches "altérées" dans les formations du Miocène et du Pliocène, sont par contre fraîches dans les formations du Pléistocène inférieur. Cette crise tectonique est probablement accompagnée par un refroidissement du climat en montagne. Les indices d'aplatissement des galets calcaires issus de la zone sub-atlasique semblent le confirmer.

Le caractère rhexistasique du climat n'est confirmé jusqu'à maintenant que par la taille grossière des matériaux, du mode de transport et de sédimentation. La palygorskite, qui est un indicateur d'assèchement du climat, n'est pas déterminante dans ces formations, compte tenu de sa proportion faible. Faut-il se rattacher aux encroûtements généralisés du matériel pour confirmer le caractère semi-aride à la fin du Pliocène et du Pléistocène inférieur ? Selon VOGT & al. (1977), les croûtes lamellaires font partie d'un faciès aride. TRICART (1955) considère le façonnement médiocre des galets comme un critère de climat semi-aride, caractérisé par des crues soudaines. LEFEVRE (1991) signale que les croûtes calcaires ne constituent pas les limites supérieures des séquences sédimentaires. Les croûtes se ressemblent et ne peuvent pas servir de repère stratigraphique. Ce critère, comme il est le cas pour le Pliocène, ne reflète pas réellement l'évolution climatique de la fin d'une période à cause de l'exposition des sédiments à l'air libre pendant une longue période avant d'être fossilisés. L'interprétation des croûtes doit se faire avec beaucoup de prudence car il s'agit d'un phénomène cumulatif.

CONCLUSIONS

Le piémont de Taroudant et son bassin-versant constituent un modèle sur la dynamique sédimentaire en bordure d'une montagne jeune et sur son évolution morphotectonique. Cet exemple montre que la reconstitution de l'histoire tectonique et paléoclimatique d'une montagne ou d'une chaîne de montagnes peut se faire à partir d'une étude exhaustive de la nature pétrographique et morphométrique des éléments grossiers composant les formations détritiques du piémont. Cette méthode devient très efficace lorsque les terrains géologiques composant les bassins amont sont variés et d'âge différent. Ainsi, les piémonts constituent de bonnes archives surtout en milieu semi-aride où les modalités de la morphogenèse contribuent à la conservation des sédiments.

À travers ces méthodes d'investigation, cette étude montre que la genèse et l'édification des

piémonts tertiaires sont en relation étroite avec la tectonique. Le changement de la pétrographie le long des colonnes stratigraphiques, la présence des blocs, les plissements et les discordances angulaires qui affectent les sédiments nous le confirment. La part du climat dans la gestion de l'érosion au cours du Tertiaire dépend des mouvements tectoniques. Ceux-ci renforcent l'énergie hydrique par la création des pentes qui, à leur tour, rendent l'écoulement violent, capable de charrier les blocs de plusieurs tonnes. Le caractère rhéxistatique du climat, au cours de cette période, est révélé par la taille grossière du matériel, sauf au Miocène où l'altération est post-sédimentaire.

En plus de l'intérêt géomorphologique de cette étude, son importance géologique régional réside dans le fait qu'elle découvre la présence probable, dans la région de Taroudant, de l'Oligocène, du Miocène et du Pliocène continentaux, non identifiés auparavant.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIT HSSAÏNE, A. (1994). *Géomorphologie et Quaternaire du piémont de Taroudant-Oulad Teima, vallée du Souss, Maroc*. Doctorat Ph.D, Université de Montréal, Canada, 245 p.
- AMBROGGI, R. (1963). Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 157, 321 p.
- BEHRENS, M. & SIEHL, A. (1982). Sedimentation in Atlas gulf in lower Cretaceous clastics I. In: VON RAD, U.; HINZ, K.; SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (éds.) *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer-Verlag (Ed), pp. 427-439.
- BEAUDET, G. (1969). *Le plateau central marocain et ses bordures : étude géomorphologique*. Thèse es-Lettres, Rabat, 478 p.
- BHIRY, N. (1991). *Formations quaternaires de la vallée moyenne du Souss (Maroc)*. Thèse, Paris VI, 216 p.
- BHIRY, N.; ROGNON, P. & OCCHIETTI, S. (1991). Origine et diagenèse des sédiments quaternaires de la vallée moyenne du Souss. *Sci. Géol.*, 84, 2, pp. 139-148.
- CHOUBERT, G.; CHARLOT, R.; FAURE-MURET, A.; HOTTINGER, L.; MARÇAIS, J.; TISSERANT, D. & VIDAL, P. (1968). Note préliminaire sur le volcanisme messinien "Pontien" au Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 266, pp 197-199.
- CLARIOND, M.L. (1932). Sur le Stéphanien des Ida ou Zal (Maroc occidental). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 195, 1, pp. 62-64.
- COUVREUR, G. (1981). *Essai sur l'évolution morphologique du Haut Atlas central calcaire*. Thèse es-Lettres, Lille, 877 p.
- DAOUDI, L. (1991). *Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas occidental (Maroc)*. Doctorat Université, Lille, 196 p.
- DRESCH, J. (1941). *Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du grand Atlas, le Haouz et le Souss*. Thèse es-Lettres, Arrault, Tours, 712 p.
- DUMAS, B. (1977). *Le levant espagnol, la genèse du relief*. Thèse, Paris, 520 p.
- JOLY, F. (1961). *Etude sur le relief du sud-est marocain*. Thèse Lettres. Institut Scientifique, Rabat n°10, 578 p.
- HUVELIN, P. (1973). Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans les Jbilet et sur leur pourtour. *Notes Service géol. Maroc*, 33, 249, 83-123.
- KONING, G. de (1977). *Géologie des Ida ou Zal (Maroc). Stratigraphie, pétrographie et tectonique de la partie SW du bloc occidental du Massif ancien du Haut Atlas*. Eduard Ijdo. N. V. Leyde 210 p.
- LEFEVRE, D. (1991). Genèse et évolution des calcrètes et gypcrètes du Maroc oriental. Exemples dans le bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). *Bull. Assoc. Fr. Etudes Quatern.*, 2, pp 101-113.
- OCCHIETTI, S.; BHIRY, N.; ROGNON, P. & PICHET, P. (1994). Stratigraphie et Aminochronologie des formations quaternaires de la vallée moyenne du Souss, Maroc. *Quaternaire*, 5, 1, pp 23 – 34.
- POMEROL, C. (1973). *Ere cénozoïque. Stratigraphie et paléogéographie*. Doin, édit, 269 p.
- RISER, J. (1978). *Le Jbel Saghro et sa retombée saharienne (sud-est marocain) : étude géomorphologique*. Thèse es-Lettres, Aix-en Provence, 404 p.

SUMMERHAYES, C.P., NUTTER, A.H. & TOOMS, J.S. (1971). Geological structure and development of the continental margin of Northwest Africa. *Mar. Geol.*, 11, pp. 1-25.

TRICART, J. & CAILLEUX, A. (1955). *Initiation à l'étude des galets et des sables*. C.D.U. 369 p.

VOGT, T. & COUVREUR, G. (1977). Sur quelques croûtes calcaires du Haut Atlas central et leur signification géomorphologique. *Rech. Géogr.*, Strasbourg, pp. 5-28.

WEISROCK, A. (1980). *Géomorphologie et paléo-environnements de l'Atlas Atlantique (Maroc)*. Thèse-es Lettres, Paris, 931 p.

WURSTER, P. & STETS, J. (1982). Sedimentation in the Atlas gulf. II: Middle-Cretaceous events, *In*: VON RAD, U.; HINZ, K.; SARNTHEIN, M. & SEIBOLD, E. (éds.),

Geology of the Northwest African continental margin.
Spring-Verlag, pp. 439-459.

Manuscrit déposé le 30 octobre 1997
Version modifiée reçue le 28 janvier 1999
Accepté définitivement le 23 avril 2000

Adresse de l'auteur :

Ali AIT HSSAIN

Université Ibn Zohr

Faculté des Lettres et des Sciences Humaines

Département de Géographie

BP 29/S, Agadir