

**DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DES COUCHES
ROUGES INTERCALAIRES
(Bathonien - Cénomaniens)
DANS L'ATLAS DE BENI-MELLAL
(Haut-Atlas Central, Maroc)**

Abdellatif SOUHEL

Thèse
soutenue le 24 Octobre 1987
à l'Université Paul-Sabatier -
Toulouse III

AVANT PROPOS

Ce mémoire de thèse est l'aboutissement de recherches effectuées au sein du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier de Toulouse, dans le cadre de l'action intégrée n° 210/86 établie entre le Laboratoire de Paléontologie de l'Université de Cadi Ayyad de Marrakech et le Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier de Toulouse.

C'est avec grand plaisir que je désire remercier les personnes qui m'ont fait l'honneur de participer au jury chargé de juger ce travail, ainsi que celles qui ont contribué à sa réalisation.

Monsieur J. CANEROT, Maître de Conférences, m'avait confié ce sujet de thèse. Je lui suis reconnaissant d'avoir toujours été attentif à l'avancement de mes recherches et à la grande liberté de démarche qu'il me laissa. Ses connaissances sur la dynamique jurassico-crétacée des régions ouest-téthysiennes et ses conseils pratiques en méthodologie ont alors constitué une aide précieuse. Son soutien demeura constant tout au long de l'élaboration de ce mémoire. J'espère ne pas trop décevoir sa confiance et son attente.

Je souhaite remercier Monsieur le Professeur J. REY de m'avoir accueilli au sein de son équipe nord-africaine. Ses enseignements fondamentaux en Paléontologie et Paléoécologie et par la suite, la disponibilité qu'il a toujours montrée à mon égard ainsi que l'intérêt qu'il a manifesté vis à vis de mes travaux, ont constitué autant d'étapes nécessaires à la réalisation de ce mémoire. Je le remercie enfin d'avoir accepté de juger ce travail.

A Monsieur le Professeur V. GOURINARD, je voudrais exprimer ma gratitude pour ses conseils et suggestions en matière de géochronologie. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour l'honneur qu'il me fait en présidant ce jury.

Je dois aux riches enseignements de Monsieur le Professeur P. SOUQUET mon initiation à l'analyse des bassins sédimentaires. Je souhaite lui exprimer ma reconnaissance pour avoir bien voulu juger ce travail.

A Monsieur K. TAJ-EDDINE, Maître-Assistant à l'Université Cadi Ayyad de Marrakech, je voudrais exprimer ma gratitude pour l'intérêt constant qu'il a manifesté vis à vis de mes recherches. Je lui sais gré d'avoir accepté de siéger à ce jury de thèse.

Je dois à Monsieur B. ANDREU, Maître-Assistant à l'Ecole Normale Supérieure de Fès, d'avoir guidé mes premiers pas sur le terrain. La fructueuse collaboration qui naquit entre nous par la suite, ainsi que ses connaissances sur les séries crétacées marocaines m'ont été d'une grande aide ; je le remercie enfin d'avoir permis la publication, dans ce mémoire, d'une partie de ses travaux sur les Ostracodes du Crétacé du Haut-Atlas Central.

Je tiens à adresser mes remerciements à Monsieur I. RAHHALI, directeur du Service de la Géologie fondamentale, ainsi qu'à Messieurs J.A. JOSSEN, A. FADILE et M. MILHI, géologues au Ministère de l'Energie et des Mines du Maroc, pour leur accueil chaleureux lors de mes fréquents passages à Rabat ainsi que pour les moments partagés sous ce ciel tantôt clair tantôt orageux du Haut-Atlas.

Mes remerciements vont encore à Messieurs B. PEYBERNES, M. BILOTTE, E.J. DEBROAS et R. CISZAK, chercheurs au Laboratoire pour leur disponibilité et pour l'intérêt qu'ils ont toujours manifesté à l'avancement de mon travail.

Ce travail n'aurait pu être fait sans les chaleureux encouragements et le concours technique de Mesdames M. FILHASTRE, F. RONCHINI, P. EYCHENNE de Mademoiselle L. TESTE et de Messieurs R. PUERTOLAS, Y. FILHASTRE, J.P. ROLANDO et C. DARAZ. Je les en remercie vivement.

Je garderai le meilleur souvenir de mes camarades de troisième cycle des Universités de Toulouse et de Marrakech. Trop nombreux pour être cités ici, je désire les remercier pour les moments que nous avons passé ensemble. Enfin, je ne saurais oublier tous ceux qui, au cours de ces trois années, m'ont fait partager leur amitié.

Ma reconnaissance va envers les familles FARHAT et PUECH pour leur soutien constant durant tout mon séjour en France.

Merci à MINGUIE, sa présence constante auprès de moi m'a souvent aidé à surpasser certains moments difficiles.

Je remercie tous mes amis mellali qui savent combien, leur soutien moral aura contribué à la réalisation de ce mémoire. Je pense particulièrement à B. LAGE, A. JAMALI, A. DAMOU, A. BANNARI, S. MOUATACIM, A. TALEB, H. et S. BOUHSAIN et H. EL-HAZBARI.

A mes parents, je tiens à rendre un hommage particulier, ils m'ont toujours laissé librement m'orienter vers la voie que je m'étais tracée, ils m'ont constamment soutenu au cours de mes études et sans eux ce mémoire n'aurait pas été fait. A eux, je dédie cette thèse.

Enfin, mon grand-père, mort prématurément, m'avait montré, alors que j'étais encore enfant, les richesses de cette partie du Haut-Atlas ; je n'oublierai jamais l'intérêt particulier qu'il me portât.

A sa mémoire, je dédie aussi cette thèse.

Toulouse le 14 octobre 1987

ABSTRACT

This work consists in an essentially sedimentary study: sequential analysis at many scales of observation and determination of the sedimentary environment of the clastic sediments, dated from the Bathonian to the upper Cenomanian. They can be observed at the bottom of some synclines in the Atlas near Béni-Mellal.

The study of the facies (16) and of the facies associations (6) allows the recognition of four large sedimentary units, limited by regional unconformities.

Each unit corresponds to a specific stage of the geodynamic evolution of the Béni-Mellal's Atlas:

- Unit I (Tilougguit formation; upper Bajocian to Bathonian): It corresponds to a regressive evolution of the Thety sea to the East (sandy tidal flat, with an important continental influx).

- Unit II (Guettigou and Iouaridène formations; middle to upper Jurassic): It's a good example of a sedimentary model in a continental environment related to an extensive tectonic inducing tilted blocks with a general dip to the West. The sedimentary environment shows the evolution: meander fluvial system, playa environment in relation with a transverse fluvial system, sebkha environment.

- Unit III (Jbel Sidal and Aït Tafelt formations; Neocomian-Aptian): It corresponds to the gradual opening of the basin to the Atlantic ocean (braided fluvial system, meander fluvial system, carbonate platform). The sedimentary polarity changes and the sedimentation is homogeneous at a very large scale.

- Unit IV (Ouaouizaght formation; Albian to upper Cenomanian): The Atlantic polarity is predominant with a large influence of eustatism variations in a stable tectonic setting.

This work emphasises the combined influence of the extensive tectonic and the eustatism variations during the Jurassic and the Cretaceous in the Béni-Mellal's Atlas. The importance of the Neocomian tectonic is particularly obvious.

The decakilometric tilted blocks show a dip to the West with a general sedimentary polarity to the East during the Jurassic. Then, the entire basin dips to the West during the Cretaceous.

RESUME

Ce travail consiste en une étude essentiellement sédimentologique: analyse séquentielle à diverses échelles et recherche du milieu de dépôt des sédiments détritiques, rubéfiés, étagés du Bathonien au Cénomarien supérieur et conservés au fond de certains synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc).

L'inventaire des divers faciès (16) et les associations de ces derniers (6) permettent de distinguer 4 grands ensembles sédimentaires séparés par des discontinuités régionales. Chacun de ces ensembles matérialise une phase principale de l'évolution géodynamique de la région:

- Ensemble I (formation de Tilougguit: Bajocien supérieur à Bathonien): il témoigne des modalités de la régression, vers l'Est, de la mer tethysienne (tidal-flat gréseux à forte dominante continentale).

- Ensemble II (formations de Guettoua et Iouaridène: Jurassique moyen à supérieur probable): il offre un très bon exemple du modèle sédimentaire, en milieu continental, lié à une tectonique distensive en blocs affaissés, basculés vers l'Ouest. Les milieux de dépôt montrent l'évolution: système fluvial méandrique, système de playa associés à un système fluvial transverse puis environnement de sabkha.

- Ensemble III (formations de Jbel Sidal et Aït Tafelt: Néocomien-Aptien): il témoigne de l'ouverture graduelle du domaine sur l'aire de sédimentation atlantique (réseau fluvial en "fresse"; réseau fluvial méandrique puis plate-forme carbonatée). La polarité sédimentaire s'inverse tandis que la sédimentation s'homogénéise à très grande échelle.

- Ensemble IV (formation de Ouazaght: Albien-Cénomarien): il affirme la polarité atlantique de cette région avec prépondérance de l'eustatisme sur la tectonique, dans la nature et l'organisation des dépôts.

L'analyse proposée témoigne des effets conjugués de la distension et de l'eustatisme dans l'évolution jurassico-crétacée de l'Atlas de Béni-Mellal. Elle met, en particulier, en lumière l'importance de la tectonique néocimmérienne. Aux basculements jurassiques, vers l'Ouest de blocs décakilométriques font suite des gauchissements à plus grande échelle sur pente générale vers l'Ouest.

Introduction générale

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GENERALE

1.1. BUT DE L'ETUDE

Ce travail est une contribution sédimentologique à la connaissance des sédiments essentiellement détritiques, qu'on appellera par commodité "couches rouges intercalaires", conservés au fond de certains synclinaux de la partie nord du Haut-Atlas central marocain.

La série en question, à sédimentation en majorité continentale, fait suite à la dernière récurrence marine jurassique, d'âge Bajocien. Elle est coiffée, dans certains synclinaux, d'une corniche calcaire cénomano-turonienne et admet en son sein une intercalation marine d'âge Aptien.

Le but de la présente étude est de définir les modalités de dépôt de cette série et, par la suite, de proposer et discuter les principales étapes de l'évolution géodynamique de cette région durant la période jurassico-crétacée considérée.

1.2. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

1.2.1. Situation géographique et géologique (fig.1)

La région étudiée est située dans l'Atlas de Béni-Mellal. Celui-ci constitue le rebord septentrional du Haut-Atlas central (DUBAR, 1952; ROLLEY, 1973; MONBARON, 1981 a) et offre à son contact avec la plaine de Tadla, zone relativement tabulaire, une muraille d'armature essentiellement liasique dite "zone de bordure", culminant à plus de 2000 m. Ce fort contraste topographique correspond à un faisceau d'accidents majeurs, parfois appelé "accident nord-atlasique".

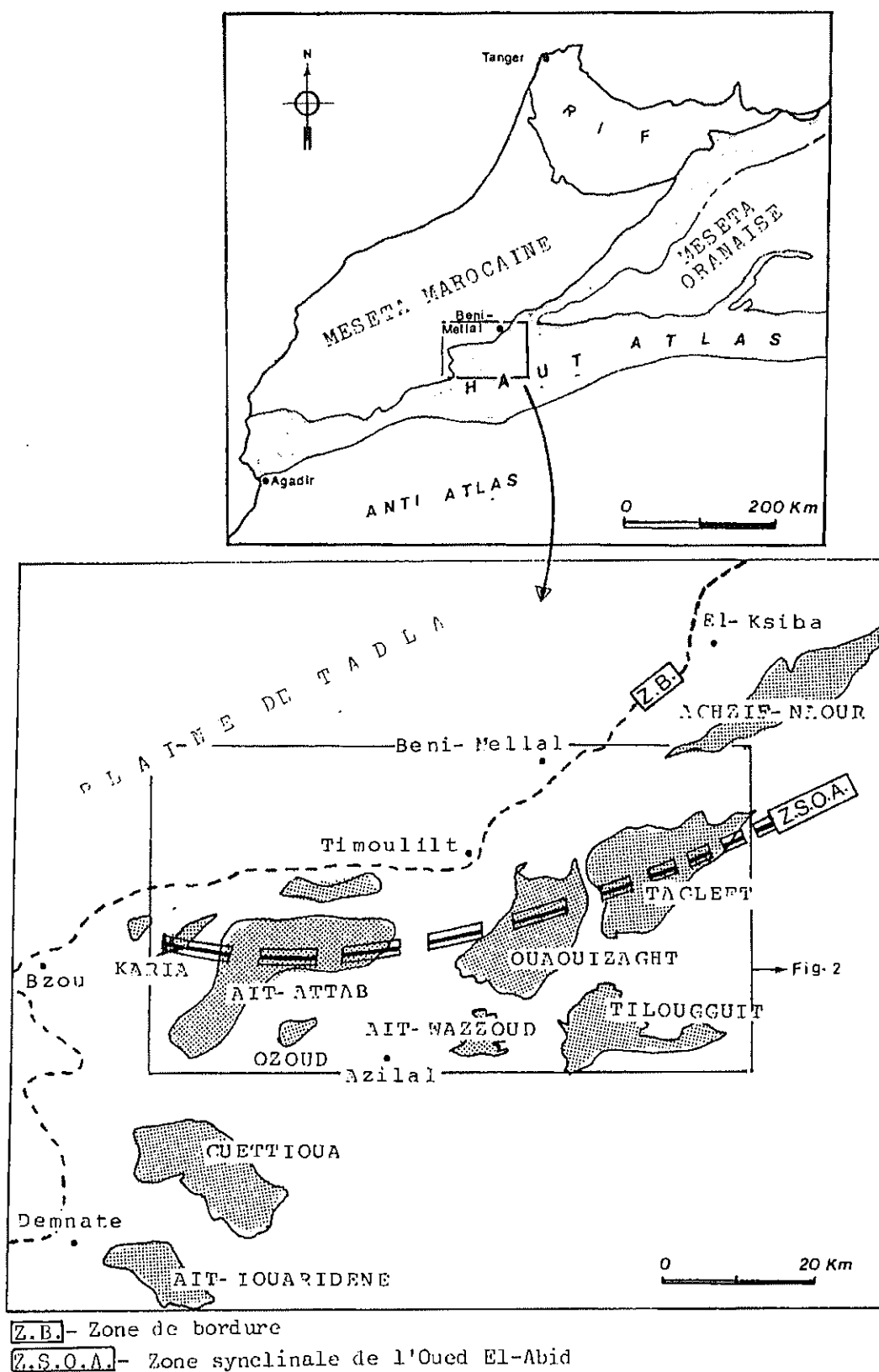


Fig. 1 : Localisation de la zone étudiée .

Au sud et au sud-est de la zone de bordure, s'allonge une aire déprimée appelée "sillon de l'Oued El-Abid" (RUSSO, 1934; ROLLEY, 1973). Cette dépression est jalonnée par une succession de nombreuses structures anticlinales, à coeur de Jurassique inférieur, et synclinales dans lesquelles sont conservés des dépôts détritiques rouges, qui font l'objet de ce travail.

1.2.2. Structure et évolution tectonique de la région

1.2.2.1. Structure

Le Haut-Atlas est une chaîne intracontinentale typique (MICHARD, 1976), allongée sensiblement ENE-WSW. Elle montre la prédominance de trois directions structurales majeures N50, N90 et N120 (LAVILLE, 1985), matérialisées par des synclinaux larges, à fond plat, séparés par des anticlinaux aigus, donnant à l'ensemble un style de type "éjectif".

La région étudiée fait partie intégrante de ce dispositif et montre, par conséquent, les mêmes caractéristiques. Ainsi l'on peut constater que (fig. 1 et 2, pl. 1 h.t.):

- La zone de bordure est constituée par deux branches principales: la première, à l'Est, est orientée NE-SW et s'étend depuis El Ksiba jusqu'à Timoulilt, correspondant ainsi à la zone de bordure de l'Atlas de Béni-Mellal s.s. La seconde, à l'Ouest, est orientée E-W. Elle s'étend depuis Timoulilt jusqu'à Bzou et correspond à la zone de bordure de l'Atlas d'Afourer (ROLLEY, 1973). Si ces deux tronçons reflètent la poussée, vers le Nord, du Haut-Atlas sur la plaine de Tadla, le Jbel R'Hnim, point de rencontre des deux branches, correspond, par contre, à un lobe liasique chevauchant vers le Sud et recouvrant l'ensemble de la pile stratigraphique de la partie nord et nord-est du synclinal de Duaouizaght.

- La zone synclinale de l'Oued El-Abid admet à l'Ouest une dépression occupée par le synclinal d'Ait Attab, pli à axe courbe décrit par ROLLEY (1973) comme un "S" étiré. Ses deux extrémités sont orientées E-W alors que la branche médiane est orientée NE-SW. Ce synclinal est bordé par quatre zones anticlinales:

- . Au Nord-Ouest, l'anticlinal de Jbel Al-Magsoura qui se prolonge, vers la même direction, par le synclinal de Karia, voute simple, orientée NE-SW.

- . Au Nord, l'anticlinal de Jbel Abourdemi. Celui-ci limite au Sud le synclinal d'Ait Imelloul, les deux structures sont orientées E-W.

- . Au Sud-Est, l'anticlinal de Jbel Ait-Sri, orienté NE-SW selon la même direction présentée par la zone synclinale d'Ozoud qui le prolonge vers le Sud-Est.

. Finalement, le synclinal d'Ait Attab est limité à l'Est par les accidents d'Ait Al-Fattak, orientés sensiblement NE-SW.

- La zone synclinale de l'Oued El-Abid est jalonné dans sa partie orientale par quatre cuvettes: Quaouizaght et Tagleft orientées NE-SW puis Ait Wazzoud et Tilougguit orientées sensiblement E-W. La zone anticlinale majeure dans cette région est celle de Jbel El-Abbadine, pli orienté sensiblement NE-SW. Celui-ci est tronqué au Nord-Est par la série d'accidents Tansrift-Igharghar orientés NW-SE et séparant la cuvette de Tagleft de celle de Quaouizaght. Au Sud, la limite de ce pli est figurée par un important accident, bordant la partie méridionale des cuvettes de Tilougguit et Ait Wazzoud.

Si la majeure partie des synclinaux décrits offrent des fonds relativement plats, leur abords sont, par contre, fort irréguliers. Ils présentent, en effet, soit un brusque redressement de leur bords sud et sud-est, soit un faible chevauchement, sur ces bordures, par des sédiments généralement liasiques. Ceci réduit, parfois, les zones anticlinales à de simples accidents inverses. C'est ainsi le cas du flanc sud-est de la branche médiane du synclinal d'Ait Attab avec le Lias du Jbel Ait Sri, du bord sud du synclinal d'Ait Imelloul avec le Lias du Jbel Aourdemi, de la limite est du synclinal de Quaouizaght avec le Dogger du plateau de Tansrift etc...

1.2.2.2. Phases tectoniques majeures

La structuration de cette région est liée à la succession de deux périodes essentielles intéressant l'ensemble du domaine des chaînes atlasiques (MONBARON, 1982 a; LAVILLE, 1985):

- Période de distention qui préside à la création du sillon atlasique et à son comblement. Elle comprend l'enchaînement de plusieurs stades; le premier débute au Trias supérieur par une phase de fracturation intense selon un canevas hercynien (DU DRESNAY, 1975), préfigurant déjà l'essentiel des directions structurales actuellement observables. Le second stade correspond aux phases dites "embryonnaires". Celles-ci désignent les différentes pulsions accompagnant et contrôlant la sédimentation à partir du Carixien, jusqu'au Bajocien avec un net paroxysme au Toarcien. Le troisième stade, d'ampleur plus intense que le précédent, s'enregistre à partir du Bathonien. Sa durée reste encore discutée (fig. 3): est-elle limitée à un seul paroxysme jurassique moyen (JENNY et al., 1981 et MONBARON, 1982a)? Ou alors étalée en plusieurs épisodes échelonnés du Jurassique moyen jusqu'au Crétacé inférieur (MICHARD, 1976 et LAVILLE, 1985)? Seuls des dépôts détritiques rouges et des roches volcaniques associées, témoignent de cette période.

	MONBARON 1982	STUDER 1980	GRATIER 1979-81	LAVILLE 1978	MICHARD 1976
QUATERN.					Plio-Quaternaire soulèvements et goudchissements Pontica-Pliocène plis et écaillés
TERTIAIRE	Mise en horst du Haut Atlas Début des mouvements	Mise en horst du Haut Atlas	Déformations syn- et post-crétacées (Crétacé-fin Tertiaire) Intensité très faible	Version Sud Haut Atlas Episode III: Jurassique-Eocène (voire Miocène) Failles inverses, décrochements	Oligo-Miocène anticlinaux, Conglomérats Emergence post-lutétienne Eoc sup - Oligoc.
CRÉTACÉ	Transgression aptienne (mouvements eurasiques)		Déformations crétacées (1 Maïen-Crétacé inf ?) Plis, décrochements, couverture		Fin-Crétacée, nappes de Toundout (in LAVILLE 1975) Anté-Maestrichtienne faible influence
JURASSIQUE	Paroxysme médiojurassique Phases "embryonnaires" Corisien-Domérien - Toarcien-Aalénien	Phase II: Jurassique supér. intrusions, plicatif Phase II: Bajocien-Bathonien (anticlinal-plis-folds) Phase I: Toarcien-Aalénien Distension		Episode I: Lias-Aalénien Episode II: Lias-Bathonien	Jurassique - Eocène discordances, intrusions Intrabathonienne Liasiques
TRIAS					

Fig. 3: Modèles de tectogenèse atlasique proposés par divers auteurs (in MONBARON, 1982 a).

- Période de compression: c'est la "mise en horst" de l'Atlas par rapport aux régions avoisinantes. La couverture secondaire est plissée et, le plus souvent, chevauchante sur les bordures du bassin à la faveur des accidents jouant en failles inverses. Des chevauchements du Lias sur le Cénozoïque ont ainsi été mis en évidence: ils sont modérés sur la bordure de l'Atlas de Béni-Mellal (ROLLEY, 1973) et plus importants sur le front sud du Haut Atlas central (nappe de Toundout; LAVILLE, 1975).

Les auteurs s'accordent pour expliquer les déformations de la couverture jurassique et crétacée par le mouvement probablement décrochant et vertical de compartiments de socle, selon les mêmes directions héritées de l'orogénèse hercynienne (DU DRESNAY, 1975).

Les mouvements enregistrés au cours de cette période sont dit "atlasiques" (MICHARD, 1976) et sont groupés en cinq phases principales à l'échelle des chaînes atlasiques (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1960-62). Les effets de ces pulsions sont évidents à partir du milieu du Tertiaire et se continuent dans le quaternaire avec un processus probablement non encore achevé (CROISY et al., 1980).

1.2.3. Appergu stratigraphique et paléogéographique

L'organisation des nombreux cycles sédimentaires enregistrés dans cette région au cours du Mésozoïque est directement liée à l'évolution de l'auge atlasique, appendice occidental de l'océan tethysien durant une grande partie du Jurassique. Cette organisation est ensuite tributaire de l'aire de sédimentation à polarité atlantique qui intégrait la région considérée à partir du Crétacé.

Cette évolution débute par une ouverture du sillon atlasique au Trias (DU DRESNAY, 1975) avec un épisode détritique rouge accompagné de laves basiques, suivi d'un approfondissement dès le Lias inférieur amenant le dépôt d'une épaisse série carbonatée. Au Lias supérieur, cette ouverture "avorte" et on assiste au comblement du sillon. la sédimentation enregistrée dans la région est d'abord terrigène au Toarcien-Aalénien (ROLLEY, 1973), ensuite carbonatée durant l'Aalénien-Bajocien et finalement terrigène (couches rouges) à partir du Bathonien.

Les marnes et calcaires d'âge Aptien (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1960-62) représentent la première pulsion marine atlantique sur notre région. Cet épisode est très bref puisque se manifeste encore une sédimentation détritique continentale puis évaporitique couvrant la majeure partie de l'intervalle Albien-Cénomanién. C'est au Cénomanién supérieur que la mer conquiert à nouveau cette région, ainsi que la majeure partie du domaine atlasique, et s'affirme par une épaisse série de calcaires infralittoraux turoniens. De rares passées marneuses à huitres et oursins, d'âge sénonien (ROLLEY, 1978), le plus souvent tronquées par érosion, constituent le dernier témoin de la sédimentation mésozoïque dans cette région.

Le Haut-Atlas de Béni-Mellal est, au cours de cette évolution, caractérisé par sa situation bordière à la fois au Jurassique par rapport au bassin atlasique, et au Crétacé par rapport à la marge atlantique. De ce fait, se développe soit une aire de sédimentation littorale, le plus souvent à large éventail de faciès, soit une aire de sédimentation continentale, généralement précôce par rapport aux régions avoisinantes.

1.2.4. La série étudiée: nomenclature et attributions stratigraphiques

1.2.4.1. Découpage adopté (fig. 4, pl. 2 h.t.)

Le découpage, en unités lithostratigraphiques, retenu pour ce travail découle d'une part, des travaux de JENNY, LE MARREC et

MONBARON (1981) en ce qui concerne les niveaux compris entre les calcaires de plate-forme du Bajocien et les marno-calcaires aptiens. Ces auteurs distinguent quatre formations (Fm. de Tilougguit, de Guettoua, d'Iouaridène puis de Jbel Sidal) et les figurent sur les coupures géologiques au 1/100000: feuilles Azilal, Béni-Mellal et Demnat. D'autre part, et pour le reste de la série non encore définie, on a adopté un découpage en formations basé essentiellement sur les coupures visibles sur le terrain. Celles-ci limitent des unités lithologiques à évolution apparente continue et caractéristique de l'aire où elles sont étudiées conformément à la définition de LOMBARD (1972). Les noms attribués aux formations sont, ainsi, ceux des localités où ces dernières sont le mieux observées et étudiées.

La figure 4 illustre le découpage adopté pour cette étude, on peut distinguer de bas en haut les formations suivantes:

* Formation de Tilougguit: sus-jacente aux calcaires aaléno-bajociens, elle est subdivisée par JENNY et al. (1981) en trois membres: base calcaire et marneuse, centre silto-marneux et sommet calcaire oolithique et biodétritique.

* Formation des grès de Guettoua: Ce terme fut introduit par ROCH (1939) pour désigner l'ensemble des couches rouges occupant le centre de la cuvette de Guettoua. JENNY et al. (1981) conservent ce terme mais le limitent uniquement aux grès à mode de dépôt lenticulaire de la base de la série. Cette formation constitue une succession d'assises gréseuses, parfois conglomériques, et d'assises argileuses.

* Formation d'Iouaridène (JENNY et al., 1981): elle fait suite aux grès des Guettoua et comprend la succession de deux membres bien développés dans notre région. Le premier, occupe les deux tiers inférieurs de la formation et est constitué de pélites rouges à rares intercalations grésio-conglomératiques. Le second est formé de gypses associés ou non à des intercalations argileuses.

* formation de Jbel Sidal (JENNY et al., 1981): c'est une succession comparable à celle des grès de Guettoua: alternance de grès rouge-orangé à lentilles parfois décolorées, notamment à la base de la formation, et d'argiles rouges.

* Formation d'Ait Tafelt (SOUHEL et al., 1985): elle correspond sensiblement à la "barre aptienne". Ce dernier terme représente en réalité l'ensemble de l'intercalation marine aptienne (ROLLEY, 1978) dans notre région. Cette formation est constituée, pour l'essentiel, d'une alternance de calcaires et de marnes jaunes avec, parfois développées en sa base, son centre et son sommet, des passées gypseuses associées à des marnes rouges.

* Formation de Quaouizaght (SOUHEL et al., 1985): elle correspond approximativement à la "trilogie mésocrétacée" décrite par CHOUBERT et FAURE-MURET (1960-62) à l'échelle du Maroc. Cette formation comprend "l'Albo-Crénomanien" (ROLLEY, 1978), série

rouge, gréseuse à la base, argileuse et gypsifère avec intercalations dolomitiques au sommet. On y associe les premiers bancs calcaires, d'âge Cénomanién supérieur, qui la surmontent.

Au dessus, vient une épaisse corniche formée de calcaires blancs, à faune essentiellement turonienne, qu'on étudiera pas dans ce travail.

Signalons enfin, la présence de deux niveaux de coulées basaltiques interstratifiées au sein de la série et formant deux niveaux repères à l'échelle de la région. Il s'agit d'une part, d'un premier horizon β_1 situé stratigraphiquement à la limite des formations Guettoua et Iouaridène et, d'autre part, d'un second horizon β_2 , interstratifié à la base de la formation de Jbel Sidal.

1.2.4.2. Attributions stratigraphiques

Si le découpage lithologique de la série haut-atlasique ici considérée est relativement bien établie, les attributions stratigraphiques des différentes unités sédimentaires ainsi reconnues demeurent, en revanche, souvent malaisées. Les couches terrigènes rouges, essentiellement continentales, qui se sont déposées dans cette région depuis le Jurassique moyen (Bajocien Supérieur à Bathonien) jusqu'au Cénomanién supérieur se sont, en effet, le plus souvent révélées azoïques.

Depuis CHOUBERT et FAURE-MURET (1960-62), la formation de Ouaoizaght est rapportée à l'Albo-Cénomanién en raison de l'intercalation marine d'âge Aptien, située à sa base, et du développement des calcaires marins du Cénomanién supérieur qui la surmontent. La formation de Tilougguit était, par ailleurs, datée du Bathonien à partir des travaux de BOURCART et al. (1942).

Le problème restait néanmoins posé pour les couches rouges intermédiaires: formation de Guettoua, Iouaridène et Jbel Sidal. Les arguments en faveur de la datation de ces niveaux sont nombreux et d'ordre différents: paléontologiques (vertébrés, palynomorphes et bois fossile), géochronologiques et lithostratigraphiques. Toutefois aucun d'eux ne reste un argument décisif pour une attribution définitive, d'où l'ambiguïté que tendent à démontrer les différentes interprétations stratigraphiques dont nous disposons actuellement (cf. fig. 4).

C'est ainsi que, dans le synclinal d'Ait Attab, ROCH (1939) attribue à l'équivalent des grès de Guettoua un âge Jurassique moyen et propose, pour la série située au dessus de l'horizon basaltique qui surmonte ces grès, un âge infra-Cénomanién. En revanche, DUBAR (1952) place une discordance à la base de la totalité des couches rouges et les rattache au Crétacé. La même interprétation fut portée sur la carte géologique du Maroc au

1/500000 (X.X., 1956-1959) et par la suite sur la carte géologique au 1/100000 (feuille Afourer) où ROLLEY (1978) figure une discordance à la base de ces niveaux et leur confère un âge infra-Aptien. Ces interprétations sont finalement remises en cause par JENNY et al. (1981) qui placent ces formations au Jurassique moyen (Bathonien à Callovien?) et de ce fait situent la limite entre le Jurassique et le Crétacé au sommet de la formation de Jbel Sidal et non pas à la base des couches rouges comme il a été établi précédemment.

Au cours de ce travail, nous avons été amené à apporter deux modifications sur l'âge de la série ici considérée. Nous avons, d'une part, placé la formation de Jbel Sidal dans le Crétacé inférieur, en raison de critères sédimentologiques et géochronologiques et d'autre part, précisé l'âge de la formation d'Ait-Tafelt; en raison d'ammonites récoltées à sa base, celle-ci doit être attribuée au Bédoulien et non pas à l'Aptien supérieur comme il a été établi précédemment (ROLLEY, 1973 et RAHHALI, 1979).

1.2.5. Travaux antérieurs:

Plusieurs générations de géologues ont contribué à la connaissance de l'Atlas de Béni-Mellal et de ses abords. Les premiers résultats, le plus souvent groupés sous forme de synthèses régionales étaient liées aux travaux de reconnaissance à base cartographique. C'est ainsi que les premières bases stratigraphiques régionales étaient établies par ROCH (1939), BOURCART (1942), DUBAR (1952), LEVEQUE (1952 et 1961). Les travaux de ces auteurs restent toujours d'actualité et sont, parfois, les seuls renseignements disponibles sur plusieurs secteurs du Haut-Atlas.

La publication de la carte géologique du Maroc au 1/500000 (X.X., 1956-59) inaugure une autre étape. Les travaux furent, depuis, axés sur des levées cartographiques à échelle locale ou régionale. C'est ainsi que l'on dispose actuellement d'une couverture complète, au 1/100000, de l'ensemble du secteur étudié. Certains auteurs ont, parallèlement à ces levées, synthétisé leurs observations en plusieurs notes où furent précisés de nombreux points de la stratigraphie et de la tectonique régionale. Dans le secteur étudié, il s'agit essentiellement des travaux de ROLLEY (1973), MONBARON (1980-83) et JENNY et al. (1981).

Enfin, de nombreuses études plus thématiques, de portée locale ou régionale, nous sont très utiles pour notre étude. Ces travaux sont axés sur différents thèmes: géologiques (SUBRA, 1970, 1977 et 1980); stratigraphiques et paléogéographiques (DUBAR, 1962-1978 et RAHHALI, 1979); géochronologiques (WESTPHAL et al. 1979) ou alors ayant trait à la dynamique sédimentaire à échelle

régionale (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1960-62; DU DRESNAY, 1975 et 1979 et REY et al., 1987).

1.3. METHODOLOGIE ET PRESENTATION

1.3.1. Méthode d'étude

L'approche de la série jurassico-crétacée étudiée fait appel à des méthodes essentiellement sédimentologiques. Celles-ci sont appréhendées à deux échelles:

- Sur l'affleurement où sont observées les principales caractéristiques macroscopiques: extension des diverses unités lithologiques; relations, taille et géométrie apparente des corps sédimentaires; litage, couleur, dureté relative etc...

- Au laboratoire où l'observation de surfaces polies, de lames minces et de résidus de lavages permettent de compléter l'étude des affleurements, notamment par l'analyse de certaines structures non décelables sur le terrain; évaluation de la taille moyenne et le classement des éléments; définition de la structure et de la texture, selon les terminologies de FOLK et de DUNHAM; composition éventuelle des associations biologiques rencontrées.

Au cours de ce travail, nous exposerons, tout d'abord un inventaire des différents faciès rencontrés sur le terrain; suivra l'étude des formations prises en considération; finalement, un essai d'interprétation géodynamique du secteur étudié durant la période jurassico-crétacée considérée sera proposé.

1.3.2. Figuration des coupes et légende

Elle est faite suivant deux colonnes (fig. 5), une colonne lithologique à gauche et une deuxième colonne à droite où seront indiqués, dans la mesure du possible, les différents faits observés telle la stratification, les figures sédimentaires etc...

Sauf indication contraire, les figurés utilisés (cf. fig. 5) sont communs à l'ensemble de ce travail. Il en est de même pour les noms de lieux et les coordonnées Lambert. Ceux-ci sont empruntés aux cartes topographiques régulières au 1/50000 couvrant la région.

Dans certains cas, le recours à des blocs diagrammes nous est utile, ceux-ci serviront, alors, à donner uniquement une vue sur la répartition spatiale des associations de faciès observés.

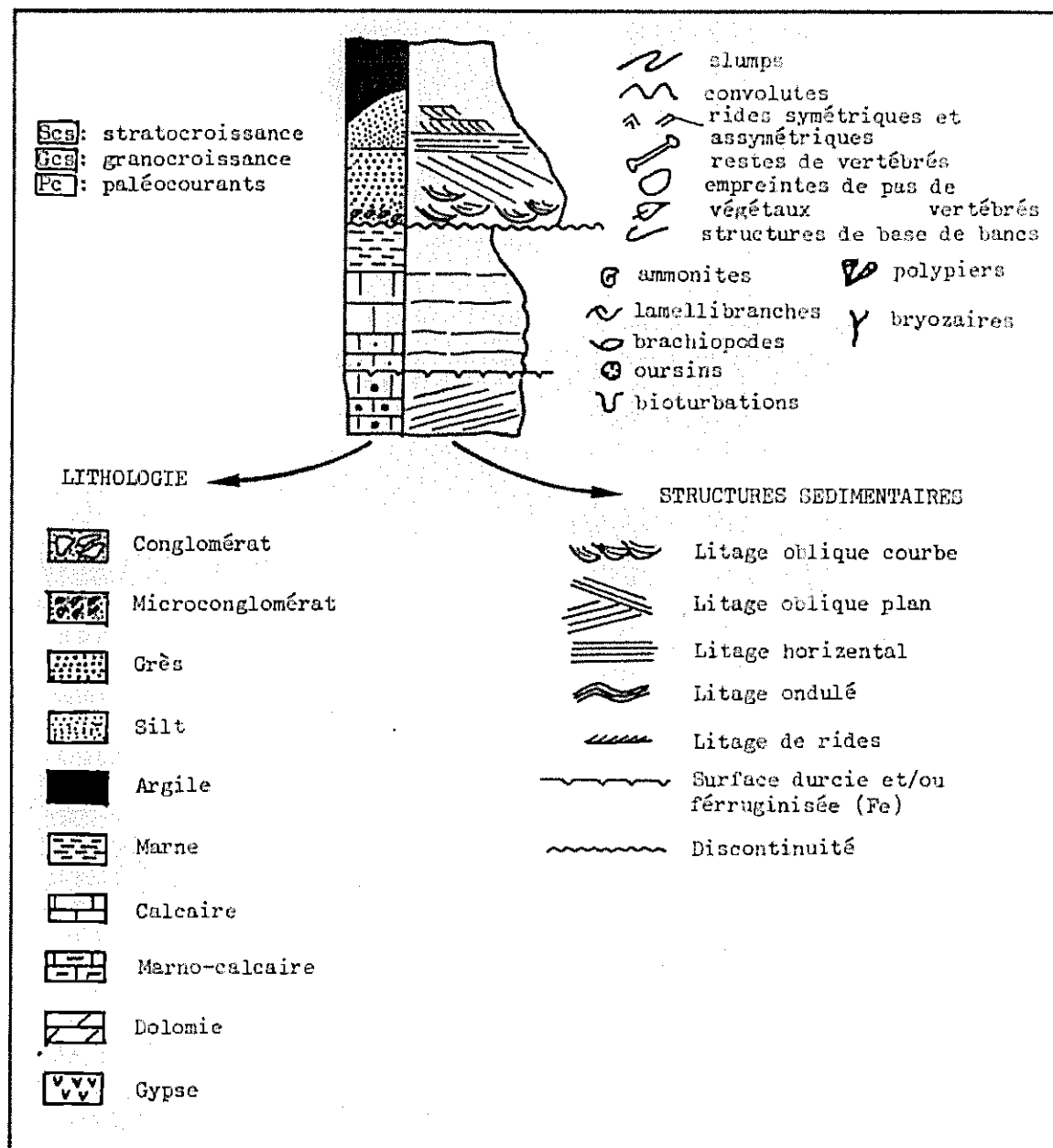


Fig. 5: Figuration des coupes et légende adoptées

Analyse des faciès

CHAPITRE 2

ANALYSE DES FACIES

1. INTRODUCTION

Ce chapitre concerne les différents faciès rencontrés au cours de cette étude. Il revêt un caractère essentiellement descriptif: chaque faciès sera caractérisé par la somme de ses aspects lithologiques, structuraux et organiques qui découlent directement de l'analyse de la roche. Les relations mutuelles de chacun des faciès avec ceux qui l'encadrent permettront, par la suite, de préciser son milieu de dépôt.

Afin de permettre une lecture rapide et une comparaison aisée entre les différents types de faciès, les principales caractéristiques de ces derniers sont d'abord groupées et présentées sous forme de fiches (fig. 6). Chacune d'entre elles

1	2
3	
4	

Fig. 6 : Exemple de fiche utilisée pour la présentation des faciès :

- 1- symbole du faciès;
- 2- nom du faciès;
- 3-formation(s) où est observé le faciès;
- 4- position du faciès dans l'un des profils adoptés (cf. fig. 7).

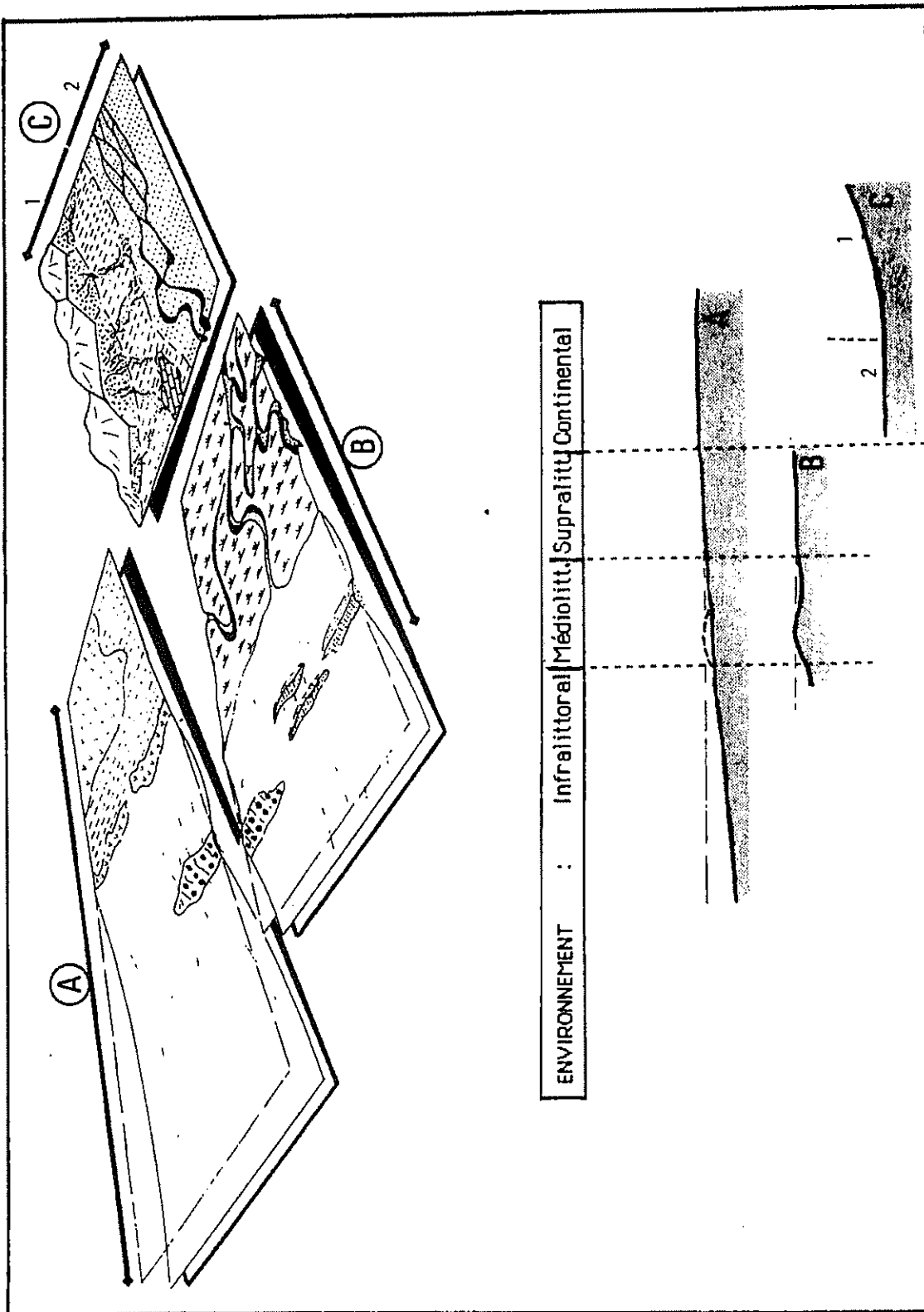


Fig. 7 : Schéma illustrant la position des profils A, B et C utiles pour la localisation des différents faciès. Ces profils sont les suivants :

- (A) Plate-forme épicontinentale à sédimentation essentiellement carbonatée et arrière-pays peu accidenté à sédimentation pélagique et évaporitique.
- (B) Zone marginolittorale à processus essentiellement estuariens et sédimentation argilo-sableuse.
- (C) Domaine continental à processus d'écoulement transverses (C_1) et longitudinaux (C_2) et à sédimentation aréoleuse, aréoleuse et condoléologique.

comprendra le nom et le symbole attribué au faciès, le nom de la (les) formation(s) où il est observé et finalement le (les) type(s) de profil(s) (fig. 7) où ce faciès pourrait être situé.

Notre description interressera tout d'abord les faciès marins externes. Suivra l'analyse des faciès marins internes et margino-littoraux puis celle des faciès du domaine continental.

2.2. ANALYSE DES FACIES

2.2.1. Domaine infralittoral ouvert.

Faciès 1: Biomicrites à ammonites et brachiopodes (fig. 8):

Ce faciès est propre à la seule formation d'Ait-Tafelt. IL s'agit de calcaires et marno-calcaires à débit noduleux, de couleur jaune disposés en bancs d'épaisseur variable: 1,5 m à Ait Attab et 0,2 m à Quaouizaght. La macrofaune, abondante, est représentée par des brachiopodes, oursins, lamellibranches et de rares ammonites, généralement mal conservées.

En lame mince (cf. fig. 8), ce sont des calcaires mudstone à wackestone où les débris, de lamellibranches et oursins, sont généralement de grande taille. La microfaune est essentiellement constituée de lituolidés et de rares ostracodes.

2.2.2. Domaine infralittorale

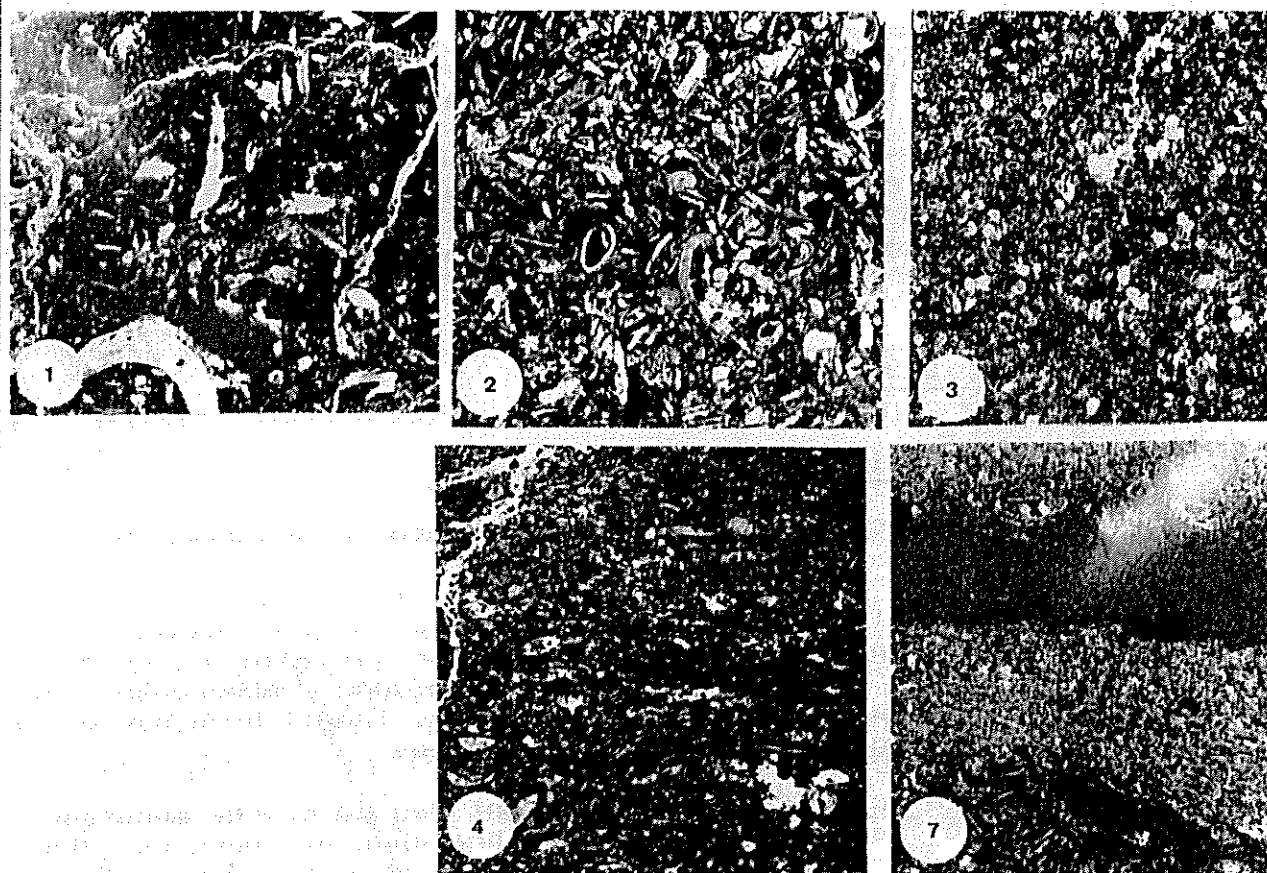
Faciès 2: biomicrites bioclastiques (fig. 8):

Ce faciès est commun aux formations d'Ait-Tafelt et de Quaouizaght. Il s'agit de calcaires jaunes, parfois gris en cassure, en bancs d'épaisseur variable: 1 à 2 m à Ait-Attat et Aghzif-Naour, 0,2 à 0,5 m à Quaouizaght. On le rencontre aussi en bancs décimétriques au sommet de la formation de Quaouizaght. La base de ces calcaires peut parfois constituer une vraie lumachelle à huîtres et gasteropodes comme c'est le cas de ceux affleurant à Ait-Attat, au sein de la formation d'Ait-Tafelt.

En lame mince (cf. fig. 8), ce sont des calcaires packstone à débris, de petite taille et bien calibrés, de lamellibranches et de bryozoaires. Ils sont riches en algues vertes, lituolidés et ostracodes.

Faciès 3: biopelmicrosparites (fig. 8):

Ce faciès domine largement les autres faciès calcaires de la formation d'Ait-Tafelt dans les synclinaux d'Ait Attat et de



FACIES	ENERGIE	NOM DU FACIES	FORMATIONS
F ₁	M \ W	Biomicrites à Ammonites et Brachiopodes	Aït-Tafell
F ₂	W \ P	Biomicrites bioclastiques	Aït-Tafell — Ouauizaght
F ₃	P	Biopelmicrosparites	Aït-Tafell — Ouauizaght
F ₄	P	Biomicrites à Annélides et Miliolles	Aït-Tafell
F ₇	M \ W	Microsparites bloturbée à laminites et Intraclastes micritisés et oxydés	Aït-Tafell

Fig. 8 : Microfacès et localisation spatiale des faciès carbonatés (F_{1,2,3,4} et 7).

Ouaouizaght. Il caractérise aussi certains niveaux sommitaux de la formation de Ouaouizaght.

Ces calcaires se présentent en bancs métriques, massifs, de couleur jaune à grise en cassure et sans macrofaune à l'affleurement.

En lame mince (cf. fig. 8), il s'agit de calcaires packstone à pellets (40 à 50 % de la surface de la lame) très riches en microfaune: lituolidés, textulariidés, ostracodes et algues. Les autres débris bioclastiques sont rares et formés de fragments de bivalves, gastéropodes et de quelques tests libres d'annélides.

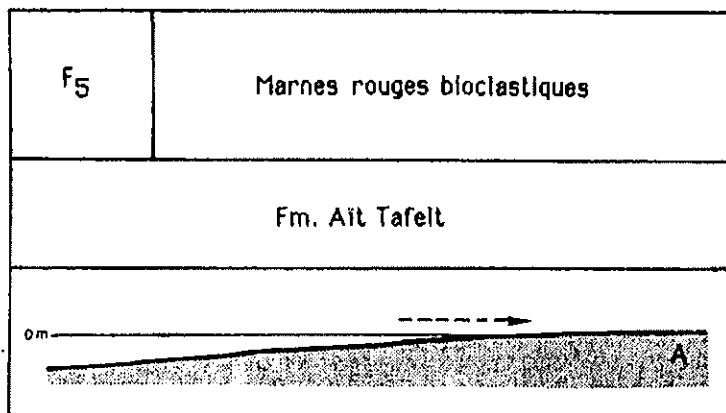
Le faciès marneux F3m associé, en base de séquence, à ces calcaires est formé de marnes jaunes, très calcareuses, riches en lituolidés et ostracodes et faiblement bioclastiques.

Faciès 4: biomicrosparites à annélides et miliolles (fig. 8):

Ces calcaires caractérisent certains niveaux intermédiaires de la formation d'Ait-Tafelt dans les coupes de Ouaouizaght et d'Ait Attab.

Ils se présentent en bancs décimétriques à métriques, massifs, de couleur grise en cassure. Leur toit peut parfois présenter de petites accumulations d'huîtres et de gastéropodes.

En lame mince (cf. fig. 8), il s'agit de calcaires packstone où dominant deux types d'organismes: les miliolidés et les annélides (30 à 40 % de la surface de la lame). Ces derniers sont disposés généralement d'une manière parallèle à la stratification.



Ce faciès est présent à la base de la formation d'Ait-Tafelt dans l'ensemble des coupes où elle est étudiée.

Il s'agit de marnes rouges, sableuses et bioclastiques, affleurant sur 2 à 3 m d'épaisseur. Les bioclastes sont d'origine diverses: débris de bryozoaires, d'échinodermes, de lamellibranches et de gastéropodes.

La microfaune y est rare; seuls quelques ostracodes et

choffatelles sont observés.

Notons enfin l'abondance, dans ces marnes, de grains roulés de malachite provenant probablement du lessivage des niveaux gréseux sous-jacents.

L'ensemble de ces caractères ne nous permet pas de conférer à ce faciès une position particulière au sein de la plate-forme, ou vis-à-vis des autres faciès qui l'accompagnent. Ces marnes correspondraient plutôt aux premiers témoins de l'avancée de la mer sur un domaine peu accidenté et à sédimentation argilo-gréseuse.

Faciès 6: Calcaires oolithiques (fig. 9):

Ils forment un groupe où de nombreuses variantes sont distinguées et témoignent de divers environnements (infralittoral, médiolittoral et supralittoral). Toutefois, selon leur mode de dépôt, deux ensembles se dégagent clairement:

- un premier ensemble, affleurant en bancs lenticulaires, et observé uniquement dans la formation de Tilougguit. Selon les dimensions des bancs, la nature des oolithes, la taille et l'abondance des bioclastes, on peut distinguer trois variantes dans cet ensemble: F6.1, F6.2 et F6.3.

- Le second ensemble correspond à des dépôts stratiformes d'extension latérale hectométrique. Ce dernier caractérise certains niveaux des formations Tilougguit et Ait-Tafelt, et est représenté par deux variantes: F6.4 et F6.5.

F6.1: Oosparite Lumachellique à Mytilus et petits Gastéropodes (fig. 9)

Ce faciès correspond à une lumachelle, à mytils et petits gastéropodes, de couleur grise. Il affleure en lentilles d'épaisseur centimétrique à décimétrique, d'extension latérale inférieure à 5 m

En lame mince, il s'agit de grainstone à bioclastes (40 % de la surface de la lame) et à oolithes naines (T. moy.: 0,12 à 0,15 mm) à cortex concentrique très sombre, souvent micritisé. Les débris formant les nuclei de ces dernières sont de nature diverse:

grains de quartz, débris bioclastiques et petits foraminifères (miliolidés et textulariidés). Les bioclastes sont très usés, roulés, généralement de grande taille (T.max.: 4 mm) et correspondent, par ordre d'importance, à des débris de lamellibranches, de gastéropodes, de bryozoaires et d'échinodermes.

De par ses caractéristiques et sa position dans les séquences observées, cette variante témoigne d'un environnement



FACIES	ENERGIE	NOM DU FACIES	FORMATIONS
F _{6.1}	G	Oosparites lumachéliques à <i>Mytilus</i> et petits Gastéropodes	Tilouguit
F _{6.2}	G	Oosparites bioclastiques en bancs lenticulaires	Tilouguit
F _{6.3}	P/G	Oosparites gréseuses	Tilouguit
F _{6.4}	P/G	Oobiosparites bioclastiques	Ail-Tafell — Tilouguit
F _{6.5}	G	Grès à ciment sparitique et à oolithes diffuses	Tilouguit

Fig. 9 : Microfacies et localisation spatiale des faciès oolithiques (F₆).

infralittoral et correspondrait au "lag" (fortes accumulations bioclastiques) décrit à la base de certaines séquences de chenaux de marée (FENIES et al., 1986; cf. fig. 32).

F6.2: Oosparites bioclastiques en bancs lenticulaires (fig. 9)

Ces calcaires se présentent en lentilles massives, de couleur grise, d'épaisseur décimétrique à métrique et d'extension latérale généralement supérieure à 10 m. Le corps de ces lentilles peut présenter des stratifications obliques planes ou arquées donnant au sommet de certains bancs des mégarides symétriques de longueur d'onde variant entre 1 et 1,5 m. Ces dernières structures sont associées, au sommet de certains bancs, à de petites rides symétriques.

En lame mince, ce faciès présente les mêmes caractéristiques que le faciès précédent (F6.1). Seule est notable une réduction du nombre de bioclastes (10 à 20 % de la surface de la lame), réduction affectant aussi leur taille (T. max. 1,5 mm).

Cette variante témoigne d'un environnement médiolittoral et correspondrait, dans la série étudiée, à un faciès de comblement de chenaux de marée.

F6.3: Oosparites gréseuses (fig. 9)

Ce faciès se présente en corps lenticulaires de petites dimensions: 5 à 10 cm d'épaisseur pour 2 à 3 m de largeur. Les calcaires sont gris en cassure et présentent une base nette, légèrement ravinante, souvent soulignée par un lit de débris coquilliers.

En lame mince, il s'agit d'un calcaire packstone à grainstone à oolithes (60 % de la surface de la lame) et grains de quartz (10 % de la surface de la lame). Les oolithes sont de taille moyenne (0,2 à 0,3 mm de diamètre) et se différencient de celles des autres faciès par un cortex radiaire formé généralement d'une seule couche. Ce dernier présente parfois des indices de tassement: aplatissement, cisaillement ou décollement.

D'après ces caractéristiques, il s'agirait d'un faciès de comblement de petites dépressions, pièges à oolithes, localisées en domaine médiolittoral de lagon.

F.6.4 Oobiosparite bioclastique (fig. 9)

Ces calcaires affleurent en bancs décimétriques à métriques de couleur grise ou ocre. Leur base est nette, le plus souvent ravinante alors que leur surface sommitale est irrégulière, mise en relief soit par des accumulations d'huîtres, de gastéropodes et de morceaux de bois flotté, soit par de légers envasements généralement colmatés par un ciment micritique clair (fig. 10).

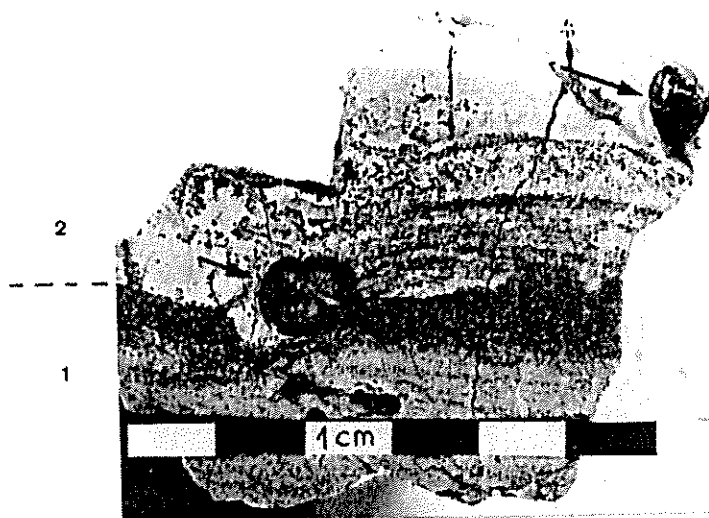


Fig.10: **Caractéristiques du faciès 6.4 :**

- 1- Oobiosparite bioclastique;
- 2- Sommet de banc à ciment micritique vadose et à tiges de bois silicifiées (flèches).

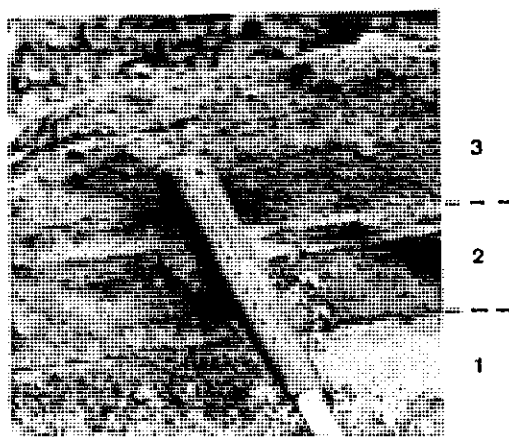


Fig. 11 : **Caractéristiques du faciès 7:** 1- Calcaire massif bioturbé à la base; 2- Calcaire à laminites; 3- Calcaire "vacuolaire" à birdeyes au sommet.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone contenant presque exclusivement des oolithes; ces dernières sont de taille moyenne (0,2 à 0,3 mm de diamètre), à cortex concentrique brun, souvent bordé d'un liseré ferrugineux sombre. Outre les grains de quartz, la majorité des éléments formant les nucléi de ces oolithes sont micritisés; lorsqu'ils sont visibles, on peut y reconnaître des débris de lamellibranches et de gastéropodes ainsi que quelques ostracodes, miliolidés et textulariidés. Les éléments non oolithisés, rares, sont de même nature que ceux cités ci-dessus.

Cette variante est interprétée comme un faciès de comblement, sous forme de dunes littorales, déposées dans un environnement médiolittoral.

F6.5: Grès à ciment sparitique et à oolithes diffuses (fig. 9)

Il s'agit de petits bancs centimétriques très sombres en cassure, à base nette et à surface sommitale perforée par de nombreux organismes fouisseurs.

En lame mince, c'est un grainstone; les oolithes sont de même nature que celles du faciès précédent (F6.4); mais elles n'occupent plus que 5 à 10 % de la surface de la lame. Le reste des éléments est formé de grains de quartz anguleux et bien calibrés. Ce faciès ne montre aucune trace de microfaune, les bioclastes sont aussi rares et réduits à 1 ou 2 débris non identifiables dans l'ensemble de la lame.

Cette dernière variante atteste de conditions nettement supralittorales et probablement d'un environnement proximal à une zone nouricière en éléments détritiques.

Le faciès marneux F6m, associé à ces calcaires oolithiques, affleure en interstrates d'épaisseur décimétrique à métrique, de couleur variable: jaune (formation d'Ait-Tafelt), verte ou grise (formation de Tilougguit).

En lavage, les marnes sont bioclastiques, riches en ostracodes et contiennent de nombreux grains roulés et sombres, assimilables à des oolithes. Parmi les bioclastes, dominant des débris de lamellibranches, de gastéropodes, des fragments étoilés d'encrines de crinoides et des spicules d'oursins.

Hormis les ostracodes, nombreux et conservés, le reste de la microfaune: de rares lituolidés et textulariidés, paraît transporté. Ces organismes sont, en effet, rarement entiers, leurs fragments paraissent usés et parfois oxydés.

2.2.3. Domaine médiolittoral:

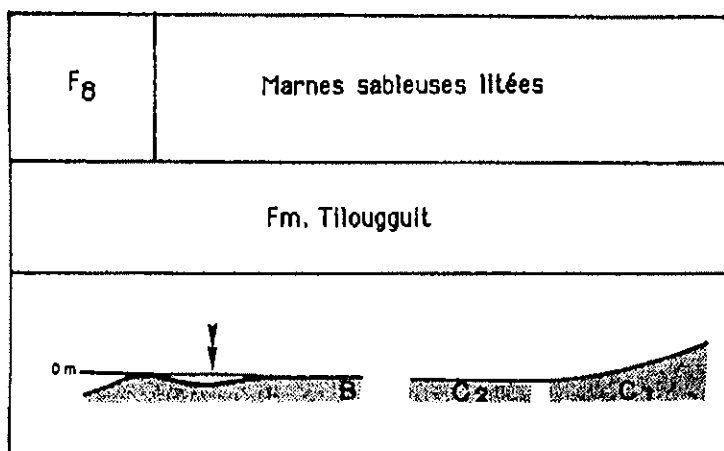
Faciès 7: Microsparites bioturbées à laminites et intraclastes micritisés et oxydés (cf. fig. 8):

Ces calcaires caractérisent certains niveaux de la formation d'Ait-Tafelt, notamment dans la coupe d'Ait Attab. Ils affleurent en bancs jaunâtres, décimétriques, généralement d'aspect massif à la base, laminés et souvent vacuolaires au sommet (fig. 11), bien que certains bancs puissent ne présenter qu'un seul de ces aspects.

En lame mince, les échantillons relatifs à ce faciès présentent deux aspects, selon leur appartenance à la base (calcaire massif) ou au sommet (calcaire laminé) des bancs:

- en base de banc, ce sont des calcaires wackestone à packstone, présentant des particules micritiques de forme arrondie ou elliptique, de taille variant du millimètre au dixième de millimètre, pouvant souligner un pseudolitage horizontal au sein de la roche. Ces particules sont aisément reconnaissables en lame mince du fait de leur couleur marron. Elles sont interprétées comme restes organiques déposés en milieu calme et réducteur. Le reste des intraclastes est formé de rares débris de lamellibranches et gastéropodes.

- le sommet des bancs est formé par une succession de lamines de 4 à 6 mm d'épaisseur, constituant des motifs à deux termes: une microparite à mouchetures de matière organique et une microparite bioturbée (nombreuses valves d'ostracodes) avec, parfois, des structures oeilées à contours oxydés.



Ces marnes forment une assise de 15 à 20 m à la base de la formation de Tilougguit. Elles sont de couleur verte, parfois

jaune et se présentent en masses compactes parfois schistosées. ©

Au lavage, ces marnes sont très plastiques, avec une forte proportion d'argiles et de grains sableux très fins. Elles sont riches en débris ligniteux très fins et ne fournissent que de rares coquilles d'ostracodes.

La compaction de ces marnes, pourrait être due à la progradation rapide, sur ces dernières, d'épandages terrigènes comme c'est le cas dans certains environnements estuariens actuels (ALLEN et al., 1979) (fig. 12).

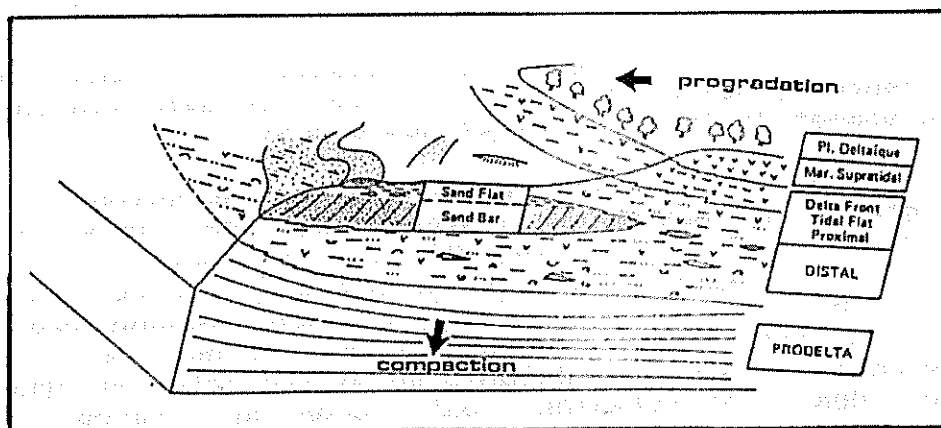


Fig. 12 : Progradation de la plaine deltaïque sur le delta-front et compaction des argiles du prodelta (D'après ALLEN et al., 1979).

Faciès 9: Faciès sableux:

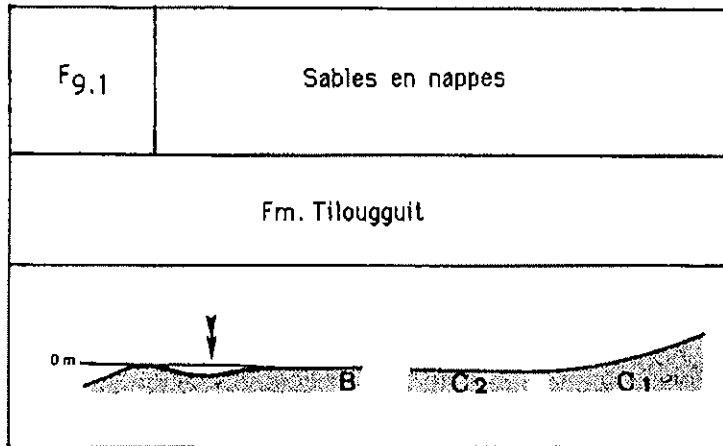
Sous ce terme, sont regroupés les divers faciès détritiques, caractéristiques du domaine médiolittoral, et observés uniquement dans la formation de Tilougguit.

En lame mince, ces faciès présentent des grains très fins et rentrent dans la catégorie des silts. Les éléments sont, en majorité, des quartz bien classés et occupant 95 % de la surface de la lame.

© C'est cet aspect compact associé aux nombreuses coquilles de *Mytilus* du faciès oolithique F6.1 qui a valu

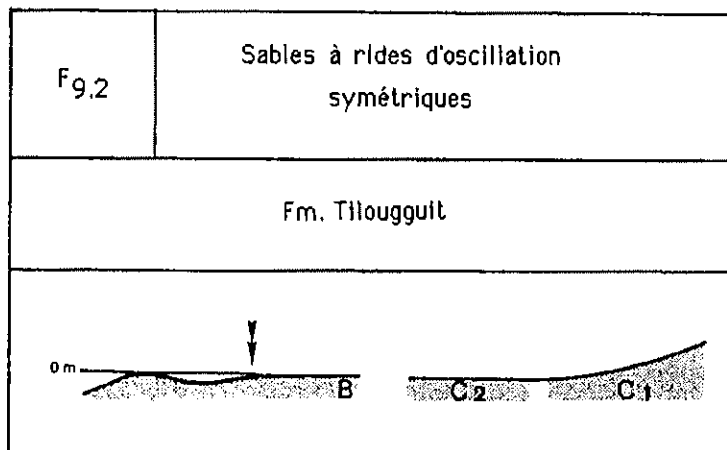
à la formation de Tilougguit le nom de "schistes verts à *Mytilus*" par BOURCART (1942).

Trois variantes composent ce faciès:



Il s'agit de certaines lentilles (fig. 13.1) encaissées au sein des marnes F8, elles sont de même couleur que ces marnes, ravinantes et d'échelle métrique en épaisseur et décamétrique en largeur. Leur structure interne est soit massive, soit à litage plan ou légèrement ondulé avec, parfois, des structures en "convolute" (fig. 13.2) à leur sommet.

Ce type de dépôt est interprété dans la littérature en "delta front sheet sand" (SUTTON et al., 1970 in PAUTAL, 1985). Ce sont des matériaux provenant de la destruction de barres ou bien directement des chenaux, et ressédimentés sous forme d'épandage sableux inorganisés bien triés.



Ces sables affleurent au sommet des marnes F8 et correspondent soit à des enrichissements en sable de ces marnes soit à des plaquettes, superposées et d'épaisseur centimétrique.

Ces niveaux ne présentent aucune structure interne (fig.14.3)



Fig. 13: Caractéristiques du faciès 9.1:
 1- Organisation en lentilles au sein des marnes F8
 2- Déformation hydroplastique (convolutes) au sommet d'une lentille.

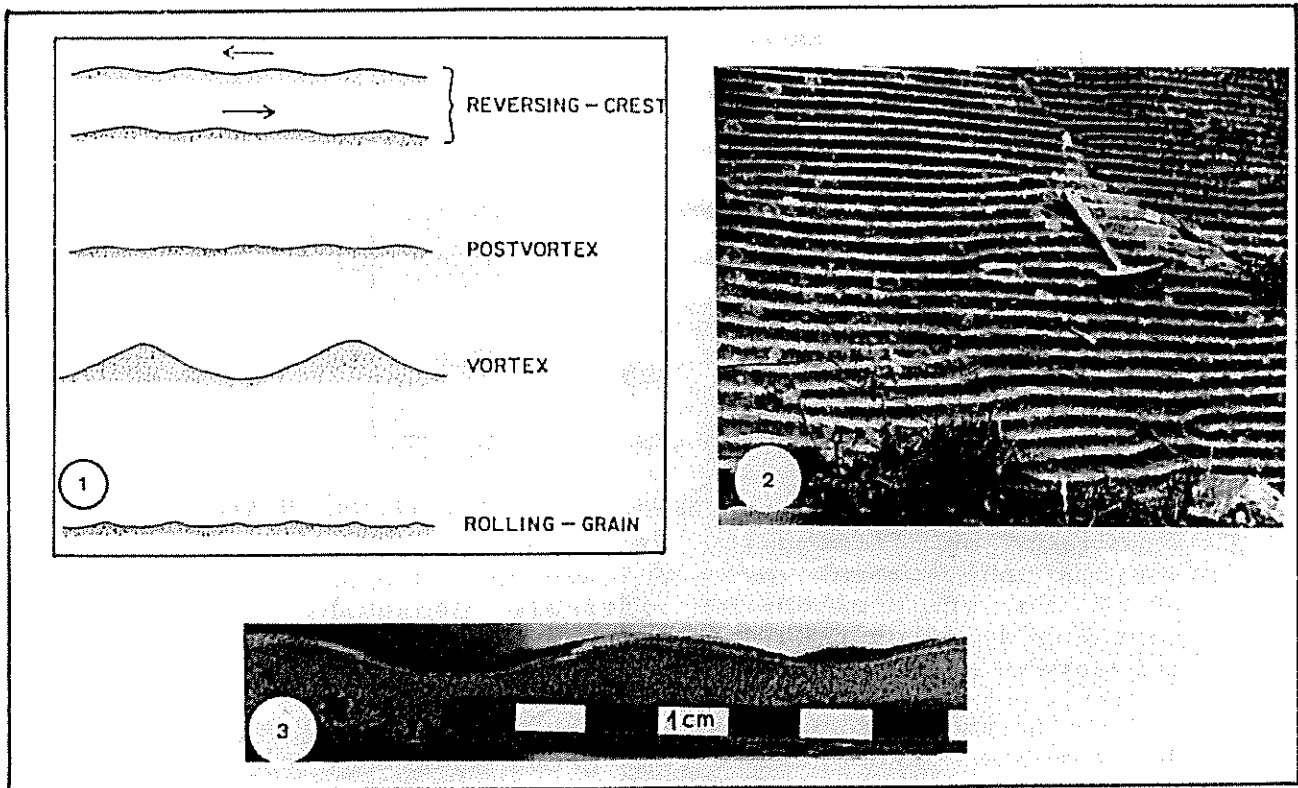
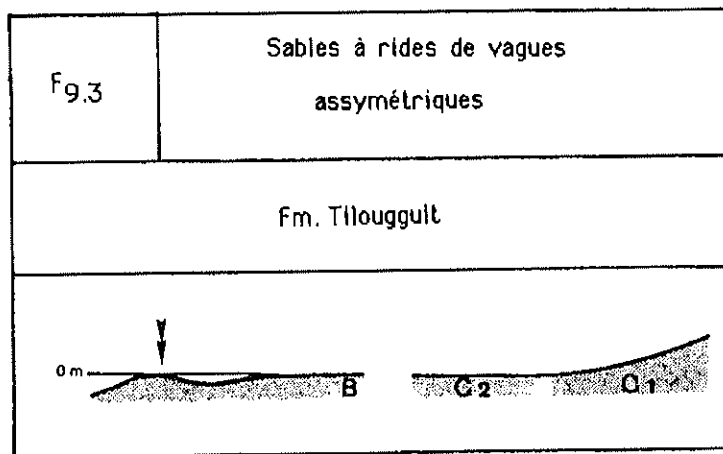


Fig.14 : Caractéristiques du faciès 9.2:

- 1- Différents types de rides d'oscillation (in HARMS, 1982);
- 2- Rides d'oscillation sur la surface d'un banc: noter la continuité des crêtes et les bifurcations typiques;
- 3- Rides d'oscillation en coupe: noter l'absence de structure interne.

mais offrent à leur surface des rides symétriques telles qu'on observe sur de nombreuses plages dans l'actuel. Ces rides sont de petite taille: longueur d'onde de 4 à 6 cm et hauteur de 0,5 à 1,5 cm, leur crêtes sont assez continues, plus ou moins parallèles, avec des bifurcations typiques (fig.14.2).

Il s'agit là de rides d'oscillation pure (HARMS et al. 1982), générées sous un régime d'énergie modéré à moyen (fig. 14.1).



Ce type de faciès affleure aux niveaux sommitaux de la formation de Tilougguit. Il s'agit de bancs lenticulaires de couleur généralement verte en cassure, d'épaisseur variant de 10 à 50 cm et d'extension latérale dépassant généralement la centaine de mètres. Les caractéristiques de ces niveaux sont les suivantes: (fig.15).

- Base de banc nette et plate avec, le plus souvent, des figures de semelle de banc tels les "groove marks" et les "flute marks" (fig.15.3)
- Ils présentent, en leur base, des laminations planes ou ondulés, ces dernières passant rapidement à des microstratifications obliques, organisées en faisceaux (3 à 5 cm pour la longueur et 1 à 1,5 cm pour la hauteur).
- La surface de telles unités montre des rides lungoides (fig.15.1) à très fort degré d'assymétrie et à crêtes totalement indépendantes les unes des autres.

Des faciès semblables ont été décrits par DE RAAF et al. (1977) dans le Carbonifère inférieur d'Irlande, il s'agit selon ces auteurs de structures en barres, générées essentiellement par l'action de vagues avec une action probable des tempêtes.

2.2.4. Domaines marginolittoral et continental:

Faciès 10: Faciès calcaires:

Il s'agit des diverses passées carbonatées rattachées aux domaines marginolittoral et continental. Deux variantes sont distinguées, le faciès F10.1 d'une part caractéristique d'un

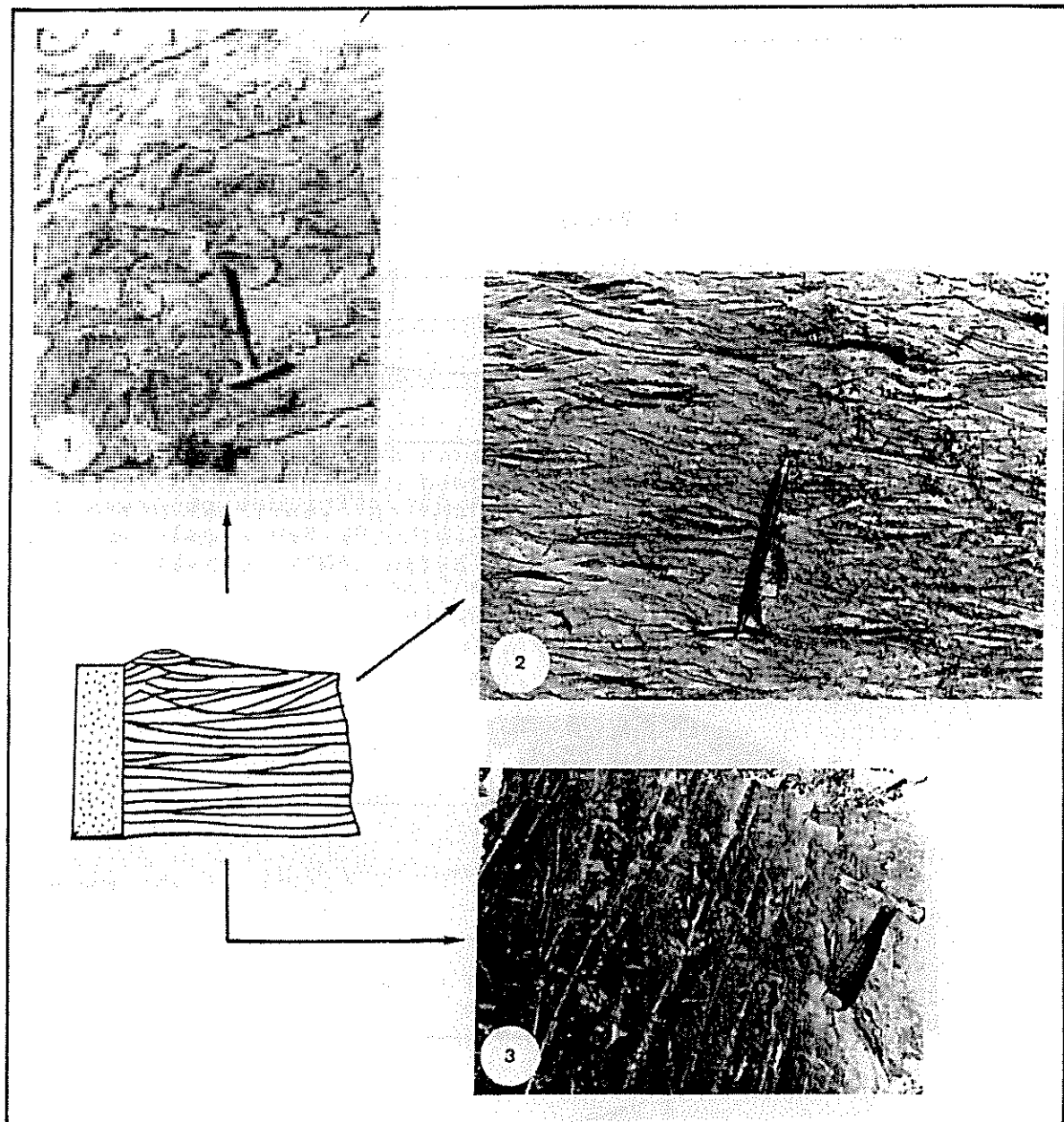
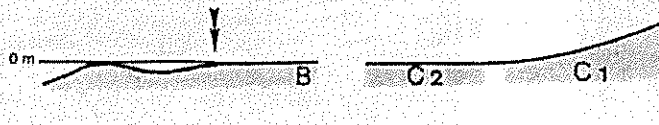


Fig 15 : **Caractéristiques du faciès 9.3 :**

- 1- Rides de vagues à très fort degré d'asymétrie sur la surface du banc;
- 2- Litage de vagues: faisceaux ondulés s'érodant les uns les autres;
- 3- Structures de semelle de banc: essentiellement de type "groove marks".

environnement supralittoral et le faciès F10.2 d'autre part, témoin d'un environnement continental.

F10.1	Calcaire gréseux à débris ligniteux
Fm. Tilougguit	
	

Il s'agit de certains bancs décimétriques observés dans la formation de Tilougguit au flanc Nord du synclinal de Tagleft. Ces niveaux, de couleur grise, sont constitués de la superposition de plaquettes centimétriques séparés par des horizons à débris de bois carbonisés plus ou moins amalgamés (fig.16).

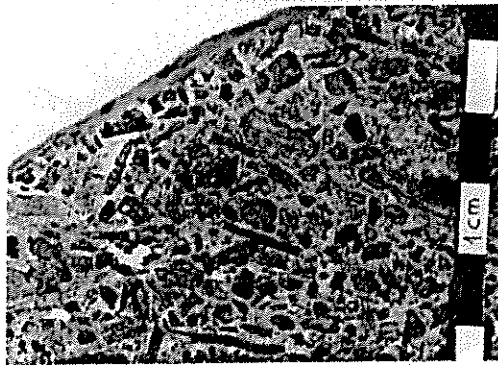
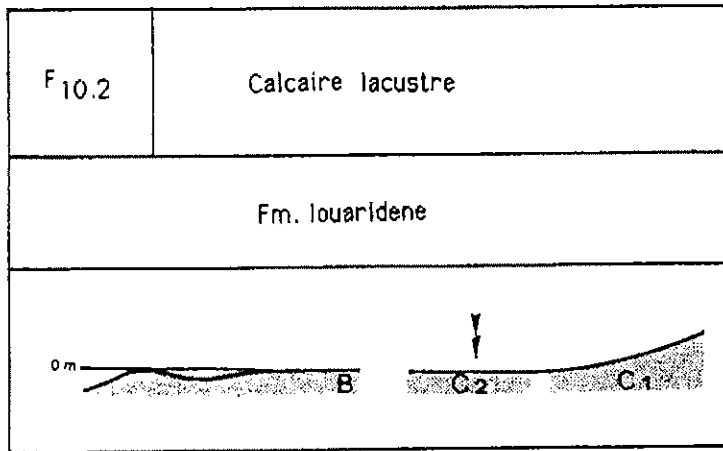


Fig.16: Faciès 10.1: débris charbonneux amalgamés au sommet du banc.

En lame mince, il s'agit d'une microsparite à 30 % d'éléments quartziques de taille moyenne, oscillant entre 50 et 72 microns.

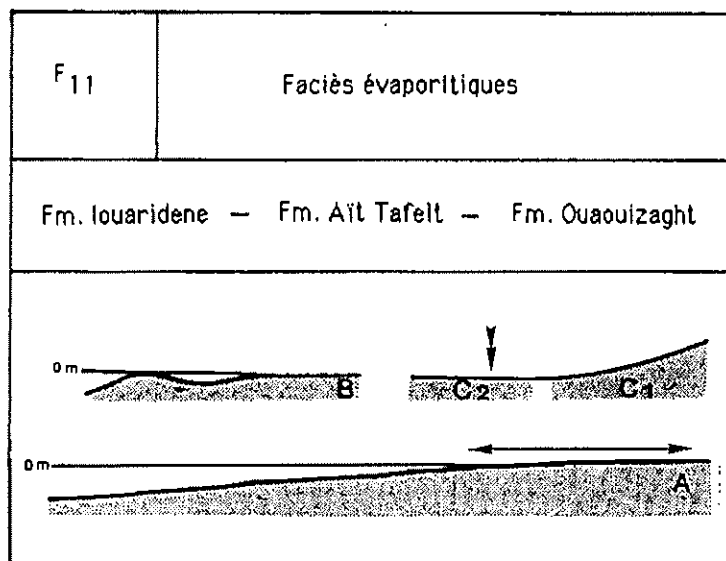
Les caractères de ce faciès le rapprochent des faciès de cordons de lignite décrits dans la littérature (ALLEN et al., 1979), ces zones correspondent à des cordons de plages soulignant l'accroissement de zones tidales à structures chenalisantes.



Ce calcaire affleure très rarement dans le domaine considéré. Il est en effet réduit à un banc, peu épais, de couleur grise, généralement dolomitisé, et imprégné de silice. Cet horizon est observé au dessus de la coulée basaltique β_1 dans les flancs nords des synclinaux d'Ait Attab et de Ouaouizaght.

En lame mince, il s'agit d'une microsparite à extraclastes. Ces éléments occupent 10 à 20 % de la surface de la lame et sont, soit des grains de quartz anguleux, soit des éléments calcaires bien roulés.

Ce faciès caractérise un environnement lacustre épisodique.



Ces faciès occupent des zones soit supralittorales, soit continentales et caractérisent certains niveaux des formations Iouaridène, Ait-Tafelt et Ouaouizaght partout où ces dernières sont étudiées.

Ces évaporites affleurent sous divers aspects:

- En bancs dolomitiques d'épaisseur métrique.
- En masses argileuses rouges à grises à fines paillettes gypseuses.
- En lentilles, gypseuses, d'épaisseur métrique et d'extension décamétrique.
- En bancs, de gypse, stratiformes de teinte claire, d'épaisseur métrique et de grande extension à l'échelle de l'affleurement.

Dans ce dernier type d'affleurement, certaines structures sont observables: il s'agit soit de lamines planes, parfois plissotées (fig.17.1) de taille millimétrique, formées d'intercalations de dolomie: gypse et argiles, soit de structures noduleuses affectant généralement le sommet des bancs. Les nodules observés ont des tailles variables de 2 cm à 15 cm et paraissent soit isolés dans une matrice gypseuse ou argileuse (fig.17.2) soit à aspect plus ou moins lité avec contournements entérolithiques.

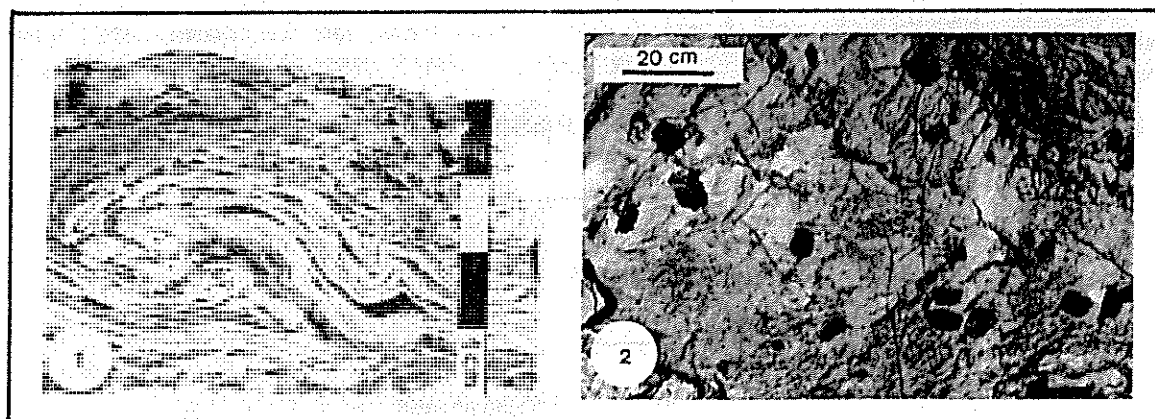


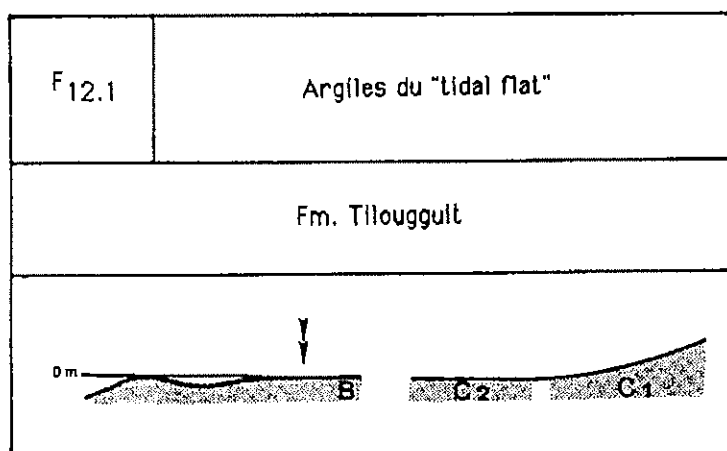
Fig. 17: Caractéristiques du faciès 11:

- 1- Laminites plissotées dans un banc de gypse;
- 2- Surface sommitale d'un banc de gypse; noter les nombreux nodules.

Ces évaporites témoignent soit de conditions continentales en bassin endoréique (formation d'Iouaridène) soit d'un environnement lagunaire proche d'une aire de plate-forme à sédimentation marine (formations d'Ait-Tafelt et Ouaoizaghi).

Faciès 12: Faciès argiteux:

Il s'agit là des dépôts terrigènes les plus fins, observés dans la série étudiée. Ils caractérisent la majorité des formations présentes et témoignent de deux environnements: un environnement supralittoral représenté par le faciès F12.1 caractéristique de la formation de Tilougguit et un environnement continental représenté par le faciès F12.2 observé dans le reste des formations.



Elles forment des séquences métriques, à deux termes:

le premier, à la base, est tendre et montre une structure varvée de couleur lie de vin. Il correspond aux périodes de "haut tidal flat" où les mécanismes de dépôt sont essentiellement dus à la décantation.

Le second terme est moins épais (quelques centimètres), plus dur, le plus souvent marmorisé et enrichi en sable. Sa couleur est généralement violacée à grisâtre. Ce second terme correspond aux périodes du "bas tidal flat" et est donc témoin des phénomènes de dessiccation que subit épisodiquement cette zone.

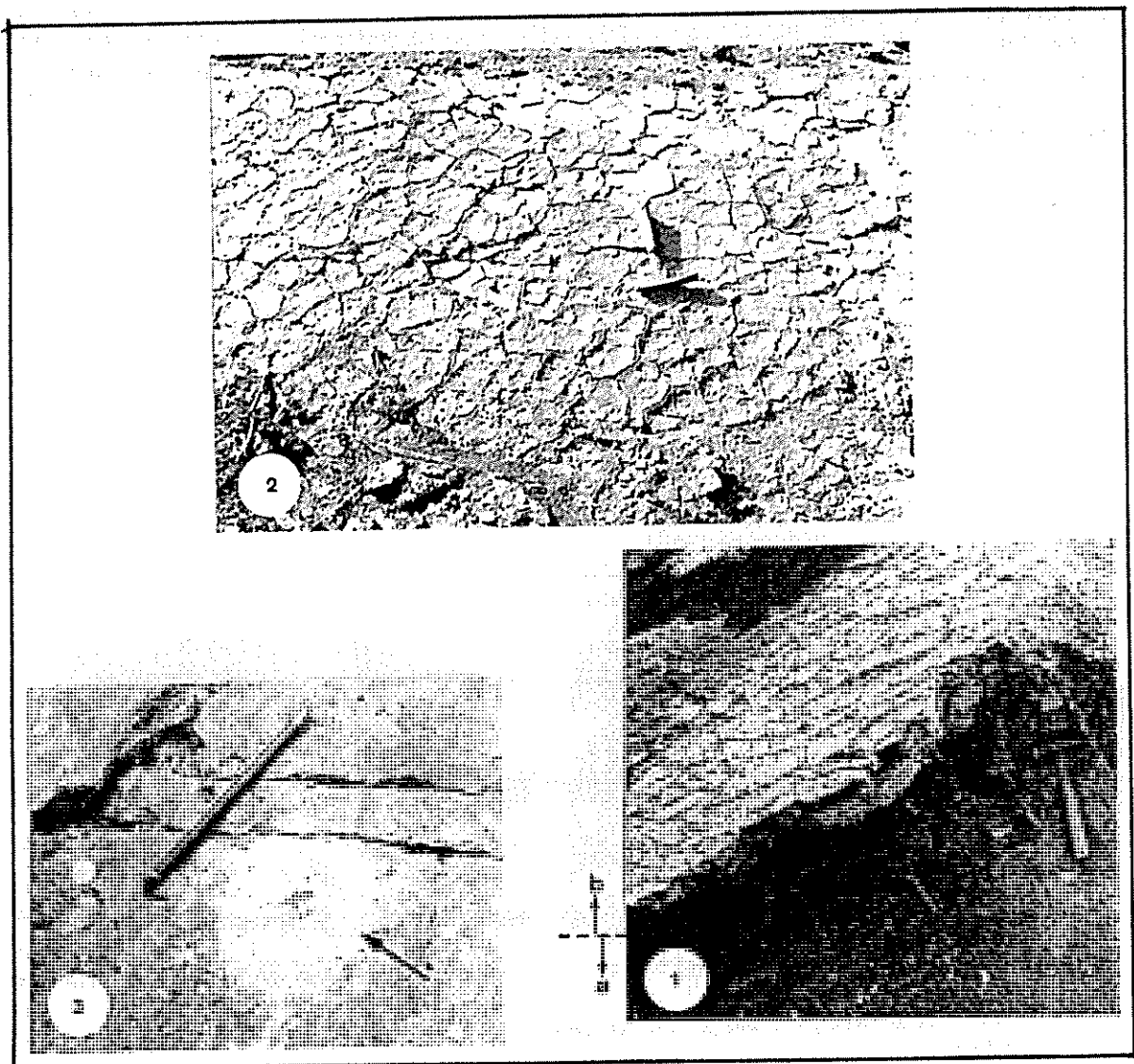
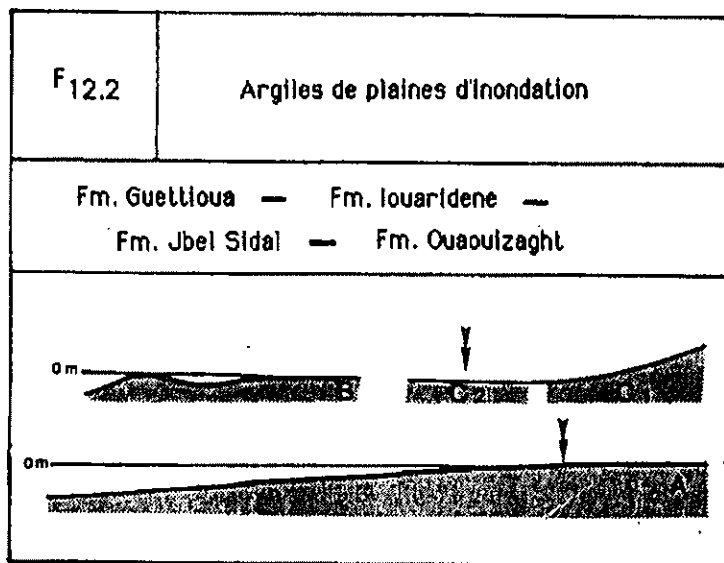


Fig. 18 : Aspects présentés par les argiles d'i nondation (F_{12.2}) :

- 1- Succéssion d'argiles massives (a), témoins de périodes d'inondation et de niveaux plus indurés et lités (b), témoins de périodes de dessiccation (environnement de playa);
- 2- Détail montrant les figures polygonales de dessiccation;
- 3- Taches de réduction.



Selon la fréquence des corps gréseux associés à ces argiles, nous avons distingué deux variantes dans ce faciès. Il s'agit d'une part, des argiles de plaine d'inondation s.s. d'épaisseur centimétrique à métrique, qu'on trouve intercalées avec de nombreuses barres gréseuses; et d'autre part, des argiles de "playa", celles-ci affleurent sur des épaisseurs dépassant la centaine de mètre et ne présentent, en leur sein, que de très rares passées gréseuses ou microconglomératiques.

* Les argiles de plaine d'inondation s.s. caractérisent les formations de Guettlioua, Jbel Sidal et Ouaoulzaght. Elles sont généralement de couleur rouge, homogènes, parfois silteuses et dans ce cas elles peuvent présenter des laminations planes ou obliques. On y observe aussi, mais rarement, certains niveaux verdatres à nombreux débris organiques (bois carbonisé, bois silicifié, fragments d'os de vertébrés).

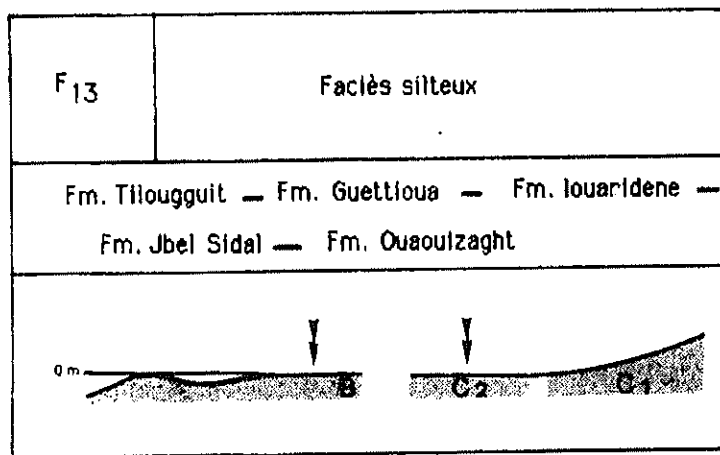
* Les argiles de "playa" forment les deux tiers inférieurs de la formation d'Iouaridène. Elles se présentent en successions semblables à celles du faciès F.12.1, avec un premier terme de couleur rouge et d'aspect homogène et un second terme de couleur grise, café au lait, parfois orange (fig.18.1); ce dernier terme est compact, finement lité, excédant rarement 10 cm d'épaisseur et offre souvent, à sa surface, des figures polygonales de dessiccation (fig.18.2) associées à des traces d'impact de gouttes de pluie et des témoins de reptation d'organismes fouisseurs.

Un trait particulier caractérise ce faciès F.12.2, c'est la richesse des argiles en taches de réduction ("bleach spots" ou

"green reduction spots" des auteurs anglo-saxons).

Il s'agit de certaines taches circulaires (fig.18.3) formées d'anneaux concentriques vert clair puis vert foncé au centre. Leur diamètre atteint 6 ou 7 cm. Ces auréoles recoupent nettement la stratification et correspondent, selon TERMIER (1942), aux sections de masses discoïdes ou, le plus souvent, de lentilles très applaties dont l'épaisseur dépasse rarement 15 mm. Cet auteur explique leur genèse, post-dépôt, par la diffusion d'un gaz, à partir d'un composé sulfuré de cuivre, cette diffusion réduisant l'oxyde ferrique (Fe_2O_3) en oxyde ferreux (FeO) d'où la décoloration concentrique observée.

La reconnaissance de telles figures paraît intéressante car elles ont toujours été décrites dans des environnements à sédimentation réputée continentale.

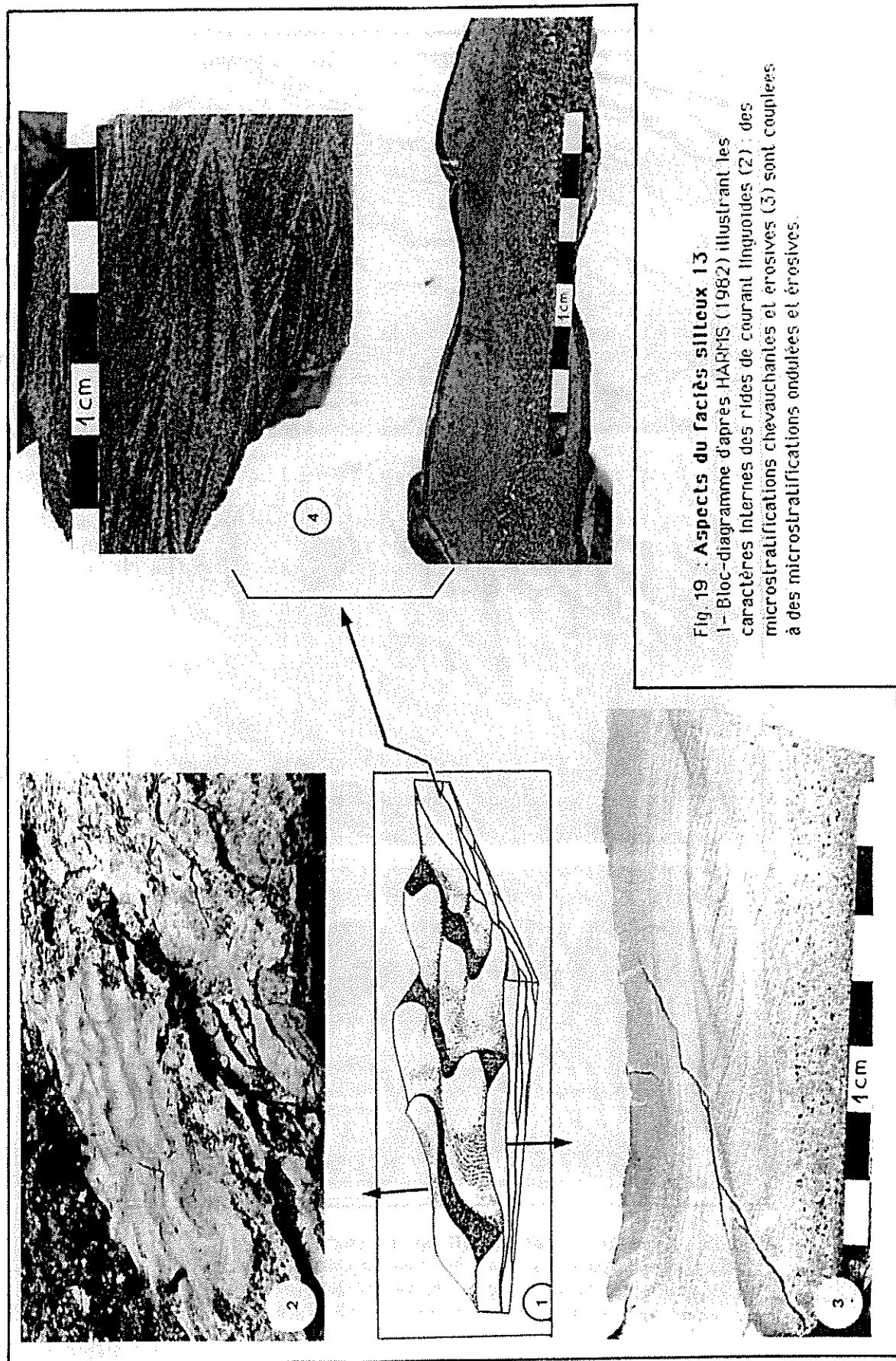


Ce terme regroupe l'ensemble des dépôts gréseux à grains très fins et, le plus souvent, à litage de rides. Ces derniers caractérisent de nombreux niveaux observés dans les formations de Tilouguit, Guettoua, Iouaridène et rarement Jbel Sidal.

En lame mince, ces roches rentrent dans la catégorie des silts. Les grains, de nature quartzitique, sont bien classés et ont des tailles moyennes variant de 28 microns à 50 microns, ils occupent, selon les cas, 50 à 95 % de la surface de la lame, le reste étant formé d'une matrice argileuse ou carbonatée.

A l'affleurement, ces niveaux sont soit liés au sommet de certaines barres alluviales soit isolés au sein des argiles de "tidal flat" et de plaine d'inondation. Ils forment des lentilles d'échelle métrique à décamétrique pour des épaisseurs variant de 3 cm à 1 m et des couleurs allant de l'orange au rouge foncé.

Leur corps est soit massif, soit à litage plan horizontal ou légèrement incliné, soit finalement entièrement formé de



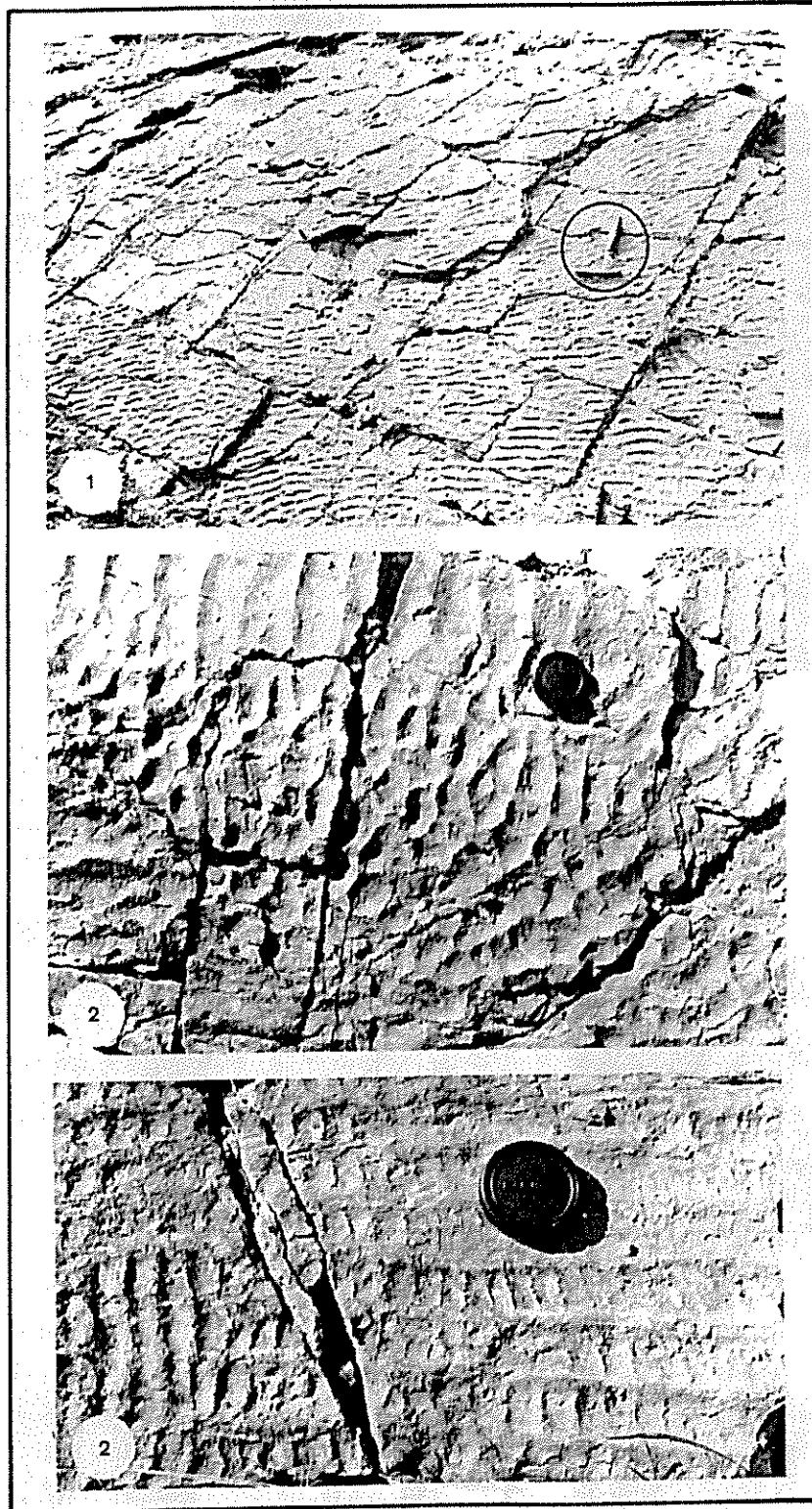


Fig. 19 : Aspects du faciès silteux 13 (suite):

- 1- Surface structurale montrant des rides de courant sinueuses;
- 2- Détail de rides d'interférences (régimes dynamiques différents tels courant-vent par exemple) observées sur la surface du même banc.

microstratifications de rides (fig.19) identifiées généralement comme des rides, de courant, de toutes sortes au sommet des bancs (fig.19 suite).

L'ensemble de ces caractères suggère, pour ce faciès, un dépôt sous un régime d'énergie modérée à faible. De tels dépôts témoignent d'une sédimentation généralement en bordure des chenaux: levées naturelles, crevasses...

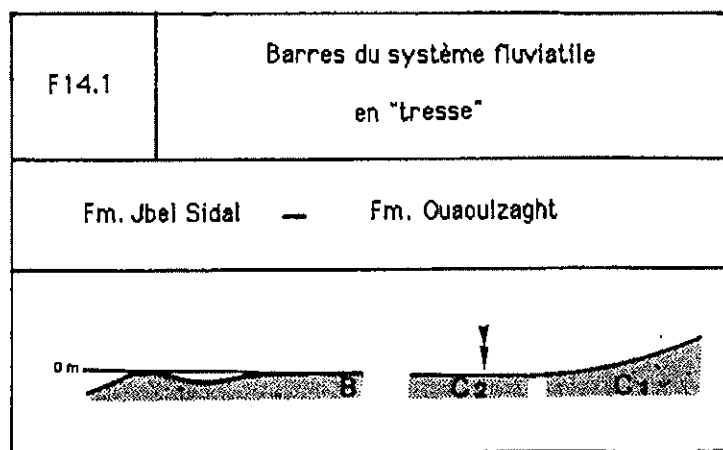
F 14: Faciès gréseux

Ces faciès forment l'élément principal des assises des formations Guettoua, Jbel Sidal ainsi que les corps de certains niveaux chenalissants des formations Tilougguit et Ouaozigah.

Il s'agit de corps lenticulaires, le plus souvent massifs, de couleur rouge lorsqu'ils ne sont pas altérés ou fortement minéralisés. Leur taille est variable selon les cas considérés.

En lame mince, ils rentrent dans la catégorie des grès fins à très fins avec une taille moyenne des grains variant de 58 microns à 77 microns et un classement moyen. Les éléments sont à 90 % des grains de quartzite jointifs. Le ciment, calcitique, est rarement observé et n'occupe que 5 à 10 % de la surface de la lame. Les autres éléments présents sont soit des galets mous soit des grains calcaires toujours bien roulés.

Selon la géométrie des corps qu'ils forment et les types de structures associées, on peut distinguer deux variantes principales de dépôt dans ce faciès: dépôts fluviatiles en "tresse" et dépôts fluviatiles méandriiformes.



Ce type de barres est caractéristique des dépôts gréseux de la formation de Jbel Sidal. Ces barres affleurent sur des épaisseurs variant de 1 m à 7 m et offrent des étalements souvent

hectométriques à l'échelle de l'affleurement (fig.20.2).

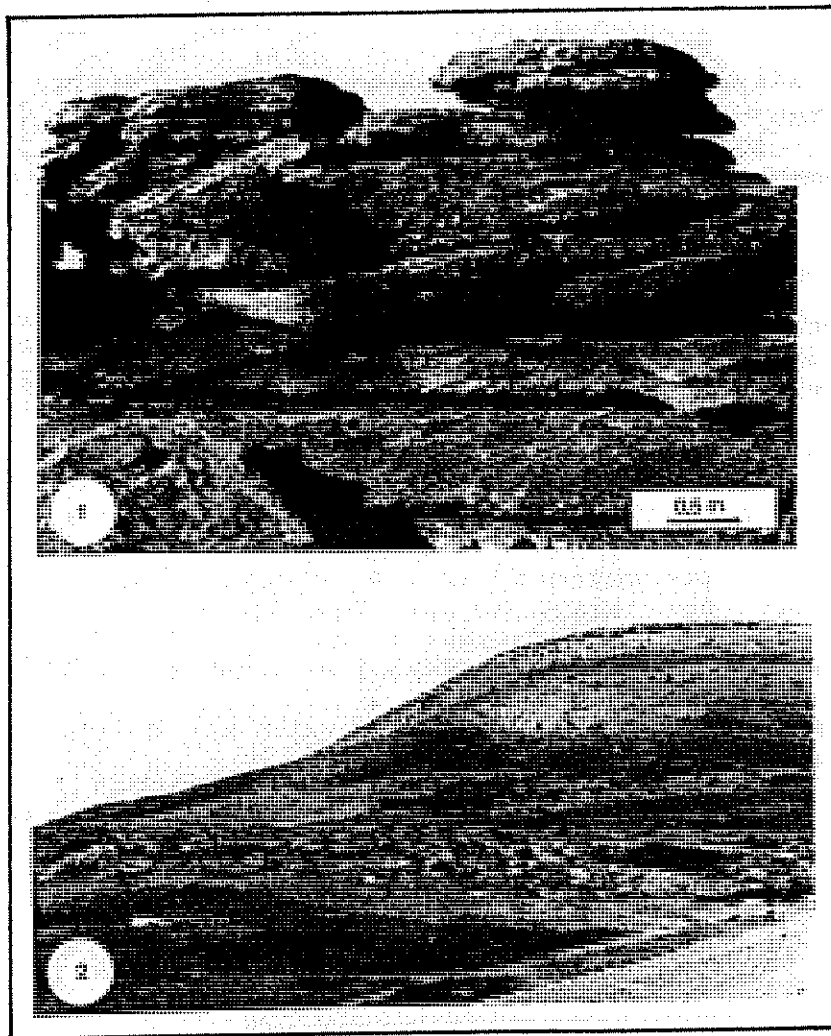


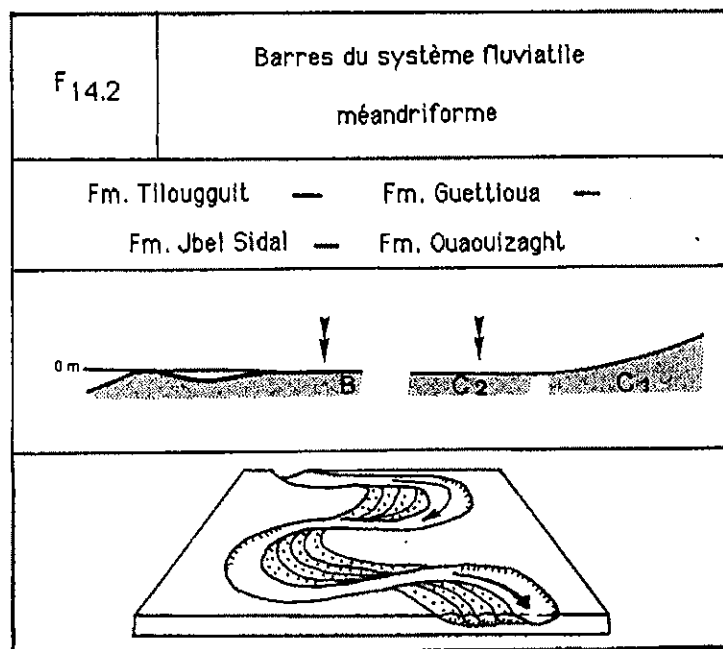
Fig. 20: **Caractéristiques des grès du système fluvialile en "ressé".**

- 1- Stratification des chenaux mineurs; la migration des chenaux est de droite à gauche;
- 2- L'extension latérale des barres est d'ordre hectométrique à l'échelle de l'affleurement (la maison donne l'échelle).

Deux types de corps peuvent être distingués au sein de ces dernières:

- Les chenaux: il s'agit des diverses structures à stratification oblique arquée, tabulaire ou en feston (fig.20.1). Les chenaux sont imbriqués, érosifs et ont des dimensions variables: 1 à 7 m de longueur, 1 à 4 m de largeur et 0,2 à 0,5 m de hauteur. De telles structures témoignent d'un régime en "dunes", caractéristique d'un réseau fluvialile plutôt distal (MIALL, 1981).

- Les barres: il s'agit des diverses lentilles sans litage ou à litage légèrement oblique et tabulaire. Celles-ci offrent des dimensions supérieures à celles présentées par les chenaux et sont généralement ravinées par ces derniers.



De tels dépôts s'observent à la base de la formation de Ouaoûzaght et caractérisent, surtout, la formation de Guettloua partout où cette dernière est présente. Ils sont reconnus par les critères suivants:

- Géométrie lenticulaire, à des échelles métriques à décamétriques pour des épaisseurs variant du décimètre à 5 m (fig.21).

- Une base de banc toujours nette, soit plane, soit légèrement ravinante avec, parfois observées, des structures de semelle de banc ("flute marks"...).

- Structure interne (fig.22) soit massive, soit pourvue d'un litage horizontal ou légèrement penté, soit finalement à litage oblique plan ou arqué, érosif à la base et souvent souligné par des galets mous et des débris de végétaux carbonisés.

- Richesse relative, par rapport aux autres faciès, en restes de végétaux et de vertébrés.

- Finalement, le contact entre les différentes lentilles paraît généralement oblique, il marque les diverses discontinuités liées au mécanisme de croissance latérale caractéristique du système fluvialle méandriforme.

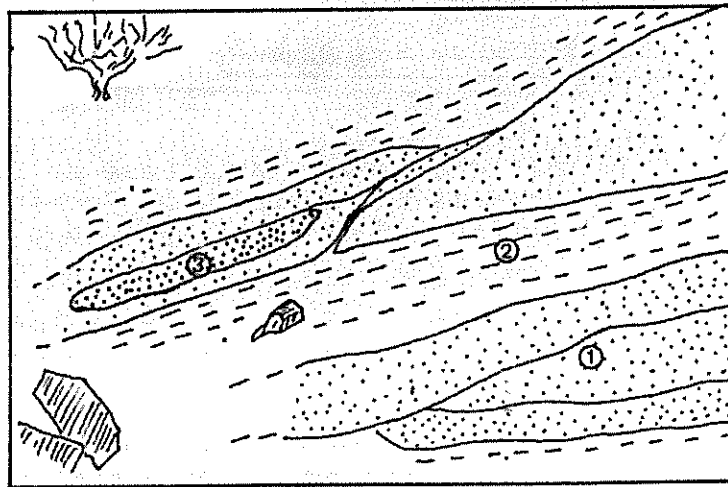
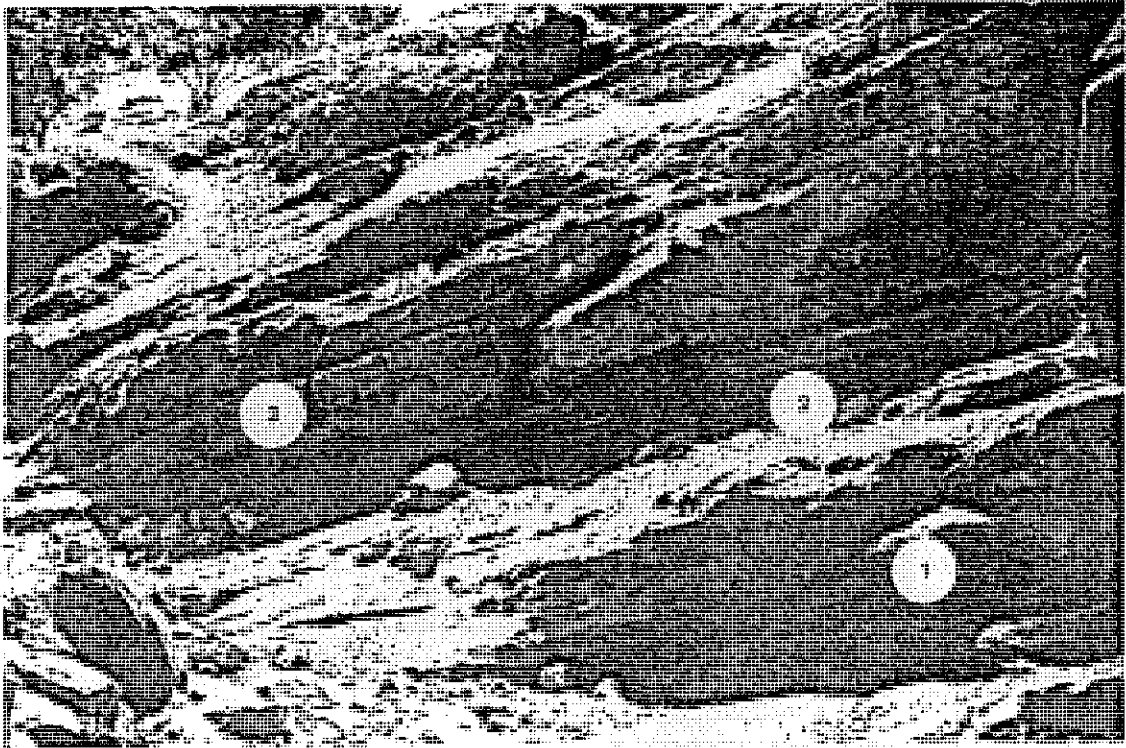


Fig. 21 : Caractéristiques des grès du système fluvial méandriforme:

Les corps sont lenticulaires et à contacts obliques (1). Leur base est généralement plane au contact des sédiments plus fins sous-jacents (2). Le sommet de certaines barres est parfois découpé par des lentilles à éléments plus grossiers, il s'agirait de "chute channels" (Mc. GOWEN et GARNER, 1972), déposés lors des périodes de crue.

Corps massif sans
stratification apparente

Stratification plane
sub-horizontale

Stratification plane
oblique

Stratification oblique
arquée

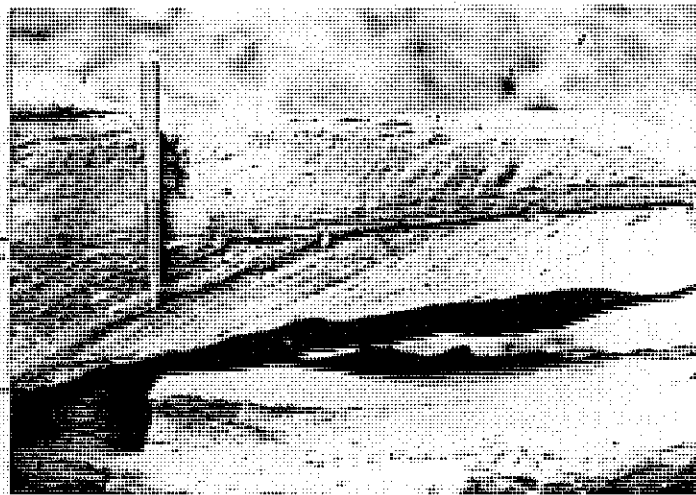
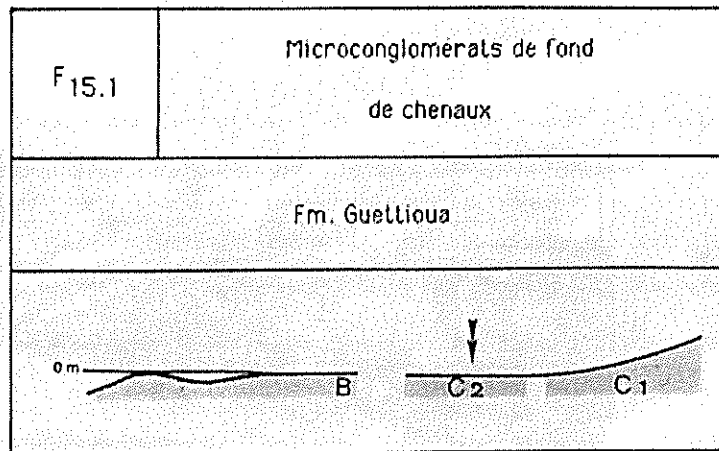


Fig. 22 : Les différentes structures présentées par les grès du réseau fluvialité méandrique .

Faciès 15: Faciès microconglomératiques:

C'est un groupe où les faciès possèdent en commun une granulométrie grossière: les grains sont mal classés présentant des tailles moyennes variant du dixième du millimètre à 3 mm et dans certains cas, les plus gros éléments peuvent dépasser 5 cm de diamètre.

Selon leur organisation au sein des séquences et des formations, deux variantes sont différenciées dans ce groupe:



Ils caractérisent la base de nombreuses séquences fluviatiles dans la formation de Guettoua. Ces microconglomérats s'organisent en lentilles, toujours ravinantes, aux caractéristiques suivantes:

- couleur rouge à gris noir.
- dimensions variables: 2 à 20 m de large et 0,5 à 2 m pour les épaisseurs, avec un profil généralement dissymétrique (fig.23.1),

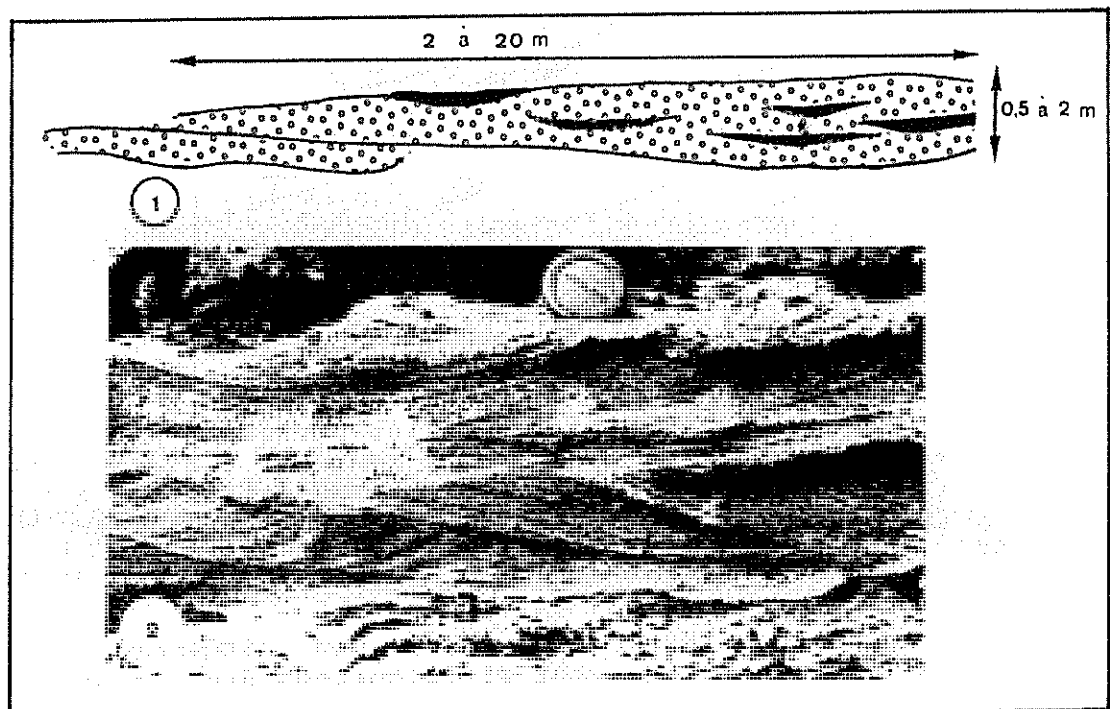


Fig.23: Faciès microconglomératique de fond de chenaux:

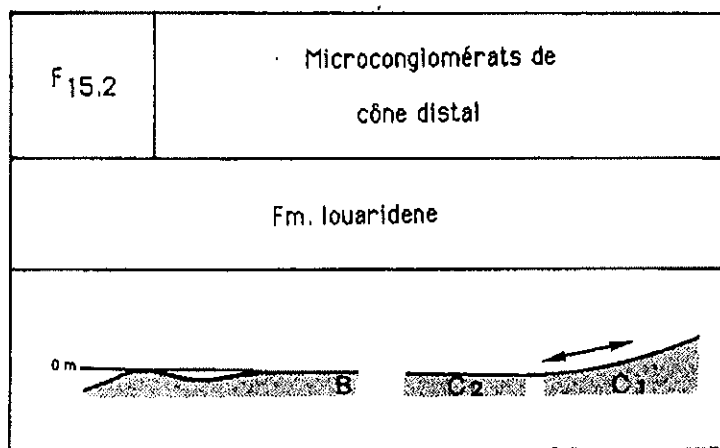
La morphologie est généralement lenticulaire à l'affleurement (1) et la stratification, le plus souvent arquée et entrecroisée, n'est visible que sur du matériel à granulométrie relativement fine (2).

le côté le plus développé présentant des intercalations argileuses à rares éléments grossiers.

- Structure interne soit désorganisée, ce qui est le cas général, soit à stratification oblique, arquée et entrecroisée (fig.23.2). Cette dernière n'est visible qu'au sommet de certaines lentilles et n'affecte qu'un matériel à granulométrie plus fine (diamètre inférieur à 1 mm) et mieux classé.

- Les éléments figurés sont généralement des débris roulés issus de l'érosion locale, galets mous grésopélitiques et grains calcaires coexistant au sein d'une matrice argileuse ou calcitique.

Ces microconglomérats correspondent aux dépôts résiduels qui tapissent la surface érosive du fond de certains chenaux.



Ce type de faciès est observé soit à la base des formations de Guettoua et Iouaridène lorsque ces dernières sont en contact anormal avec leur substratum, soit en lentilles éparses, bien individualisées au sein des argiles de "playa" de la formation d'Iouaridène.

Il s'agit de lentilles solitaires ou superposées (fig.24.1), érosives, de taille variable (2 à 10 m de largeur et 0,5 à 2 m d'épaisseur). Leur structure interne est généralement désorganisée bien que, parfois, s'observe un litage grossier en auge, semblable à celui décrit pour le faciès F14.1 (chenaux mineurs imbriqués). Notons finalement que la majorité des éléments figurés (fig.24.2) correspondent à des calcaires peu usés et mal calibrés.

Ces microconglomérats sont interprétés, dans le contexte, comme témoins de rivières en "tresse", caractéristiques de la partie aval d'un cône.

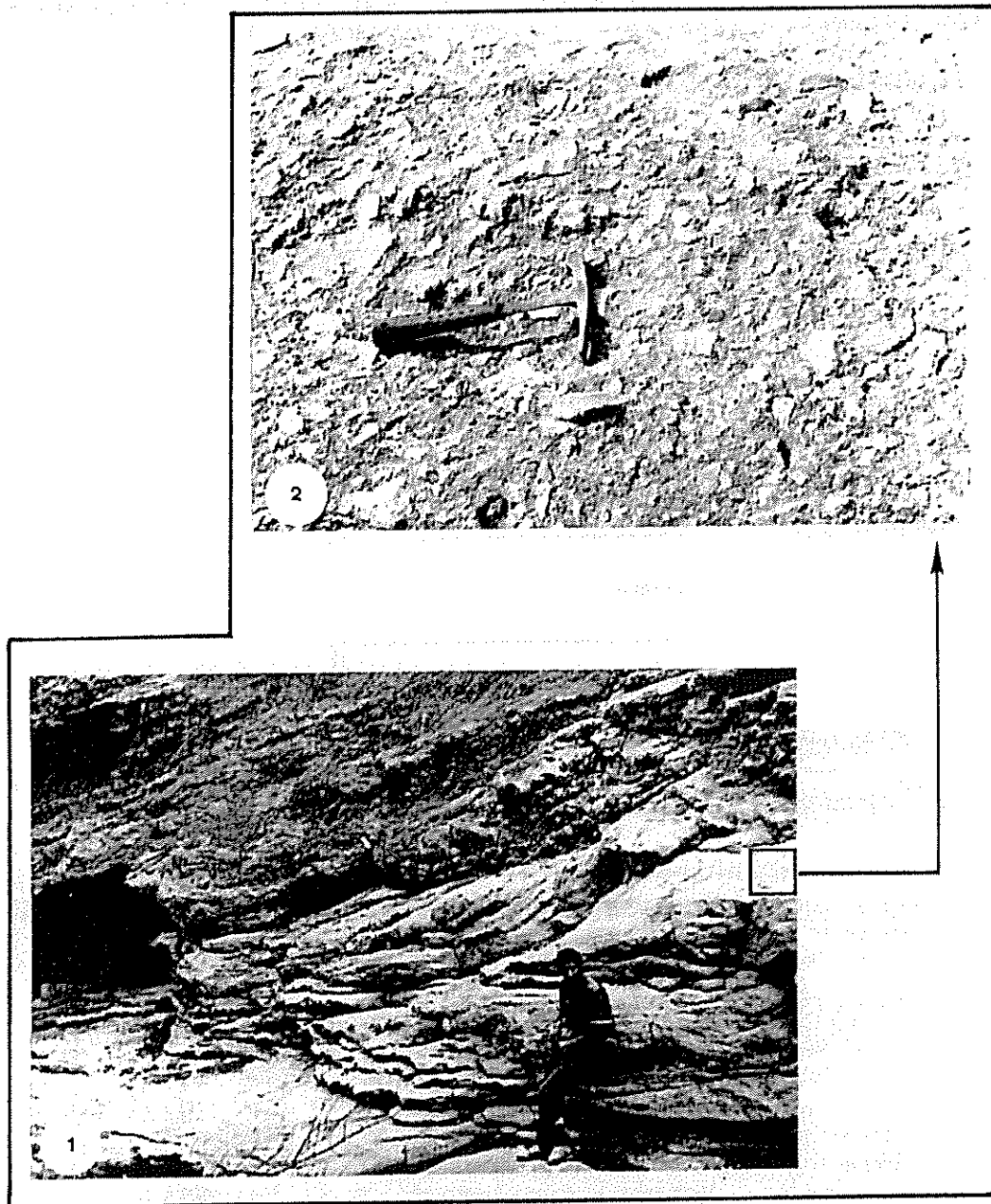
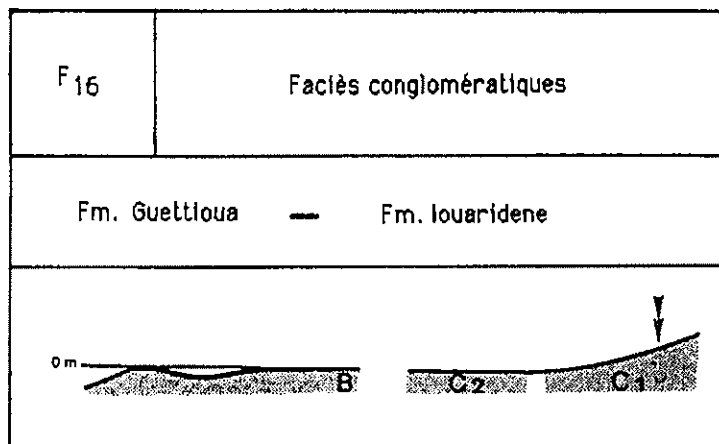


Fig. 24: Faciès microconglomératique de cône distal :

- 1- Noter l'organisation en lentilles à stratification en "auge";
- 2- Le matériel est mal trié et les éléments grossiers sont généralement anguleux.



Ces conglomérats ici considérés ont été observés à l'aplomb de la zone anticlinale Transrift-Jbel-Abbadine où ils affleurent soit à la base des formations de Guettloua et d'Iouaridène, au flanc Nord de cette dernière structure (synclinal de Ouauizaght), soit intercalés à la formation de Guettloua, et cela, sur des kilomètres carrés (SUBRA, 1980), dans la région d'Igharghar (synclinal de Tagleft).

Il s'agit de roches consolidées et inorganisées, formées de galets hétérométriques, d'ordre centimétrique à décimétrique, le plus souvent jointifs, à faible degré d'usure et d'origine diverses: calcaires, gréseux et basaltes coexistant au sein d'une matrice sableuse rouge.

Très rarement on a pu observer, associés à ces conglomérats, des dépôts de coulées boueuses (fig.25) identifiés essentiellement comme de type "débris flow" (HERAIL, 1984), en raison de la taille des éléments qu'ils présentent et de la matrice supportant ces éléments.

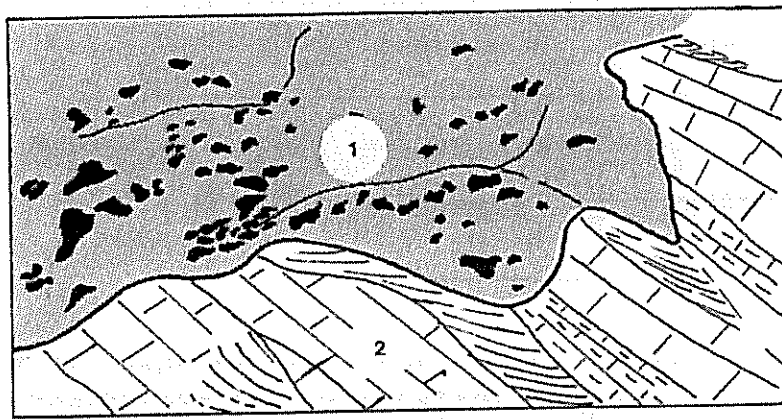


Fig. 25: Faciès 16: Conglomérat de coulées boueuses (1) (base de la fm. d'Iouaridène) discordant sur des bancs claires du Dogger (2).

2.3. CONCLUSION

Un total de 16 faciès ou groupe de faciès sont répertoriés dans la série étudiée. Ceux-ci s'échelonnent d'un milieu marin infralittoral à un milieu continental et témoignent de la grande diversité des paléoenvironnements qui se sont succédés dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal durant la période jurassico-crétacée étudiée.

Bien que ces divers faciès n'aient pas coexisté en même temps, nous avons préféré les visualiser tous dans la figure 26 (Planche 3. h.t) afin de répondre à la double ambition: faciliter la tâche à nous et aux lecteurs désireux d'aborder l'étude du paragraphe suivant (CH.3; étude des formations) sans trop s'attarder sur les détails relatifs aux faciès.

1. The first part of the document is a letter from the President of the United States to the Congress, dated January 1, 1861. It is a copy of the original letter, which is in the possession of the Library of Congress.

2. The second part of the document is a copy of the letter from the President of the United States to the Congress, dated January 1, 1861. It is a copy of the original letter, which is in the possession of the Library of Congress.

3. The third part of the document is a copy of the letter from the President of the United States to the Congress, dated January 1, 1861. It is a copy of the original letter, which is in the possession of the Library of Congress.

4. The fourth part of the document is a copy of the letter from the President of the United States to the Congress, dated January 1, 1861. It is a copy of the original letter, which is in the possession of the Library of Congress.

Etude des formations

CHAPITRE 3

ETUDE DES FORMATIONS

2.1. INTRODUCTION

Nous nous proposons dans ce paragraphe, de caractériser, d'un point de vue essentiellement sédimentologique, les différentes formations constituant la série mésozoïque étudiée.

Nos observations sont glanées, pour l'essentiel, dans les synclinaux d'Ait Attab et de Quaouizaght bien que, dans certains cas, nous nous référerions aux régions de Tagleft, Aghzif-Naour, Karia et Ozoud où des compléments d'informations ont été recueillis.

Les variations rapides d'épaisseur qu'offrent la majorité des formations nous ont amené à choisir nos coupes de référence dans les flancs nord des synclinaux, là où ces derniers offrent des séries épaisses, et surtout, plus complètes.

Afin de faciliter cet exposé, nous aborderons les différentes formations une à une en considérant successivement les points suivants:

- Historique et définition.
- Attributions stratigraphiques.
- Analyse séquentielle et description des coupes.
- Essai d'interprétation.

3.2. FORMATION DE TILOUGGUIT

3.2.1. Historique et définition

Les sédiments de cette formation constituent les dernières assises témoignant de la sédimentation marine jurassique dans l'Atlas de Béni-Mellal. Ils font suite, sans discontinuité, au dernier épisode carbonaté, de plate-forme, dit "barre à rhynchonelles", daté du Bajocien supérieur (ROLLEY, 1973 et REBOUILLAT, 1983).

BOURCART (1942) et DUBAR (1952) mettent en évidence le caractère littoral de ces dépôts, qui sont, par la suite, portés, sous le terme de "Jurassique continentale", dans la carte géologique du Maroc au 1/500000 (X.X. 1956-1959).

JENNY et al. (1981) proposent le terme de Tilouguit pour caractériser cette unité et la subdivisent en trois membres (cf. ch.1). Ce découpage est particulièrement évident dans la partie est du secteur étudié: synclinaux de Quaouizaght, Tagleft et Tilouguit où la série paraît bien développée: 60 à 80 m à Quaouizaght et environ 300 m dans la partie orientale de la cuvette de Tagleft.

A l'ouest, dans le synclinal d'Ait Attab notamment, cette trilogie n'apparaît pas et seuls des calcaires oolithiques et biodétritiques représentent les dernières récurrences marines jurassiques dans cette région.

3.2.2. Attribution stratigraphique

Cette formation est datée du Bathonien par BOURCART et al. (1942) en raison d'une faune, de lamellibranches et brachiopodes, récoltée plus à l'Est, dans les calcaires sommitaux de la formation de Tilouguit. Cette association est la suivante:

Lamellibranches: Camponectes (Pecten) lens, Plagiostoma annonsii,

Mytilus laitmarensis.

Brachiopodes: Terebratula globosa, Terebratula cf. intermedia,

Zeilleria waltonii, Zeilleria digonia et

Sphérotiaris méandrina.

3.2.3. Analyse séquentielle et description des coupes:

Les nombreux faciès observés, leur grande variabilité tant horizontalement que verticalement, nous portent à confirmer l'aspect littoral évoqué par les auteurs pour l'unité de Tilougguit.

Deux coupes de références nous permettent de décrire les caractéristiques et l'évolution de cet environnement littoral: une première coupe dans le flanc nord-ouest du synclinal de Quaouizaght et une seconde dans le flanc nord du synclinal d'Ait Attab.

3.2.3.1. Coupe de Quaouizaght (fig. 28):

Cette coupe se situe à proximité du barrage de Bin-El-Ouidane (fig.27) où, les baisses récentes du niveau d'eau laissent affleurer la formation de Tilougguit en sa totalité.

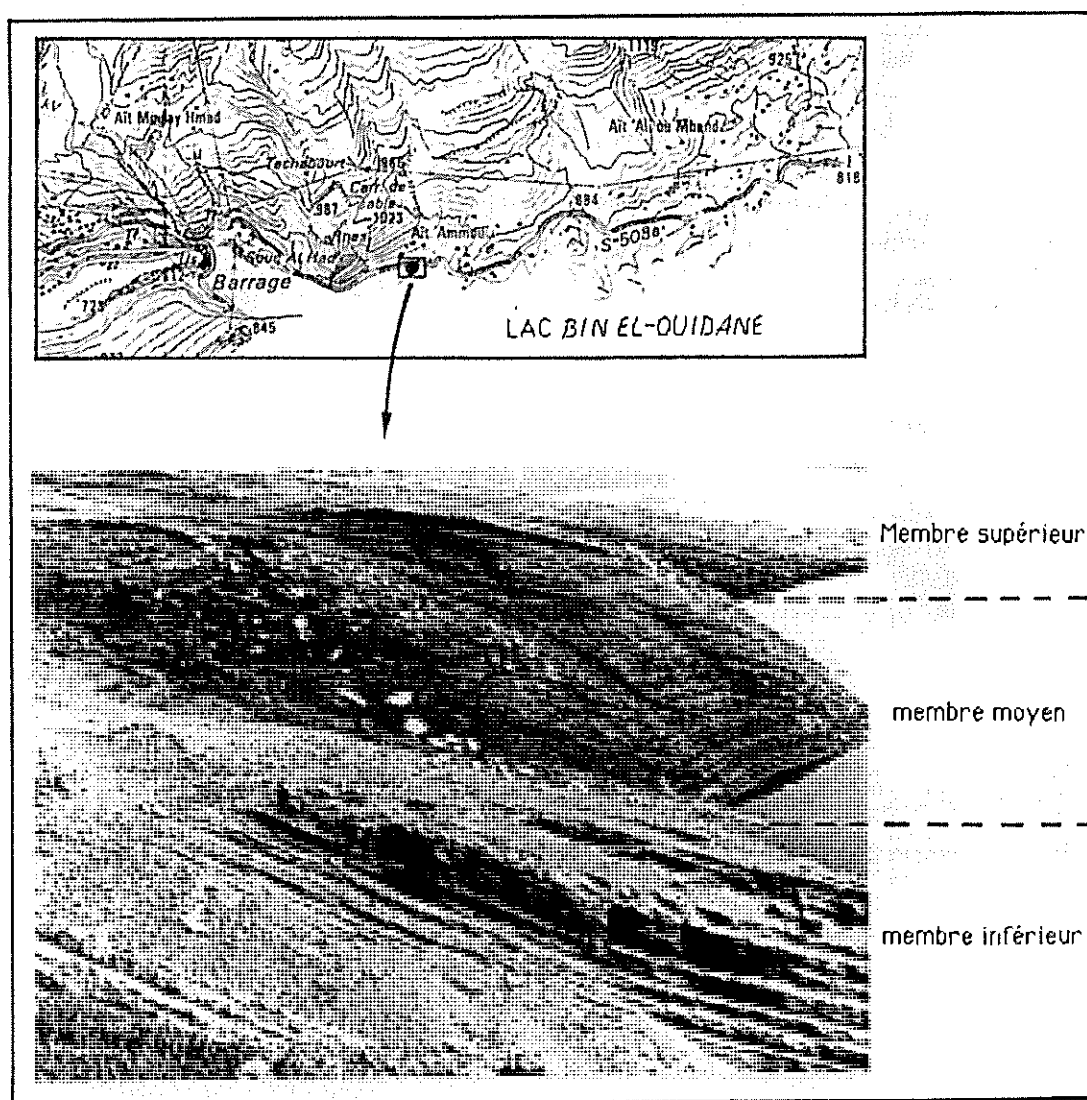


Fig. 27 : Localisation de la coupe de la formation de Tilougguit dans le synclinal de Quaouizaght.

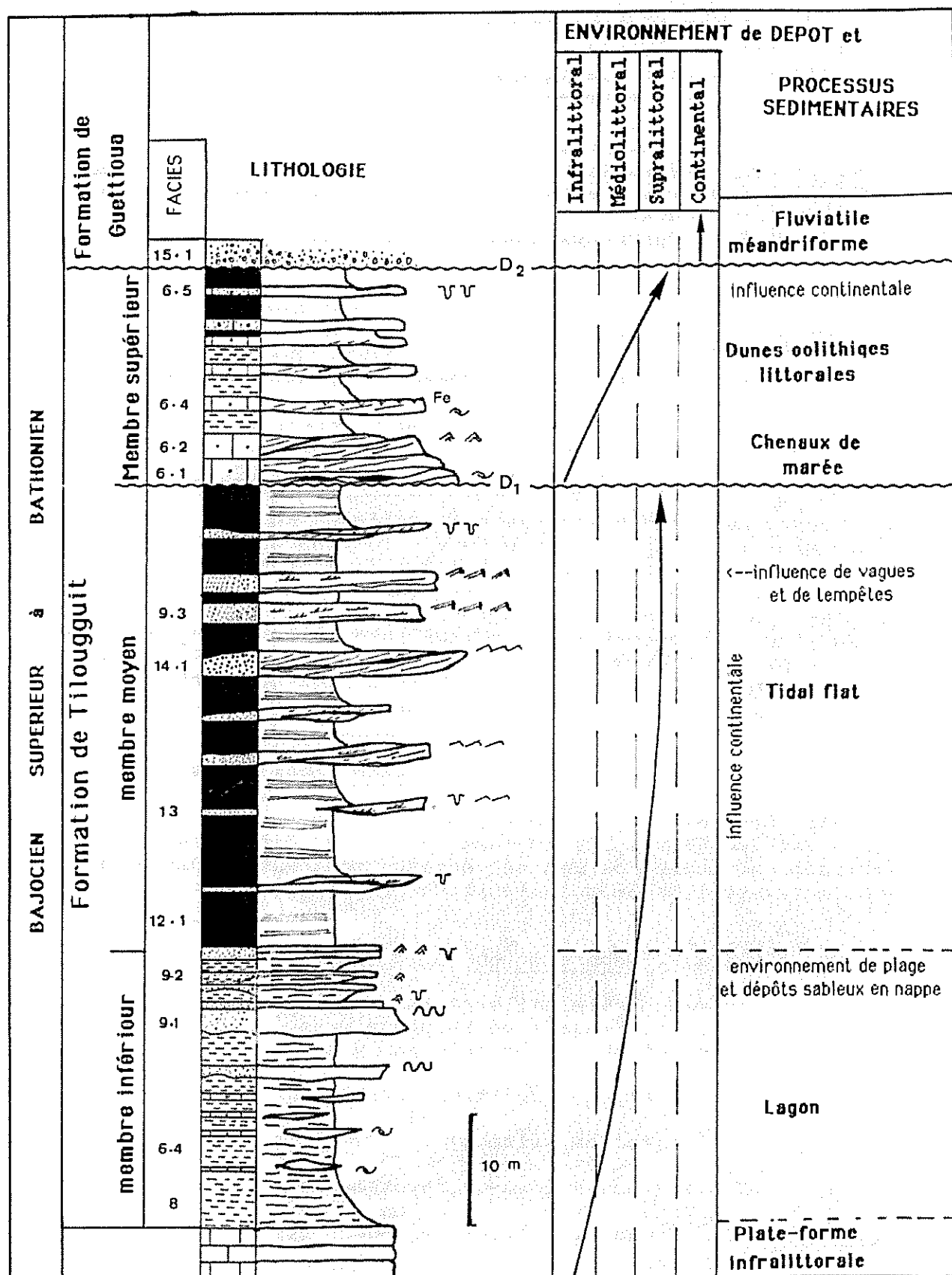


Fig. 28 : Formation de Tilouguit , coupe de Ouauizaght .

Les trois membres, définis par JENNY et al. (1981), et que nous retiendrons pour décrire l'ensemble, correspondent à trois environnements distincts:

3.2.3.1.1. Membre inférieur

Ce membre affleure sur une épaisseur d'environ 20 à 25 m et présente une couleur jaune à beige à l'affleurement. Il est constitué essentiellement par les marnes du faciès F8 (marnes sableuses litées) auxquelles sont associés les faciès:

F6.3: oosparites gréseuses;

F9.1: sables ~~ou~~ nappes;

F9.2: sables à rides d'oscillation symétriques.

L'énergie de dépôt faible à modérée et la pauvreté des marnes F8 en microfaune témoignent de l'installation d'un domaine de plate-forme qu'on interprète comme caractéristique d'un environnement de lagune abritée où les influences marines restent modérées.

Des processus sédimentaires particuliers peuvent localement s'observer. IL s'agit, d'une part, du piégeage de particules oolithisées dans de petites dépressions (phénomènes matérialisés par les petites lentilles du faciès F6.3 qu'on voit disséminées dans les marnes à partir du second tiers du membre et d'autre part de l'arrivée de matériel sableux chenalisé (faciès 9.1) dont l'origine pourrait être, soit la destruction de certaines barres, soit les chenaux fluviaux semblables à ceux qu'on observe dans le second membre de la formation de Tilouguit (cf. 2.2.3.1.2).

Finalement le sommet de ce membre montre une évolution progressive vers un environnement de plage comme en témoignent la succession de séquences élémentaires de type "coarsening upward" (fig.29). Ces dernières correspondent à un enrichissement en sable (faciès F9.2) des marnes F8. Les rides symétriques, fossilisées au sommet de ces séquences, montrent une orientation approximativement NW-SE du paléolittoral (cf. fig.29).

3.2.3.1.2. Membre moyen.

Ce second membre affleure sur environ 35 à 40 m. Il se détache par sa teinte rouge à versicolore du fond gris-beige qui caractérise la formation. Les faciès qui y sont observés sont les suivants:

F12.1: argiles du "tidal flat";

F13 : faciès silteux;

F14.2: faciès gréseux, système méandriforme;

F9.3 : sables à rides de vagues asymétriques.

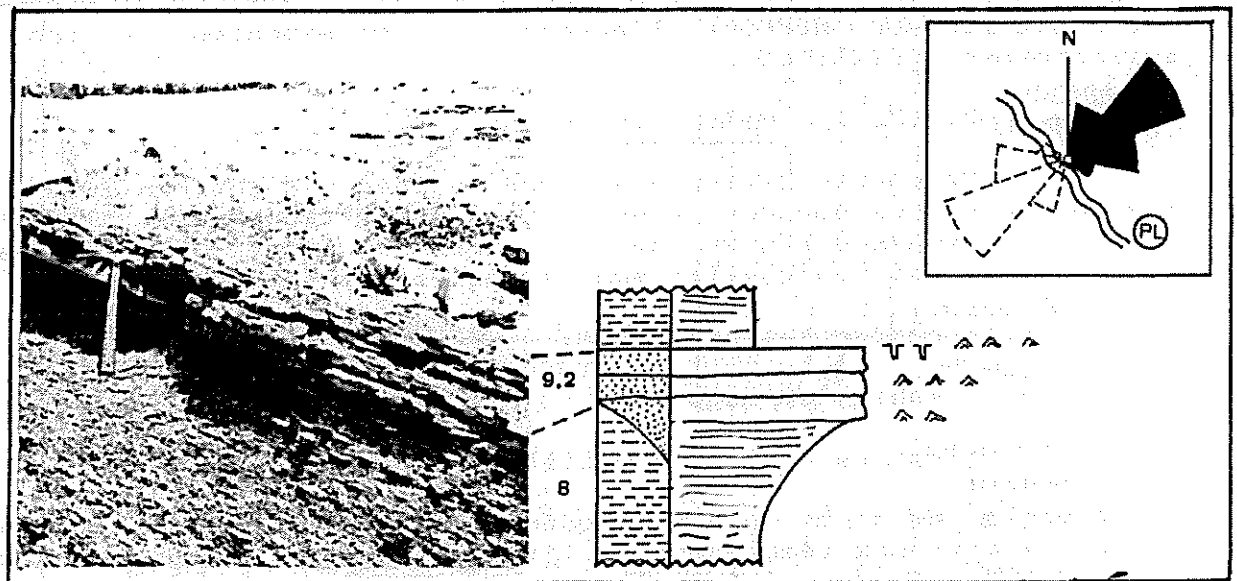


Fig. 29 : Séquence granodécroissante caractéristique d'un environnement de plage (1) et orientation NW-SE (2) du paléolittoral (PL), déduite des directions des rides observées au sommet de telles séquences .

Ces faciès s'organisent en trois types de séquences élémentaires:

La première correspond aux argiles du "tidal flat" décrites dans le chapitre II (p. 43). Les deux termes (argiles varvées et argiles compactes marmorisées) qui la composent traduisent les fluctuations de la nappe d'eau - périodes de "haut tidal flat" et de "bas tidal flat"- dans un environnement de dépôt argileux.

Le second type évoque la séquence de "point bar" (ALLEN, 1970; MIAL, 1981); elle est de type "fining upward" et traduit le comblement d'un chenal (fig.30.1).

Cette séquence associe de bas en haut, les faciès suivants: F14.2---> F13 ---> F12 (fig.30.2). Cette dernière succession reste, en fait, rare à l'affleurement car le comblement de la majorité des chenaux observés est essentiellement assuré par des lentilles du faciès F13.

Nous avons noté par ailleurs, au sein de certaines séquences, des surfaces de réactivation (fig.31) traduisant les différents arrêts et reprises de sédimentation dans ces chenaux.

Nous interprétons ces derniers comme résultant des incisions des différents cours d'eau sur la plaine supratidale et de leur comblement par les sédiments terrigènes d'origine continentale proche.

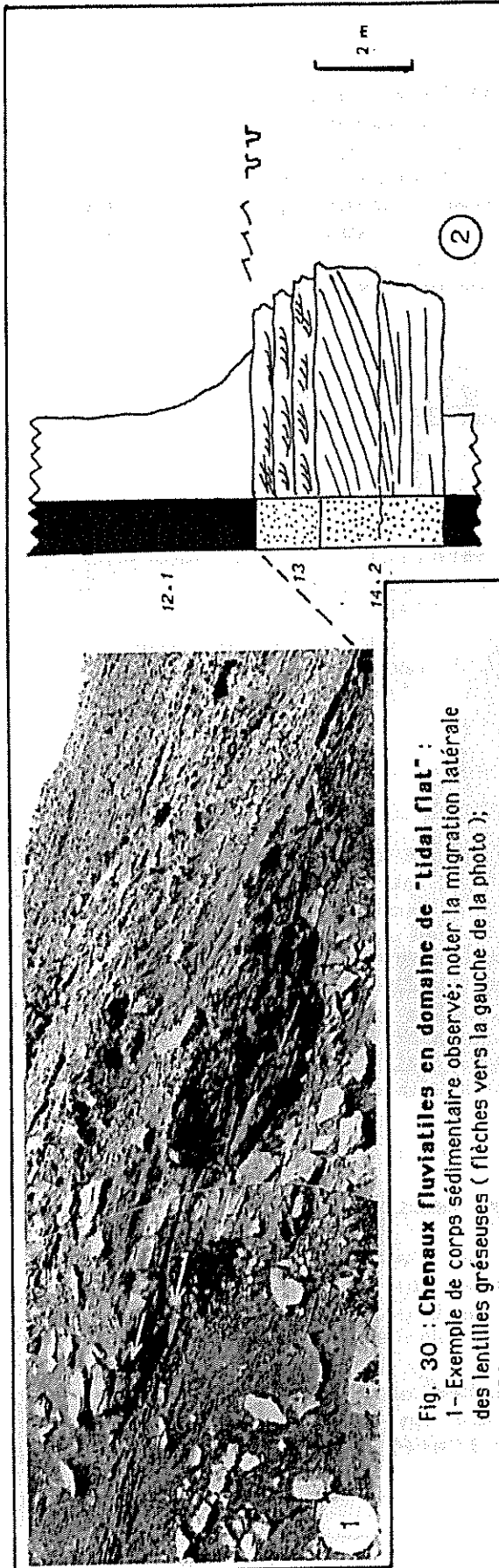


Fig. 30 : Chenaux fluviaux en domaine de "tidal flat" :
 1- Exemple de corps sédimentaire observé; noter la migration latérale
 des lentilles gréseuses (flèches vers la gauche de la photo);
 2- Séquence type .

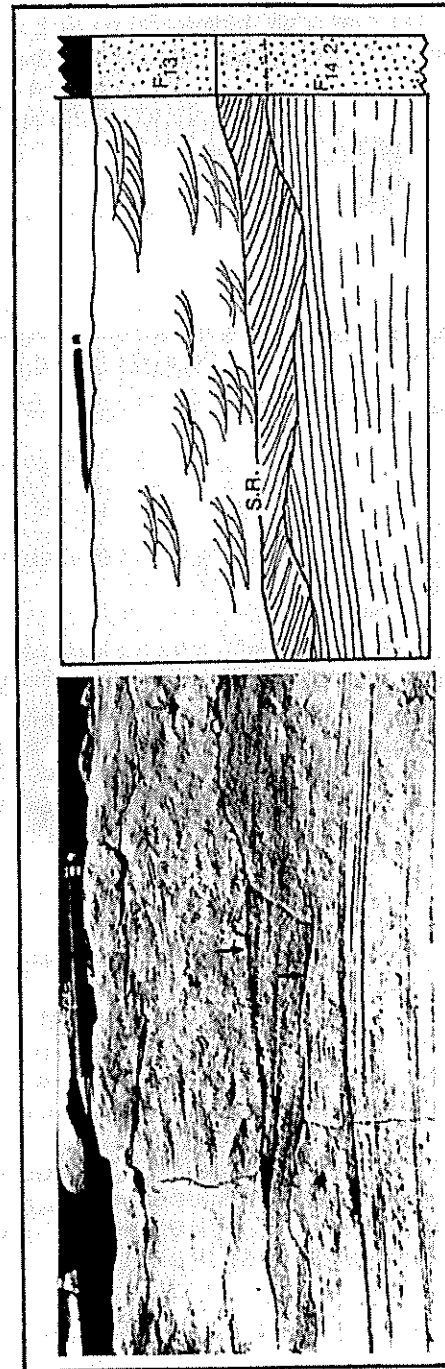


Fig. 31 : Exemple de surfaces
 de réactivation (SR) observées
 dans les faciès de remplissage
 des chenaux .

Le dernier type de séquences (cf. fig.15), s'observe au sommet du membre. Il s'agit des barres du faciès F9.3 qui se distinguent, des autres faciès par leur couleur verte à grise et leur aspect massif. Ces séquences ne montrent pas de variations granulométriques notables à l'échelle verticale. Le matériel paraît bien trié et seul le litage observé nous permet de parler de séquence. En effet, le litage plan, continu, parfois ondulé et ravinant à la base des bancs traduit des conditions hydrodynamiques plus fortes que celles qui engendrent le litage de rides observé au milieu et au sommet des bancs.

A la suite de DE RAAF et al. (1977) nous interprétons ces barres comme des structures édifiées sous l'action des vagues, sans exclure une probable action des tempêtes notamment pour la genèse des structures observables à la base des séquences.

Conclusion:

Le membre moyen traduit l'installation d'un environnement supralittoral où la sédimentation, terrigène, est liée à des processus d'écoulement et de décantation. L'influence continentale reste dominante jusqu'au sommet de ce membre où des conditions médiolittorales deviennent manifestes. Ces dernières sont vraisemblablement liées à l'action des vagues et probablement des tempêtes.

3.2.3.1.3. Membre supérieur

Cette troisième unité de dépôt constitue une alternance de calcaires biodétritiques gris et de marnes vertes puis rouges au sommet. Elle affleure dans la région sur environ 10 à 15 m d'épaisseur et se compose des faciès suivants:

F6.1: oosparites lumachelliques à *Mytilus* et petits gastéropodes;

F6.2: oosparites bioclastiques en bancs lenticulaires;

F6.4: oosparites bioclastiques;

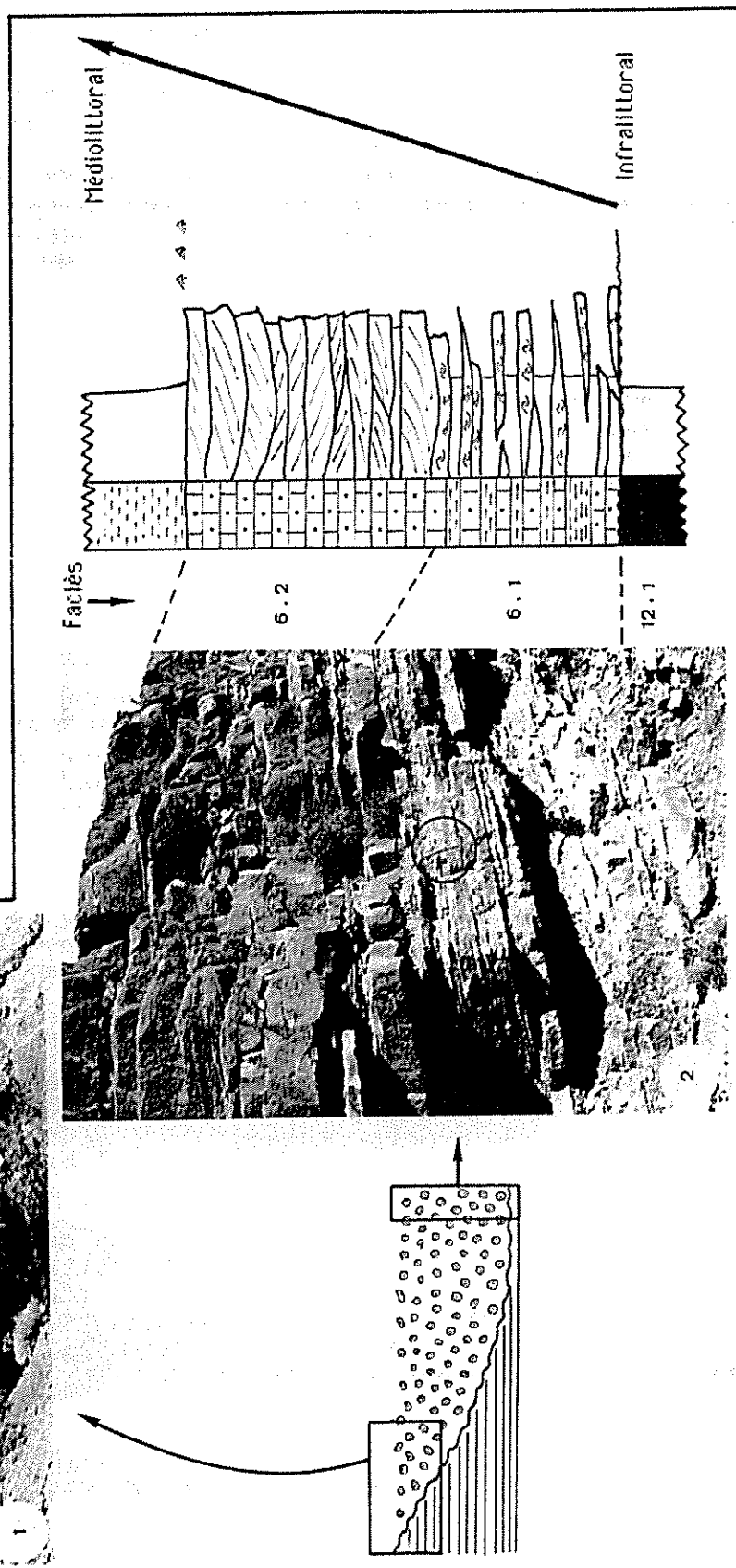
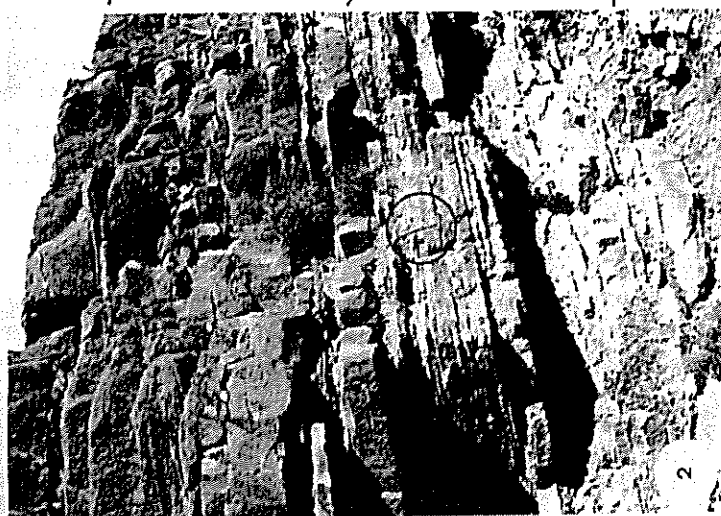
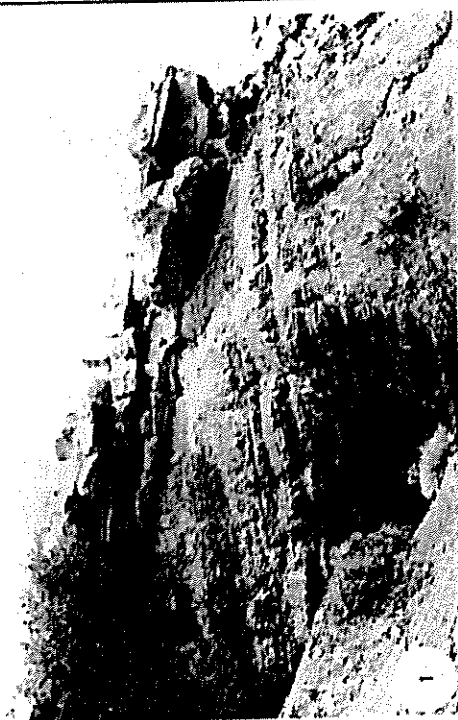
F6.5: grès à ciment sparitique et à oolithes diffuses;

F6m : marnes associées aux calcaires oolithiques.

Ces faciès s'organisent en séquences de type calcaire ----> marne. Depuis la base jusqu'au sommet du membre, ces séquences sont stratodécroissantes et montrent une évolution nettement régressive.

Trois variantes de séquences caractérisent cette évolution: La première est observée à la base sur un affleurement situé 1 km plus loin (X: 169,2- Y: 401,2) de l'affleurement où est décrite la coupe de référence.

Fig. 32 : Chenal de marée / **Formation de Tilougguit:**
 1- Extrémité du chenal : noter l'érosion progressive des argiles du "tidal flat" sous-jacentes;
 2- Séquence type observée.



Il s'agit d'une lentille déposée sans une gouttière d'environ 7 m de profondeur creusée entièrement aux dépens des sédiments du "tidal flat" sous-jacents. La séquence relevée au centre de la lentille (fig.32) est constituée par la succession des faciès (F6.1 + F6.m) ----> F6.2 ----> F6.m. Les marnes associées au faciès lumachellique F6.1, à la base de la séquence, n'apparaissent que sous forme de passées très réduites. Elles sont bioclastiques et très riches en microfaune: ostracodes, textulariidés, ataxophrogmiidés et ammodisciidés.

Le second terme (faciès F6.2) est plus épais et montre une surface souvent ferruginisée et affectée, localement, de rides d'oscillation symétriques.

Le dernier terme est formé de marnes jaunes, peu fossilifères (quelques ostracodes et textulariidés); ces marnes paraissent déborder largement la gouttière au fond de laquelle sont cantonnés les deux premiers termes de la séquence.

Nous interprétons cette dernière comme relevant d'un dépôt de chenal de marée (fig.33). Elle traduit un brusque retour à des conditions infralittorales.

La deuxième variante de ces séquences caractérise des barres littorales et montre la succession de faciès F6.4 ----> F6.m (fig. 34). Les marnes, de couleur jaune à verte, sont gréseuses et moins riches en microfaune alors que le faciès lumachellique F6.1 n'apparaît que sous forme de petites passées disséminées au sein des calcaires F6.4.

La dernière variante, observée à l'extrême sommet du membre, est formée par la succession F6.5 ----> F6.m. Les marnes F6.m sont rouges, gréseuses et ne fournissent que de rares ostracodes.

Ce dernier type de séquences couronne la série et témoigne d'un retour à des conditions marginolittorales et d'un retour du flux terrigène sur notre région.

Conclusion:

Ce dernier membre de la formation de Tilougguit traduit un retour brusque (discontinuité D1 nette) à un milieu marin infralittoral évoluant très vite vers l'émersion. IL forme une mésoséquence régressive correspondant au comblement rapide (épandages oobioclastiques sous forme de dunes ou mégarides) et ultime, en milieu marin littoral, de cette région.

Remarque:

Les observations effectuées dans la partie occidentale du synclinal de Tagleft montrent que la formation de Tilougguit présente, à la limite du premier et du second membre, le faciès particulier F10.1 (calcaire gréseux à débris

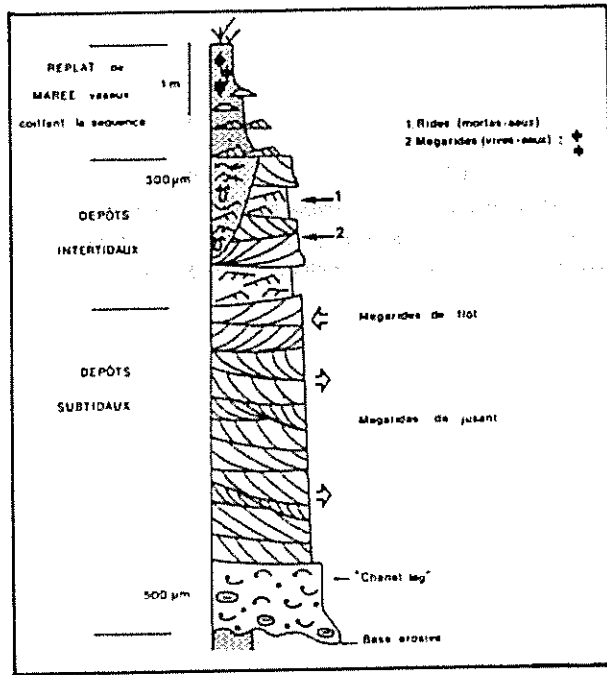


Fig. 33 : Séquence type de comblement de chenal de marée (D'après FENIES et al., 1986)

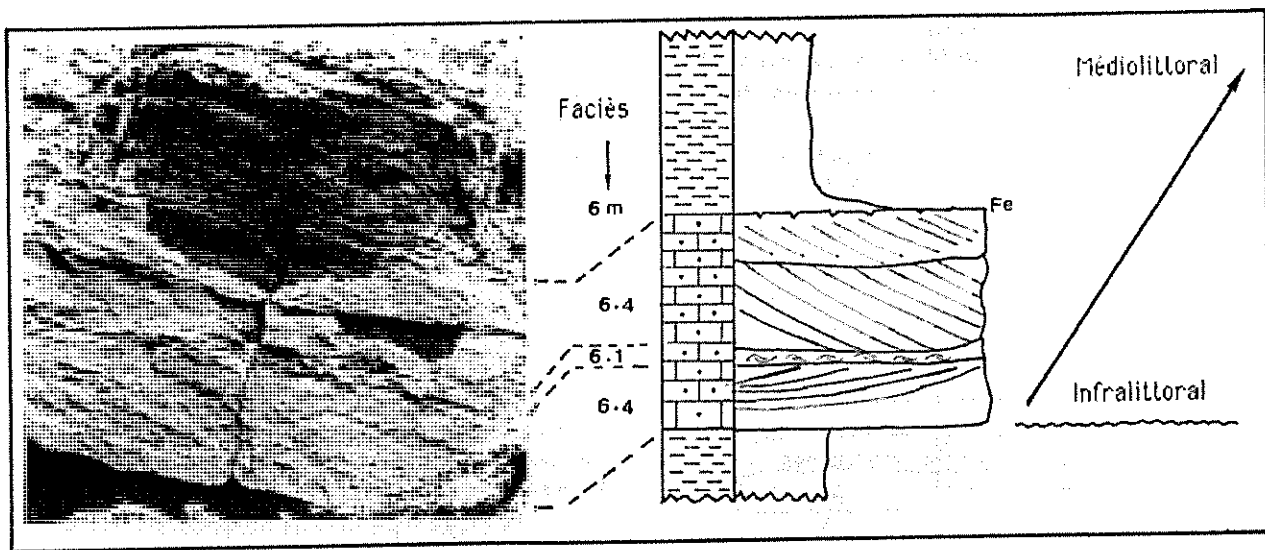


Fig. 34 : Séquence de barre littorale : F_{6.4} ---> F_{6m}

ligniteux), non observés dans la coupe de Duaouizaght. De plus elle s'épaissit considérablement vers l'Est (300 m d'épaisseur selon JENNY et al., 1981).

3.2.3.2. Coupe d'Ait Attab (fig.35)

La formation de Tilougguit n'apparaît pas dans cette région. On constate plutôt un passage progressif et rapide d'un milieu marin de plate-forme (unité 9 de RESQUILLAT, 1983) à un milieu continental fluviatile.

Une coupe illustrant ce passage peut être décrite à partir d'observations faites au flanc nord du synclinal (X: 369,8 - Y: 173).

Au dessus d'un dernier bancs calcaire contenant de nombreux brachiopodes et polypiers on observe la succession suivante:

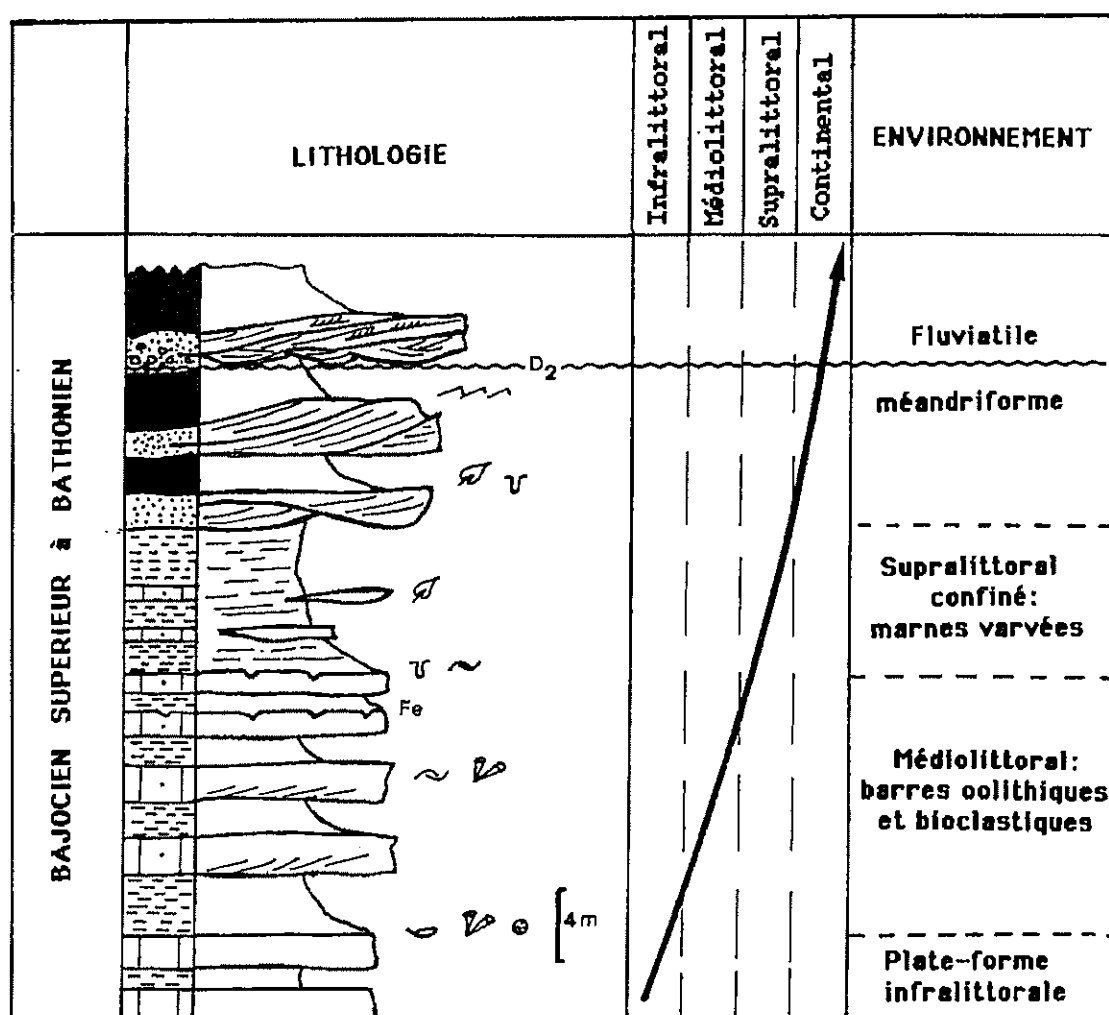


Fig. 35 : Termes de passage entre les calcaires de plate-forme bajociens et les grès de la formation de Guettlioua dans la coupe d'Ait Attab.

- Sur 15 m d'épaisseur, une répétition de séquences élémentaires: calcaire oolithique (F6.4) ----> marnes. Les bancs calcaires sont stratodécroissants et bioclastiques: quelques fragments isolés et arrondis de polypiers à la base de la série, mytilidés, gastéropodes, et de nombreux morceaux de bois flotté, notamment vers le sommet. Les marnes sont de couleur jaune, bioclastiques et riches en ostracodes.

- Sur 6 m, affleurent des marnes de couleur rouge lie-de-vin: il s'agit d'une succession de fines lamines, évoquant une sédimentation varvée, et à la base desquelles, on note encore intercalées, de minces lentilles calcaires à bois flotté. Ces marnes seraient l'équivalent probable du premier membre de la formation de Tilougguit, décrite dans la coupe de Quaouizaght.

Viennent ensuite les premières récurrences gréseuses, il s'agit essentiellement de séquences positives, témoins d'un système fluviatile méandrique peu développé (cf. 3.3.3.2.2).

Ces niveaux seraient probablement l'équivalent latéral du second membre de la formation de Tilougguit, développé plus à l'est (coupe de Quaouizaght).

La discontinuité D2 est représentée au sommet de cette série par l'apparition de conglomérats, issus de l'érosion locale des niveaux du Dogger marin sous-jacent.

Conclusion:

Cette série corrobore le mégaséquence régressive déjà amorcée au sein de la série carbonatée sous-jacente (mégaséquence R4; REBOUILLART, 1983). Les séquences observées témoignent d'un environnement médiolittoral où le comblement se fait essentiellement par des barres bioclastiques et oolithiques. Cette évolution régressive est clôturée par le dépôt des marnes, à structure varvée, témoins d'un environnement marginolittoral confiné puis par les premières récurrences gréseuses franchement continentales.

3.2.4 Essai d'interprétation:

Les figures 36 et 37 illustrent une corrélation possible entre les coupes d'Ait Attab et de Quaouizaght (fig.36) ainsi que l'organisation supposée des différents membres constitutifs de la formation de Tilougguit (fig.37).

Les deux premiers membres de cette dernière, définis dans la coupe de Quaouizaght, seraient les derniers termes d'une séquence de dépôt déjà entamée avec les calcaires sous-jacents (mégaséquence R4 de REBOUILLART, opt. citée).

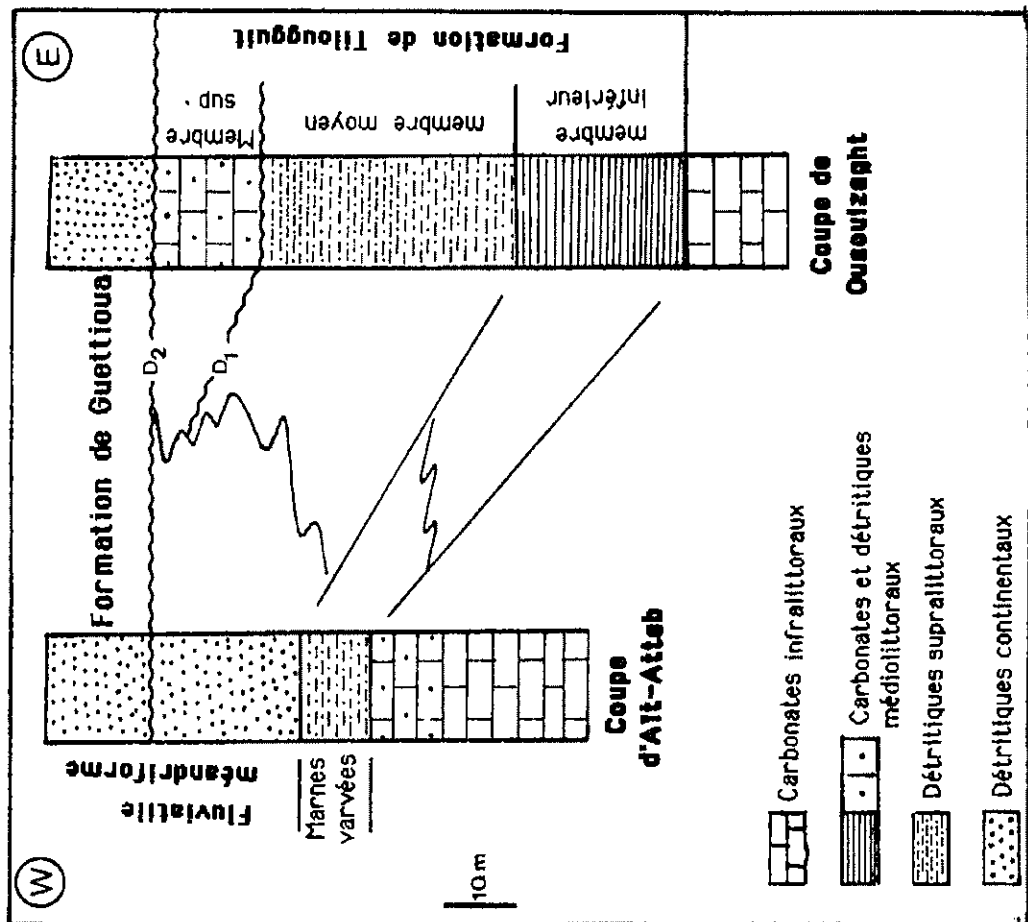


Fig. 36 : corrélation probable entre les divers termes représentatifs de la formation de Tilougguit dans les coupes d'Ait Attab et de Ouaouizaght .

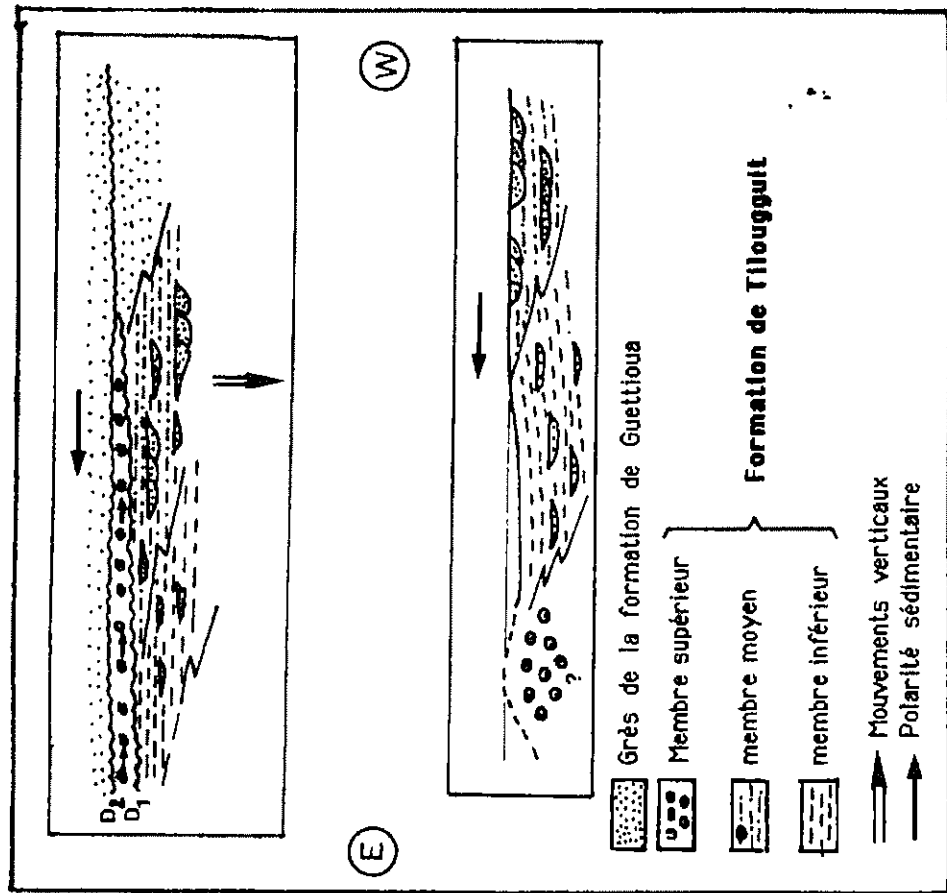


Fig. 37 : Organisation supposée des divers membres de la formation de Tilougguit et leur évolution dans le secteur de Ouaouizaght .

L'évolution sédimentaire de cette séquence de dépôt se montre régressive et revêt un caractère de comblement. Elle présente une évolution progressive d'un pôle carbonaté à un pôle gréseux.

La discontinuité D1, mise en évidence à la base du dernier membre de la formation de Tilougguit prend, à notre avis, une valeur locale. Elle limite, à la base, un prisme sédimentaire dont le dépôt est interprété comme lié à un mouvement de subsidence, probablement témoin d'une reprise du jeu de blocs, très bien mis en évidence pour la série mésozoïque sous-jacente et sus-jacente (cf. CH.4).

A l'échelle du sillon atlasique, cette formation fait partie d'un vaste complexe terrigène se développant vers l'Est. En effet, ses dépôts sont peu manifestes à Ait Attab, épais d'environ 80 m à Quaquizaght et Tagleft-Ouest, et atteignent 300m à Tagleft-Est.

Finalement, des dépôts analogues (la formation d'Anemzi de STUDER, 1980), sont décrits au centre de la fosse atlasique où leur épaisseur dépasse 1000 m. Nous sommes tentés de voir dans cette disposition celle d'un prisme deltaïque évoluant, par propagation vers l'Est et le Nord-Est.

3.3. FORMATION DES GRÈS DE GUETTIOUA

3.3.1. Historique et définition

A la suite de JENNY et al. (1981), nous appellerons "formation des grès de Guettioua" une alternance de grès à aspect lenticulaire et d'argiles (cf. 1.2.4.1) reposant, au centre des bassins, sur les derniers termes du Dogger marin (formation de Tilougguit) et supportant les pélites rouges de la formation d'Iouaridène. Des coulées volcaniques (horizon B1) viennent soit s'interstratifier à sa partie supérieure, soit la séparer de la formation sus-jacente d'Iouaridène.

L'une des caractéristiques principales de cette formation est sa variation d'épaisseur, reconnue à deux échelles:

- A l'échelle de chaque structure synclinale, apparaît un mécanisme de subsidence différentielle, mis en évidence par la majorité des auteurs ayant travaillé dans la région. La série se montre, en effet, très puissante sur l'un des flancs alors qu'elle s'avère réduite voir même absente sur l'autre.

- A l'échelle régionale et sur une transversale E-W, les grès de Guettioua offrent un gradient d'épaississement vers l'Est. A ce titre on peut citer quelques épaisseurs maximales observées dans quelques synclinaux, d'Ouest en Est: 50 m à Karia, 100 m à Ait Attab, 180 m à Ouaoizaght et plus de 700 m à Tagleft et Tilougguit.

3.3.2. Attribution stratigraphique

Les critères disponibles pour la datation de la formation de Guettioua sont de trois ordres:

- Géométriques: dans l'ensemble du secteur étudié et notamment au centre des bassins, le passage des couches de Tilougguit aux premières assises de notre formation paraît progressif et ne témoigne d'aucun hiatus sédimentaire important.

- Radiométriques: la datation d'une coulée basaltique (horizon B1), située au sommet des grès dans l'extrémité est du synclinal d'Ait Attab (région d'Ait-Fattak) donne un âge de 169 ± 9 m.a. (WESTPHAL et al. 1979), soit un âge Bathonien.

- Paléontologiques: elle renferme les meilleurs gisements de Dinosaures du Haut-Atlas septentrional. Il s'agit essentiellement d'ossements et d'empreintes (fig.38) de Dinosauriens, Théropodes et Sauropodes.

Le meilleur exemple dont on dispose est celui d'un squelette

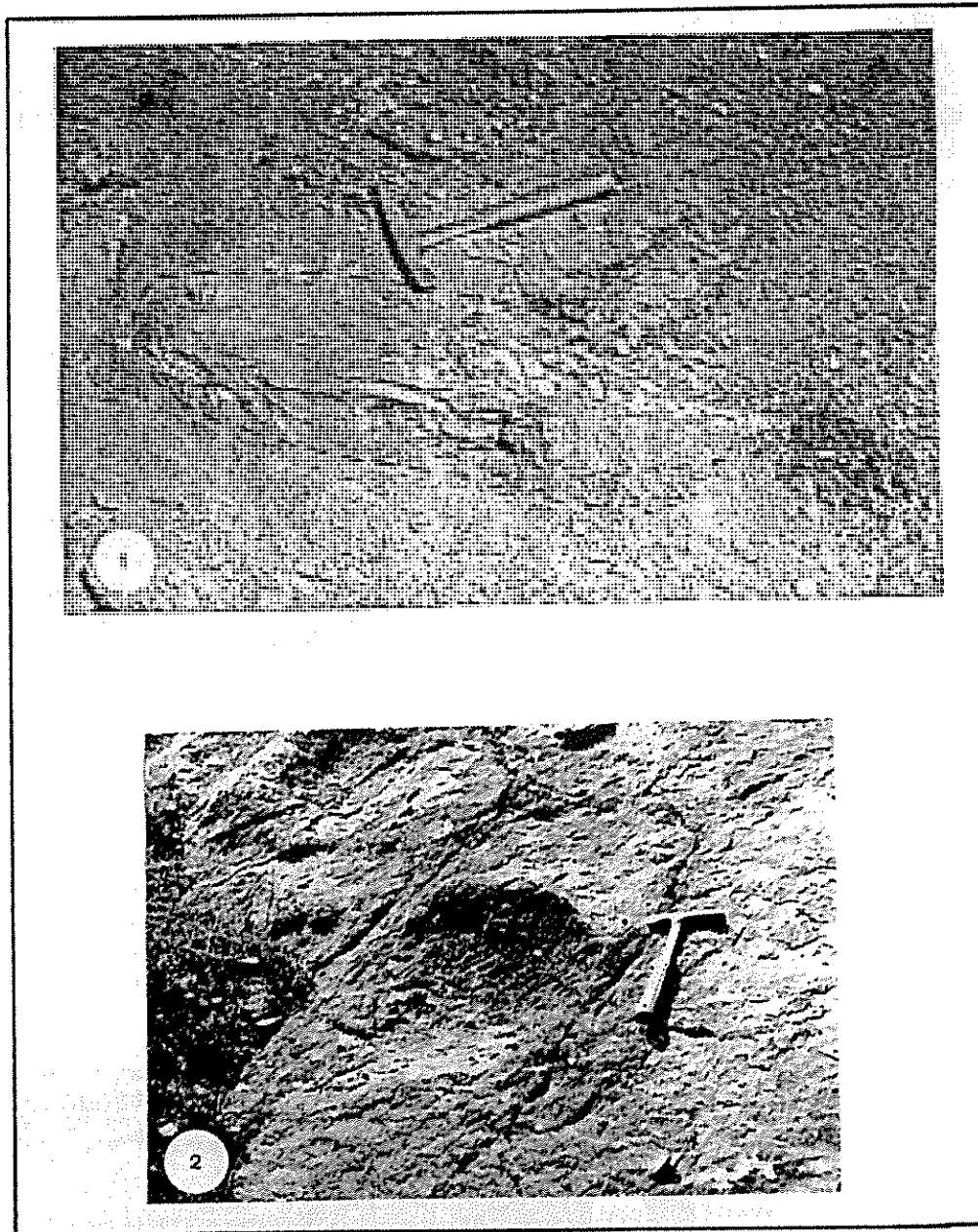


Fig. 38 : Traces et restes de Dinosauriens dans les grès de la formation de Guettious:

- 1- fragment d'os (probablement une partie d'un membre); synclinal d'Aït Attab;
- 2- empreinte de pas sur la surface d'un banc de grès; synclinal de Ouauizaght.

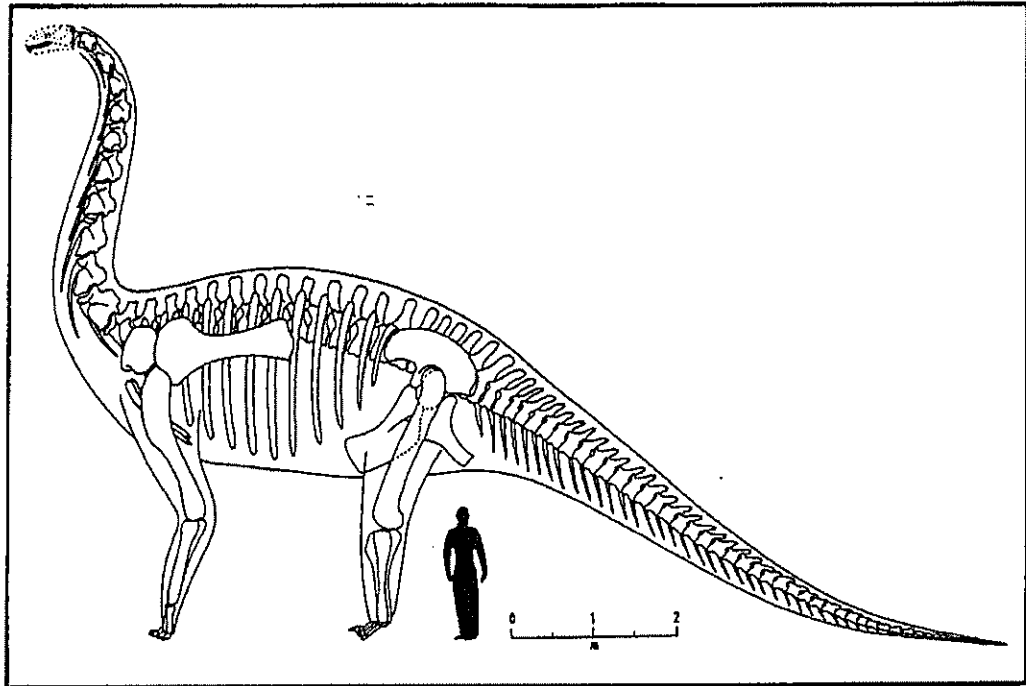


Fig. 39 : Essai de reconstitution de *Cetiosaurus mogrebiensis* De Lapparent (in MONBARON, 1983).

complet de *Cetiosaurus mogrebiensis* DE LAPPARENT (MONBARON et TAQUET, 1981; fig.39) caractéristique du Bathonien. Ce dernier fut découvert dans les assises basales occupant le bassin de Tilougguit.

L'ensemble de ces arguments plaident donc en faveur d'un âge Bathonien pour cette formation.

3.3.3. Description des coupes et analyse séquentielle

En raison des remarquables variations d'épaisseur et de l'aspect généralement lenticulaire des corps sédimentaires présents dans cette série, une coupe de référence précise nous paraît sans grand intérêt. Nous nous limitons donc à la description des différentes associations de faciès reconnues et nous soulignerons, par la suite, sommairement, leur évolution dans quelques coupes.

3.3.3.1. Associations de faciès

Les faciès reconnus dans la série des grès de Guettoua sont:

- F12.2: argiles de plaines d'inondation;
- F13 : faciès silteux,
- F14.2 : faciès gréseux, système méandrique;
- F15.1 : microconglomérats de fond de chenaux;
- F16 : faciès conglomératique.

Les diverses associations présentées par ces faciès témoignent d'un environnement de plaine alluviale parcourue par un réseau fluvial méandrique:

- La séquence type, caractéristique d'un tel environnement montre l'enchaînement des faciès suivants: F15.1 ----> F14.2 ----> F13 ----> F12.2 (fig.40), sur des épaisseurs variant de 2 à 18 m.

Il s'agit d'une séquence d'accrétion latérale, de type fining-upward, dite de "point-bar" (fig.41). Elle traduit les diverses phases de la vie d'un chenal fluvial depuis sa création jusqu'à son comblement final.

Outre cette séquence, d'autres associations, moins complètes, de ces mêmes faciès témoignent du même environnement fluvial. A ce sujet on peut citer, à titre d'exemples, les associations suivantes:

- dépôts de levée naturelle (fig.42): formés par une alternance des faciès F12.2 et F13. Ils caractérisent les bordures des chenaux en périodes de crues.

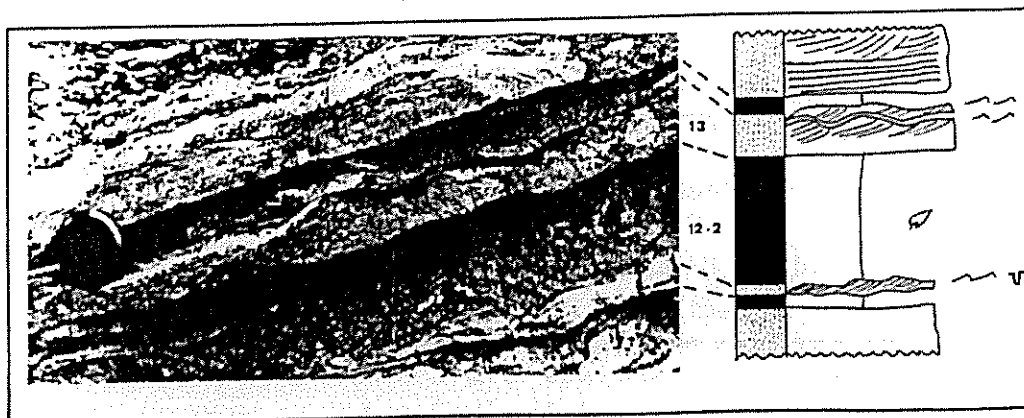


Fig.42: Dépôts de levées naturelles: association des faciès F12.2 et F13

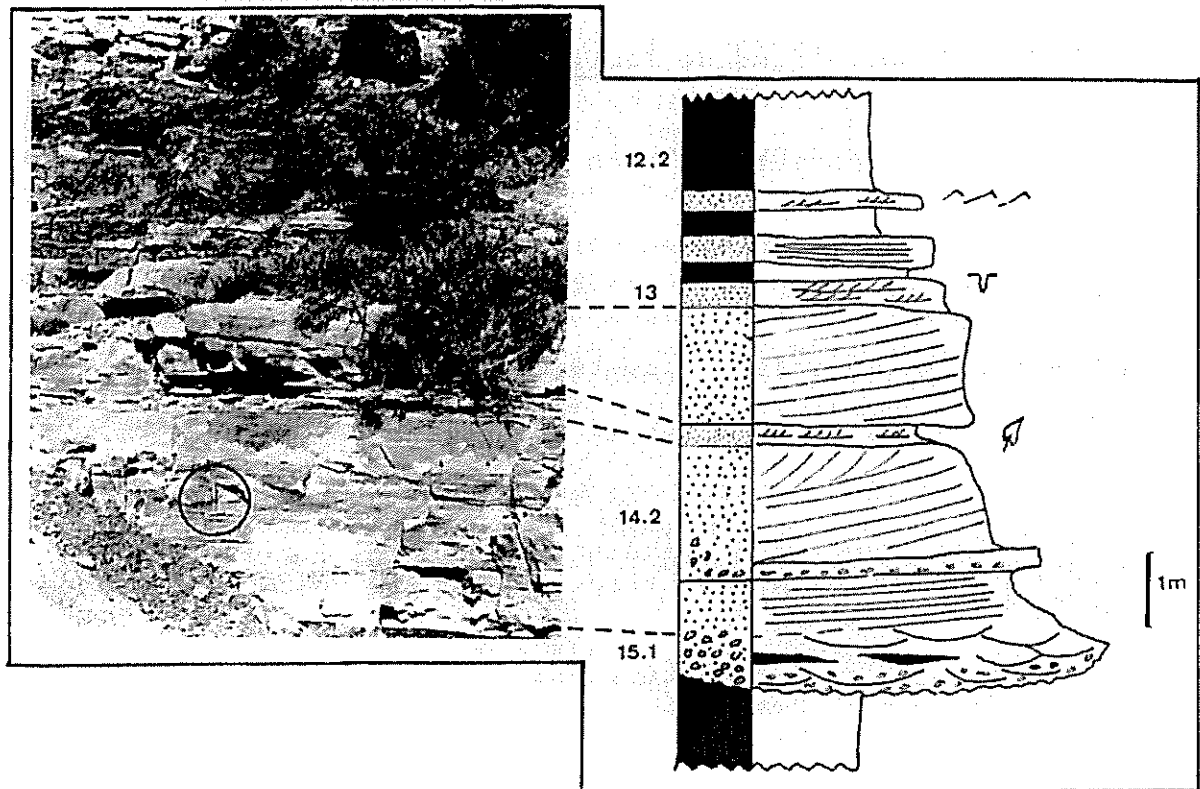


Fig. 40 : Exemple de séquence fluviale caractéristique de nombreux horizons de la formation de Guettoua (système fluviale méandrique).

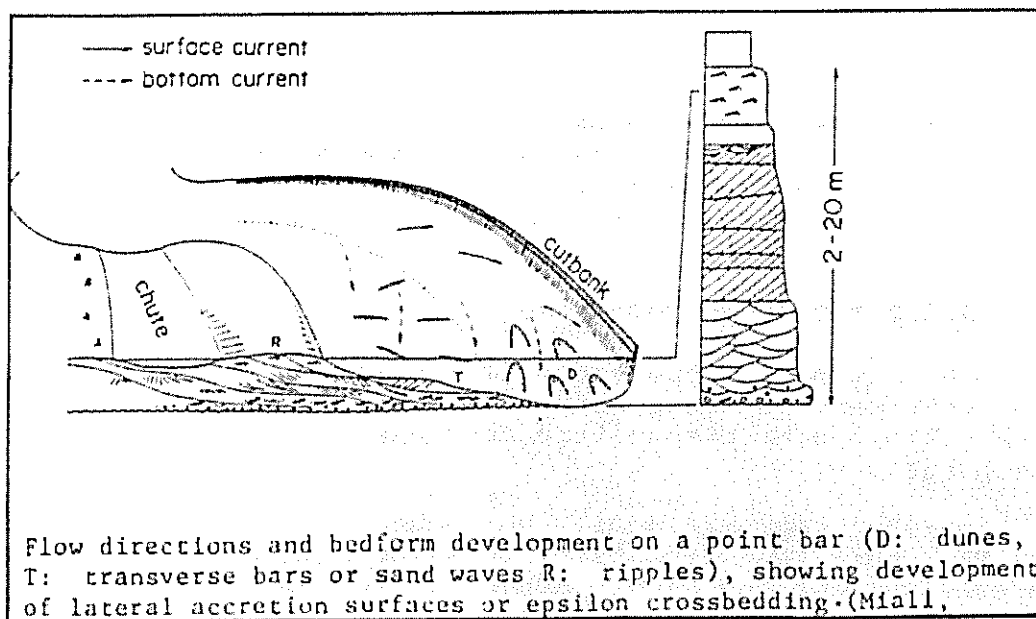


Fig. 41 : Séquence d'accrétion latérale (type "point bar") liée à l'action de cours fluviaux méandriques (MIALL, 1981)

- Dépôts de crevasses: il s'agit de certains niveaux où le faciès silteux F13 domine largement les autres faciès. Les bancs offrent une remarquable continuité latérale à l'affleurement. Ils sont peu épais (30 à 50 cm) et montrent souvent la succession: silt à lamines parallèles planes ou légèrement oblique à la base et litage de rides (cf. fig.19 suite) au sommet.

Nous avons noté par ailleurs des lentilles, de couleur verte, notamment dans le premier tiers de la formation. Ces lentilles ne dépassent généralement pas 3 m d'épaisseur et sont formées de silts, à stratification ondulée ou confuse, à la base et d'argiles à débris charbonneux au sommet. Les esquilles d'os blanchâtres ainsi que les débris de bois y sont très abondants.

Etant donné ces critères, il s'agit probablement de lentilles analogues à celles que MONBARON (1983) décrit comme les meilleurs gisements d'ossements de Dinosaures dans les couches rouges de l'Atlas de Béni-Mellal.

Ces niveaux peuvent être assimilés aux divers bouchons argileux formés lors des phases d'abandon des chenaux.

3.3.3.2. Description des affleurements

3.3.3.2.1. Synclinal de Karia

Les grès de Guettoua sont les derniers termes de la série stratigraphique conservée dans ce secteur. Ils sont associés, au cœur de la cuvette, à une coulée basaltique que nous rattachons à l'horizon β_1 .

L'épaisseur de la formation est inférieure à 50 m et montre la prédominance du faciès argileux F12.2. Le faciès gréseux F14.2 paraît très chargé en dragées de quartz de taille millimétrique à centimétrique et de couleur blanche, marron ou grise. La forme de ces dragées est le plus souvent arrondie. Elle témoignerait d'une longue évolution avant son accumulation dans cette région.

3.3.3.2.2. Synclinal d'Ait Attab

Le maximum d'épaisseur (100 m) de la formation gréseuse est observé dans le flanc nord du synclinal. Celle-ci se réduit par la suite, pour disparaître complètement dans le flanc sud de cette structure.

Dans le flanc septentrional, aux abords d'Ait Abbass (X:374,1-Y:171,9), sur les deux tiers inférieurs de la formation, on remarque surtout un développement du faciès F14.2. Les barres dépassent rarement 3 m d'épaisseur et montrent une nette croissance vers le haut de la série. En effet, alors qu'à la base, seuls des galets mous argileux, soulignent le litage

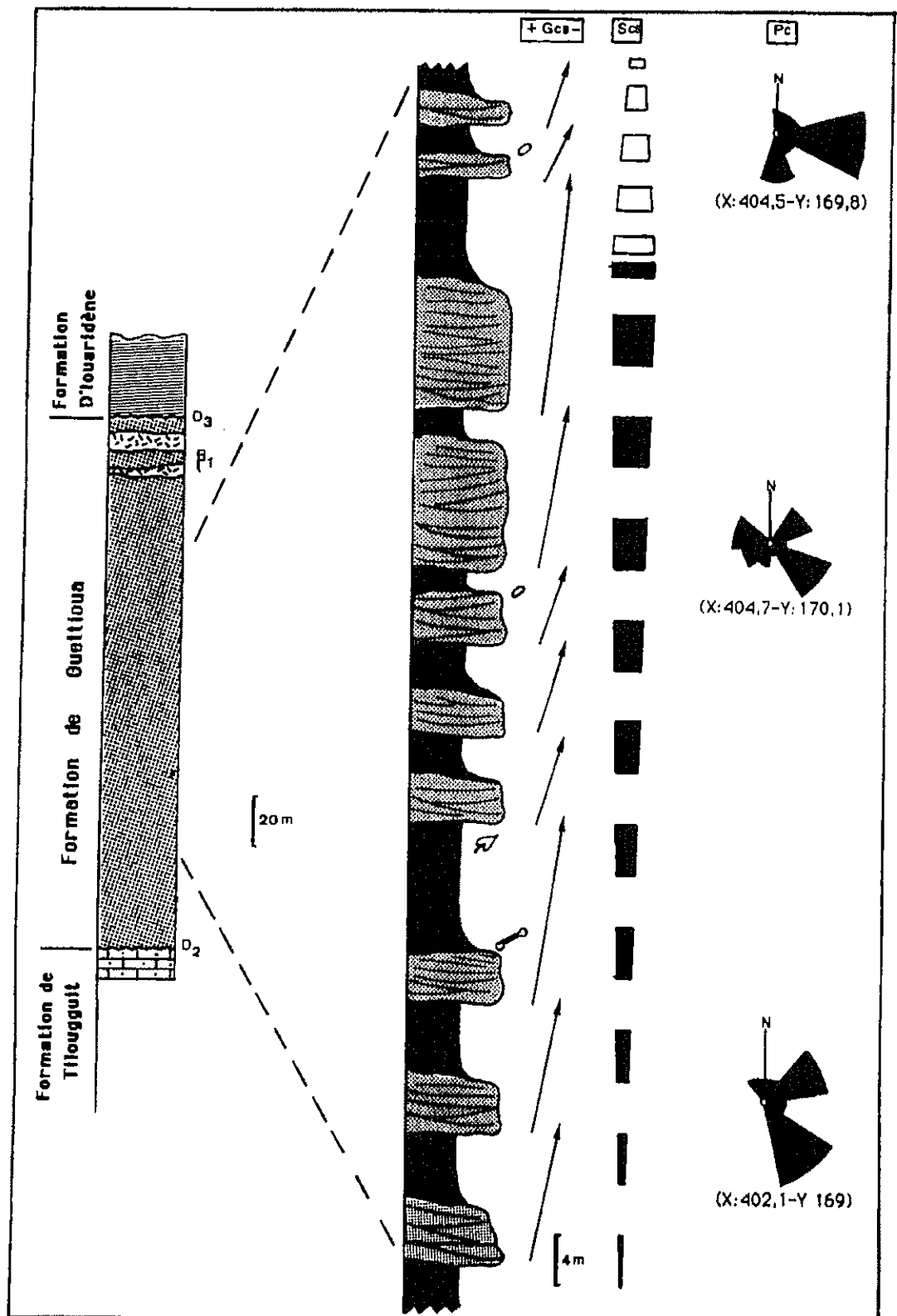


Fig. 44 : Variations d'épaisseur et paléocourants observés sur les grès de la formation de Guettoua dans le synclinal de Ousoulzaght : noter l'aspect stratocroissant puis décroissant des bancs et les directions de courants globalement vers l'Est .

visible sur ces barres, on remarque que vers le milieu de la série ces dernières se chargent progressivement en éléments calcaires provenant de l'érosion locale des niveaux sous-jacents, mais aussi en dragées de quartz, parvenant à constituer un véritable microconglomérat.

Sur le dernier tiers de la formation et jusqu'au contact de la coulée basaltique β_1 , la puissance des niveaux à dragées s'atténue tandis que prend place une sédimentation argileuse, montrant de nombreux horizons marmorisés avec, parfois intercalées de minces croûtes calcaires, témoins de paléosols.

3.3.3.2.3. Synclinaux de Quaouizaght et Tagleft

Dans ces deux régions, la cartographie de la formation (MONBARDON, 1982 b; fig.43) montre la même disposition que celle observée dans la région d'Ait Attab.

Dans la partie ouest du synclinal de Quaouizaght, les grès atteignent 180 m; la série se réduit par la suite vers l'est, pour se biseauter complètement dans la région d'Ait Mazigh.

Dans la cuvette de Tagleft, l'unité de Guettioua occupe seule le centre du synclinal où elle est surmontée localement par un entablement basaltique (β_1). Elle passe rapidement de 130 m d'épaisseur dans sa partie ouest à 700 m au centre, puis à environ 300 m dans sa partie orientale où elle est localement surmontée par une série conglomératique attribuée par les auteurs au Pontico-Pliocène.

Dans ces deux régions, les associations de faciès observées montrent des séquences plus complètes et plus épaisses, témoignant d'une plus grande activité du système fluvial méandrique.

Le faciès microconglomératique F15.1 est généralement observé dans les premiers termes de la série. Il diminue ensuite d'importance vers le sommet.

Le faciès gréseux F14.2 ne montre pas de dragées de quartz. En effet, ces dernières ne semblent pas dépasser la limite ouest du synclinal d'Ait Attab. La figure 44, établie à partir d'observations effectuées dans la partie ouest du synclinal de Quaouizaght montre une évolution cyclique de l'épaisseur des bancs gréseux. Ceux-ci sont stratocroissants jusqu'au second tiers de la formation et diminuent d'épaisseur par la suite.

Les mesures de paléocourants effectuées n'ont portées que sur trois stations (cf. fig.44). Ces dernières montrent une dispersion caractéristique du système fluvial méandrique et témoignent de courants circulant généralement vers l'Est.

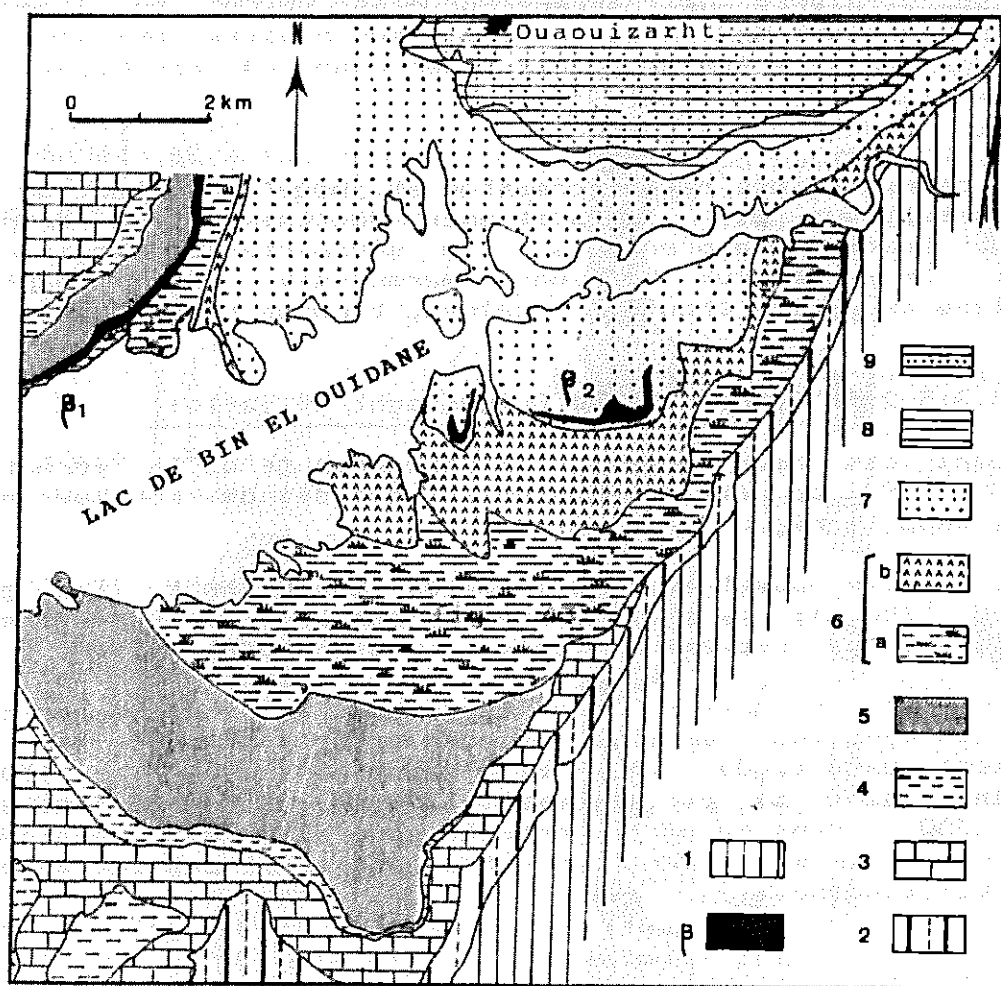


Fig. 43 : Carte géologique du synclinal de Ouagouizaght (D'après MONBARON, 1982 b).
 1- Lias inf. et moy.; 2- Toarc.-Aalénien; 3- Aalén.-Bajocien; 4- Fm. Tilougguit; 5- Fm. Guattious;
 6- Fm. Iouaridène (a. membre inf., b. membre sup.); 7- Fm. Jbel Sidal; 8- Fm. Ait Tafelt; 9- Fm.
 Ouagouizaght; β- coulées basaltiques.

Remarque sur l'origine des matériaux:

A part les faciès conglomératiques et microconglomératiques issus indiscutablement de l'érosion locale, l'origine des autres sédiments gréseux et argileux reste inconnue. Aucune étude n'a d'ailleurs été réalisée à ce jour sur le sujet. La majorité des auteurs ayant travaillé dans le Haut-Atlas supposent une origine soit dans la Mésète voisine, soit sur le Craton africain plus lointain.

Toutefois, on constate que, lors de son évolution, la fosse

atlasique présentait la particularité de ne point être bordée de reliefs importants (MATTAUER et al., 1977). De plus, la majorité des décharges détritiques observées dans notre région sont consécutives à d'importantes périodes de mobilité du bassin (Trias, Toarcien et à partir du Bathonien notamment).

On pourrait donc penser qu'une partie au moins des matériaux, dont il est question dans cette étude, sont issus de sédiments qui, depuis le Trias, se trouvent constamment remobilisés en bordure du bassin atlasique et affluent dans celui-ci chaque fois que sa mobilité l'impose.

3.3.4 Essai d'interprétation

La succession globale de la formation des grès de Guettoua traduit par son évolution un phénomène général de progradation fluviale vers l'Est.

La topographie irrégulière sur laquelle repose cette formation correspond à la discontinuité D2, générale à l'ensemble du secteur étudié (cf. CH.4). Elle témoigne des gauchissements qu'a subit le substratum concurrentement au dépôt de cette formation.

Les répercussions de ces mouvements tectoniques sur la paléogéographie locale laissent apparaître deux types d'environnements contigus et caractéristiques de chaque aire de dépôt (fig.45):

- Dans les parties subsidentes des bassins, un environnement de plaine alluviale à écoulements méandriformes dirigés généralement vers l'Est. En sont témoins les différentes associations de faciès décrites.

- Les zones hautes, bordant chaque bassin, sont génératrices d'un système fluviale transverse au précédent mais de moindre importance. Celui-ci draine des éléments essentiellement issus de l'érosion locale et présente de rapides variations de faciès (cf.3.4.3.1.b). Ses vestiges dans la série sont d'une part les microconglomérats F15.1 remobilisés au fond des chenaux et d'autre part les conglomérats du faciès F16. Ces derniers n'affleurent qu'en bordure des synclinaux là où la formation de Guettoua paraît discordante sur son substratum.

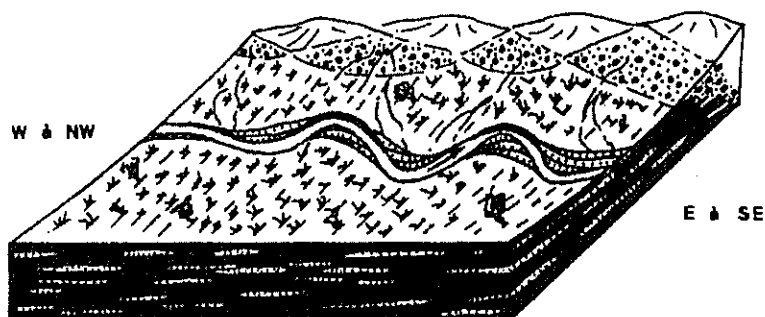


Fig. 45 : Environnement de dépôt de la formation des grès de Guettoua.

3.4. FORMATION D'IOUARIDENE

3.4.1 Historique et définition

Dans les régions de Demnat et Azilal, JENNY et al. (1981) proposèrent le terme d'Iouaridène pour caractériser une série pélitique rouge, bien litée, devenant brunâtre à son sommet où apparaissent des intercalations dolomitiques verdâtres.

Cette formation est mise en évidence, par la suite, dans le synclinal de Quaouizaght par MONBARON (1982 b. et 1985). Cet auteur montre qu'elle présente les mêmes caractéristiques que la formation de Guettoua sous-jacente: mêmes variations d'épaisseur et discordances progressives avec, localement, un conglomérat de base.

Dans le secteur d'étude, cette formation est aussi présente dans le synclinal d'Ait Attab où elle est intercalée entre les grès des formations Guettoua et Jbel Sidal. Dans la cuvette d'Ozoud, une trentaine de mètres de celle-ci sont conservés et reposent directement sur les calcaires de plate-forme bajociens. Dans les régions de Karis, Tilougguit et Tagleft elle n'affleure pas.

Deux membres constituent la formation d'Iouaridène: un membre inférieur à dominante pélitique avec de rares intercalations grés-conglomératiques et un membre supérieur formé essentiellement de bancs de gypse associés à des passées argileuses.

3.4.2. Attribution stratigraphique

Les données disponibles pour la datation de la formation d'Iouaridène sont rares et essentiellement d'ordre palynologiques. Elles sont tirées du membre supérieur, dans sa cuvette éponyme. Il s'agit d'une microflore de type continental à pollens du genre *Classopollis* dominants (FAUCONNIER in JENNY et al., 1981), qui peut-être datée du Jurassique moyen probable.

COURTINAT et JENNY (1984) décrivent à leur tour une autre association sporopollinique dominée par le genre *Corolina*. Ces auteurs écrivent, p. 90: "Un âge Jurassique moyen est possible mais le Jurassique supérieur n'est pas, logiquement, à exclure".

3.4.3. Analyse séquentielle et description des coupes

3.4.3.1. Membre inférieur

Il présente une série monotonne, de couleur rouge à l'affleurement. Son épaisseur est variable: environ 160 m à Ait Attab, 200 m à Ouaoizaght et quelques mètres seulement à la périphérie orientale de ce dernier synclinal.

Les faciès qui y sont observés sont les suivants:

F12.2 : argiles de plaines d'inondation;

F10.2 : calcaires lacustres;

F14 : faciès gréseux;

F15.2 : microconglomérats de cône distal;

F16 : faciès conglomératiques.

L'association de ces faciès dans la série paraît liée à l'interférence momentanée de deux milieux de dépôts distincts:

a - Un environnement de playa (fig.46.1) caractérisé par une sédimentation essentiellement argileuse (F12.2) continue sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et interrompue épisodiquement par des périodes d'émersions. De ce fait, la séquence caractéristique de cet environnement (cf. fig. 18.1) est transcrite uniquement au sein de sédiments argileux (cf. CH.2, F12.2) et témoigne par conséquent, des fluctuations de la nappe d'eau: inondation et émergence dans cet environnement.

b - Un système de drainage local, constituant probablement la continuité du système fluvial transverse évoqué pour la formation de Guettoua.

Il s'agit des diverses passées conglomératiques, gréseuses et carbonatées qu'on observe, soit recouvrant la paléosurface sur laquelle transgressent les dépôts des formations Guettoua et Iouaridène soit intercalés au sein de la formation d'Iouaridène, où elles contrastent parfaitement avec l'épaisse série du centre du bassin.

L'enchaînement latéral, selon une direction amont ----> aval, déduit des différents lithofaciès observés, serait: F16 ----> F15.2 ----> F14 ----> F12.2 + (F10.2) (fig.47). Cette succession est celle d'un édifice de piedmont où l'évolution se fait à partir d'un cône à faciès essentiellement conglomératiques, jusqu'à un domaine de playa, siège d'une sédimentation pélagique fine.

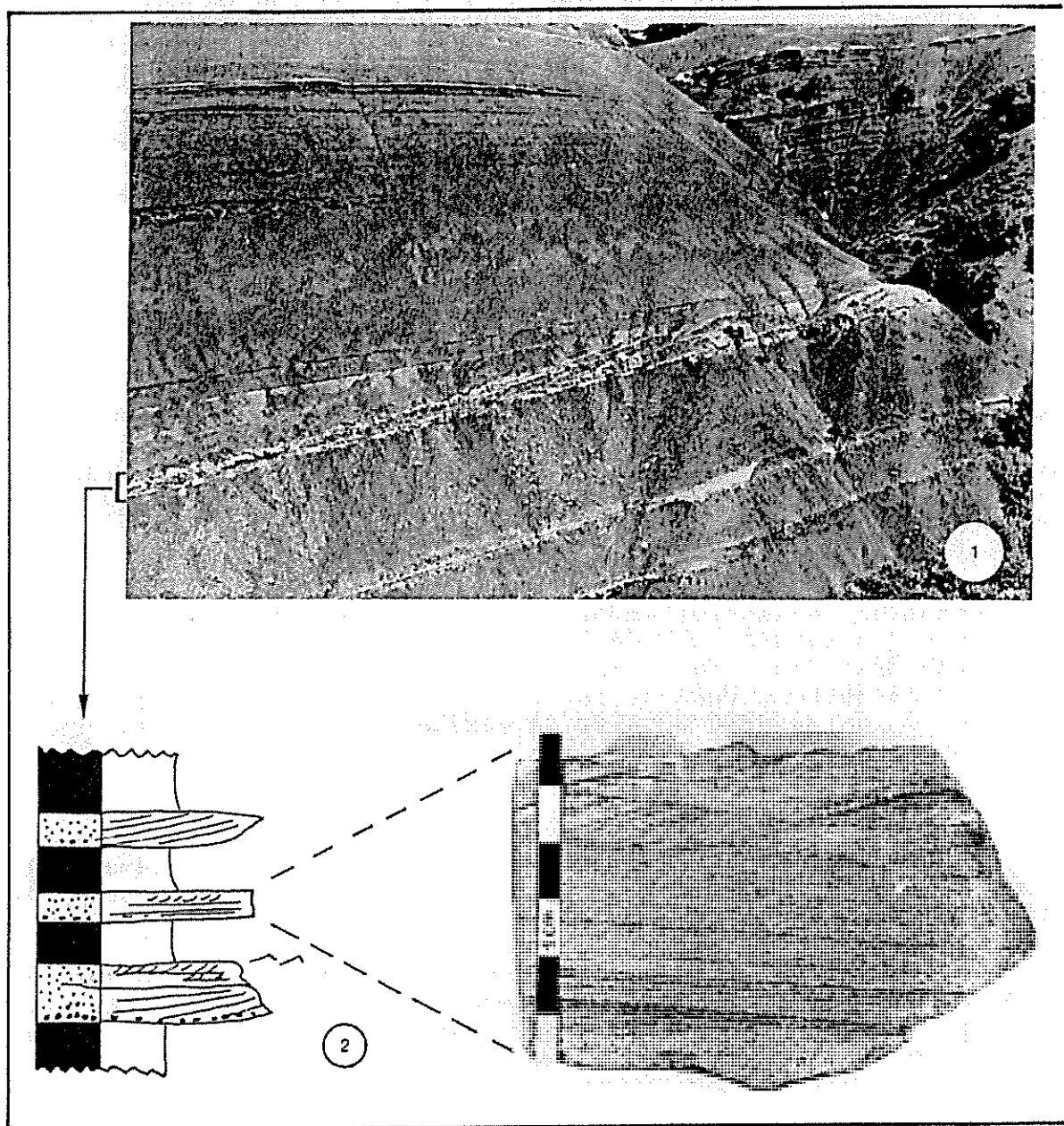


Fig. 46 : Quelques aspects de la sédimentation de playa :

- 1- Sédimentation argileuse rythmique (faciès 12.2)
- 2- Dépôts sableux d'inondation (sheet floods) : passées gréseuses épisodiques très étalées au sein des argiles .

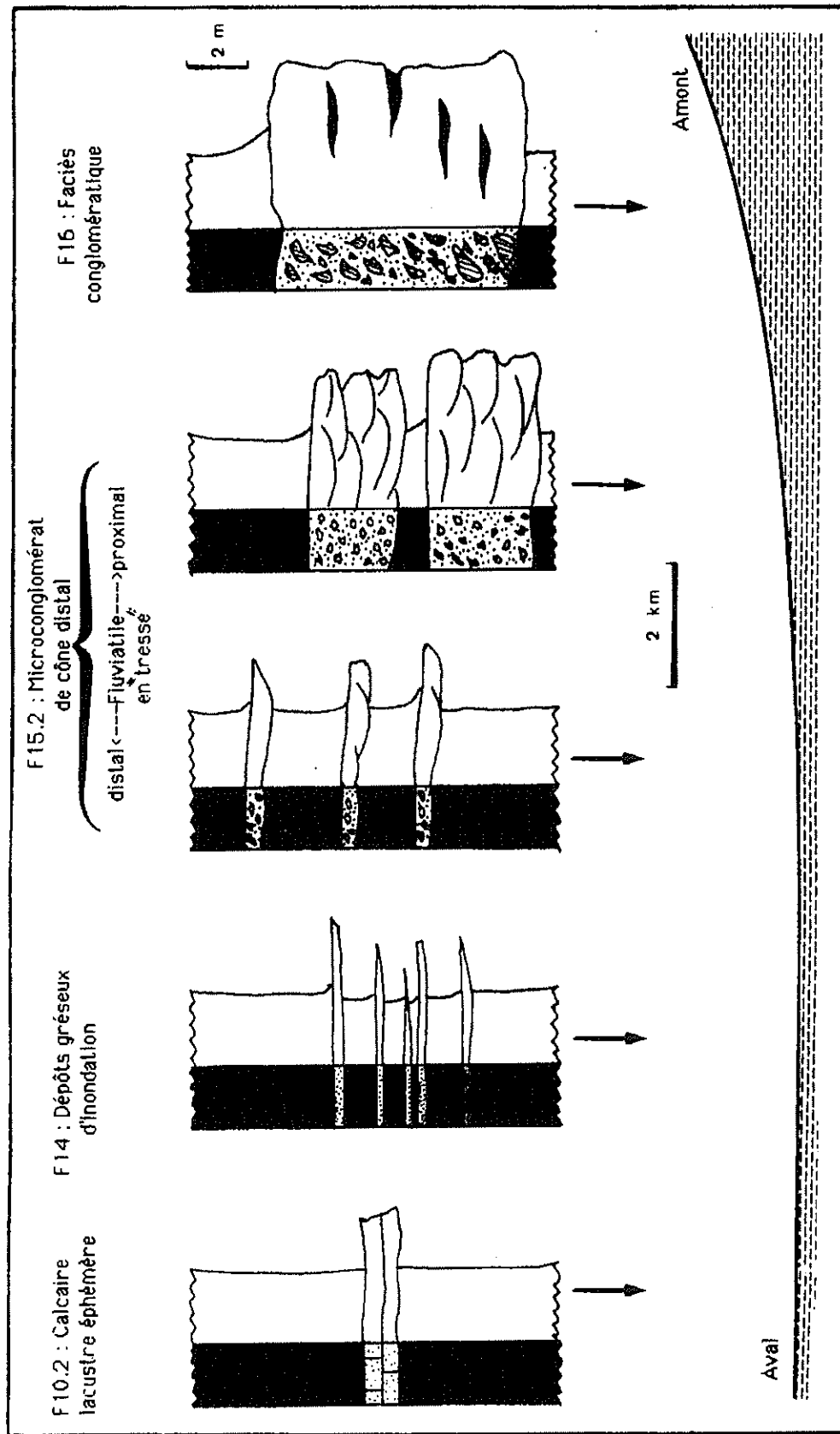


Fig. 47 : Organisation latérale supposée des divers lithofaciés associés aux argiles de playa .

Les faciès carbonatés 10.2 sont toujours observés au sommet des coulées basaltiques B1. leur dépôt est vraisemblablement liée aux modifications physico-chimiques affectant le milieu consécutivement aux brusques épanchements des basaltes (un blocage des cours d'eau et un développement d'une aire propice à des dépôts lacustres par exemple).

Les faciès gréseux F14 sont caractéristiques des dépôts d'inondation ("sheet floods"): épandages de sables fins, non chenalissants et étendus sur une superficie plus ou moins grande (fig.46.2).

Les dimensions de cet édifice, généralement faibles, ne dépasseraient pas celles de la bordure du bassin (inférieures à 10 km de longueur).

4.3.2. Membre supérieur

Ce membre caractérise le sommet de la formation d'Iouaridène partout où elle est entièrement conservée. Dans le secteur étudié, il a été reconnu dans les synclinaux d'Ait Attab et de Quaouizaght:

a - Coupe de Quaouizaght (fig. 48.1): Cette coupe est relevée dans la partie nord-orientale du synclinal, au niveau du débouché de l'Oued El-Abid dans le lac Bin-El-Ouidane (X:414,8- Y:171,7).

La série atteint ici 60 m et montre, à la base et sur une dizaine de mètres environ, des argiles verdâtres à fines paillettes de gypse. Au dessus vient une succession de bancs de gypse et de passées argileuses. Les gypses sont de couleur verdâtre à blanche et présentent une réduction progressive de leur épaisseur vers le sommet de la série où les intercalations argileuses paraissent plus développées.

La séquence élémentaire caractéristique de cette série varie de plusieurs mètres à quelques décimètres. Deux termes la constituent (fig. 48.2) des argiles soit massives, soit litées à la base et des gypses au sommet, ces derniers sont le plus souvent laminés en leur base et nodulaires au sommet de la strate.

b - Coupe d'Ait Attab: La série affleure sur environ 30 m dans le flanc nord de ce synclinal (X: 374,15- Y: 170,75) et présente sensiblement les mêmes caractéristiques séquentielles que celles décrites dans la coupe de Quaouizaght. On note, néanmoins, une réduction considérable dans la fréquence des passées argileuses dans la coupe.

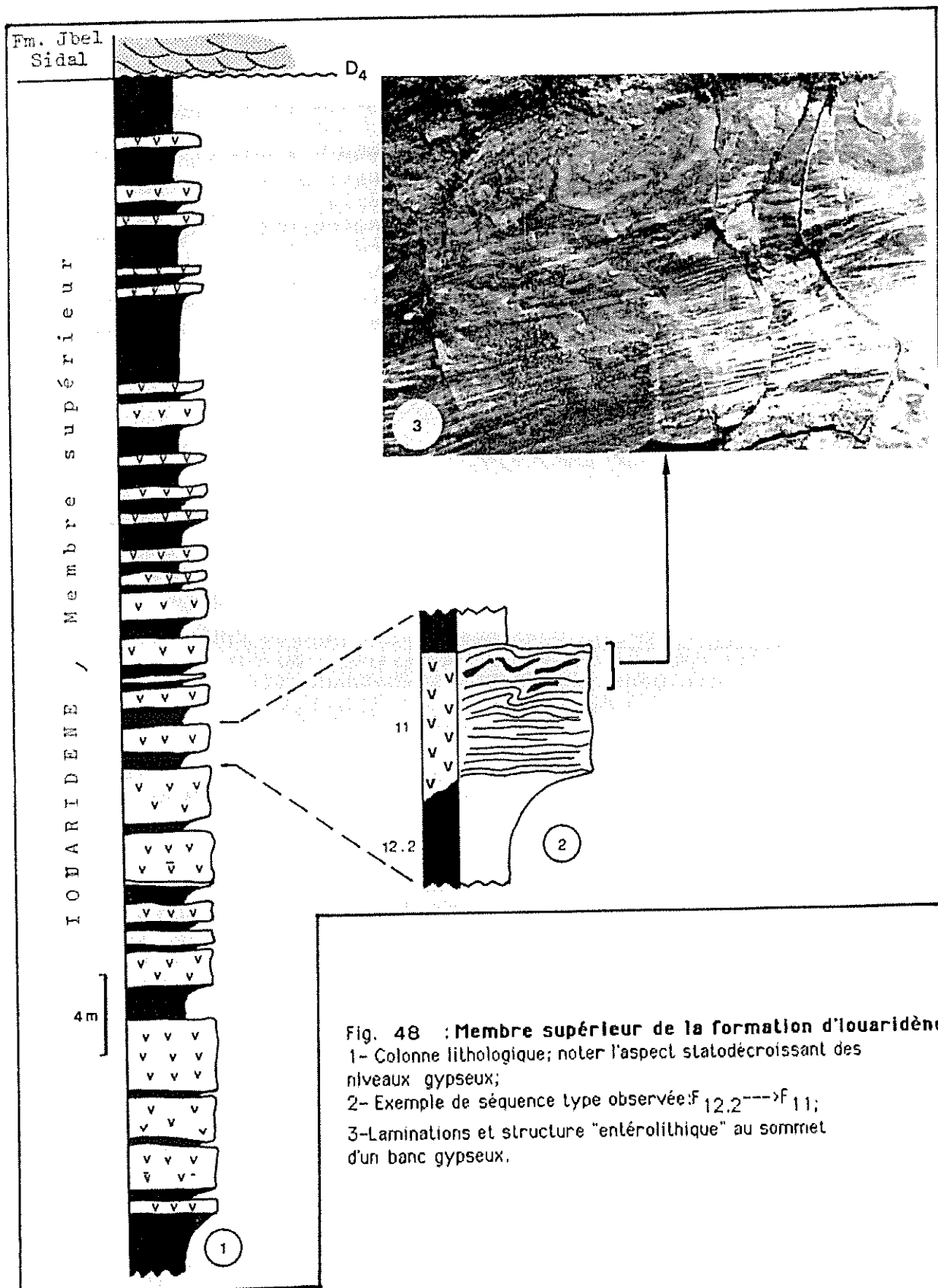


Fig. 48 : Membre supérieur de la formation d'Iouaridène :
 1- Colonne lithologique; noter l'aspect statodécroissant des niveaux gypseux;
 2- Exemple de séquence type observée: F 12.2 ---> F 11;
 3- Laminations et structure "entérolithique" au sommet d'un banc gypseux.

3.4.4. Essai d'interprétation

La discontinuité D3 à la base de la formation d'Iouaridène témoigne du début d'un confinement intéressant l'ensemble de la région.

Ce dernier se traduit d'un point de vue lithologique par une constance et une homogénéisation progressive des faciès (passage des pélites au évaporites) sur l'ensemble du secteur étudié, d'autre part et d'un point de vue morphologique, la présence de reliefs, manifeste pour le premier membre de la formation - playa coalescente avec un édifice de pie mont (fig. 49) - paraît absente pour le second membre. Le domaine présenterait alors une surface de dépôt, de type sebkha, faiblement inclinée vers l'Est.

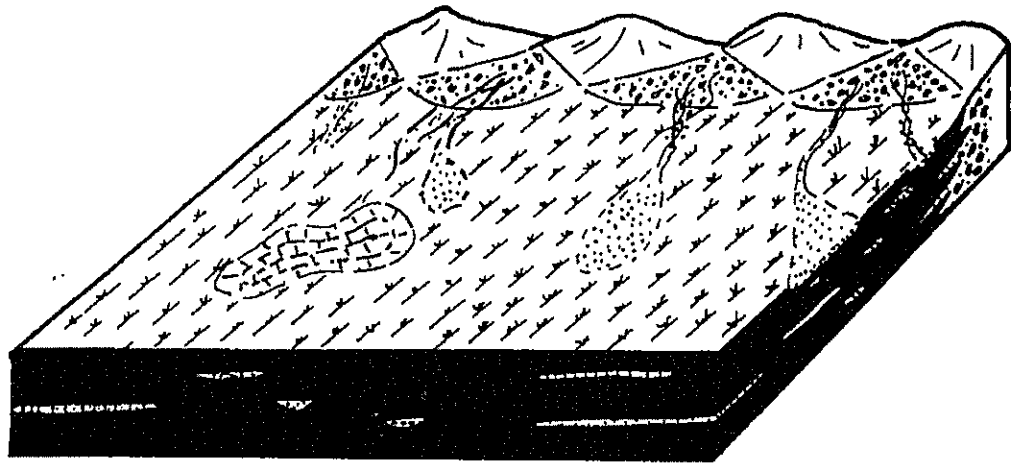


Fig. 49 : Essai de reconstitution de l'environnement de dépôt de la formation d'Iouaridène.

D'un point de vue paléogéographique, cette formation atteste l'installation d'un bassin intracontinental endoréique. Les dépôts témoignent tout d'abord d'un environnement de playa à récurrences grossières épisodiques et, par la suite, d'un environnement de sebkha à sédimentation évaporitique dominante.

3.5. FORMATION DE JBEL SIDAL

3.5.1. Historique et définition

Les formations de Jbel Sidal correspondent à la dernière unité lithologique définie par JENNY et al. (1981) au sein de la série rouge comprise entre les calcaires de plate-forme bajociens et les marno-calcaires aptiens, dans la partie nord du Haut-Atlas central.

D'un point de vue lithologique, cette formation se présente sous forme d'une alternance de bancs gréseux rouges à orangés et d'argiles rouges.

Dans le secteur d'étude, elle est limitée aux synclinaux d'Ait Attab et Quaouizaght. Elle admet comme encadrement stratigraphique les formations d'Iouaridène à la base et d'Ait Tafelt au sommet.

Un horizon basaltique B2 vient s'intercaler, localement, à sa base.

3.5.2. Attribution stratigraphique

Dans l'état actuel des connaissances, il n'existe aucun argument paléontologique permettant de donner un âge à cette formation. Seuls des faits sédimentologiques et radiométriques autorisent à émettre l'hypothèse que cette unité est à rattacher au cycle crétacé plutôt qu'au cycle jurassique de la région.

En effet, tandis que les ensembles terrigènes de Guettoua et d'Iouaridène présenteraient une polarité Est, la formation de Jbel Sidal offre, elle, une nette évolution dans la direction Est ----> Ouest. Cette polarité vers l'Ouest se marque tout d'abord par le sens des paléocourants et ensuite par le passage progressif de ses niveaux sommitaux aux sédiments de la formation d'Ait Tafelt:

- Dans le synclinal d'Ait Attab on observe un passage graduel d'un système fluviatile méandriforme aux marnes lagunaires puis aux calcaires marins de l'unité d'Ait Tafelt.

- Plus à l'Est, dans le synclinal de Quaouizaght, la limite est plus marquée car ces mêmes marnes lagunaires à gypse reposent sur les grès du système fluviatile en tresse de la formation de Jbel Sidal.

- Enfin, dans la cuvette plus orientale d'Aghzif-Naour, la série de Jbel Sidal est inexistante (FADILE, 1987) et la formation d'Ait-Tafelt repose, au moins localement, en légère discordance

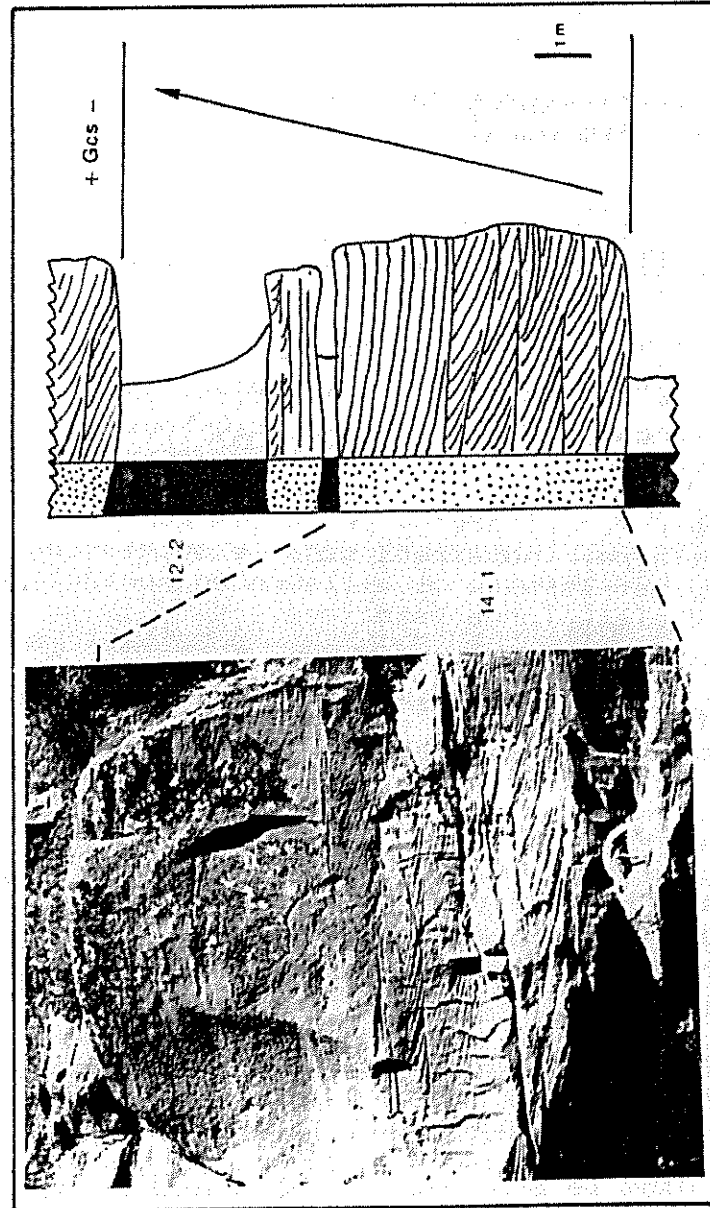


Fig. 50 : Exemple de séquence caractéristique du système fluvialile en tressé;
formation de Jbel Sidal, coupe de Ouauizaght.

angulaire sur les grès de Guettoua.

En outre, cette unité de Jbel Sidal admet à sa base une coulée basaltique (horizon B2). Celle-ci représente le dernier témoin des manifestations éruptives enregistrées dans la série stratigraphique du secteur étudié. Or les âges les plus récents, établis pour les coulées conservées dans l'Atlas de Béni-Mellal (WESTHAL et al., 1979), oscillent entre 119-3 m.a et 125-2 m.a (cf. fig.64): indiquant un Crétacé inférieur anté-Aptien.

Nous verrons que cette attribution permet d'intégrer harmonieusement notre région dans un schéma géodynamique intéressant l'ensemble du Haut-Atlas et de ses abords à l'Hautérivien-Barremien.

3.5.3. Analyse séquentielle et description des coupes

3.5.3.1. Synclinal de Ouaoizaght

Dans cette cuvette, la formation de Jbel Sidal est puissante d'environ 200 m et repose, partout, sur le dernier membre évaporitique de la formation d'Iouaridène (cf. fig.43).

Cette disposition est néanmoins perturbée par les effets de la tectonique tertiaire, notamment dans le secteur de Tansrift où cette formation est écrasée et affleure en contact anormal avec les calcaires de plate-forme bajociens.

Les faciès caractéristiques et dominants dans la série sont:

F.12.2 : argiles de plaines d'inondation;

F.14.1 : faciès gréseux, système fluviatile en "tresse".

Ces deux faciès s'organisent en séquences élémentaires, granodécroissantes, de type F14.1 ----> F12.2 (fig.50) et d'épaisseur variable: 2 à 15 m.

Cette association reste constante depuis la base jusqu'au sommet de la série et traduit le maintien, dans le secteur, d'un régime fluviatile proximal à cours anastomosés.

Toutefois, les variations d'épaisseur des barres gréseuses, considérées sur l'ensemble de la série, tendent à montrer l'existence de deux rythmes au sein de cette dernière (fig.51). Le premier, à la partie inférieure, montre une évolution stratodécroissante des niveaux gréseux; ceux-ci passent de plus de 7 m d'épaisseur à la base à moins de 2 m au sommet. Le second, plus élevé, est constitué de 3 à 4 barres d'épaisseur comparable à celle des barres de la base du premier rythme. Les

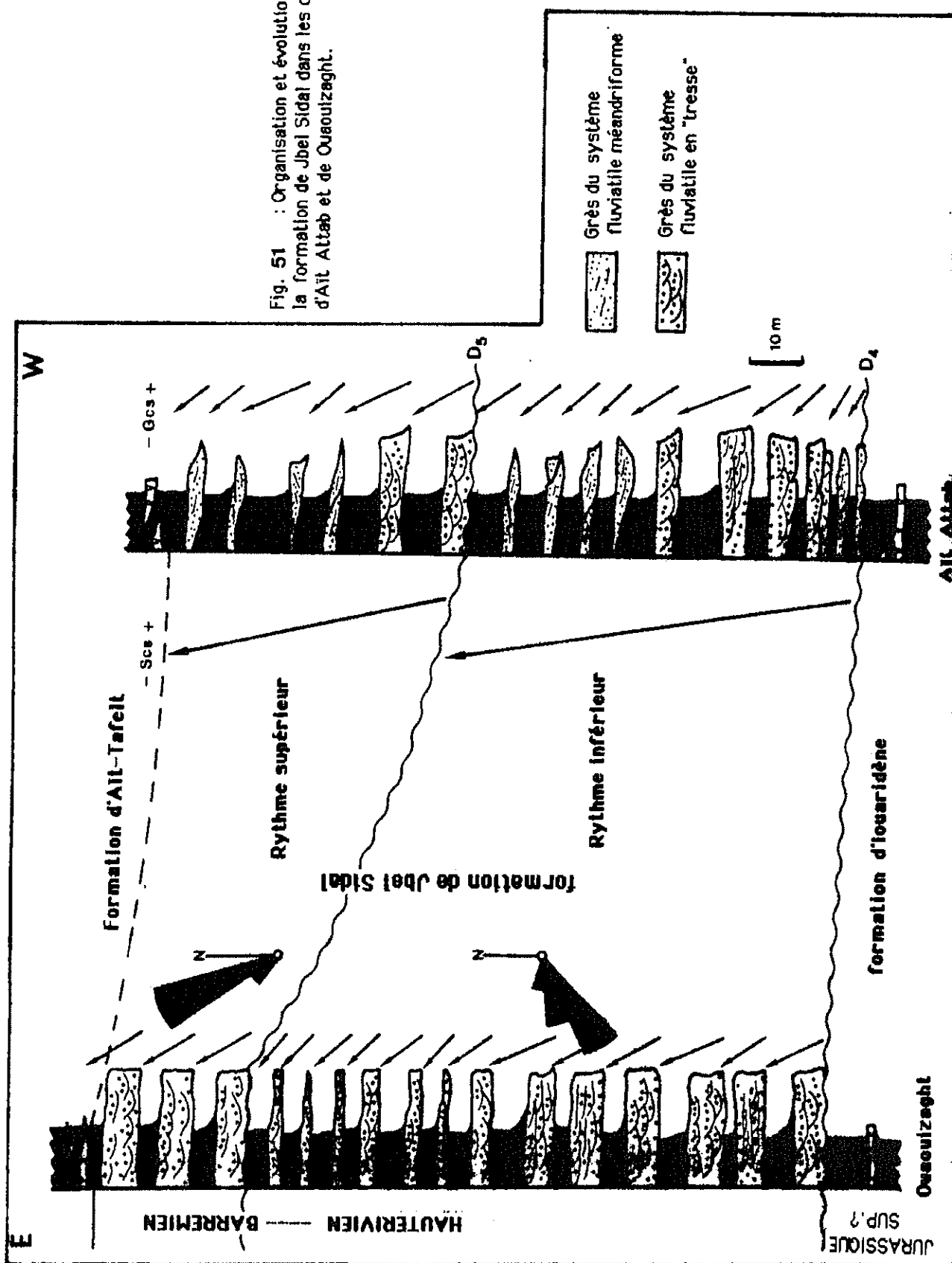


Fig. 51 : Organisation et évolution de la formation de Jbel Sidal dans les coupes d'Att-Attab et de Ousouizaght.

orientations des différentes gouttières, généralement bien visibles en surface structurale au sommet des bancs, montrent des directions de paléocourants vers l'Ouest et le Nord-Ouest (fig.51).

3.5.3.2. Synclinal d'Ait-Attab

La série de Jbel Sidal affleure sur tout le pourtour du synclinal et présente le même encadrement stratigraphique que celui observé dans le synclinal de Ouauizaght: formation d'Iouaridène à la base Ait Tafelt au sommet.

Son épaisseur, oscillant entre 50 et 150 m, paraît conditionnée par les variations d'épaisseur de l'horizon basaltique B2 situé à sa base. En effet, dans les parties est, nord et ouest du synclinal, cet horizon paraît soit inexistant, soit réduit à une passée n'excédant pas 5 m d'épaisseur et le plus souvent, érodée en son sommet et, dans ce cas, la formation de Jbel Sidal présente un maximum d'épaisseur (150 m).

Par contre, sur le flanc sud, notamment dans la région d'Ait Rhodja (fig.52), cet horizon excède 50 m et n'est séparé des sédiments de la formation d'Ait-Tafelt que par une cinquantaine de mètres des grès de l'unité Jbel Sidal.

Les faciès observés dans la série sont:

F12.2 : argiles de plaines d'inondation;

F14.1 : faciès gréseux, système fluviatile en "tresse";

F14.2 : faciès gréseux, système fluviatile méandriforme.

Ces trois faciès s'organisent en deux types de séquence:

- Des séquences de type F14.1 ----> F12.2 (cf. fig.50) témoins d'un régime fluviatile proximal à cours anastomosés.

- Des séquences de type F14.2 ----> F12.2 caractéristiques d'un cours fluviatile méandriforme. Celles-ci n'excèdent généralement pas 4 m d'épaisseur et paraissent peu développées par rapport à celles qui caractérisent la formation de Guettoua.

Dans le flanc nord du synclinal (X: 374,9 - Y:170,7), au sommet du premier rythme, un niveau argileux verdâtre, très riche en troncs d'arbres silicifiés, nous a fourni de nombreuses dents de poissons Actinoptérygiens (Dett. CAPETTA, université de MONTPELLIER). Ces derniers ne permettent malheureusement pas de donner une idée sur l'âge de la série.

Dans ce secteur aussi, les directions de paléocourants, relevées sur les structures en gouttières, notamment à la base de la

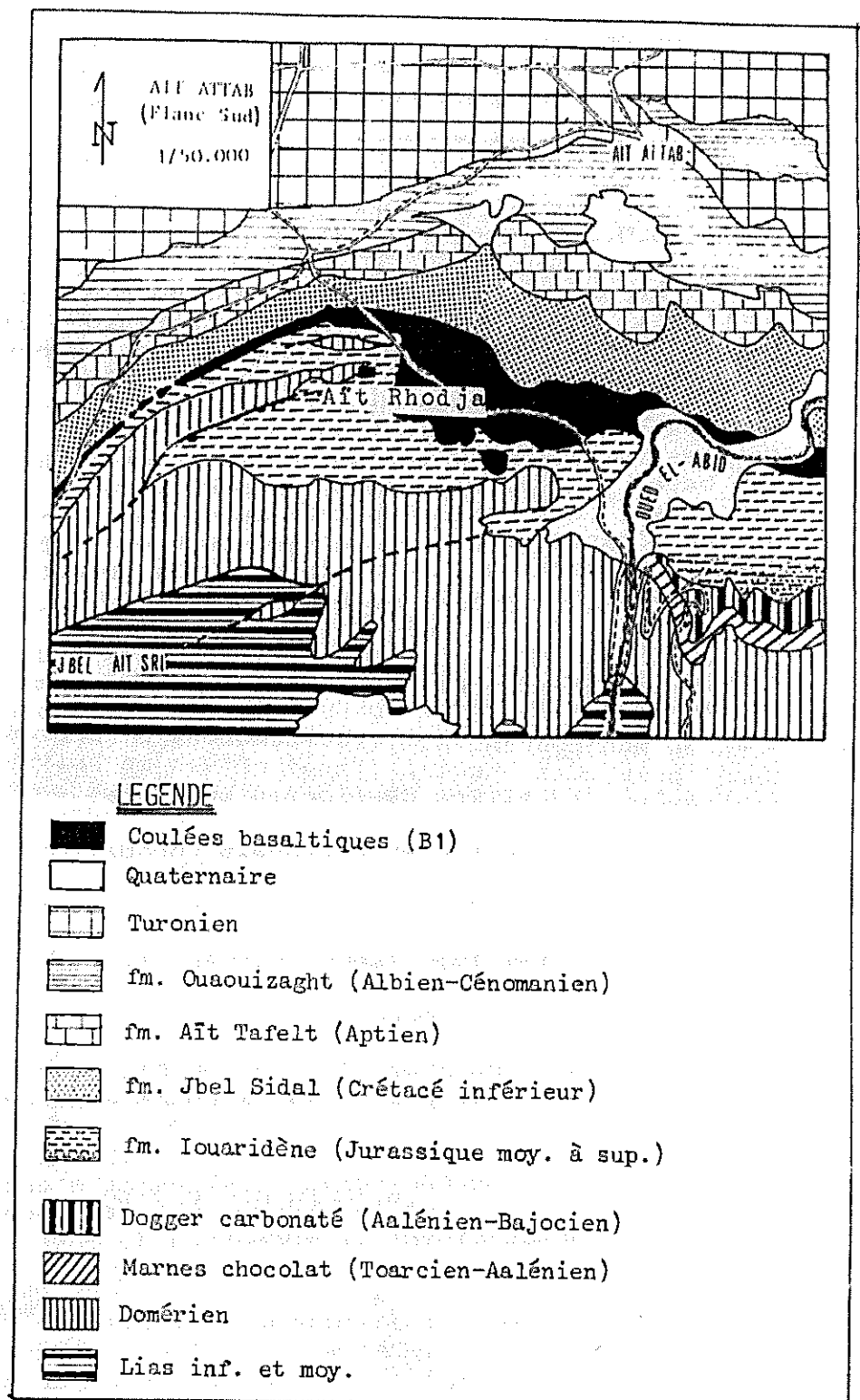


Fig. 52 : Carte géologique du flanc sud du synclinal d'Aït Attab

série, révèlent une orientation préférentielle Est ----> Ouest.

Remarques:

1- Origine des matériaux:

les différentes mesures de paléocourants, ainsi que la nature du système fluviatile dominant montrent que, d'une part, la zone étudiée occupait une position proximale par rapport à la zone nourricière et que, d'autre part, cette zone nourricière était située à l'Est ou au Sud-Est c'est-à-dire dans la fosse atlasique elle-même. On pourrait donc imaginer qu'il s'agissait de sédiments appartenant aux formations d'Iouaridène et de Guettoua; ces derniers ont, nous le savons, comblé la gouttière atlasique au Jurassique moyen-supérieur.

A la suite d'une phase d'instabilité (bien marquée à la base de la formation de Jbel Sidal: discontinuité D4) conduisant à l'exhaussement de ce domaine, ils auraient été réacheminés vers l'Ouest et le Nord-Ouest.

2- Minéralisations:

En de nombreux points, la formation de Jbel Sidal présente à sa base plusieurs horizons minéralisés en cuivre. Il s'agit des nombreuses lentilles décolorées observées dans la région nord du synclinal d'Ait-Attab où elles font d'ailleurs, localement, l'objet d'exploitations artisanales (régions de Méjoujga et d'Ait Mahi).

Le caractère stratiforme, de type "red-beds", de ces gîtes est mis en évidence par SUBRA (1970 et 1977) pour le gisement de Tansrift (région nord-est du synclinal de Ouaoizaght). Cet auteur montre, notamment, que la présence de ces concentrations cuprifères est liée, d'une part, aux roches volcaniques effusives situées à la base de la série et, d'autre part, à la paléogéographie de dépôt de cette formation (lessivage de gîtes karstiques situés dans les assises de Dogger carbonaté).

3.5.4. Essai d'interprétation

Les dépôts de la formation de Jbel Sidal montrent une évolution au sein d'un environnement fluviatile constant. Les caractéristiques essentielles de cette évolution sont les suivantes:

a - Une organisation en deux rythmes à énergie de dépôt décroissante. Les discontinuités D4 et D5 à la base de chacun de ces rythmes caractérisent, chacune, une phase de flux terrigène accru sur la région.

Dans la coupe de Ouapouizaght, on note la persistance d'un système fluviatile en "tresse" avec une évolution stratodécroissante, notamment pour le premier rythme. Dans la coupe d'Aït-Attab, les deux rythmes présentent, chacun, une évolution: système fluviatile en "tresse" ----> système fluviatile méandriforme.

b - La nature du système fluviatile dominant ainsi que la polarité sédimentaire préférentielle, indiqueraient que, localement, le secteur étudié occupait une position proximale dans un système de transit ouvert, à l'échelle régionale, sur une aire de sédimentation située à l'Ouest (Atlantique?). Les dépôts de cette formation s'intégraient ainsi dans un vaste système de drainage fluviatile d'origine haut-atlasique en connexion probable avec les bassins occidentaux d'Agadir et d'Essaouira. Ces derniers présentent en effet des épandages terrigènes de nature comparable, notamment dans leurs remplissages de l'Hautérivien et du Barremien (REY et al., 1987).

3.6. FORMATION D'AÏT TAFELT

3.6.1. Historique et définition

Dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal, cette formation correspond à la "barre aptienne" (ROLLEY, 1973 et 1978), premier niveau marin rencontré au dessus des calcaires de plate-forme bajociens.

Le terme d'Aït Tafelt[⊙] est une dénomination locale, choisie pour désigner cette série dans l'ensemble du secteur étudié (SOUHEL et al., 1985).

D'un point de vue lithologique, la formation d'Aït-Tafelt est constituée d'une alternance marno-calcaire beige et admet à sa base, en son sein, et à son sommet des passées marneuses rouges à lentilles de gypse.

Ce niveau a été signalé pour la première fois par ROCH (1939). Cet auteur indiquait qu'exceptionnellement, dans le synclinal d'Aït-Attab, le Cénomaniens était constitué de deux groupes de bancs carbonatés séparés par 100 m de marnes rouges. Par la suite, DUBAR (1952), signala dans la région de Quaouizaght une passée marine intercalée dans la masse des couches rouges, qu'il attribua au crétacé inférieur.

Toutefois, ce sont CHOUBERT et FAURE-MURET (1960-62) qui attribuèrent pour la première fois un âge Aptien à cette série liée à la transgression, d'origine atlantique, qui atteint notre région en dessinant un golf étroit et long d'environ 350 km en direction du Nord-Est.

De nouvelles connaissances sur cette série sont, par la suite, acquises tout d'abord grâce à ROLLEY (1973 et 1978) qui donna une description détaillée de ses divers affleurements dans l'Atlas d'Afourer et ensuite grâce à RAHHALI (1979) auteur d'une première coupe stratigraphique de détail pour cette formation dans le synclinal d'Aït-Attab.

3.6.2. Attribution stratigraphique

A la suite de CHOUBERT et FAURE-MURET (1960-62) tout les auteurs, ayant abordé l'étude stratigraphique de la formation d'Aït Tafelt, on attribué à cette dernière un âge Aptien supérieur (ROLLEY, 1973 et RAHHALI, 1979).

⊙ Aït Tafelt est un hameau construit sur les dernières dalles de la formation apti-

enne dans la partie sud du synclinal d'Aït Attab (fig. 53, X: 379,6- Y: 167).

Or, les ammonites récoltées dans les niveaux de base de cette formation sont caractéristiques du Bédoulien moyen (zone à FORBESI). Il s'agit de: Roloboceras hambrovi et de Roloboceras saxbyi (dét. THIEULOY, Université de GRENOBLE).

Cet âge peut aussi être confirmé par la présence de deux espèces d'échinodermes caractéristiques de l'intervalle Bédoulien-Gargasien. Il s'agit de: Tetragramma aff. Dubium Coteau (REY in SUBRA 1970) et Pseudodiadema cartesianum Dessor (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1960-62 in ROLLEY 1973).

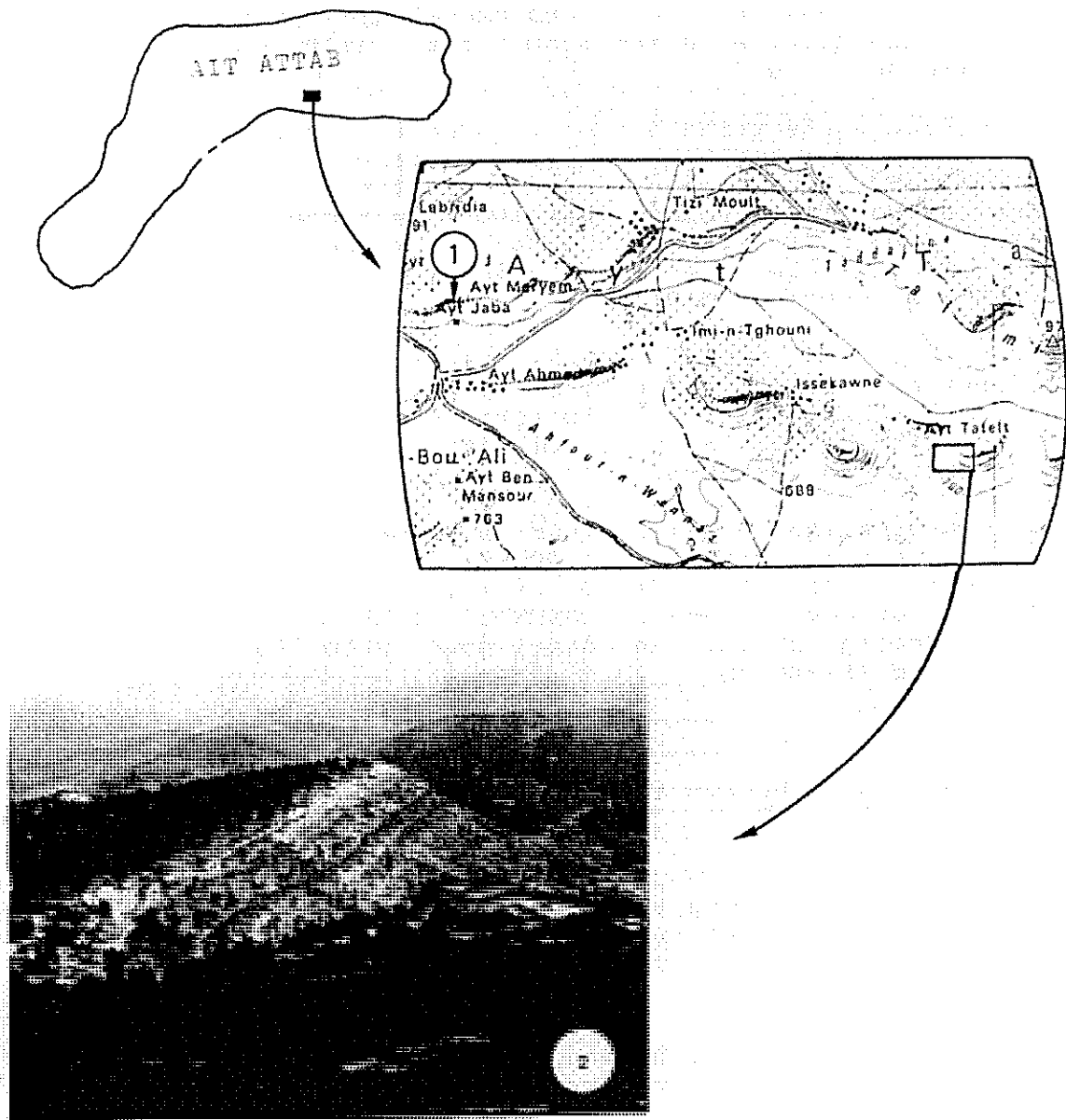


Fig. 53 Situations des coupes des formations de Ouauizaght (1) et d'Ait-Tafelt (2) dans le flanc Sud du synclinal d'Ait-Attab.

Outre cette macrofaune, nous avons reconnu la microfaune suivante: *Choffatella decipiens*, *Everticyclamina* sp., *Globulina* sp., textulariidés, miliolés et ostracodes (dett. ANDREU, Université de Toulouse; fig. 54).

Cet inventaire des macrofaunes et microfaunes nous permet d'attribuer un âge Bédoulien certain à la base de la série et un âge Aptien supérieur pour son sommet.

FAUNE D OSTRACODES		Echantillons (cf. fig. 55, 57, 58)	COUPES												
			AIT ATTAB				OUAOUIZAGHT					AGHZIF-NAOUR			
			N°1	N°2	N°3	N°4	N°1	N°2	N°3	N°4	N°5	N°1			
Amphicytherura sp.								●						●	
Antepaijenborchella sp.			●	●	●	●		●						●	
Asciocythere sp.												●			
Bairdia sp.										●					
Cythereis n. sp.										●					
Cytherella sp. 1				●	●									●	
Cytherella sp. 2														●	
Cytherelloidea sp. 1														●	
Cytheropteron sp. 1			●	●	●	●		●	●			●		●	
Cytheropteron sp. 2				●		●								●	
Dordoniella sp. 1				●	●			●	●					●	
Dordoniella? sp. 2				●	●			●						●	
Eocytheropteron sp.										●				●	
Euocytherura sp.														●	
Hemicytherura sp.								●						●	
Nigeroloxoconcha sp.				●										●	
Peloriops sp.				●		●		●	●			●		●	
Protoburtonia? sp.														●	
Protocythere sp.				●										●	
Semicytherura sp.									●					●	

Fig. 54 : Répartition des ostracodes dans la formation d'Aît Tafelt; coupes d'Aît Attab, Ouaoizaght et Aghzif-Naour.

3.6.3. Description des coupes et analyse séquentielle

A l'échelle du secteur étudié, la formation d'Ait Tafelt présente une épaisseur décroissante, du sud-ouest vers le nord-est. Sa puissance atteint ainsi 50 m dans le synclinal d'Ait-Attab, 35 m dans le synclinal de Quaouizaght et finalement 20 m dans celui d'Aghzif-Naour. Par ailleurs, ROLLEY (1973 et 1978) signale une réduction de l'épaisseur de cette dernière vers le Nord puisqu'elle ne dépasse pas la vingtaine de mètres dans le petit synclinal d'Ait Imelloul et paraît absente dans les forages effectués plus au nord, dans la plaine de Tadla, juste au pied de l'Atlas. Au Sud, dans les cuvettes d'Ozoud, Tilouguit et Tagleft cette formation n'affleure pas.

Afin de préciser les caractères de la série, nous avons effectué trois coupes alignées sur une transversale sensiblement NE-SW: la première dans le synclinal d'Ait Attab, la seconde dans le synclinal de Quaouizaght et la dernière dans celui d'Aghzif-Naour.

3.6.3.1. Coupe d'Ait Attab (fig.55)

La série est étudiée dans le flanc sud du synclinal d'Ait Attab, au sud du hameau d'Ait Tafelt (cf. fig.53). Elle est épaisse d'environ 50 m et repose, dans ce secteur ainsi que sur tout le porteur du synclinal, sur les derniers termes de la formation de Jbel Sidal (grès du système fluviatile méandriforme).

Les faciès observés sont les suivants:

- F1 : biomicrites à ammonites et brachiopodes;
- F2 : biomicrites bioclastiques;
- F3 : biopelmicrosparites;
- F4 : biomicrosparites à annelides et miliolles;
- F5 : marnes rouges bioclastiques;
- F6.4 : oobiosparites bioclastiques;
- F7 : microsparites bioturbées à laminites et à intraclastes micritisés et oxydés;
- F11 : faciès évaporitiques
- Fm : faciès marneux associé aux calcaires F2, F3, F4, F6.4 et F7.

L'évolution de ces faciès dans la série peut être appréhendée à deux échelles:

- A l'échelle de la séquence élémentaire (fig.56). Au sein de la série, les séquences sont généralement de type marne ----> calcaire, d'échelle métrique (1 à 6 m d'épaisseur) admettant rarement, à leur base, un horizon de condensation, formé de calcaire marneux et noduleux.

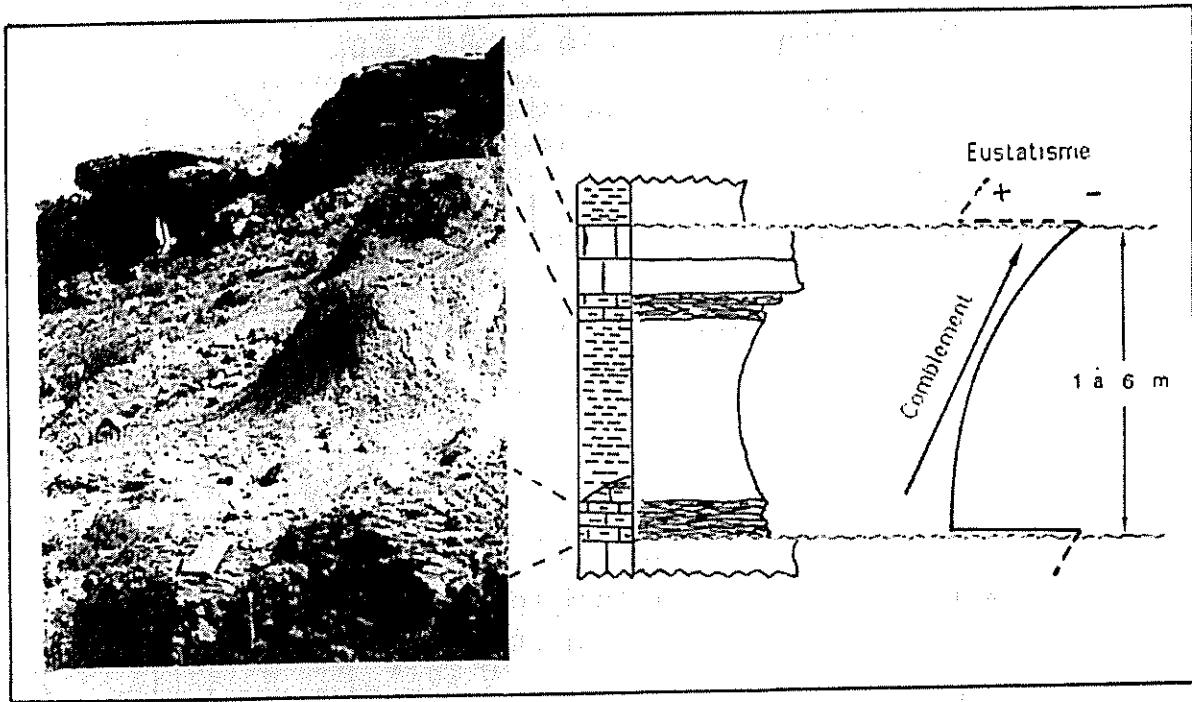


Fig. 56 : Exemple de séquence de comblement (calcaire marneux) --> marnes --> calcaire, caractéristique de la formation d'Ait-Tafelt.

Il s'agit de séquences de comblement évoluant d'un terme plus marin vers un terme moins marin. Elles correspondraient à ce qui est décrit dans la littérature comme des "pacs" (punctuated aggradational cycles). GOODWIN et ANDERSON (1985) les définissent comme des séquences enregistrant une diminution de la bathymétrie de 1 à 5 m d'épaisseur. Elles sont limitées par des surfaces nettes de non dépôt résultant d'une remontée instantanée du niveau de base à l'échelle du bassin. Les "pacs" se déposent alors durant la stabilité du niveau de base.

- A l'échelle de la mésoséquence: l'évolution globale de la série peut être interprétée comme une succession de 4 mésoséquences (fig. 55):

. La première (A) associe les faciès F11 ----> F5 ----> F2, elle est de tendance transgressive et montre une évolution d'un domaine de sebkha supralittorale à un domaine de plate-forme infralittorale.

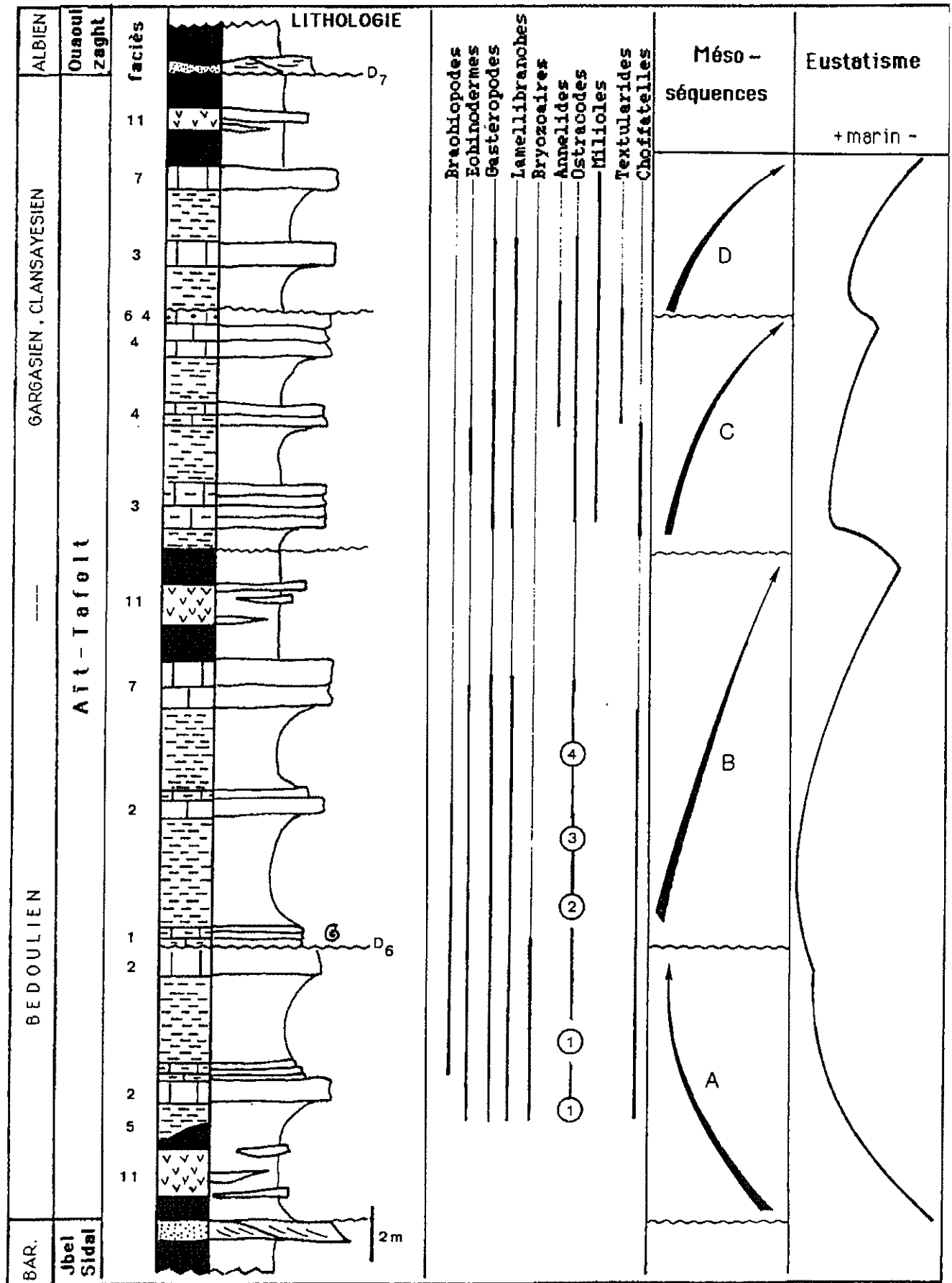


Fig. 55 : Formation d'Ait-Tafelt, coupe d'Ait-Attab.

. La seconde mésoséquence (B) associe la succession F1----> F2 ----> F7 ----> F11 et atteste une évolution régressive d'un domaine infralittoral ouvert à un domaine supralittoral de sebkha cotière.

. La troisième mésoséquence (C) admet la succession suivante: F3 ----> F4 ----> F6.4 et témoigne d'une évolution régressive d'un domaine infralittoral vers un domaine médiolittoral.

. La dernière mésoséquence (D) associe les faciès F3 ----> F7 ----> F11. Elle représente la dernière phase régressive dans ce domaine avant son émergence générale.

3.6.3.2. Coupe de Duaouizaght (fig.57)

L'affleurement étudié se situe sur une crête dans la partie nord-occidentale du synclinal (X: 409,15 - Y: 174,65). La série repose ici sur les derniers termes de la formation de Jbel Sidal et paraît épaisse d'environ 35 m.

L'éventail de faciès observé ainsi que les caractéristiques séquentielles sont les mêmes que ceux mis en évidence pour la coupe d'Ait Attab.

En effet, à petite échelle, les faciès s'agencent en des séquences élémentaires métriques, de comblement, de type marne ----> calcaire (cf. fig. 56).

A l'échelle supérieure, trois mésoséquences sont mises en évidence et témoignent d'une évolution parallèle à celles des trois premières mésoséquences décrites, pour cette formation, dans la coupe d'Ait Attab:

. La première (A) associe les faciès F11 ----> F5 ----> F2, elle témoigne de l'installation, dans ce domaine, d'une plate-forme infralittorale.

. La seconde (B) offre la succession des faciès F1 ----> F2 ----> F3 ----> F4 ----> F11 et paraît donc régressive allant du domaine infralittoral ouvert à un domaine supralittoral de type sebkha cotière.

. La dernière mésoséquence (C) est constituée par la succession F7 ----> F6.4 ----> F11. Elle atteste une évolution d'un domaine médiolittoral à un domaine supralittoral et marque la fin de l'épisode transgressif aptien.

3.6.3.3. Coupe d'Aghzif-Naour (fig.58)

La région d'Aghzif-Naour correspond à la longue cuvette NE-SW, située à l'extrémité nord orientale du secteur étudié (cf. fig.1).

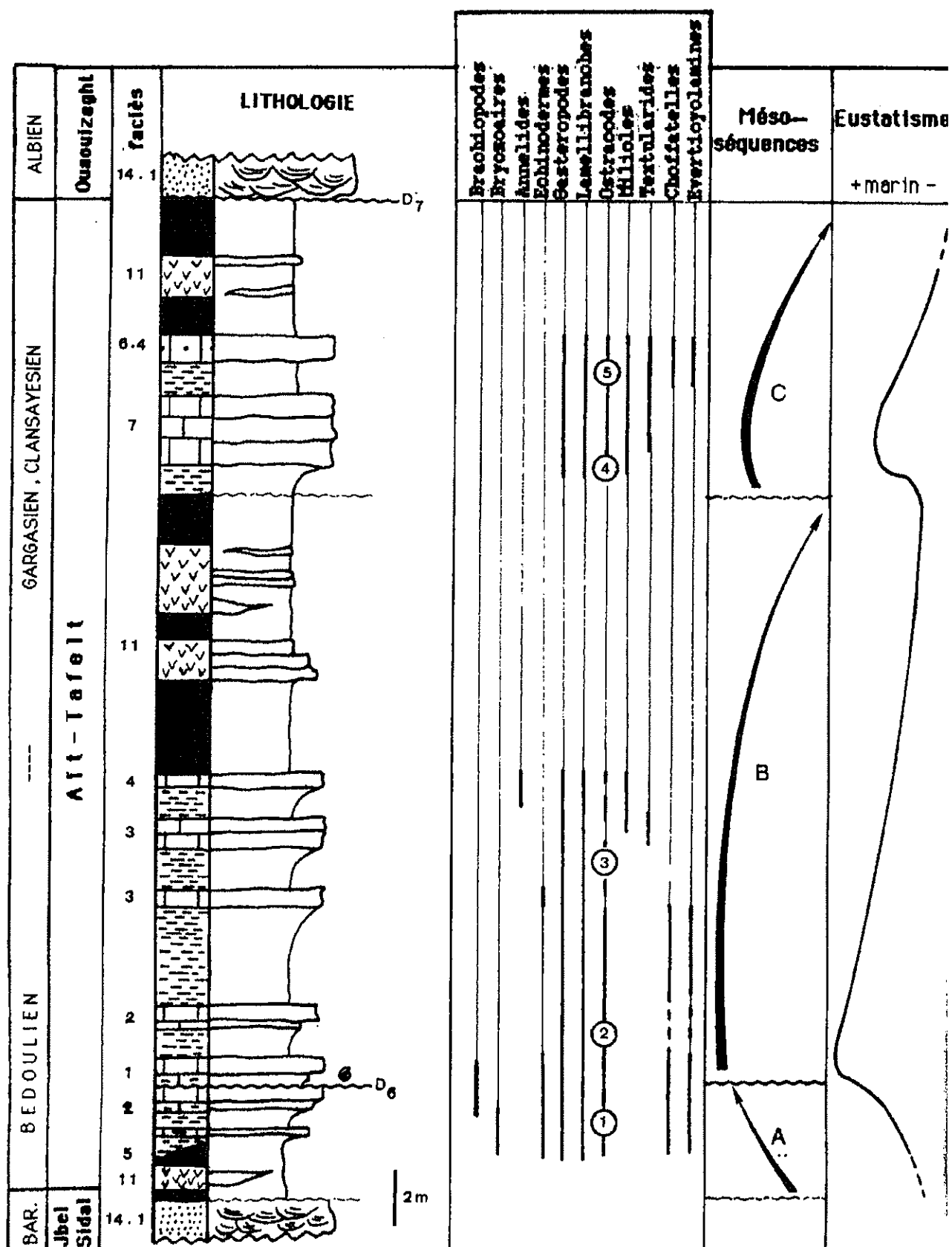


Fig. 57 : Formation d'Aït-Tafelt, coupe de Ouaouizaght.

La série des couches rouges, sous-jacentes à la formation d'Ait Tafelt, est réduite ici à la seule formation de Guettoua (FADILE, 1987). Cette dernière affleure sur une épaisseur oscillant de 20 à 200 m et paraît, localement, surmontée en légère discordance angulaire par les sédiments de la formation d'Ait-Tafelt, notamment, aux abords de Tisswit (X: 428 - Y:195) (JENNY et al., 1981).

A l'extrémité NE du synclinal, les derniers témoins de la formation de Guettoua sont des grès lenticulaires à dragées de quartz; au dessus, les sédiments attribués à la formation d'Ait-Tafelt ne dépassent pas 20 m d'épaisseur et se présentent comme suit (fig.58):

- 7 m de marnes rouges à lentilles de gypse (faciès F11), à la base.
- 2 m de marnes brunes fossilifères (littuolidés et ostracodes notamment) et bioclastiques (FS ?).

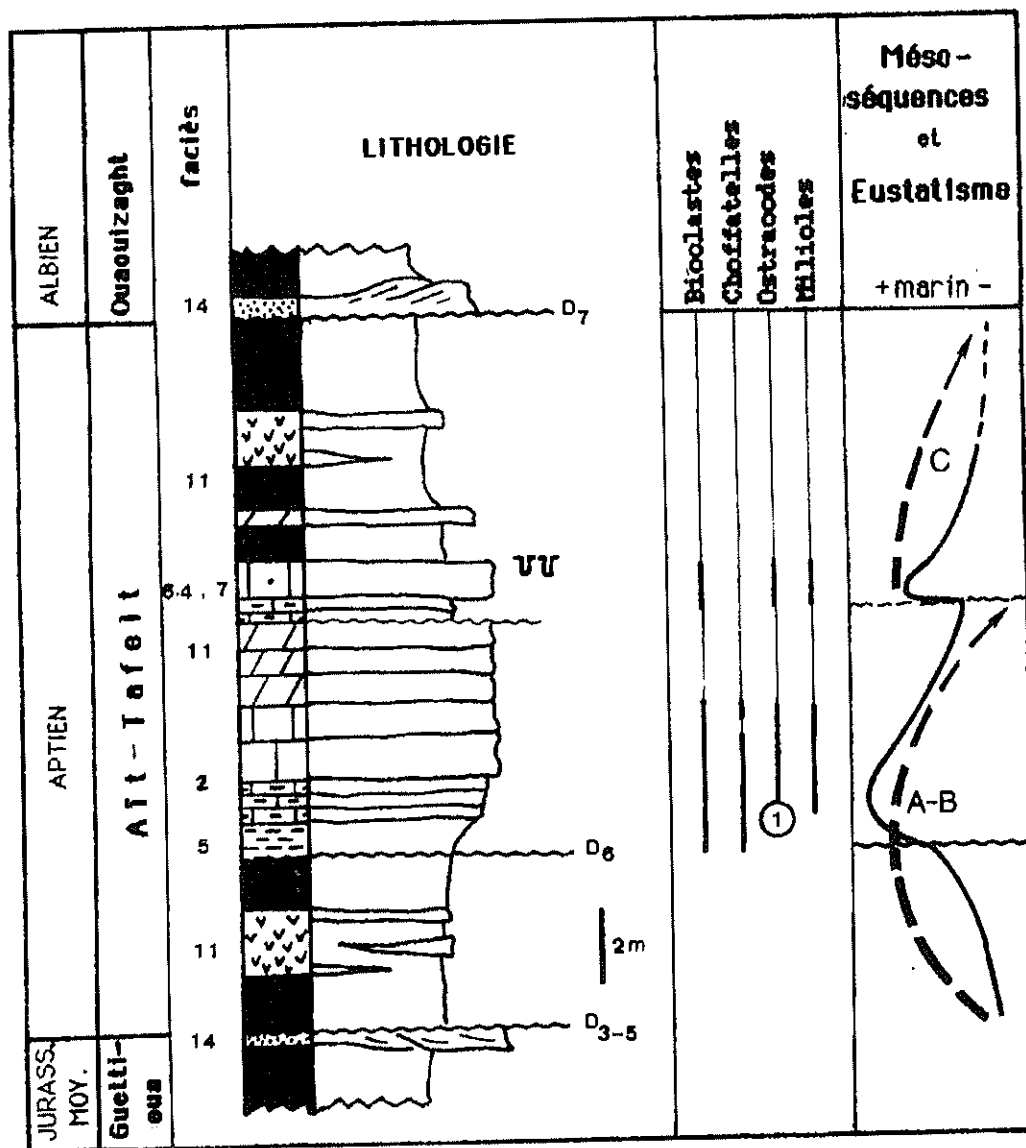


Fig. 58 : Formation d'Ait-Tafelt, coupe d'Aghzif Naour.

- Sur environ 7 m, est installée une dalle calcaire de couleur grise. Sa base est massive, bioclastique et riche en microfaune. Elle peut être assimilable au faciès F2. Les derniers mètres de la barre sont formés d'une dolomite grise à nombreux débris de matière organique. On n'y a observé aucune microfaune.

- Sur 1,5 m, vient un banc marno-calcaire à la base et calcaire au sommet. IL montre une microfaune réduite à des ostracodes, miliolles et textulariidés. On y observe aussi de nombreuses oolithes diffuses. Sa surface sommitale présente de nombreuses perforations et pistes d'organismes fouisseurs. Ce dernier niveau est interprété comme témoin d'un environnement médio à supralittoral.

- Au dessus s'installent, de nouveau, des marnes rouges à passées de dolomies et de gypse.

De cette succession se dégage donc une évolution en deux mésoséquences: la première (F11 ----> F5 ? ----> F2 ----> F11), cyclique (AB), montre les mêmes modalités d'installation et d'évolution de la plate-forme que celles observées dans les autres coupes. La seconde (C) est nettement régressive. Elle évolue d'un environnement médiolittoral à un environnement supralittoral.

3.6.4. Essai d'interprétation

La figure 59 illustre une corrélation possible entre les trois coupes étudiées. La comparaison reste aisée entre les coupes d'Ait Attab et Ouquizaght. En ce qui concerne la coupe d'Aghzif-Naour, nous supposons que ses niveaux les plus marins

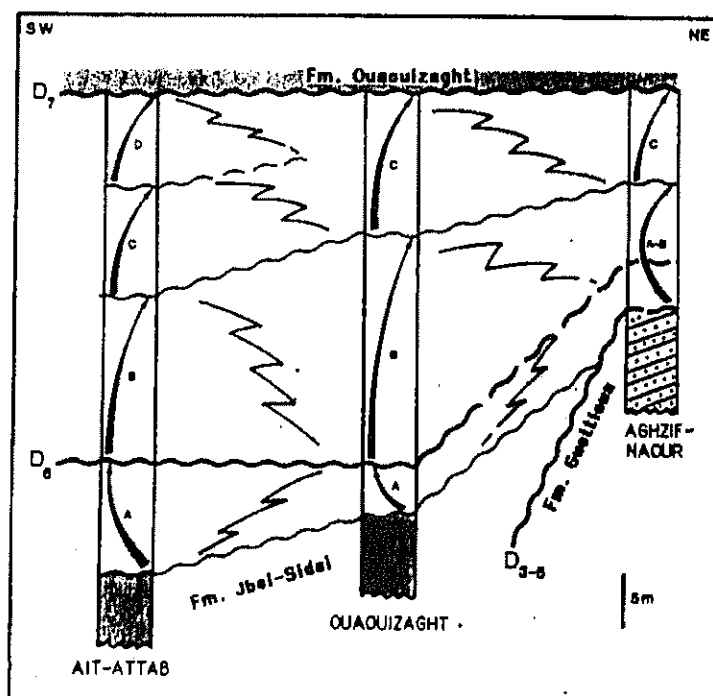


Fig. 59 : Essai de corrélation entre les diverses coupes de la formation d'Ait-Tafell dans le secteur étudié.

correspondent au maximum de la montée de la nappe d'eau dans notre région, en l'occurrence, les niveaux à ammonites relevées dans les deux autres coupes.

De ces observations, il apparaît donc que:

- Chaque mésoséquence associe un éventail plus ou moins complet des faciès étudiés (fig.60), ces derniers étant supposés agencés sur une plate-forme homocline pentée vers l'Oest.

- Les discontinuités qui soulignent la base de chaque séquence sont liées à une brusque montée des eaux à l'échelle de la région. Le dépôt de chacune des mésoséquences peut donc être considéré comme du à l'effet cumulé de plusieurs "pacs" (somme des séquences élémentaires constituant la mésoséquence). La discontinuité D6 marque le maximum d'océanisation dans notre région. Elle est datée du Bédoulien moyen et correspond à la base de la seconde mésoséquence (B).

A l'échelle régionale, les caractéristiques de la formation d'Ait-Tafelt sont sensiblement celles évoquées par BUROLLET et BUSSON (1983) pour les sédiments déposés par les mers mésozoïques en bordure du craton africain:

- Caractère presque instantané de la transgression à l'échelle géologique.

- Changement brusque des faciès dans le sens vertical.

- Absence de faciès grossiers à la base, liée certainement à la faiblesse des reliefs et au manque d'énergie de la nappe qui vient les recouvrir. On constate en revanche que l'installation des conditions marines est toujours précédée par un développement des faciès évaporitiques.

- Importante progradation du phénomène: la région étudiée est, en effet, située à plus de 300 km au Nord-Est des bassins d'Agadir et d'Essaouira, d'affinité atlantique incontestable, à partir desquels est supposée l'origine de cet épisode transgressif (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1960-62).

En conclusion, il apparaît que le dépôt des sédiments de la formation d'Ait Tafelt est essentiellement déterminée par des causes eustatiques: oscillation de la nappe d'eau dans l'océan atlantique.

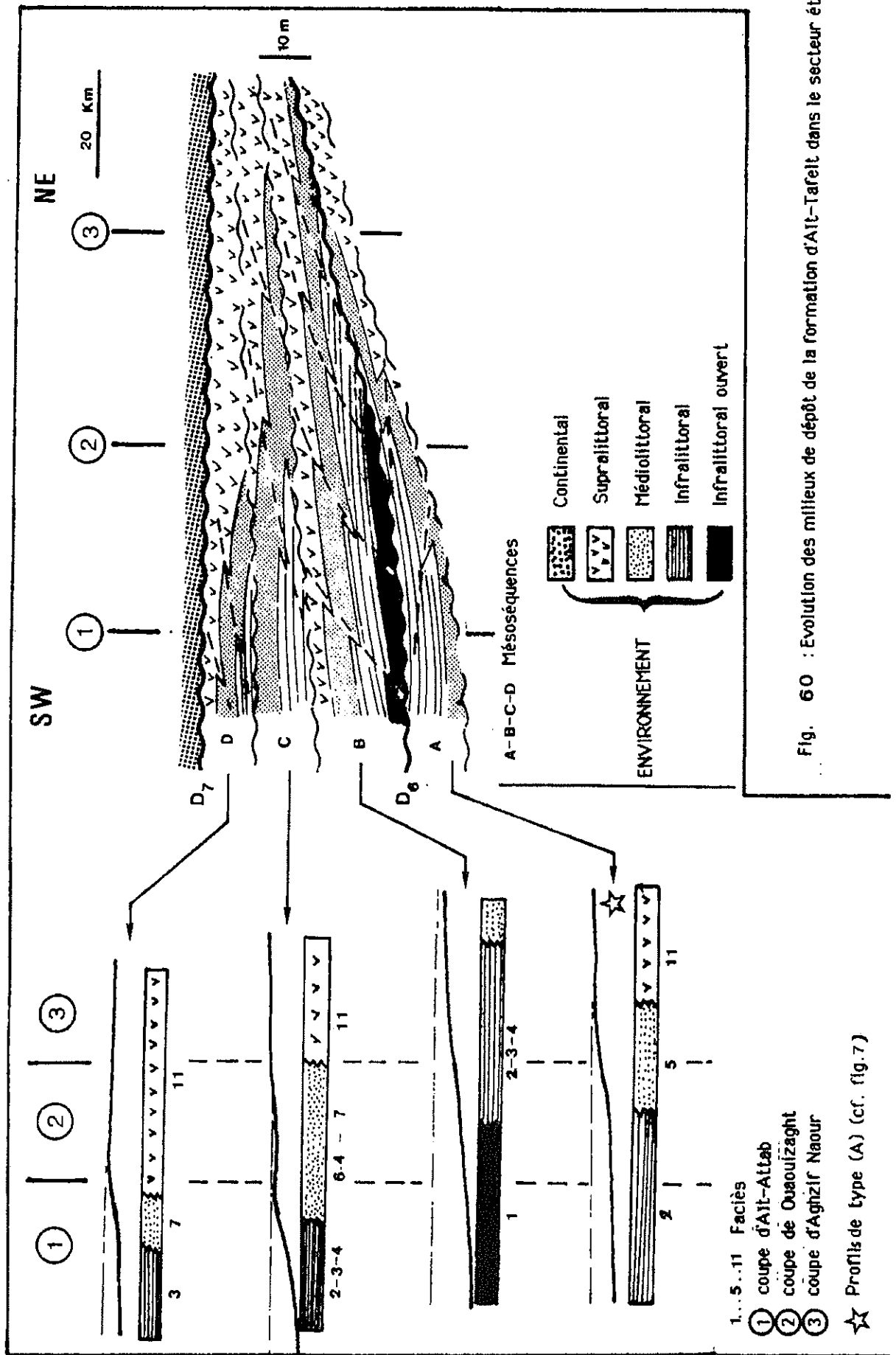


Fig. 60 : Evolution des milieux de dépôt de la formation d'Alt-Tafelt dans le secteur étudié.

3.7. FORMATION DE QUAOUIZAGHT

3.7.1. Historique et définition

Dans l'ensemble du secteur étudié, se développe, au dessus de la formation d'Ait Tafelt, une sédimentation gréseuse, évaporitique puis carbonatée dont l'âge est échelonné d'un Albien probable jusqu'au Turonien.

Sur les cartes géologiques au 1/100000 de la région (ROLLEY, 1978 et MONBARON, 1986), cette série est représentée par deux ensembles cartographiables:

- Un ensemble basal, grés-évaporitique, rapporté à l'intervalle albo-cénomanién.
- Un ensemble sommital, calcaire, rapporté à l'intervalle céno-mano-turonien.

Le terme "Quaouizaght" est une dénomination locale, établie pour désigner une partie de la série citée ci-dessus en raison de son grand développement aux environs du village de Quaouizaght (SOUHEL et al., 1985).

Il s'agit d'une série de teinte rouge dominante, admettant comme limite basal les derniers termes évaporitiques de la formation d'Ait Tafelt et comme limite sommitale une corniche formée de calcaires lithographiques d'âge Turonien.

Les premières études relatives à cette série sont réalisées par ROCH (1939) et BOURCART (1942). CHOUBERT et FAURE-MURET (1960-62) replacent cette série dans un cadre dynamique plus général, celui du domaine atlasique.

Une description de ses divers affleurements est, par la suite, donnée par ROLLEY (1973-1978) et par MONBARON (1985).

Finalement, RAHHALI (1979) et SAINT-MARC et RAHHALI (1982) apportèrent plus de précisions, d'ordre stratigraphique, sur la partie sommitale de cette formation.

3.7.2. Attribution stratigraphique

Le membre supérieur, carbonaté, de la formation de Quaouizaght est daté avec certitude du Cénomanién supérieur. ROLLEY (1978) y signale une faune d'ammonites, provenant du synclinal d'Aghzif-Naour, au sein de laquelle sont reconnus des Acantoceratidaes et des Vascoceratidaes.

Une abondante microfaune est en outre décrite par RAHHALI (1979) et SAINT-MARC et RAHHALI (1982). Il s'agit des foraminifères suivants: Cuneolina pavonia, Pseudolituonella reicheli Marie, Dicyclina sp. et Spirocyclina atlasica (la coupe d'Ait Attab étant sa localité type).

La faune d'ostracodes reconnue dans les niveaux sommitaux de l'unité de Quaouizaght (dett. ANDREU, Université de Toulouse) montre elle aussi une association caractéristique du Cénomanien marocain, il s'agit des espèces suivantes:

Cytherella sp.2, Paracypris sp., Parakrite ? sp., Cythereis algeriana Bassoulet et Damotte, 1969, Metacytheropteron berbericus Bassoulet et Damotte, 1969 et Oertliella tarfayensis Reyment, 1978.

Les deux membres inférieurs de cette formation, non fossilifères à ce jour, sont rapportés à l'intervalle Albien-Cénomanien, en raison de leur position dans la série stratigraphique datée (Aptien à la base et Cénomanien supérieur au sommet).

3.7.3. Analyse séquentielle et description d'une coupe type

La formation de Quaouizaght présente une épaisseur variable: 150 m à Ait Attab et 200 m dans sa localité type. Elle peut être subdivisée en trois membres: un membre gréseux à la base, un membre évaporitique intermédiaire et un membre calcaire et marneux au sommet.

Les diverses observations effectuées montrent une constante relative de ces unités à l'échelle du secteur étudié. De ce fait nous nous limiterons à la description d'une seule coupe, considérée comme type.

La description des deux premiers membres émane d'observations effectuées dans la région de Quaouizaght (fig.61) alors que le dernier membre est étudié dans la partie méridionale du synclinal d'Ait Attab (cf. fig.53).

3.7.3.1. Membre inférieur (fig.62)

La puissance de ce terme est évaluée à 45 m. On reconnaît une alternance de bancs gréseux et de passées argileuses; matérialisant de bas en haut la succession séquentielle suivante:

- Une séquence caractéristique de plaine alluviale, parcourue par des chenaux fluviatiles en "tresse" (cf. fig.50), développée sur environ 15 m d'épaisseur. Les directions de paléocourants, relevées sur la barre gréseuse, à la base de la séquence, montrent des écoulements dirigés vers l'Ouest-Nord-Ouest (fig.62).

- Deux séquences de type fluviatile méandrique (fig. 63). L'épaisseur de chaque séquence est d'environ 8 m, la base gréseuse étant réduite à 2-3 m.

- Une succession de trois séquences métriques: marnes rouges ----> grès. Les bancs gréseux sont friables, à patine jaunâtre et présentent, parfois, un film ferruginisé à leur sommet. Ces séquences sont de type "coarsening upward" et interprétées, dans leur contexte, comme témoignant de l'installation d'un milieu "estuarien" assurant la transition entre une plaine alluviale (faciès sous-jacents) et un environnement supralittoral (cf. 3.7.3.2.).

3.7.3.2. Membre moyen (fig. 62)

Ce deuxième terme affleure sur une épaisseur dépassant 100 m et montre une succession monotone où très peu de variations verticales sont notables. Il est essentiellement formé d'argiles rouges à intercalations de gypse. Ces dernières n'excèdent pas 1 m de puissance et révèlent, au sein de la série, une évolution cyclique: elles sont rares et lenticulaires à la base, stratiformes et très développées au milieu puis redeviennent lenticulaires et peu fréquentes au sommet de la série où elles apparaissent associées à des niveaux dolomitiques.

Ces derniers sont réduits à 4 ou 5 bancs, de couleur jaune à grise et de 1 à 2 m d'épaisseur pour chaque banc. Les marnes constituant la base de ces séquences dolomitiques sont généralement de couleur plus claire et fournissent, parfois, de nombreux restes de poissons (essentiellement écailles et débris de dents).

Ce membre révèle donc une sédimentation essentiellement chimique, à dominante évaporitique bien affirmée vers le sommet. Nous l'interprétons comme témoignant d'un environnement supralittoral lagunaire, où la sédimentation paraît liée, essentiellement, aux modifications physico-chimiques affectant la nappe d'eau.

3.7.3.3. Membre supérieur

Ce troisième membre affleure sur une dizaine de mètres et présente la succession des séquences métriques suivantes: (cf. fig. 62):



Fig. 61 : Apperçu général sur la formation de Ouauizaght dans sa cuvette éponyme:

- a- Marnes rouges à gypse du sommet de la formation d'Aït-Tafelt
- b- Grès du système fluvatile en "tresse" à la base de la formation d'Ouauizaght
- c- Membre moyen évaporitique
- d- Corniche turonienne surplombant la série

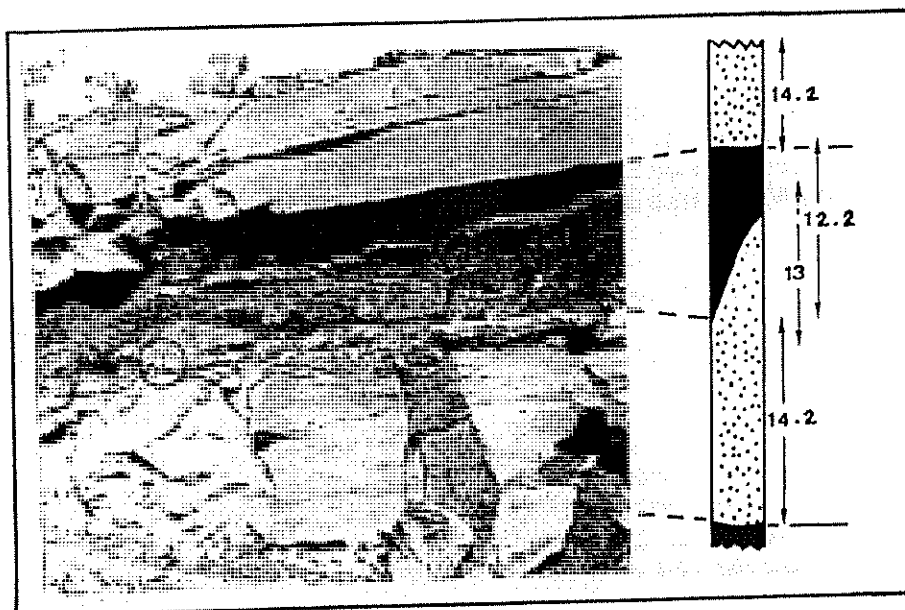


Fig. 63 : Séquence de type "fluvatile méandrique" dans le premier membre de la formation de Ouauizaght.

- Première séquence: marnes lagunaires ----> calcaire marneux ----> calcaire bioclastique (faciès F2) induré en son sommet où appaissent de nombreux nodules ferrugineux. Cette séquence traduit l'ouverture du domaine sur une plate-forme infralittorale.

- Deuxième séquence: elle présente la même succession lithologique que la précédente mais paraît entièrement déposée en milieu infralittoral (marnes et calcaires riches en microfaune: lituolidés et ostracodes).

- Troisième séquence: elle est matérialisée par des argiles rouges et violacées à characés. Ce terme témoigne de conditions supralittorales et marque un net hiatus sédimentaire souligné notamment par des surfaces ferruginisées au toit et au mur.

- Quatrième séquence: elle est constituée par des calcaires biopelmicritiques à la base (faciès F3) et par des calcaires à laminites au sommet. Elle témoigne d'une évolution régressive d'un milieu infralittoral à un milieu médiolittoral.

- La dernière séquence montre, à la base, des calcaires infralittoraux (faciès F2) surmontés par les premiers bancs des calcaires blancs, lithographiques, à foraminifères planctoniques du Turonien. Il s'agit donc d'une séquence transgressive, traduisant l'installation d'une plate-forme ouverte, à la base du Turonien.

3.7.4. Essai d'interprétation

L'enchaînement vertical des divers termes de la formation de Quaouizaght paraît graduel, continu, et traduit une évolution généralisée d'un milieu continental fluviatile à polarité affirmée vers l'Ouest à un milieu supralittoral, ayant probablement persisté durant la majeure partie de l'intervalle Albien-Cénomanién, et finalement à un milieu marin, de plate-forme restreinte puis plus ouverte.

Deux discontinuités majeures encadrent cette formation:

D7 à la base, témoigne d'une reprise de l'érosion dans la région et d'une polarité toujours affirmée vers l'Atlantique.

D8 au sommet, indique les nombreuses oscillations, sous forme de saccades successives, caractérisant l'installation de la plate-forme dans notre région haut-atlasique. Cette discontinuité a été reconnue au sommet du Cénomanién dans de nombreux secteurs marocains, sur la transversale Nador-Agadir (ANDREU, 1985).

3.8. ROCHES ERUPTIVES

3.8.1. Introduction

La série mésozoïque du Haut-Atlas septentrional porte la marque de deux épisodes éruptifs distincts:

Le premier est représenté par des roches à caractère tholeitique, d'âge triastique à liasique basal; il coïncide avec la première phase distensive responsable de la création du sillon atlasique.

Le second épisode offre un bon exemple de magmatisme intraplaque (LAVILLE et al., 1982). Il est contemporain du dépôt d'une partie de la série de couches rouges étudiée: formations de Guettoua, Iouaridène et Jbel Sidal.

Ce dernier type de roches éruptives a fait l'objet de nombreux travaux de portées locale ou régionale. Ces études ont interprété les divers aspects que présentent ces roches: pétrographiques et chimiques (JEREMINE, 1952; ROLLEY, 1973; CHEVREMONT, 1975; MONBARON et al., 1980; LAVILLE et HARMAND, 1982); radiométriques et paléomagnétiques (BARDON et al., 1978; HAILWOOD et al., 1971 et WESTPHAL et al., 1978).

3.8.2. Description et caractéristiques

3.8.2.1. Affleurements et mode de gisement

Dans le secteur d'étude, les roches magmatiques associées aux couches rouges présentent divers modes de gisements: coulées, dykes et sills tous issus d'un magma commun (CHEVREMONT, 1975; MONBARON et al., 1980). Cet éventail est complet dans le bassin de Tagleft où les relations spatiales sont clairement nettes entre les diverses venues magmatiques (MONBARON et al., 1980).

Dans les autres synclinaux, seules des coulées s'observent; celles-ci forment deux horizons β_1 et β_2 , constituant de très bons niveaux repères au sein de la série (cf. fig. 2 et 4).

Horizon β_1 :

il est contemporain des dernières réccurrences gréseuses de la formation de Guettoua et s'observe dans la majorité des synclinaux de la région.

- Dans la cuvette de Karia il occupe, à lui seul, le coeur de la structure.

- Dans le synclinal d'Ait Attab, il est formé par deux coulées de 20 m d'épaisseur chacune. Celles-ci dessinent une bande

régulière sur l'ensemble de la bordure nord et ouest du synclinal.

- Dans le synclinal de Ouazouizaght on observe aussi deux venues distinctes formant des alignements relativement continus sur le flanc nord-ouest du synclinal.

- Dans la cuvette de Tagleft, cet horizon B1 forme les entablements de Jbel Sgat et d'Igharghar. En ce dernier secteur s'observent néanmoins de 3 à 4 coulées superposées (SUBRA, 1980).

- Finalement, c'est à ce même horizon qu'on doit attribuer une passée de 2 à 3 m d'épaisseur observée à la base de la formation d'Iouaridène sur le flanc sud-est de la cuvette d'Ozoud.

Il s'agit donc d'un phénomène éruptif général, intéressant l'ensemble de la région étudiée. La disposition des coulées dans la majorité des bassins suggère un écoulement de magma vers les parties nord et ouest de ces derniers, configuration conforme aux paléopentes mises en évidence par l'étude sédimentologique des formations Guettoua et Iouaridène (cf. CH.4).

Horizon P2:

il s'intercale dans les assises basales de la formation de Jbel Sidal et n'affleure par conséquent que dans les synclinaux où cette formation est conservée.

- Dans le synclinal d'Ait Attab, il présente divers aspects: une coulée de 2 à 3 m d'épaisseur, le plus souvent érodée et discontinue sur la bordure nord et ouest du pli; un entablement dépassant 40 m d'épaisseur sur le flanc sud (région d'Ait Rhodja) qui se prolonge vers l'est jusqu'au niveau de Souk El-Had où sa puissance est réduite de moitié alors que vers l'ouest il se réduit rapidement à une simple cinérite de quelques mètres de puissance (région d'Abrarag: X: 374,5 - Y: 165,7).

- Dans le synclinal de Ouazouizaght, il n'affleure que dans la partie sud-orientale de la structure et se présente en un horizon discontinu n'excédant pas 4 m d'épaisseur.

Ce second épisode volcanique paraît de moindre ampleur (généralement une seule coulée) que le premier.

3.8.2.2. Caractères pétrographiques

Les coulées sont représentées par des roches de couleur grise à brunâtre, parfois verdâtre. Ces roches présentent une altération plus ou moins poussée, le plus souvent en "boules" notamment pour l'horizon B2.

Leur étude pétrographique effectuée par JUST (*in* MONBARON et JUST, 1980) dans la cuvette de Tagleft permet de les classer dans la famille des roches gabbroïques (les minéraux principaux primaires étant: un pyroxène monoclinique, l'auphite basaltique titanifère; des plagioclases allant de l'albite au labrador).

L'environnement sédimentaire qu'attestent les sédiments qui les encadrent (cours fluviatiles et plaines d'inondation) plaident en faveur d'un épanchement à l'air libre ou sous une très faible tranche d'eau.

A l'échelle régionale et pour l'ensemble du cortège volcanique connu dans le Haut-Atlas, LAVILLE et HARMAND (1982) proposent la chronologie de mise en place suivante: troctolite ----> monzodiorite ----> syénite puis leucogabbro et ferrodiorite ou anorthosite ----> ferrosyénite quartzifère.

3.8.2.3. Age

La figure 64 donne un aperçu des différentes datations géochronologiques obtenues pour l'ensemble des roches éruptives du Haut-Atlas. Les âges sont échelonnés entre 170 m.a et 120 m.a et correspondraient, selon LAVILLE et HARMAND (*opt. citée*) à des processus de mise en place brefs mais renouvelés pendant cet intervalle de temps.

A l'échelle du secteur étudié, les datations disponibles sont celles réalisées par WESTPHAL et *al.* (1979). Les mesures, effectuées sur feldspaths plagioclases[⊙], donnent des âges regroupés autour de deux valeurs distinctes correspondant l'une au Jurassique moyen, l'autre au Crétacé inférieur.

L'âge jurassique moyen est obtenu sur des coulées rattachées à l'horizon $\beta 1$. IL s'agit, d'une part, des coulées associées aux grès de la formation de Guettoua dans le synclinal de Naour (N°1 et 3, fig. 64), d'autre part d'une coulée associée à la base de la formation d'Iouaridène (N°2, fig. 64) dans la région d'Ait Al-Fattak (extrémité est du synclinal d'Ait Attab).

L'âge crétacé inférieur a été obtenu, tout d'abord sur une coulée $\beta 2$ de la région d'El-Had (N°6, fig. 64). Cette attribution doit néanmoins être considérée sous réserve, "... l'échantillon,

⊙ Une tentative précédente, effectuée sur roche totale (THUIZAT, 1976), s'est avérée

infructueuse, les échantillons étant trop altérés.

N°	Âges radiométriques 10 ⁶ ans	Gisement	Méthode K/Ar sur	Références
① ② ③	* 173 ± 4	Naour (coulée inf.)	plagioclase	Westphal <i>et al.</i> (1979)
	* 169 ± 9	Bin el ouidane (coulée)		
	* 166 ± 3	Naour (coulée sup.)	hornblende	in Smith et Pozzobon (1979)
	o 165 ± 10	Imiler (gabbro)		
	o 162 ± 10	Imiler (gabbro)	biotite	Hailwood et Mitchell (1971)
	* 160 ± 3 ; 158 ± 3	Tassent (gabbro)		
	* 157 ± 2 ; 154 ± 2	Tassent (gabbro)	biotite	in Smith et Pozzobon (1979)
	* 155 ± 3 ; 152 ± 3	Tassent (gabbro)		
	o 151 ± 7	Imiler (gabbro)	roche totale	Hailwood et Mitchell
	o 144 ± 7	Imiler (gabbro)		
④	* 134 ± 3 ; 131 ± 3	Tassent (dyke)	plagioclase	Westphal <i>et al.</i> (1979)
	* 125 ± 2	Ouzoud (coulée)	roche totale	Hailwood et Mitchell
⑤ ⑥	* 121 ± 3 ; 119 ± 3	Tassent (dyke)	plagioclase	Westphal <i>et al.</i> (1979)
	* 119 ± 3	Talnt N'Hordj (coulée)	plagioclase	Westphal <i>et al.</i> (1979)
	107	El Had (coulée)		

* $\lambda_e = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K total} = 1,19 \cdot 10^{-4} \text{ mol mol.}$ — o constantes non précisées.

Fig. 64 : Âges radiométriques des roches intrusives du Haut-Atlas (in LAVILLE et HARMAND, 1982)

très altéré, rendant l'obtention des plagioclases frais très difficile." (WESTPHAL *et al.*, 1979). IL a été également proposé pour des coulées (N°4 et 5, fig. 64) sans relation spatiale évidente avec les sédiments étudiés. Toutefois vu leur âge proche de celui de la coulée d'El-Had, on pourrait penser qu'elles appartiennent au même événement.

3.8.3. CONCLUSION

L'apparition de coulées basaltiques dans la série jurassico-crétacé du Haut-Atlas septentrional coïncide le plus souvent avec des changements faisiologiques majeurs: limites des formations Guettoua et Iouaridène d'une part (Jurassique moyen), Iouaridène et Jbel Sidal d'autre part (Crétacé inférieur: Hautérivien-Barrémien).

Leur brusque mise en place permet de les considérer comme des niveaux repères, isochrones, autorisant de fructueuses correlations spatiales.

Leur présence témoigne par ailleurs de l'importance de la tectonique distensive lors du dépôt des couches rouges.

Evolution géodynamique

4 . 1 . INTRODUCTION

Nous avons montré dans le chapitre précédent, que l'évolution jurassico-crétacée reconnue du Haut-Atlas de Béni-Mellal comporte deux périodes essentielles: l'une jurassique et l'autre crétacée. Celles-ci sont caractérisées, chacune, par une dynamique sédimentaire propre.

Les associations de faciès décrites, leurs variations tant latérales que verticales, suggèrent d'emblée l'existence de pulsions tectoniques synsédimentaires.

Afin d'adopter un modèle d'évolution cohérent avec les faits de terrain, il importe donc de considérer, pour chacune des deux périodes évoquées:

- La position des différentes zones de dépo-centre.
- Le tracé des principaux accidents bordant ces zones ainsi que les variations de faciès et d'épaisseur, mesurées ou déduites de coupes et de descriptions publiées dans la littérature.

4 . 2 . PERIODE JURASSIQUE

4.2.1. Tectonique synsédimentaire

4.2.1.1. Introduction

Dès le Trias supérieur, le bassin du Haut-Atlas fut le siège d'une lente subsidence qui a duré jusqu'au Malm, où l'on assiste au comblement de l'auge jurassique (LAVILLE, 1985). Les pulsions tectoniques enregistrées durant cet intervalle (phases embryonnaires et phases paroxysmales) ont été liées par les auteurs, soit à des mouvements distensifs (JENNY et al., 1981; MONBARON, 1982) soit à des mouvements compressifs (LAVILLE, 1978; STUDER et DU DRESNAY, 1980) soit finalement, à la coexistence simultanée de bassins en distension et de bassins en compression, dans un cadre régional en décrochement (JENNY, 1984; LAVILLE, 1985).

Pour nous, il importait, de prime abord, de définir les conditions géodynamiques de la sédimentation dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal durant la période jurassique considérée. De ce fait nous avons été amenés à proposer un modèle susceptible de tenir compte d'une manière satisfaisante de l'existence de telles conditions. Il s'agit du modèle en "blocs basculés", que la géophysique nous a rendu familier dans l'illustration de l'évolution de la lithosphère en extension. Celui-ci traduit un amincissement crustal et s'accompagne d'une subsidence du tréfond.

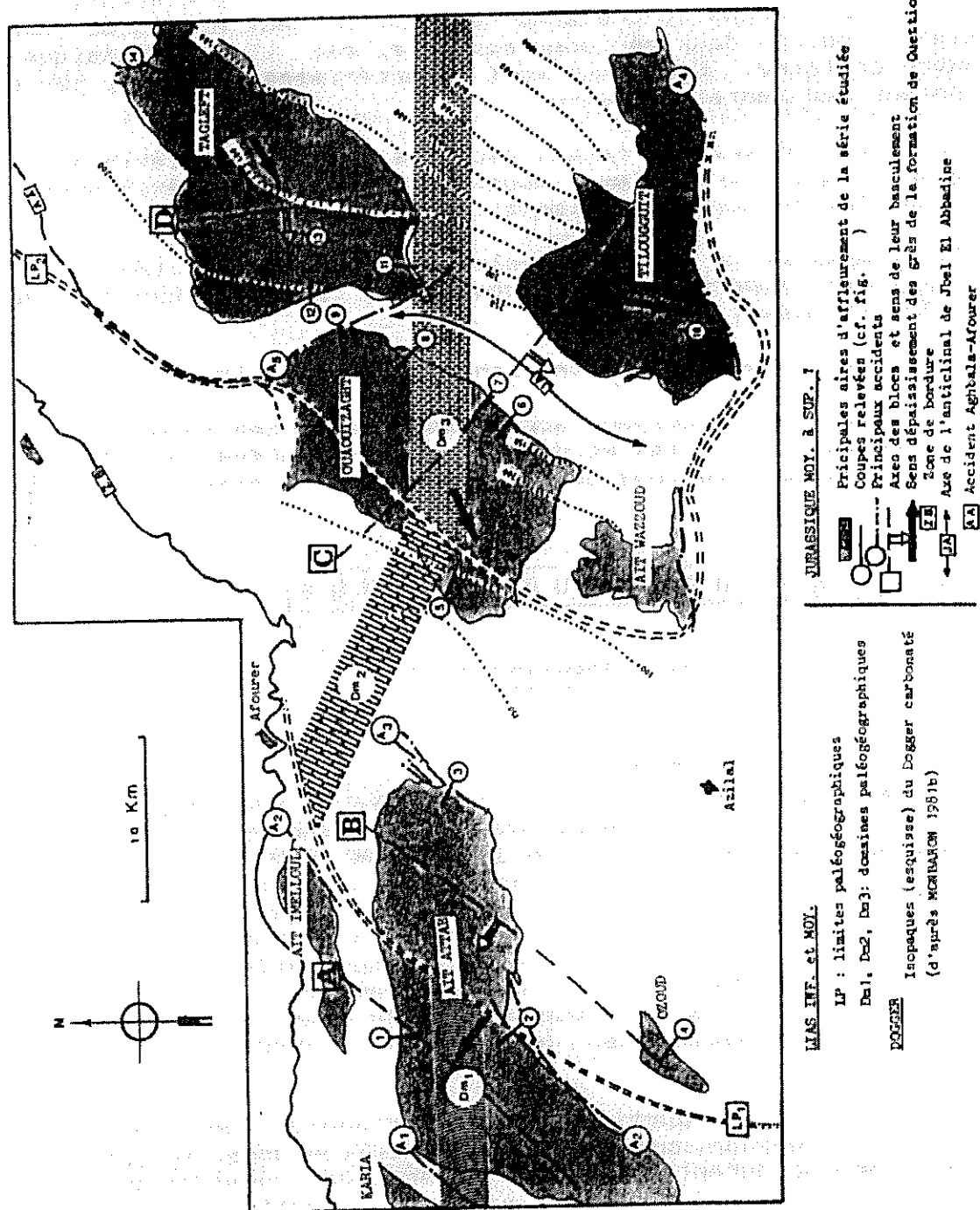


Fig. 65 : Organisation de la sédimentation jurassique dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal; domaines paléogéographiques durant le Lias; isopaques du

4.2.1.2. Principaux blocs et accidents associés

Dans le secteur étudié, l'organisation de la sédimentation jurassique suggère la coexistence de nombreux blocs décakilométriques, généralement basculés vers l'Ouest, le Nord-Ouest ou le Sud-Ouest. Il s'agit des blocs suivants (fig. 65), d'Ouest en Est:

- Bloc A: Son axe de basculement est orienté sensiblement NE-SW. Il correspond aux branches occidentale et médiane du synclinal d'Ait Attab.

- Bloc B: Son axe de basculement est orienté comme le précédent. Il inclut la branche orientale du synclinal d'Ait Attab ainsi que le synclinal d'Ozoud.

- Bloc C: Son axe de basculement est orienté NW-SE. Il englobe les domaines géographiques suivants: Ouacuzaght, Tilougguit et Ait Wazzoud.

- Bloc D: Son axe de basculement est aussi orienté NW-SE. Il correspond à l'actuelle cuvette de Tagleft.

Les limites paléogéographiques de ces blocs sont constituées par des accidents à jeu normal synsédimentaire. Ceux-ci sont généralement calqués sur certaines bordures des synclinaux actuels. Il s'agit des alignements des failles suivants:

- Alignement A1: Il correspond à l'axe de l'anticlinal de Jbel Al Maqsoura, limite nord-occidentale du bloc A. Le jeu synsédimentaire de celui-ci est surtout connu au Toarcien par la discordance progressive des marnes chocolat sur leur substratum (LAVILLE, 1985). On ne lui connaît aucune mobilité durant le dépôt des couches rouges considérées dans le présent travail.

- Alignement A2: Il s'agit des accidents orientés NE-SW parallèlement au Jbel Ait Sri. Ceux-ci paraissent avoir contrôlé la sédimentation dans le bloc A durant le Jurassique moyen. Ils coïncident en outre avec le tracé de la limite paléogéographique occidentale (LP1) de la plate-forme liasique (front du faciès du Lias épais de ROLLEY, 1978).

- Alignement A3: Dans la région d'Ait Al-Fattak, ils constituent la limite orientale NE-SW du bloc B. Leur jeu est surtout visible à partir du Bathonien.

- Alignement A4: Il s'agit de l'important accident E-W qui limite, au Sud, les cuvettes d'Ait Wazzoud et de Tilougguit (bloc C). Le jeu de cet accident, très manifeste à partir du Bathonien, est probable durant le Lias (biseaux du Taorcien signalés par MONBARON (1981) et tracé presque confondu avec celui de la limite paléogéographique plate-forme-bassin (LP2) durant le Lias).

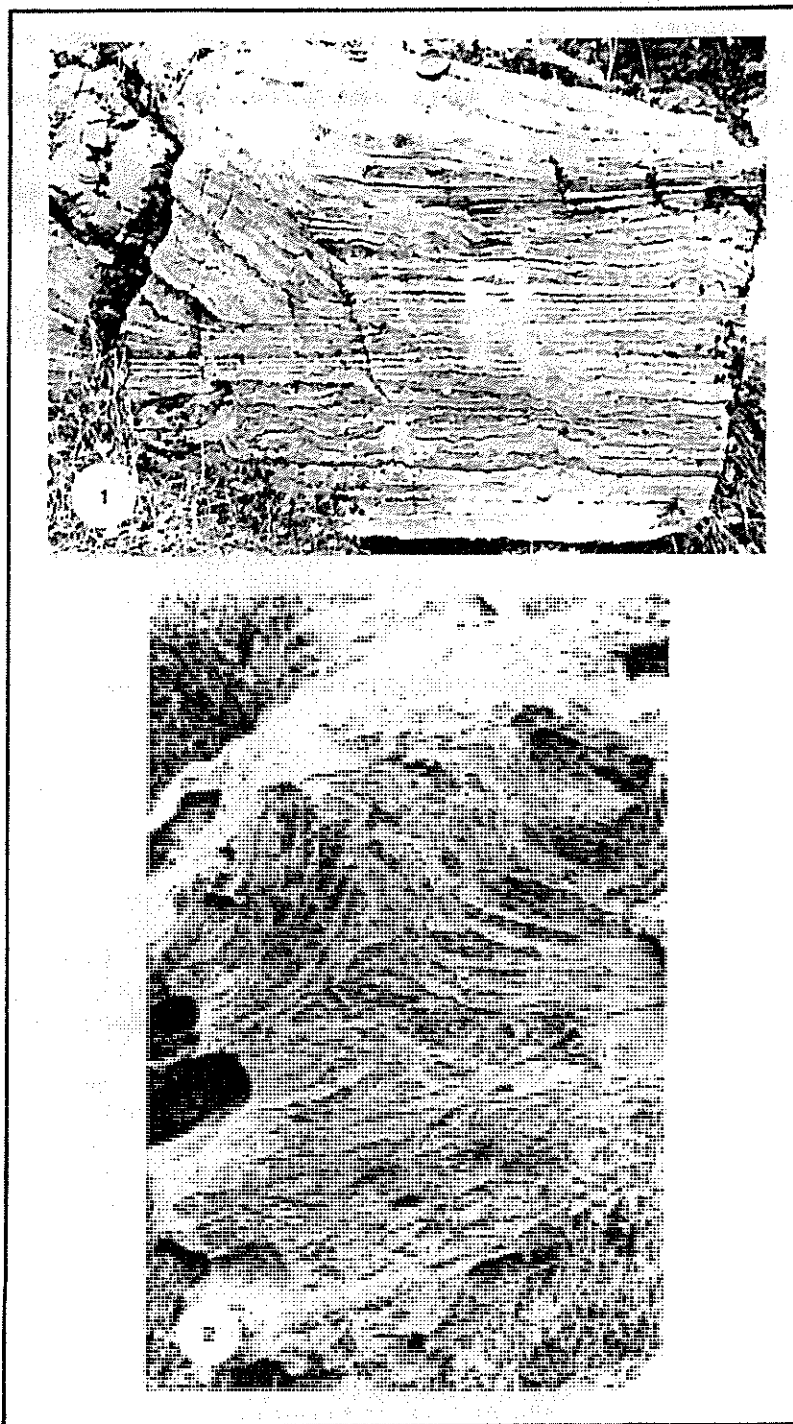


Fig. 66 : Dolomies à stromatolithes(1) et "lepees"(2) du Lias inférieur, Haut-Atlas de Beni-Mellal .

- Alignement A5: Il correspond à l'axe, NW-SE, Tansrift-Igharghar qui sépare le bloc C à l'Ouest du bloc D à l'Est. Son jeu durant le dépôt des couches rouges jurassiques est mis en évidence par SUBRA (1980). Cet alignement se greffe, vers le Nord, à l'accident Aghbala-Afourer (LAVILLE, 1978) dont un tronçon coïncidait avec la limite paléogéographique plate-forme-bassin (LP2) durant une partie du Lias.

Cette organisation en "blocs basculés" laisse entrevoir une surface de dépôt irrégulière, à profil en larges "dents de scie", et à géométrie variable avec le temps. Afin d'apprécier son impact sur l'évolution géodynamique de la période considérée, un bref aperçu sur l'histoire jurassique antérieure (Lias inférieur à Bajocien) est donc nécessaire.

4.2.2 Evolution géodynamique

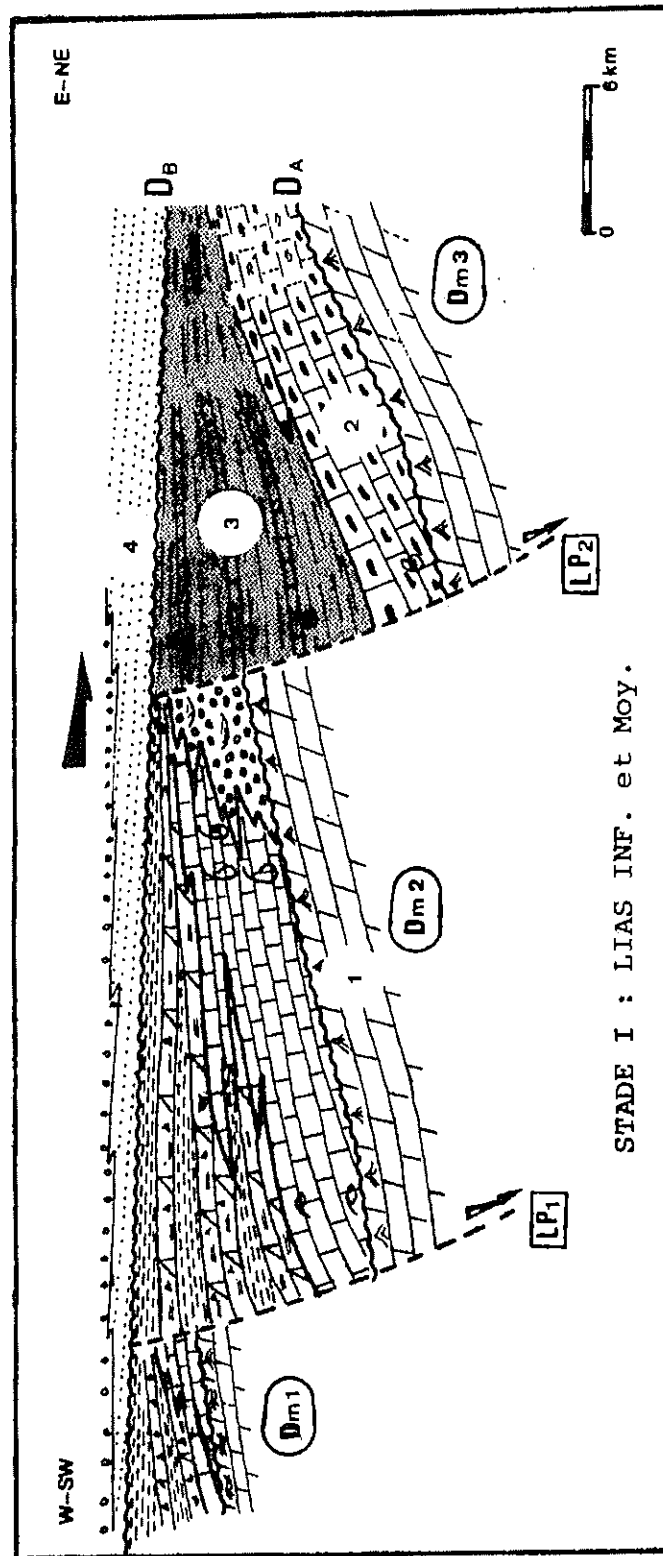
L'évolution jurassique du Haut-Atlas de Beni-Mellal comporte trois stades successifs majeurs: le premier au Lias inférieur et moyen; le second durant l'Aalenien-Bajocien et le dernier du Bathonien au Jurassique supérieur. Seuls les dépôts correspondant au dernier stade ont été étudiés dans ce travail. Les données relatives aux deux premiers sont essentiellement bibliographiques, rarement associées à des observations ponctuelles de terrain.

4.2.2.1 Stade I: Lias inférieur et moyen

C'est la période, d'individualisation du bassin marin haut-atlasique. Les premiers dépôts carbonatés, qui font suite aux sédiments à dominante terrigène du Trias, se montrent relativement homogènes sur l'ensemble du domaine (formation de Jbel Rat, SEPTFONTAINE, 1986). Il s'agit essentiellement de calcaires et de dolomies à figures tidales (Stromatolites et Tepees, fig. 66) déposés sous climat aride (DU DRESNAY, 1972).

Le sommet du Sinemurien (discontinuité DA) marque le début des mouvements de subsidence différentielle. Ceux-ci traduisent, en profondeur, le jeu de blocs crustaux décakilométriques (fig. 67). Ces blocs prennent progressivement un pendage W à NW et induisent l'individualisation de plusieurs environnements paléogéographiques (domaines 1, 2 et 3; fig. 65 et 67), où les variations latérales de faciès peuvent se suivre sur le terrain étudié:

- Au niveau du premier domaine (Dm1), se développe une sédimentation essentiellement laguno-saumâtre (ROLLEY, 1978) composée principalement de dolomies saccharoïdes associées à de rares passées à restes d'oolithes et de pisolithes.



1- Fm. Jbel Rat (Hett.?-Sinem.); 2- calcaires à silex (Sinem.?-Carixien); 3- marno-calcaires à ammonites (Dom.-Toarcien); 4- marnes chocolat (Toar.-Aalenien).

Fig. 67 : Evolution du secteur étudié et géométrie en "blocs basculés" durant le Lias Inférieur et moyen.

- La limite paléogéographique orientale de ce domaine (PL1, cf. fig. 65) est très nette au niveau de l'anticlinal du Jbel Tazerkount. ROLLEY (1978), décrit une variation d'épaisseur extrêmement rapide de part et d'autre de l'axe de ce pli (la série liasique passe de 100 à 200 m sur le flanc Nord à environ 1000 m d'épaisseur sur le flanc Sud).

En se basant sur cette variation de puissance de même que sur le caractère essentiellement intertidal des sédiments déposés dans les deux compartiments séparés par cette limite, DU DRESNAY (1975) interprète cette dernière comme une faille normale synsédimentaire favorisant l'abaissement du compartiment oriental (domaine 2).

- Au niveau du second domaine (Dm2), s'enregistre une mégaséquence régressive dans un contexte de subsidence continue (SEPTFONTAINE, 1986). Un exemple d'évolution de cette plate-forme est proposé par cet auteur à l'image des cycles de "tidal flat" décrit par SHINN (1983) dans l'Actuel.

Les processus sédimentaires localement observés dans cette série se présentent sous deux aspects:

. Une sédimentation continue, organisée en séquences métriques régressives évoluant d'un milieu infralittoral à un milieu supralittoral. Les plus complètes de ces séquences présentent la succession: Calcaire infralittoral ---> calcaire à laminites ---> brèches ---> marnes rouges (fig. 68).



Marnes rouges
supralittorales

Brèche Calcaire

Calcaire à laminites

Calcaire bioclastique
infralittoral

médilittoral

Fig. 68: Séquence type du domaine de plate-forme (Lias inférieur-moyen, Haut-Atlas de Béni-Mellal).

. Une sédimentation épisodique, généralement concordante avec la base des séquences décrites ci-dessus, formée de bancs calcaires massifs souvent lenticulaires et à grands lamellibranches (Mégalo-dontidés). Ceux-ci témoignent, selon SEPTFONTAINE (1986), d'un remplissage de chenaux intertidaux.

EL ARABI et al. (1987), présentent une étude détaillée du même phénomène aux confins septentrionaux du moyen Atlas et proposent pour cette période une évolution dans un contexte en tectonique distensive saccadée, selon un modèle de blocs basculés.

- La limite paléogéographique (LP2) de ce domaine est connue depuis longtemps comme un alignement séparant une aire de plate-forme à l'Ouest et au Nord d'un domaine de bassin (Dm3) à l'Est et au Sud (DUBAR et MOUTERDE, 1978; ROLLEY, 1972, 1973 et 1978; MONBARON, 1981 et SEPTFONTAINE, 1986). Dans notre secteur (fig.65) sa partie visible coïncide d'une part avec un tronçon d'une ligne tectonique majeure (accident Aghbala-Afourer; LAVILLE, 1978) et d'autre part avec l'alignement de failles A4 qui limite, au Sud, les cuvettes d'Ait Wazzoud et de Tilougguit.

D'un point de vue paléogéographique la ligne LP2 correspondait à une zone de seuil à barres sableuses oolithiques et édifices subrécifaux. Le démantèlement de ces derniers serait responsable de la sédimentation en bordure du bassin (Dm3) décrite par DUBAR et MOUTERDE (1978) comme "faciès mixte". Ces auteurs citent: "...des niveaux détritiques dus à des apports massifs de sédiments de peu de profondeur avec leur faune propre, entraînés par de forts courants ou amenés par glissements sous marins dans les bas-fonds les plus proches...". MONBARON (1981) décrit pour sa part, dans cette zone, de nombreux slumps et turbidites calcaires et finalement, étudiant le phénomène de près, ROLLEY (1972) conclut à l'existence suivant cet alignement, d'un talus très abrupt séparant le domaine de plate-forme à l'Ouest du domaine de bassin à l'Est.

- Au niveau du dernier domaine (Dm3), la sédimentation est essentiellement celle d'une mer profonde: calcaires à silex puis succession marno-calcaire à cephalopodes.

Le dispositif ainsi décrit s'est ébauché au Sinemurien terminal, affirmé au Carixien et à persisté jusqu'au sommet du Domerien.

La discontinuité DB, à la base du Toarcien, correspond à une déstabilisation générale du fond marin à l'échelle du domaine atlasique (DU DRESNAY, 1975). Elle se traduit dans notre secteur par:

. Un arrêt de sédimentation carbonatée dans les domaines 1 et 2. Ceux-ci peuvent même avoir subi des érosions locales (MONBARON, 1981).

. Le domaine de seuil disparaît tandis que s'observe la progradation d'un important complexe terrigène (marnes chocolat).

. Dans le domaine de bassin, la sédimentation de type "dépôts mixtes" s'accélère (DUBAR et al., 1978) durant une partie du Toarcien tandis que s'accumule une série composée essentiellement de grès, silts et marnes grises à miches calcaires et ammonites (ROLLEY, 1978).

Ce lithofaciès atteint le centre de la fosse atlasique. La sédimentation terrigène s'homogénéise alors sur l'ensemble de notre secteur.

Bien que ses caractéristiques ne soient connues dans le détail, cette discontinuité (DB) peut, à priori, être interprétée comme une discordance de type 1 selon VAIL et al. (1977); celle-ci caractérise une chute du niveau marin au-dessous de la bordure de la plate-forme, avec une vitesse dépassant la vitesse de subsidence de cette bordure. Les dépôts cotiers sont donc amenés à s'installer en dessous de cette bordure, dans un canyon créé par érosion sub-aérienne de cette dernière.

4.2.2.2. Stade II: Aalénien-Bajocien

Il se traduit par un épais comblement de l'auge atlasique par des sédiments marneux et marno-calcaires (DU DRESNAY, 1979). La dynamique sédimentaire caractéristique de cette période est particulièrement mal connue dans notre secteur. Toutefois, des études effectuées plus à l'Ouest, dans la région de Demnat (REBOUILLAT, 1983), montrent un cadre structural généralement en distension admettant le jeu normal d'accidents synsédimentaires. REBOUILLAT (opt. citée) met en évidence quatre phases à évolution cyclique (transgressives puis régressives); celles-ci se réduisent dans notre secteur à deux grandes unités de dépôt successives particulièrement nettes sur le terrain.

La première montre une évolution progressive d'une série terrigène gréseuse puis évaporitique (marnes chocolat) à des marno-calcaires marins puis à une épaisse série de calcaires organisés en barres (formation de Bin El Ouidane I; MONBARON, 1981).

Dans la seconde s'observe le passage d'une série marneuse lagunaire (Marnes livides; LEVEQUE, 1952; Fm. Bin El Ouidane II; MONBARON, 1982) à une seconde corniche de calcaires à organisation apparente en barres (Fm. Bin El Ouidane III; MONBARON, 1981).

Au dessus, s'installe une sédimentation à caractère nettement régressif (formation de Tilougguit) dont un essai d'interprétation de l'organisation est proposé dans ce travail (cf. CH. III, fig.36 et 37).

Les variations d'épaisseur (fig. 65) notables de part et d'autre de l'anticlinal de Jbel El Abbadine (MONBARON, 1981) suggèrent, pour ce stade aussi une évolution en "blocs basculés" à l'image de ceux décrits pour le stade liasique précédent. Toutefois, les études ne sont pas assez poussées pour permettre la localisation des zones de failles actives durant ce stade. La configuration des blocs mis en jeu demeure ainsi déduite des variations d'épaisseur décrites.

4.2.2.3. Stade III: Bathonien-Jurassique supérieur?

Durant ce stade s'enregistre, dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal, le dépôt des formations Guettoua et Iouaridène, étudiées dans le présent travail.

Ces deux formations s'organisent en une mégaséquence de comblement limitée par deux discontinuités majeures: D2 à la base et D4 au sommet.

Cette mégaséquence coïncide avec le début d'une phase tectonique paroxysmale à l'échelle du domaine atlasique (JENNY et al., 1981; MONBARON, 1981 et 1982a; CHARRIERE, 1985). Celle-ci se caractérise dans notre secteur par la réactivation d'anciens accidents hérités des stades précédents (Alignements 2 et 4 notamment) et par l'apparition de nouveaux accidents (Alignements 3 et 5) responsables de l'individualisation de nouveaux bassins.

L'hypothèse d'une importante zone de seuil, matérialisée par la ride de Jbel El Abbadine (MONBARON, 1981 et 1982) et responsable du contrôle de la sédimentation dans ce secteur à partir du Jurassique moyen nous semble difficile à admettre vu les observations suivantes:

- Les directions de paléocourants fossilisées par les grès du système fluviatile méandrique de la formation de Guettoua dans le synclinal de Ouaoizaght (cf. fig. 44) se montrent transverses par rapport à cette structure. De ce fait l'existence d'un paléoseuil à son niveau paraît peu probable. De même, le système de drainage transverse, mis en évidence dans le champ de Ouaoizaght, montre une nette évolution amont-aval, parallèle à l'axe de la ride d'El Abbadine et orthogonale à l'alignement 5.

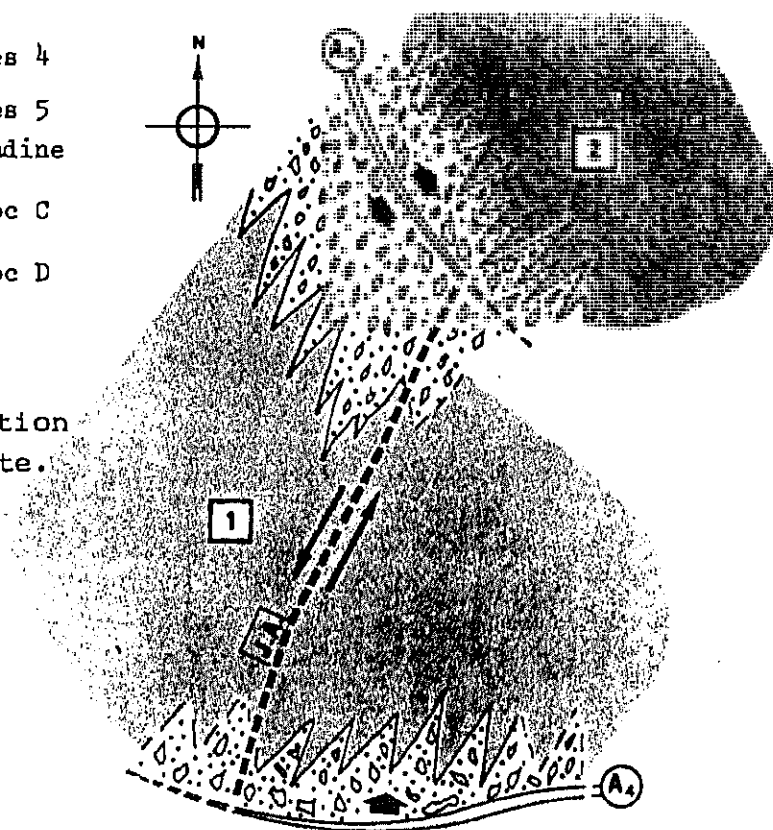
- Les vecteurs d'épaississement des grès de la formation de Guettoua ne divergent pas tous à partir de cette ride comme l'entendait MONBARON (1981) mais convergent, dans chaque bassin, vers l'accident normal synsédimentaire responsable de sa création (cf. fig. 65).

- La géométrie en demi-graben signalée par cet auteur (1982b) ne se vérifie pas de part et d'autre de cette ride. Elle se vérifie, par contre, à ses extrémités Sud (alignement 4) et Nord (alignement 5).

De ce fait, il nous semble plus probable que cette ride correspondait à une zone de décrochements qui, à la faveur d'un mouvement globalement senestre (fig. 69), avait permis le développement, en ses deux extrémités nord et sud, de zones en distension: alignements de failles 4 et 5 à jeu normal synsédimentaire responsable du contrôle de la sédimentation dans ce secteur.

- Ⓐ₄ Alignement de failles 4
- Ⓐ₅ Alignement de failles 5
- J.A. Ride de Jbel El Abbadine
- 1 Aire de dépôt du bloc C
- 2 Aire de dépôt du bloc D

Fig. 69: Cf. explication dans le texte.



La dynamique sédimentaire, caractéristique de ce stade III, est transcrite dans un milieu essentiellement continental. Elle peut être interprétée en termes de: distension, basculement de blocs, discordance syntectonique, érosion locale et apports sédimentaires.

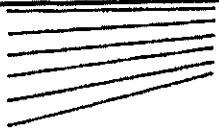
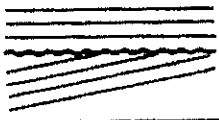
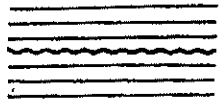
Avant de décrire ses caractéristiques, il importe de rappeler la définition de quelques termes relatifs aux discordances syntectoniques, termes utilisés dans cette description:

RIBA (1975) définit les discordances syntectoniques comme de grandes structures sédimentaires primaires affectées par des mouvements tectoniques contemporains du dépôt. Cet auteur désigne, par ce terme, un ensemble structural rassemblant deux types fondamentaux de discordances:

a- Discordance progressive: ce vocable désigne un éventail de couches en biseau. Il y a continuité stratigraphique mais le parallélisme des couches fait défaut.

b- Discordance angulaire: ce terme est utilisé dans un sens purement géométrique pour désigner la disposition en biseau d'une série sur l'autre. Dans ce cas, en plus du non parallélisme des couches, il n'y a pas continuité stratigraphique. Cet auteur oppose ce dernier terme à celui de discordance par ravinement: hiatus sédimentaire et concordance; le terme "discordance" ne représente alors plus de signification géométrique. LOMBARD (1956) propose, pour le remplacer, le terme de "disconformité".

Ainsi donc les rapports concordance-discordance et continuité-discontinuité stratigraphique dans les éléments fondamentaux constitutifs des discordances syntectoniques sont les suivants:

	Hiatus sédimentaire	Parallélisme des couches	Illustration
DISCORDANCE PROGRESSIVE	N O N	N O N	
DISCORDANCE ANGULAIRE	O U I	N O N	
DISCONFORMITE	O U I	O U I	

4.2.2.3.1. Description

L'analyse du cadre paléostructural proposé peut être appréhendée à deux niveaux:

a- Au niveau des zones de dépoctrées:

celles-ci sont situées vers la partie subsidente des blocs. Elles présentent les séries sédimentaires les plus épaisses (coupes 1, 5, 10 et 13; fig. 70) et sont aussi le siège des accumulations basaltiques (coulées ①).

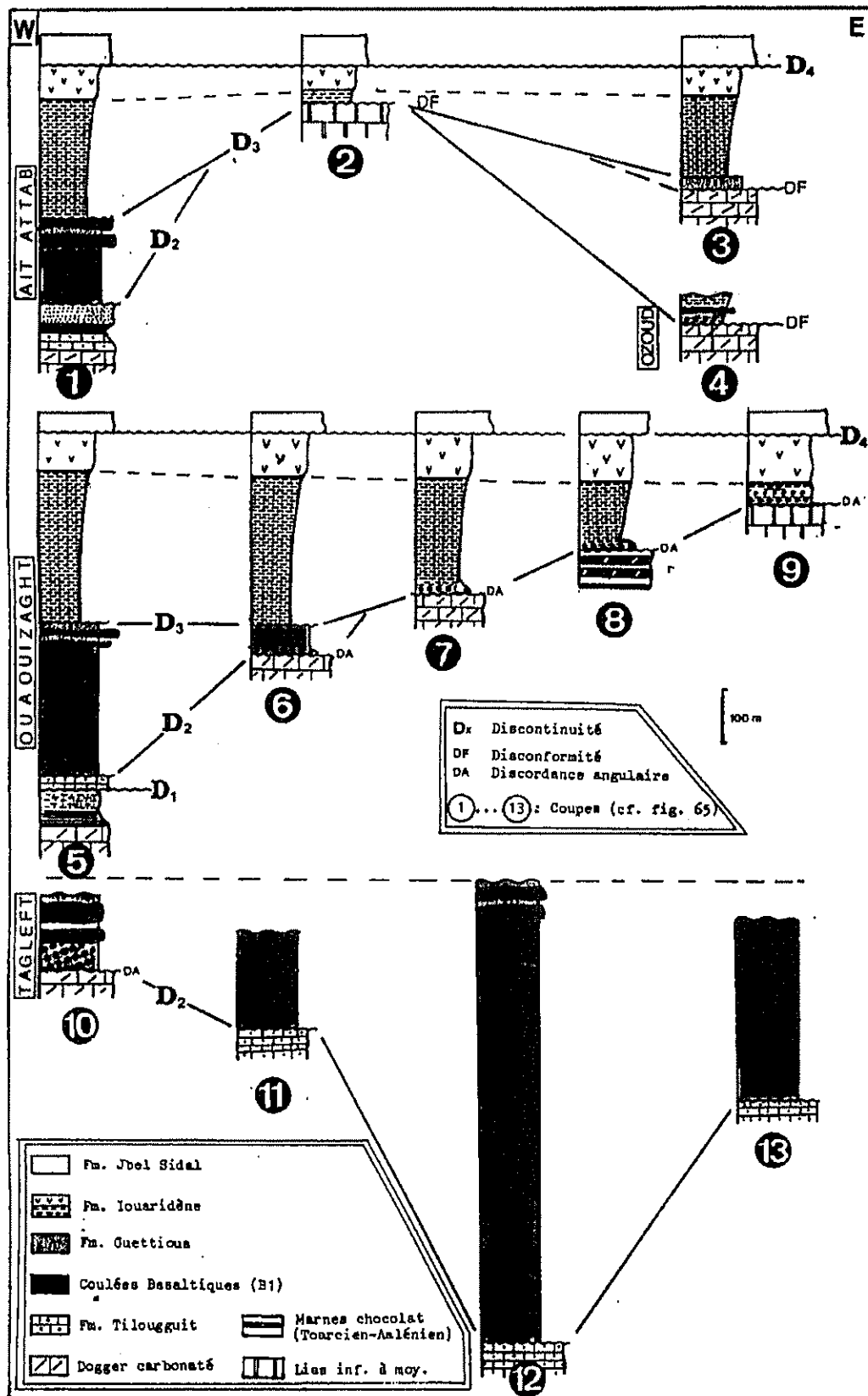


Fig. 70: Essai de corrélation entre les diverses coupes de la mégaséquence du Jurassique moyen à supérieur? dans l'Atlas de Béni-Mellal.

L'influence du jeu de blocs sur la structure interne de la série sédimentaire y est matérialisée par un phénomène de discordance progressive.

b- Au niveau des limites de blocs:

dans ce cas deux situations existent selon que l'on soit situé dans la partie surélevée ou dans la partie affaissée des blocs:

b1- Partie surélevée: dans le secteur étudié deux cas se présentent encore:

* Une situation où l'on observe le développement d'une zone relativement tabulaire que l'on peut qualifier de "plateau" (bloc B). Celui-ci est façonné sur les calcaires bajociens généralement inclinés vers l'Ouest. Il est le siège d'une sédimentation très réduite, grossière, issue de l'érosion locale (coupes 3 et 4, fig. 70). Son contact avec les sédiments qui le transgressent par la suite, plat, est matérialisé par une disconformité.

* Une situation où cette bordure est inclinée de 20 à 30° vers l'Ouest. Dans ce cas l'érosion peut atteindre les calcaires du Lias inférieur et moyen (coupes 6, 7, 8 et 9; fig. 70). Le paléorelief ainsi créé correspondrait alors à une géométrie en combe et cuesta établies sur une succession monoclinale. Un exemple est décrit par MONBARON (1982) dans la région d'Ait Issimour: les combes sont façonnées sur les dalles calcaires du Bajocien. Leur longue évolution aérienne est matérialisée par une surface karstique généralement colmatée par un conglomérat de coulées boueuses (cf. fig. 25, CH. II). Les cuestas sont façonnées sur les grès et pélites du Toarcien-Aalénien (marnes chocolat). L'évolution aérienne de ces dernières est matérialisée par une surface cargneulisée très bien développée sur les grès (fig. 71).

Le contact de cette paléosurface avec les sédiments qui la transgressent matérialise un phénomène de discordance angulaire (fig. 72).

Dans ces deux situations la limite surélevée des blocs constituait un seuil pour la sédimentation fluviatile des grès de Guettoua. Ce seuil ne fut recouvert que tardivement, par la série plus ou moins complète des couches de la formation d'Iouaridène.

b2- Partie affaissée: cette partie fonctionne généralement comme un fond de graben, un piège à sédiments.

Deux exemples peuvent être décrits dans le secteur étudié:

Il s'agit, d'une part, de la région d'Igharghar (coupe 11, fig. 70), limite méridionale de la cuvette de Tagleft (bloc D). La série qui affleure est réduite, essentiellement conglomératique

fig 71

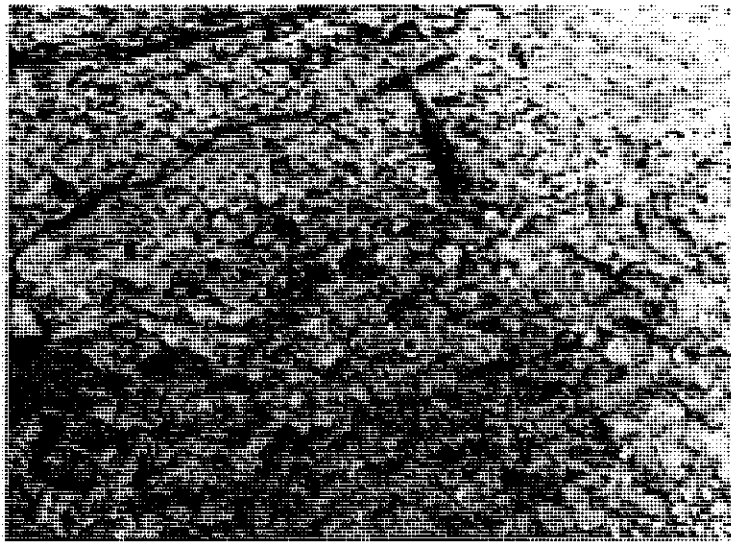


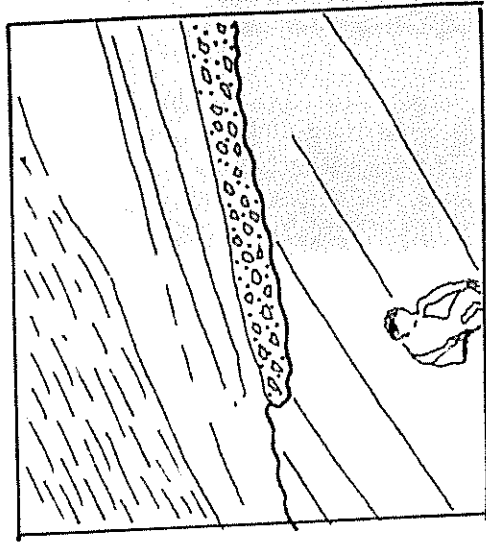
Fig. 71 : Surface cargneulisée au sommet d'un banc de grès toarcien .

issue de l'érosion locale. Les conglomérats sont récurrents vers le centre du bassin où ils se raccordent aux grès de la formation de Guettoua (SUBRA, 1980). La subsidence paraît très rapide puisque seuls les niveaux sommitaux du Dogger carbonaté sont décapés et surmontés en discordance angulaire franche (30 degrés) par les conglomérats.

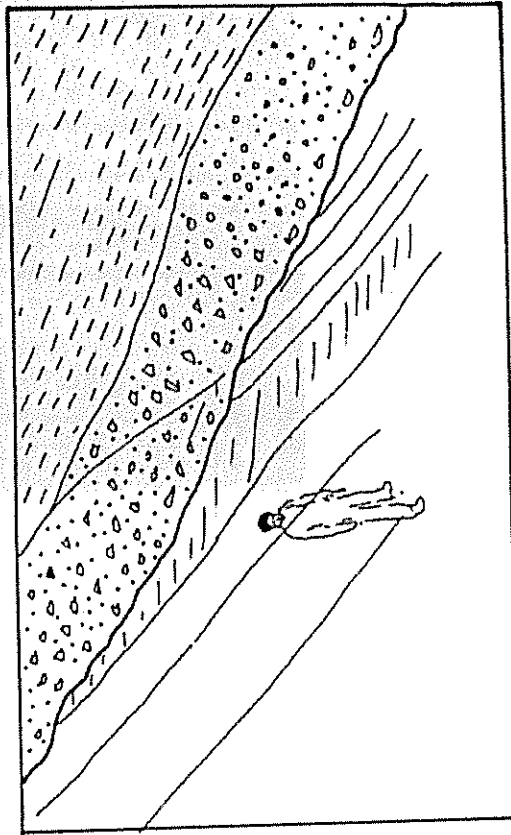
D'autre part, dans la cuvette de Tilougguit, les grès de la formation de Guettoua s'ouvrent en éventail (discordance progressive) du Nord vers le Sud. Ils dépassent 700 m d'épaisseur (SUBRA, 1980) et reposent, dans le secteur de Ouamzeg, partie méridionale de la cuvette, en légère discordance angulaire sur des calcaires du Pliensbachien (DUBAR, 1952 et JOSEPH *in* JENNY, 1982).

Cette zone paraît donc avoir subi un décapage intense (plus de 400 m de sédiments érodés selon DUBAR *opt. citée*) avant le dépôt favorisé par une subsidence active, d'une telle épaisseur des grès de Guettoua.

Ainsi dans les parties affaissées des blocs il apparaît que le contact avec le substratum est toujours concordant et que la sédimentation y est plus précoce que sur les parties surélevées. Néanmoins, dans le détail, s'observent des discordances angulaires liées au jeu successif de plusieurs accidents.



1



2



Fig. 72 : Exemples de discordances angulaires des conglomérats (base Fm. louaridène) sur leur substratum.

- 1 - Dogger carbonaté
- 2 - Marnes chocolat (Toarcien).

4.2.2.3.2. Interprétation: Chronologie des événements et signification des discontinuités

Trois phases successives peuvent être distinguées durant le dépôt de cette mégaséquence du Jurassique moyen-supérieur:

a- Phase I (fig. 73): cette phase marque un net paroxysme dans la structuration du domaine étudié. Elle se caractérise par l'individualisation de 4 bassins, à sédimentation détritique, établis sur des blocs affaissés, basculés vers l'Ouest ou le Sud-Ouest.

Le basculement de ces derniers, contemporain au dépôt des grès de Guettoua, a pour effet le déplacement de l'aire de sédimentation et des coulées basaltiques associées vers le centre des bassins donc vers leurs bordures actives.

Ce processus implique un dispositif en "offlap" pour les sédiments de Guettoua, selon le modèle proposé par RIBA (1975, fig. 74) pour caractériser le stade de déformation accélérée.

La discontinuité D2 qui caractérise le début de cette phase témoigne d'une érosion aérienne plus ou moins poussée et se marque:

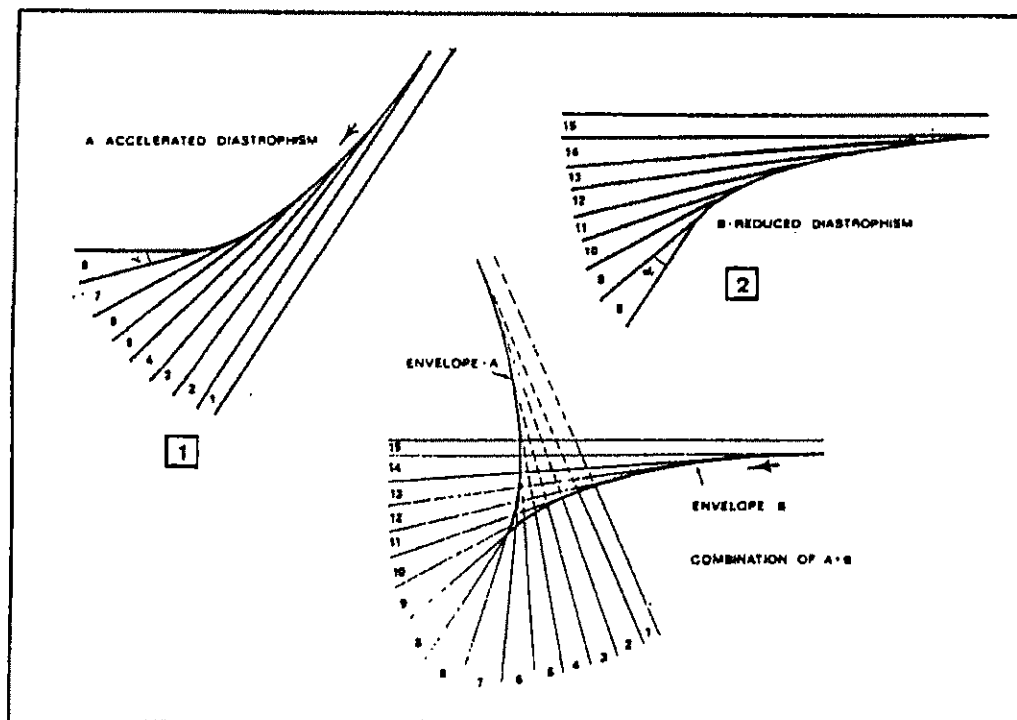


Fig. 74 : Les deux stades de la déformation synclonique (D'après RIBA, 1976):
 1- déformation accélérée: la sédimentation est cantonnée au centre du bassin (offlap);
 2- déformation ralentie: les sédiments progradent en "onlap" vers les marges du bassin .

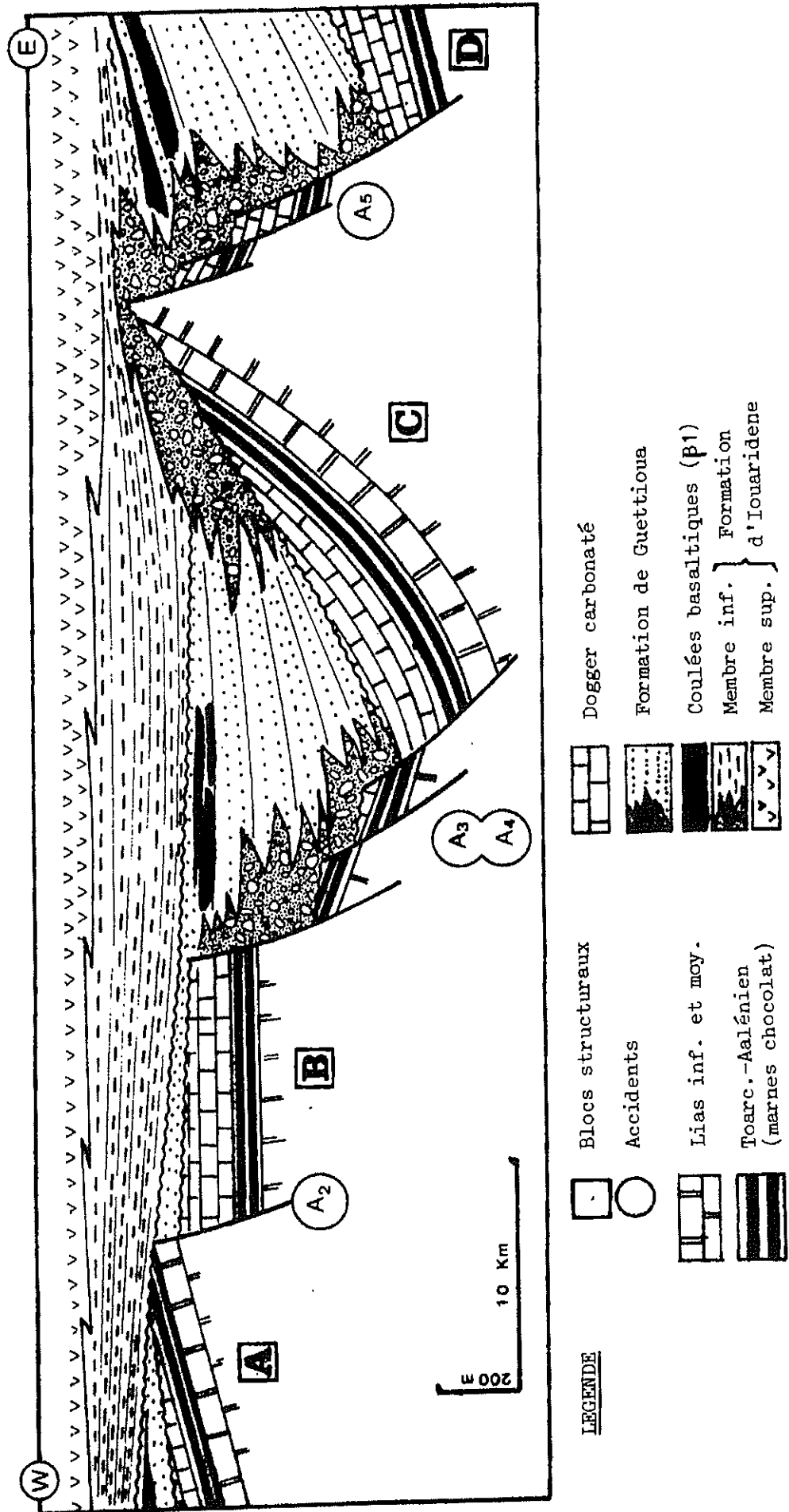


Fig. 73 : Interprétation géodynamique et modèle de dépôt de la mégaséquence jurassique moy. à sup. ? (fm. Guettoua et Iouaridene).

- Au centre des bassins par une surface de concordance et se situe à la limite des formations Guettioua et Tilougguit.

- A la périphérie des bassins par une discordance angulaire, notamment dans les zones établies sur les parties élevées des blocs.

D'un point de vue paléogéographique, il s'agirait probablement de vallées alluviales étroites, alimentées par deux sources d'apport différentes. La première intéresserait la région d'Ait Attab et Karia (sédiments grossiers à dominante de dragées de quartz). De la seconde sont charriés des sédiments plus fins, alimentant les zones de Quaouizaght, Tagleft et Tilougguit.

b- Phase II (fig. 73): Elle est postérieure aux épanchements basaltiques B1. Le jeu des alignements de failles 2 et 3 s'estompe. La déformation synsédimentaire ne se marque plus que dans l'alignement 5. Vers l'Ouest, le secteur étudié ne formerait ainsi qu'un seul domaine subsident vers l'Ouest, englobant les paléoblocs A, B et C.

Les mouvements synsédimentaires observés sont attestés d'une part par la polarité vers l'Ouest des décharges grossières, coalescentes avec un domaine de playa, et d'autre part par la présence de nombreux slumps (fig. 75) observés dans les pélites de playa, à l'aplomb de l'alignement 5.

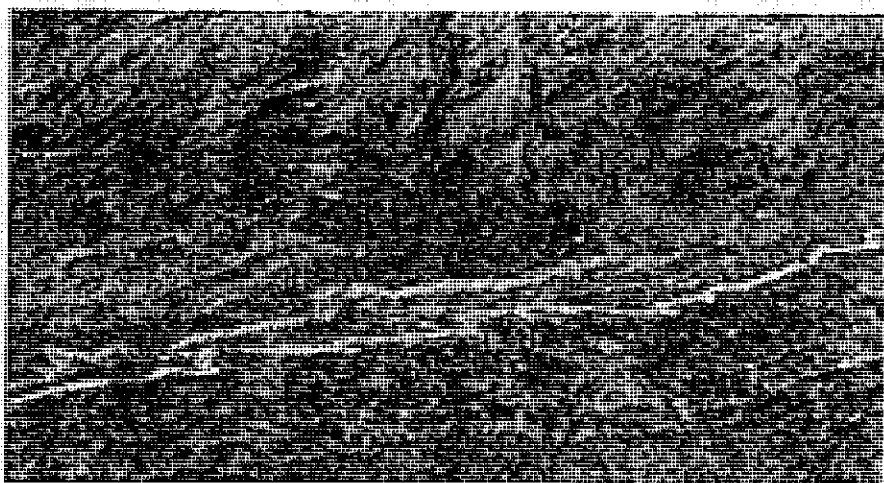


Fig. 75 : Figures de glissement (slumps) dans les pélites de la formation d'Iouaridène à l'aplomb de l'alignement A₅ (coupe 8, fig. 70).

⊙ La lacune de la série postérieure à la formation de Guettioua, à l'aplomb de l'alignement 4, ne nous permet

pas de formuler une hypothèse sur le jeu de celui-ci durant cette seconde phase.

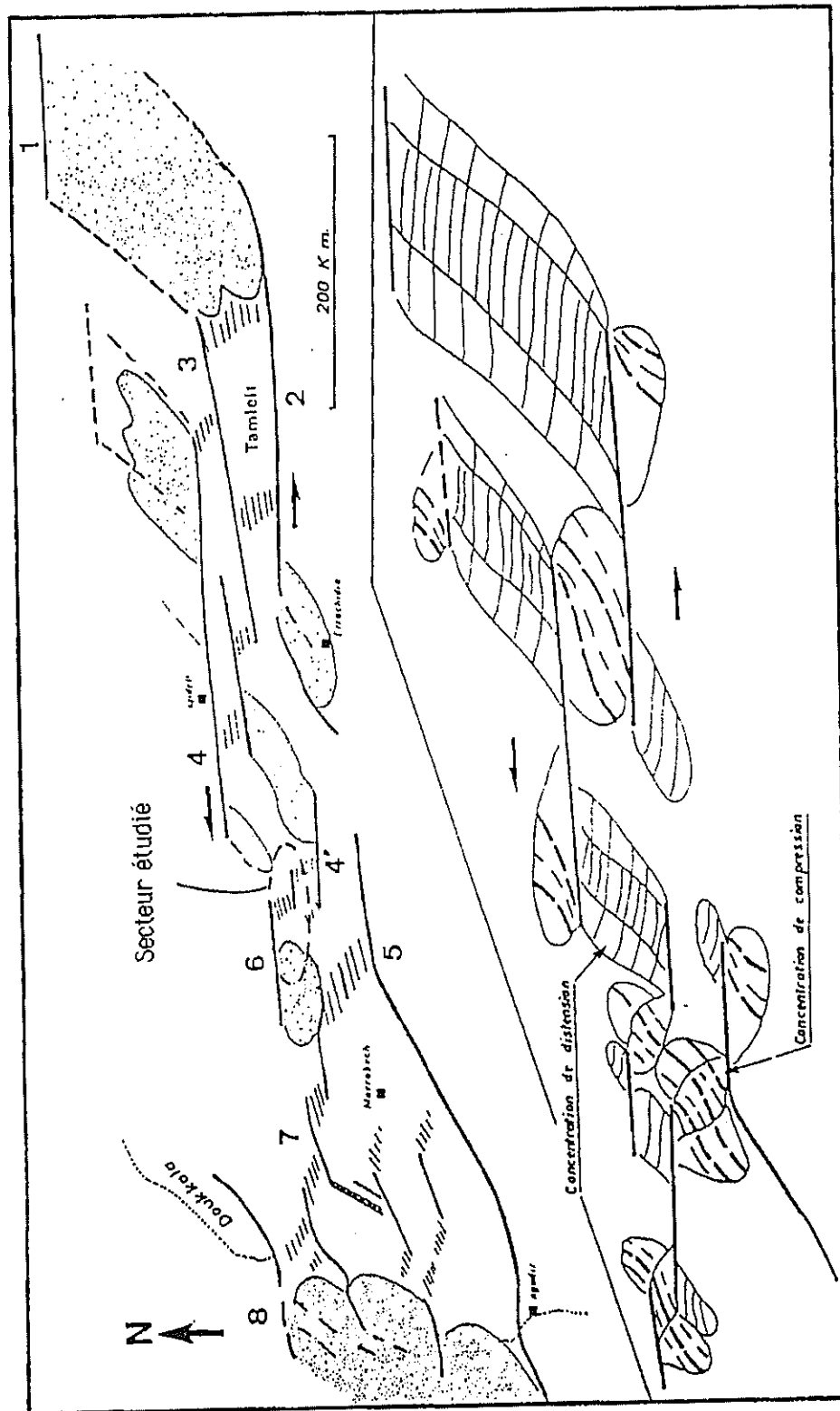


Fig. 76: Modèle géodynamique proposé par LAVILLE (1985) pour l'évolution du domaine haut-atlasique durant le Jurassique moyen et supérieur.

La discontinuité D3 marquant la base de cet épisode, est soulignée au niveau du bassin soit par une surface de concordance et un changement lithologique (passage des grès aux pélites) dans le cas où la formation d'Iouaridène repose sur les grès de Guettoua, soit par une disconformité dans le cas où les sédiments de la formation d'Iouaridène reposent sur des parties initialement hautes (phase I, coupes 2,3 et 4; fig. 70).

Dans la partie Est du bassin elle est marquée par des discordances angulaires soulignant la progradation en "onlap" des pélites sur leur substratum (coupes 7, 8 et 9; fig. 70; stade de déformation ralentie selon RIBA, 1975; cf. fig. 74).

c- La phase III correspond au dépôt des évaporites du second membre de la formation d'Iouaridène et corrobore le processus de ralentissement tectonique amorcé lors de la seconde phase. On n'observe plus aucun indice de mobilité différentielle. L'ensemble du domaine présenterait une faible subsidence généralisée et une polarité sédimentaire vers l'Est.

Conclusion:

Les observations sédimentologiques rapportées s'intègrent bien dans le schéma d'évolution dynamique récemment proposé par LAVILLE (1985) pour le Jurassique haut-atlasique (fig. 76). Selon cet auteur, bassins en compression et bassins en distension coexistent dans un cadre de relai de décrochement senestre.

Les alignements de failles mis en évidence dans ce travail correspondraient aux fentes de tension liées au décrochement régional E-W responsable de la structuration du bassin atlasique au Jurassique.

4 . 3 . PERIODE CRETACEE

4.3.1. Introduction

Dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal, deux ensembles sédimentaires, caractérisés chacun par une évolution d'un milieu continental vers un milieu marin, se dégagent nettement durant la période du Crétacé inférieur à moyen considérée dans ce travail.

Le premier ensemble regroupe les formations de Jbel Sidal et d'Ait Tafelt et le second correspond à la formation de Ouquizaght.

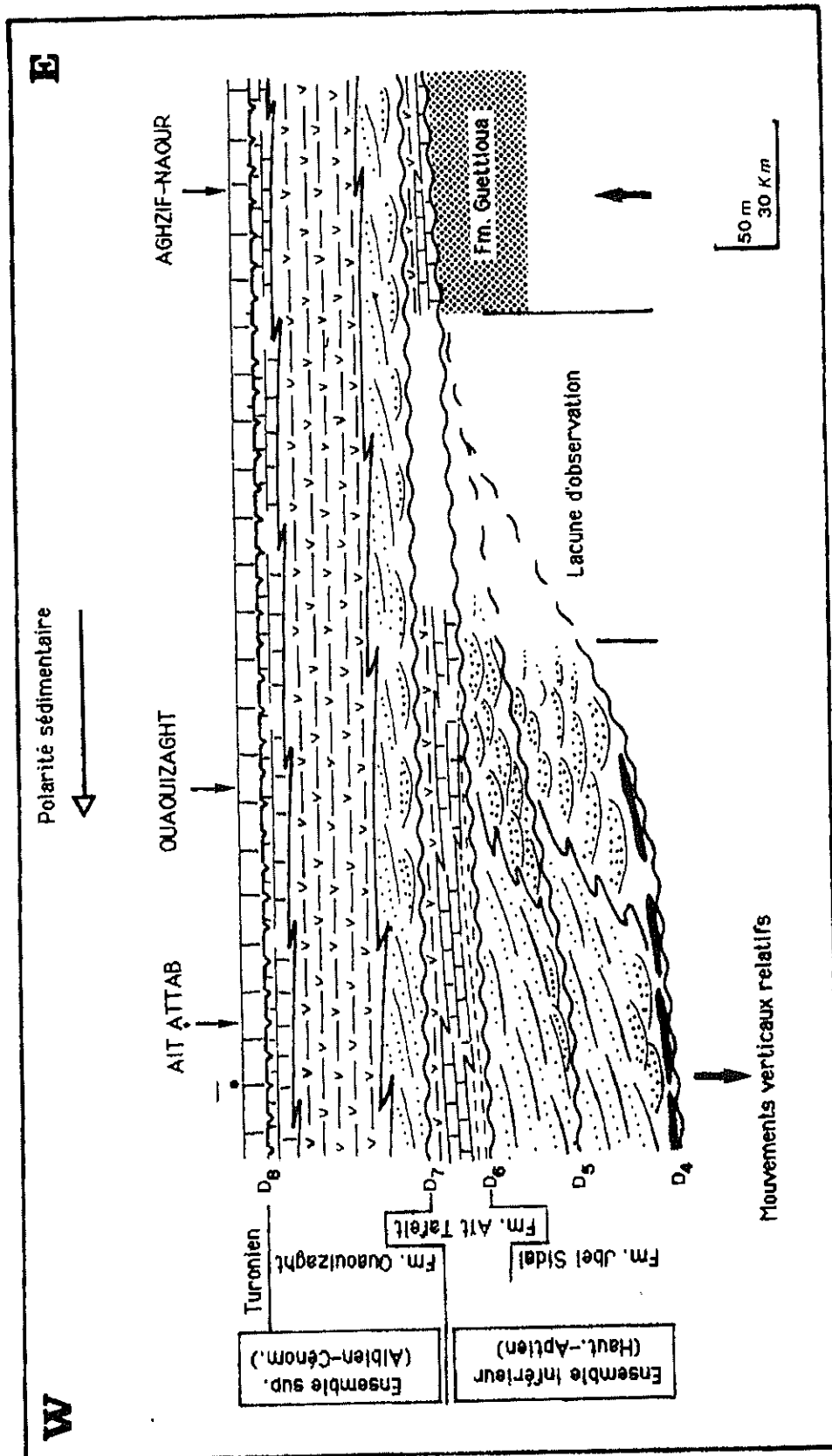


Fig. 77 : Relations géométriques entre les divers corps sédimentaires crétacés inférieur et moyen dans le Haut-Atlas de Beni-Mellal.

4.3.2. Ensemble inférieur (Hautérivien-Barrénien; Aptien)

Les sédiments qui le caractérisent s'organisent en un prisme ouvert en direction de l'Ouest (fig. 77). Les discontinuités qui limitent ses différentes unités (D4, D5, D6 et D7) peuvent être liées, d'une part, à des causes tectoniques (D4 et D5) et d'autre part, à des causes eustatiques:

- La discontinuité D4 atteste une déstabilisation assez intense (nouvel épisode volcanique β_2 enregistré dans la série) et générale de la paléogéographie établie lors du stade précédent (bassin endoréique à dépôts évaporitiques).

L'ensemble du secteur étudié présenterait alors une surface de dépôt pentée vers l'Ouest (orientation des paléocourants et variations de faciès dans le premier membre de la formation de Jbel Sidal). Les grès du premier rythme de la formation de Jbel Sidal se trouvent ainsi acheminés dans cette même direction.

- La discontinuité D5 traduit sensiblement la répétition du même motif et limite, à sa base, le second rythme de la formation de Jbel Sidal.

Si l'on se réfère à l'échelle chronostratigraphique de VAN EYSINGA (1975), l'âge de 119 m.a à 125 m.a, supposé pour les coulées basaltiques β_2 interstratifiées à la base de la formation de Jbel Sidal et marquant, par conséquent, l'ébauche de cet événement, placerait celui-ci soit à la base de l'Hautérivien (125 m.a), soit à la limite Hautérivien-Barrénien (119 m.a). Dans les deux cas cet événement coïncide avec l'une des discontinuités relevées dans le bassin d'Essaouira (REY et al., 1987; fig. 78). Ces dernières témoignent chacune d'une progradation de sédiments terrigènes continentaux ou cotiers vers l'Ouest, sur la marge du bassin atlantique.

- La formation susjacente d'Ait Tafelt, aptienne, rend bien compte de ce dispositif à deux titres:

- . la paléosurface scellée par la base du Bédoulien transgressif montre des dépôts marins concordants sur ceux de Jbel Sidal à l'Ouest (synclinaux d'Ait Attab et de Ouaoizaght) alors qu'ils sont discordants (discordance angulaire et disconformité) sur ceux de la formation de Guettoua plus à l'Est, dans la cuvette d'Aghzif-Naour. Ils marquent ainsi une discordance cartographique très nette à l'échelle du secteur étudié.

Dans la région d'Aghzif-Naour l'absence des deux unités Iouaridène et Jbel Sidal peut, compte tenu de la dynamique sédimentaire régionale, être interprétée, comme relevant d'une érosion de la formation d'Iouaridène et d'un non dépôt de la formation de Jbel Sidal.

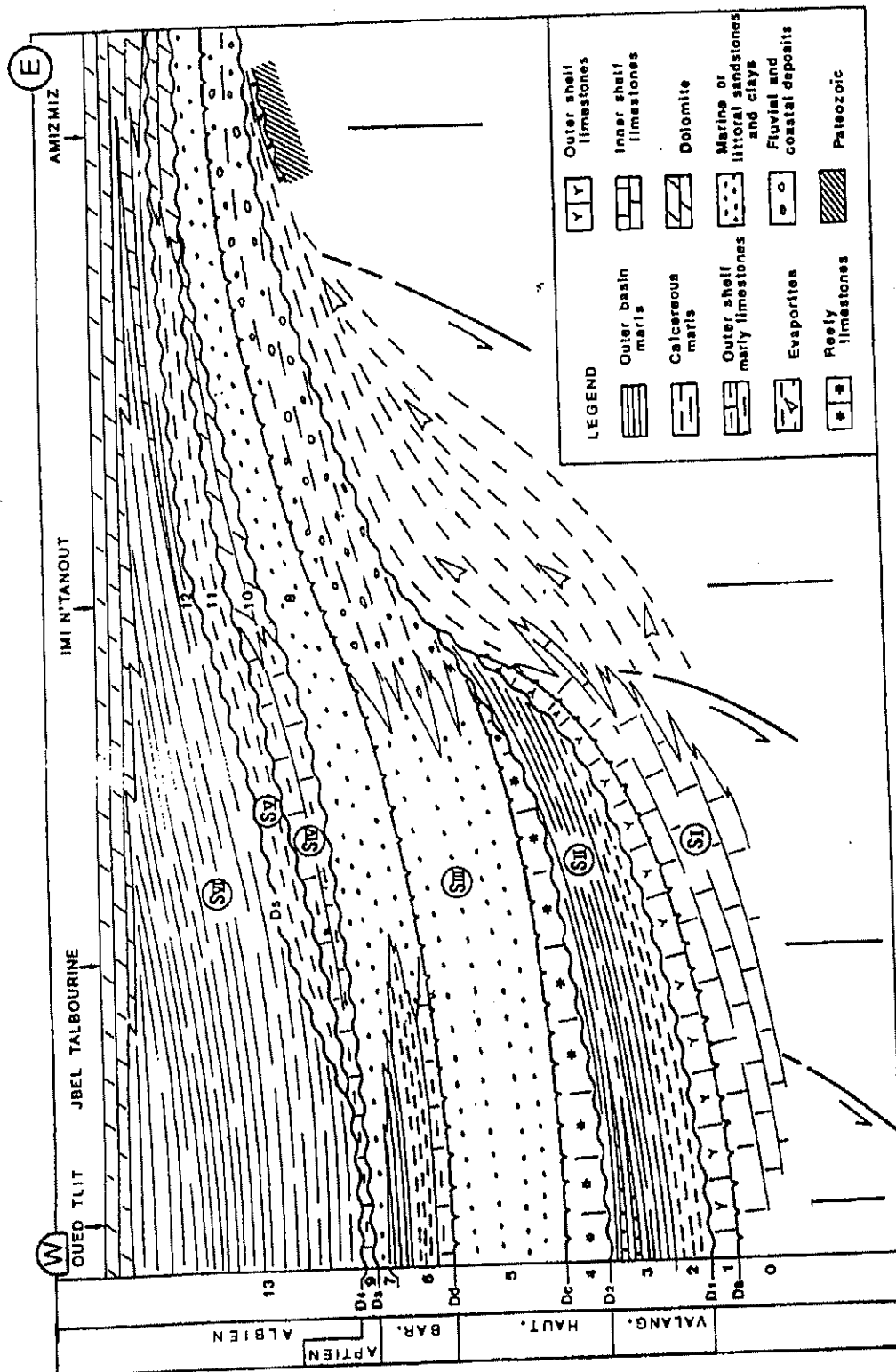


Fig. 78 : Relations géométriques entre les divers corps sédimentaires crétacés inférieur dans le Haut-Atlas occidental (D'après REY et al. 1987).

. A l'image de la formation de Jbel Sidal, la formation d'Ait Tafelt présente elle aussi un éventail sédimentaire ouvert vers l'Ouest (fig. 77). Ainsi les mésoséquences qui la constituent se réduisent par leur organisation interne et même disparaissent vers l'Est (cf. fig. 60 CH. III). Elle témoigne d'un comblement consécutif à une montée eustatique de la nappe d'eau.

Une corrélation des courbes de la variation du niveau d'eau dans le secteur étudié avec celle proposée par HAQ et al. (1987) pour l'intervalle Aptien-Turonien (fig. 79), s'avère en effet possible. Elle permet d'affirmer le contrôle, essentiellement eustatique, de la sédimentation dans notre région, à partir du Bédoulien.

4.3.3. Ensemble supérieur (Albien; Cénomanién)

Celui-ci présente, comme nous l'avons vu au chapitre III, une évolution progressive et continue d'un milieu continental fluviatile à un milieu marin de plate-forme. Cette évolution ne présente pas de variations horizontales notables à l'échelle du secteur étudié et témoigne, par conséquent, de la généralisation de ce phénomène à une échelle plus vaste.

Cette évolution peut d'ailleurs s'expliquer (fig. 79) si l'on se réfère aux travaux de HAQ et al. (1987) qui mettent en évidence un cycle de haut niveau marin pour cette même période. La baisse eustatique initiale (lowstand) amènerait, à l'Aptien supérieur, dans la région étudiée, un flux terrigène, toujours d'origine haut-atlasique et dirigé vers l'Ouest où, durant la même époque, régnaient des conditions de mer ouverte (bassin d'Essaouira; REY et al., 1987; cf. fig. 78).

A l'approche progressive des conditions du haut niveau marin (highstand), ces épandages terrigènes s'estompent, laissent la place à des sédiments lagunaires (Albien) avant l'établissement d'une plate-forme carbonatée (Cénomanién supérieur) suivi à son tour par une ouverture marine maximale au Turonien basal.

Conclusion:

Les épandages terrigènes de la formation de Jbel Sidal témoignent de gauchissements de grande envergure qui peuvent prendre valeur d'une nouvelle phase tectonique dans notre secteur. Celle-ci doit être substituée aux mouvements "médiojurassiques" des auteurs (JENNY et al., 1981 et MONBARON, 1982) et est à paralléliser avec les mouvements néocimmériens connus dans d'autres régions et relatés par de nombreux auteurs (CHOUBERT et FAURE-MURET, 1960-62; MICHARD, 1976 et ROLLEY, 1978), sans toutefois être localisés avec précision au sein de la série sédimentaire locale, faute d'étude détaillée de cette dernière.

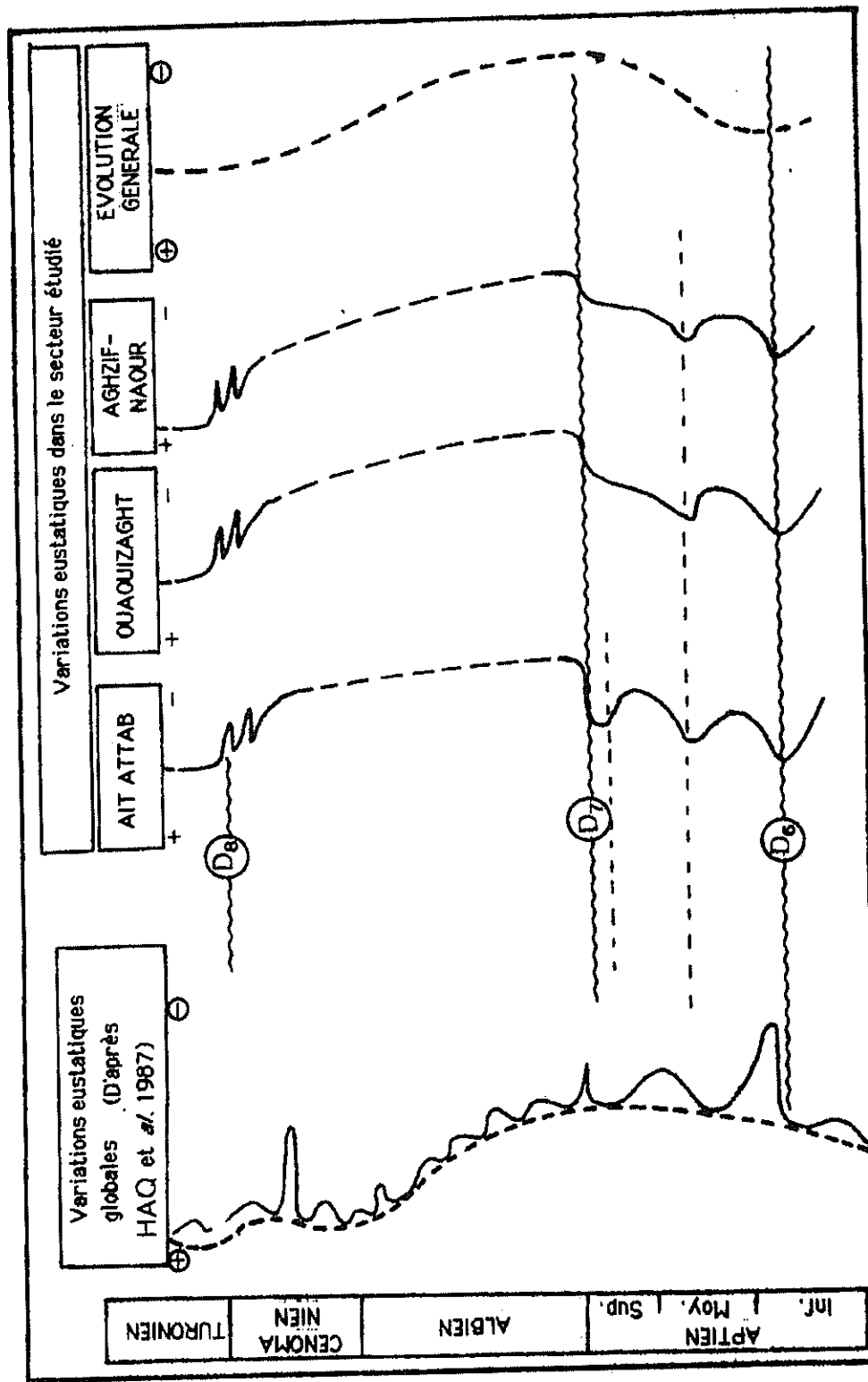


Fig. 79 : Variations eustatiques enregistrées dans le secteur étudié durant l'intervalle Aptien-Turonien comparées aux variations eustatiques globales proposées par HAQ et al. (1987).

Ces mouvements néocimmériens induisent un jeu globalement positif du secteur étudié par rapport aux régions limitrophes occidentales, à affinité nettement atlantique.

A plus grande échelle, ce fait constitue un argument supplémentaire à l'idée d'un exhaussement des domaines atlasique et mésétien à partir du Crétacé inférieur (LAVILLE, 1985).

A partir du Bédoulien les mouvements eustatiques de l'océan atlantique semblent contrôler l'essentiel de la sédimentation dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal.

1. **Introduction**
2. **Objectifs de la mission**
3. **Présentation de l'équipe**
4. **Plan de la mission**
5. **Conclusion**

Conclusion générale

CHAPITRE V: CONCLUSION GENERALE

Pour étudier la série jurassico-crétacée (Bathonien-Cénomanién) du Haut-Atlas de Benti-Mellal, a été utilisée une approche essentiellement sédimentologique.

Celle-ci nous a permis, tout d'abord, de différencier 16 types de faciès (chapitre II), groupés en 6 associations - ou séquences - caractéristiques de divers environnements:

- Domaine de plate-forme infralittorale à sédimentation carbonatée;
- Domaine de plate-forme médiolittorale à sédimentation carbonatée;
- Domaine de plate-forme médiolittorale à sédimentation silico-clastique;
- Domaine supralittoral à sédimentation essentiellement évaporitique;
- Domaine supralittoral à sédimentation terrigène;
- Domaine continental à sédimentation terrigène et évaporitique.

L'étude de ces associations (chapitre III) nous a conduit, par la suite, à préciser les diverses étapes de l'évolution de notre secteur durant la période considérée (chapitre IV).

Cette évolution s'est déroulée en deux grandes étapes:

1- La première voit, au Jurassique moyen et supérieur probable, l'achèvement du comblement de ce secteur septentrional de l'auge atlasique. L'évolution générale de la mégaséquence déposée (formations de Tilouguuit, Guettoua et Iouaridène) témoigne:

- D'une sédimentation marine puis continentale caractéristique d'un contexte distensif: les dépôts présentent de rapides variations de faciès et d'épaisseur évoquant de petits bassins en demi-grabens séparés par des accidents normaux synsédimentaires NE-SW, NW-SE et E-W hérités ou syngénétiques. Le tout paraît contrôlé par une organisation structurale profonde en "blocs basculés" caractéristiques, d'ailleurs, de l'ensemble du système jurassique haut-atlasique.

- De la diminution graduelle de l'activité tectonique. Les mouvements distensifs paroxysmaux au Bathonien (phase I, ch. IV.2.2.3.2.), s'amortissent, par la suite, d'une manière centripète de l'Ouest vers l'Est. Seules les parties situées vers l'intérieur (Est) du bassin atlasique semblent jouer alors que, vers l'extérieur (Ouest), aucun indice de mobilité différentielle n'est perçu (phase II, ch. IV.2.2.3.2.). La fin du comblement s'accompagne d'un calme tectonique général dans l'ensemble du secteur étudié (phase III, ch. IV.2.2.3.2.).

- D'une homogénéisation de la sédimentation sur des domaines de plus en plus vastes, marquée par la diminution progressive de la granulométrie à l'échelle de la mégaséquence avec passage des grès (formation de Guettoua) aux pélites, puis aux évaporites (premier et second membre de la formation d'Iouaridène).

- D'une polarité sédimentaire générale vers l'Est en direction de la téthys.

2- La seconde atteste, durant le Crétacé inférieur et moyen (Hautérivien?-Cénomanién), d'une modification radicale de la paléogéographie jurassique.

Les caractéristiques géodynamiques régionales sont les suivantes:

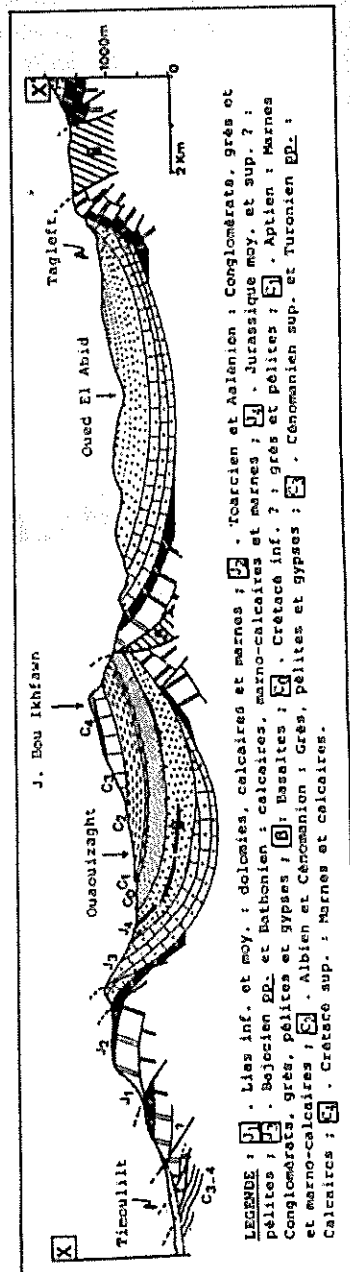
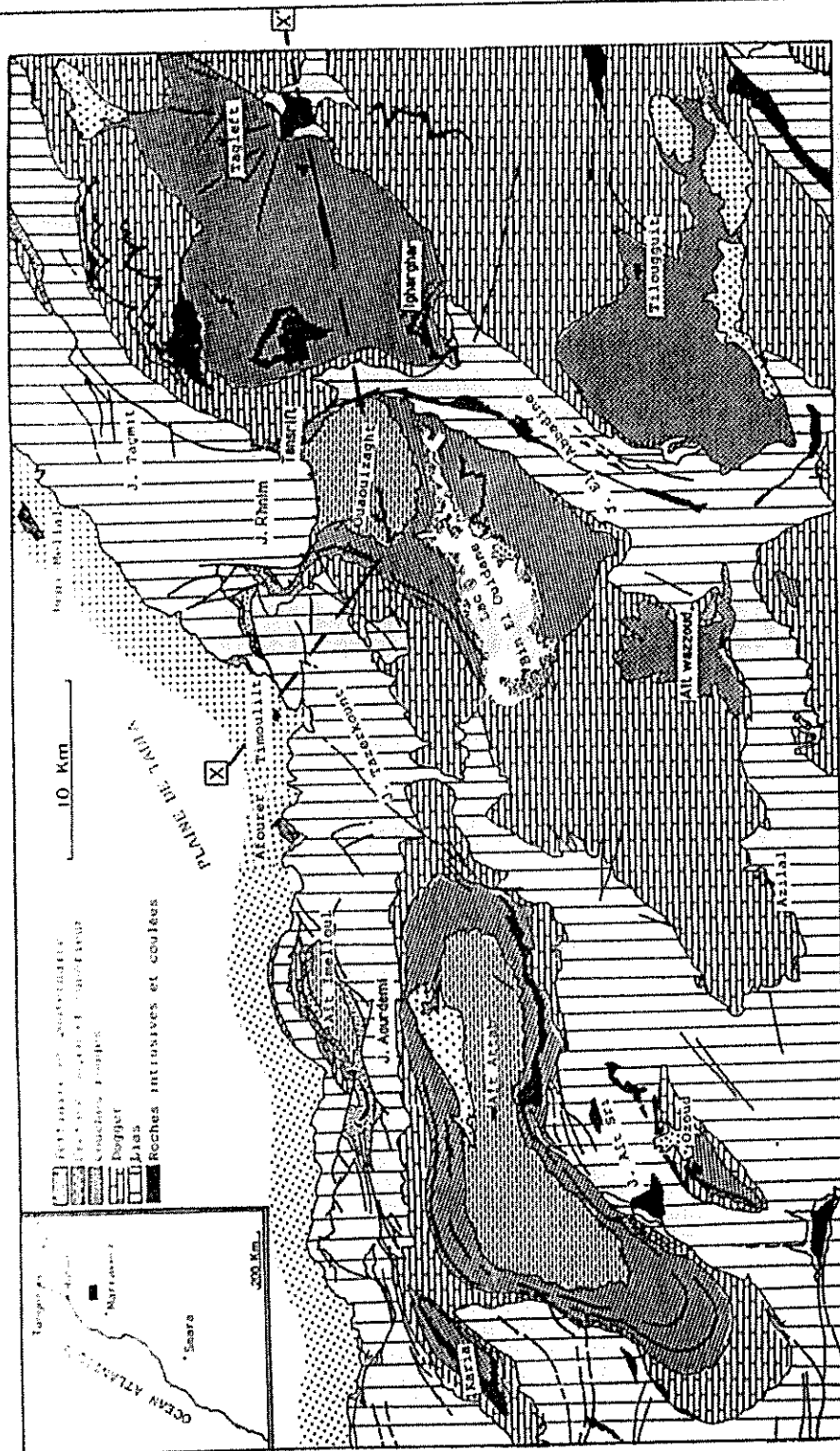
- Inversion de la polarité sédimentaire avec ouverture sur l'aire atlantique plus occidentale

- Sédimentation sur un domaine très vaste dans lequel l'influence de l'eustatisme devient rapidement prépondérante.

Ces fluctuations paléogéographiques témoignent de l'importance de la phase néocimmérienne dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal.

Ces étapes successives permettent d'intégrer harmonieusement la région considérée dans le schéma d'évolution géodynamique du Maroc au cours du Mésozoïque.

PLANCHES ANNEXES



Lias inf. et moy. : dolomies, calcaires et marnes ; **2** - Tarcien et Axienien : Conglomérats, grès et pelites ; **3** - Bojocien pp. : calcaires, marno-calcaires et marnes ; **4** - Jurassique moy. et sup. ? : pelites ; **5** - Crétacé inf. ? : grès et pelites ; **6** - Aptien : Marnes Conglomérats, grès, pelites et gypses ; **7** - Crétacé sup. et Turonien pp. : Conglomérats, grès, pelites et gypses ; **8** - Cénomanién sup. et Turonien pp. : Albien et Cénomanién : Grès, pelites et gypses ; **9** - Calcaires et marno-calcaires ; **10** - Albien et Cénomanién : Grès, pelites et gypses ; **11** - Calcaires : Marnes et calcaires. Crétacé sup. : Marnes et calcaires. Crétacé inf. : Marnes et calcaires.

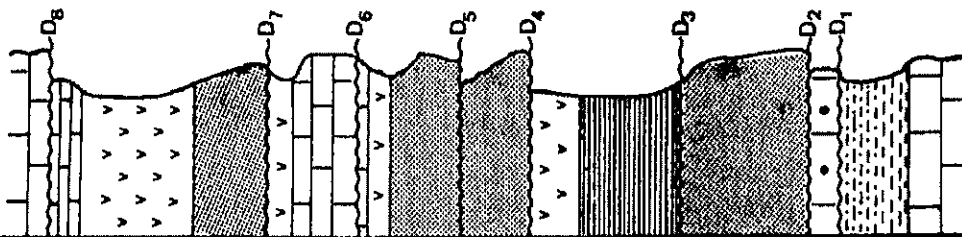
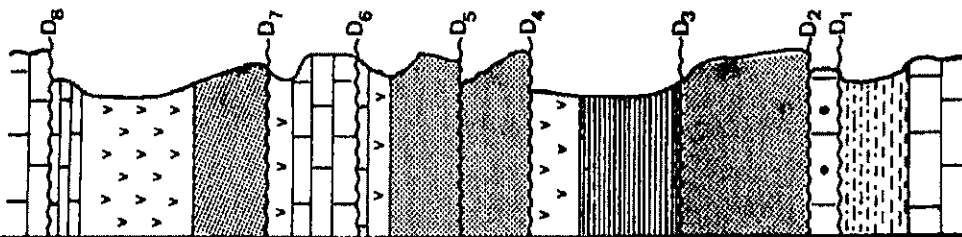
CHRONOSTRATIGRAPHIE ET DECOUPAGE PROPOSE		Epaisseur (en m)		TABLEAU RECAPITULATIF DES DIFFERENTES ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES DE LA SERIE JURASSICO-CRETACEE ETUDIEE							
Turonien				ROCH (1939)	DUBAR (1952)	X. X. (1956-59)	ROLLEY (1978)	JENNY et al. (1981)			
Bajocien	TILOUGGUIT	0 - 80		Grès des Guettoua (Daguer)	Marnes à Mytilus	Jurassique continental	Bajocien	TILOU - GGUIT	Belthonien à Calliovien?	Aptien	
	GUETTIOUA	0 - 700			Infra-cénomannien	Infra-aptien		GUETTIOUA			IOUARIDENE
	IOUARIDENE	0 - 200						Cretacé inférieur			JURASSIQUE MOY. à SUP. ?
AIT TAFELT	20 - 50	Albo-Cénomannien	Albo-Cénomannien	Barre aptienne	Barre aptienne						
QUAOUIZAGHT	150 - 200	Albo-Cénomannien	Albo-Cénomannien	Albo-Cénomannien	Barre Cénomano-Turonienne.						

PLANCHE 2 Fig. 4 : Découpage adopté et tableau récapitulatif des différentes attributions stratigraphiques de la série jurassico-crétacée étudiée.

- | | |
|---|---|
| 1- Biomicrites à Ammonites et Brachiopodes | 10.1- Calcaire gréseux à débris ligniteux |
| 2- Biomicrites bioclastiques | 10.2- Calcaire lacustre |
| 3- Biopelmicrosparites. | 11- Faciès évaporitiques |
| 4- Biomicrites à Annélides et Mollusques. | 12.1- Argiles du "tidal flat" |
| 5- Marnes rouges bioclastiques | 12.2- Argiles de plaines d'inondation |
| 6- Faciès oolithiques | 13- Faciès silteux |
| 7- Microsparites bioturbée à laminites et intraclastes micritisés et oxydés | 14.1- Barres du système fluvial en "tresse" |
| 8- Marnes sableuses litées | 14.2- Barres du système fluvial méandrique |
| 9.1- Sables en nappes | 15.1- Microconglomérats de fond de chenaux |
| 9.2- Sables à rides d'oscillation symétriques | 15.2- Microconglomérats de cône distal |
| 9.3- Sables à rides de vagues asymétriques | 16- Faciès conglomératiques |

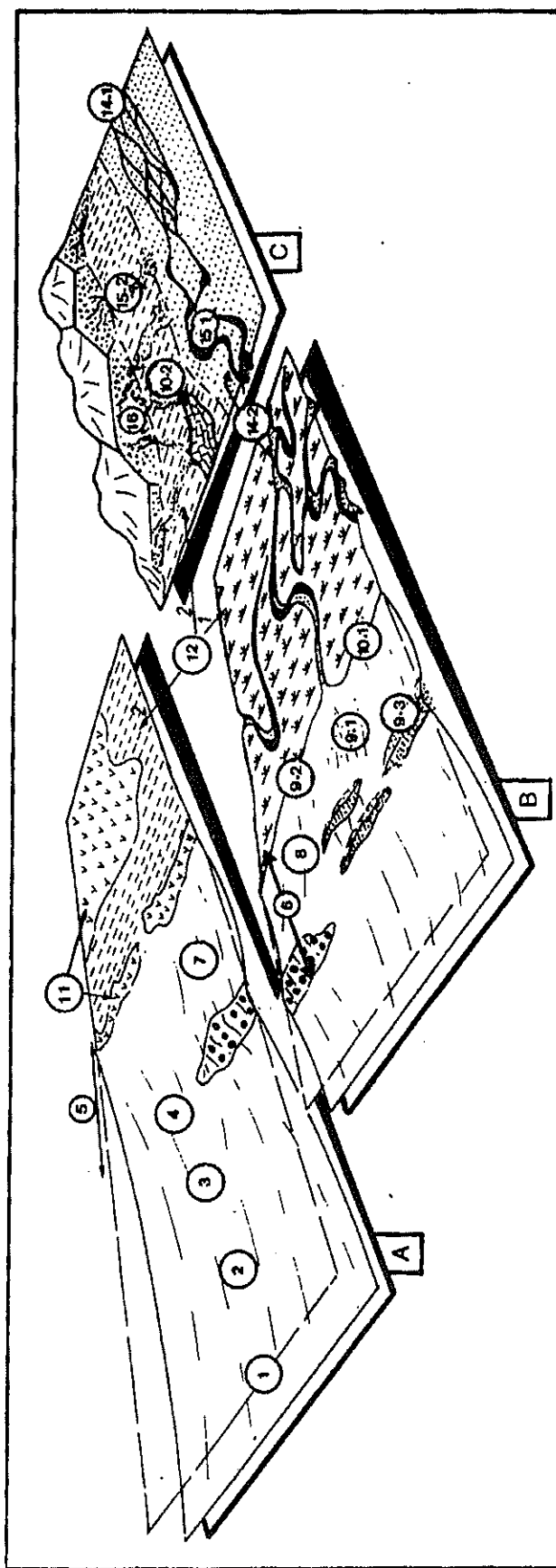


Fig. 26 : Position des faciès sur les environnements A, B et C théoriques

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN G.P., LAURIER D. & THOUVENIN J. (1978). - Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. Notes et Mém. C.F.P., Paris, n° 15, 156 p.
- ALLEN G.P., BLANC, GUILLEVIN Y. & PONS P. (1986). - Atlas sédimentologique des réservoirs gréseux. Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du gaz naturel.
- ALLEN J.R.L. (1970). - Studies in fluvial sedimentation : a comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. Journ. Sedim. Petrol., 40, 1, p. 298-323.
- BARDON C., BOSSERT A., HAMZEH R. & WESTPHAL M. (1978). - Paléomagnétisme des formations volcaniques du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 39, n° 272, p. 7-26.
- BEAUCHAMP J. (1984). - Courantologie dans un bassin détritique continental. Méthodes d'étude, application à quelques alluvions récentes et anciennes du Haut-Atlas. Bull. Fac. Sc., Marrakech, n° 2, p. 75-95.
- BOURCART J., LAPPARENT A.F. (de) & TERMIER H. (1942). - Un nouveau gisement de Dinosauriens jurassiques au Maroc. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 214, p. 120-122.
- BOURCART J. (1942). - Carte géologique d'exploration du territoire autonome du Tadla au 1/200.000. Notice explicative. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, 58 et 58 bis.
- BUROLLET P.F. & BUSSON G. (1983). - Plateaux-formes et bassins ; danger d'un actualisme exagéré. Notes et Mém. C. F. P., Paris, 18, p. 9-16.
- CAIA J. (1969). - Les minéralisations plombo-cupro-zincifères stratiformes de la région des plis marginaux du Haut-Atlas oriental : un exemple entre les minéralisations et une sédimentation continentale détritique. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 29, n° 213, p. 107-120.
- CANEROT J. (1986). - Tectonique distensive et basculements synsédimentaires de blocs sur diverses marges Ouest-téthysiennes au Mésozoïque : exemples atlasiques, ibériques et pyrénéens. XIe Congr. Nat. de Sedimentol., Barcelona.
- CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B., RAHHALI I., REY J. & THIEULOY J.-P. (1986). - Comparative Study of the Lower and Mid-Cretaceous Sequences on different maghrebian shelves and basins. Their place in the evolution of the North African Atlantic and Neotethysian Margins. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 55, p. 213-232, 6 fig., Elsevier Sc. Publ. B.V., Amsterdam.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL. COMITE DES TECHNICIENS (1979). - Dépôts évaporitiques : illustration et interprétation de quelques séquences. 266 p., Ed. Technip.
- CHARRIERE A. (1985). - Les grands traits de l'évolution mésozoïque de la couverture du Moyen Atlas Central (Maroc). 110ème Congr. Nat. Soc. Savantes, Montpellier, Sciences, fasc. VI, p. 257-268.
- CHEVREMONT P. (1975). - Les roches éruptives basiques des boutonnières de Tassent et Tassart et leurs indices métallifères dans leur cadre géologique (Haut-Atlas Central, Maroc). Thèse 3ème Cycle Sc., Univ. Lyon 1, 209 p.
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-1962). - Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Mém. h. sér. Soc. géol. France, Livre Mém. P. Fallot, t. 1, p. 447-527.
- COURTINAT B. & JENNY J. (1984). - Diadocypressacites moghrebienais n. gen., n. sp. un nouveau palyno-taxon dans le Bathonien du Haut-Atlas (Maroc). Rev. Micropal., vol. 27, n° 2, p. 88-97.
- CROUZEL P. (1984). - Action des animaux, vertébrés et invertébrés, et de la végétation sur les sédiments continentaux. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 8, 1, p. 85-95.
- DEBENATH A., RAYNAL J.-P. & SBIHI-ALAOUI F.Z. (1979). - Première fouille d'un site à dinosauriens dans le bassin de Tagleft (Atlas de Beni-Mellal). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 289, sér. D, n° 13, p. 899-902.
- DELFAUD J. (1974). - La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. Bull. Centre Rech. S. N. P. A. Pau, 8, 1, p. 241-262.
- DELFAUD J. (1984). - Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 8, 1, p. 27-53.

- DE RAAF J.F.M., BOERSMA J.R. & VAN GELDER A. (1977). - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. Sedimentology, 24, 4, p. 451-483.
- DRESNAY (du) R. (1975). - Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc. IXème Congr. Intern. Sédiment. Nice, 4, p. 103-108.
- DRESNAY (du) R. (1976). - Les structures en "tipis" liées aux faciès carbonatés intertidaux et eupratidaux du Lias inférieur, dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 282, sér. D, n° 2, p. 2059-2062.
- DRESNAY (du) R. (1978). - Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. In : Symposium "Sédimentation Jurassique W. européen". A. S. F., Publ. sp., n° 1, p. 345-365.
- DUBAR G. (1938). - Sur la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut-Atlas de Midelt. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 206, sér. D, p. 525-527.
- DUBAR G. (1952). - Haut-Atlas Central. XIXème Congr. Géol. Intern., Alger, Livret-guide, Maroc 4.
- DUBAR G. (1962). - Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). Livre à la Mémoire de P. Fallot. Soc. géol. France, p. 529-544.
- DUBAR G. & MOUTERDE R. (1978). - Les formations à Ammonites du Lias moyen dans le Haut-Atlas de Midelt et de Tadmra. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 274, 114 p.
- DUNHAM R.J. (1962). - Classification of carbonate rocks : according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks. Symposium A. A. P. G., 1, p. 108-121.
- DURAND M. (1978). - Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Bundsandstein des Vosges méridionales. Sc. de la Terre, Nancy, 22, 4, p. 301-390.
- ESCHARD R. (1983). - Les rides. Rapport interne S. N. E. A. (P.), Boussens. Inédit.
- EL ARABI H., CANEROT J. & CHARRIERE A. (1987). - Dynamique récifale et tectonique distensive en blocs basculés : l'exemple des récifs liasiques du bloc du Guigou (Causse moyen atlasique, Maroc). Arch. Sc., Genève, à paraître.
- ELF-AQUITAINE (1975). - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 - Eléments d'analyse. Elf-Aquitaine, Centres Rech. Boussens & Pau, 172 p., 61 pl., 7 tabl.
- ELF-AQUITAINE (1977). - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2 - Eléments d'interprétation. Elf-Aquitaine, Centres Rech. Boussens & Pau, 231 p., 16 pl., 76 fig., 28 tabl.
- FADILE A. (1987). - Structure et évolution alpine du Haut-Atlas central sur la transversale Aghbala-Imilchil (Maroc). Thèse Doct. Ing. Sc., Toulouse, 185 p., 2 pl.
- FENIES H., ALLEN G. & FAUGERES J.C. (1986). - Caractérisation des dépôts de chenaux de marée du bassin d'Arcachon (France). Bull. Inst. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux I, n° 39, p. 7-38.
- FERRANDINI J. & FERRANDINI M. (1984). - Présence du Lias et du Jurassique moyen sur le versant Nord du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc). Histoire paléogéographique. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 289, sér. II, n° 7, p. 351-356.
- FOLK R.L. (1959). - Practical petrographic classification of limestones. A. A. P. G. Bull., 43, 1, p. 1-38.
- GOODWIN P.W. and ANDERSON E.J. (1985). - Punctuated aggradational cycles. A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. Journ. of Geology, vol. 93, p. 515-533.
- GRATIER J.-P. (1979). - Déformations superposées et déformation progressive : importance des premières structures sur la disposition des suivantes. Exemple du Haut-Atlas Central marocain. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 288, sér. D, n° 2.
- GRATIER J.-P. (1981). - Caractère des déformations successives dans l'Atlas de Beni-Mellal (Haut-Atlas Central Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, 42 (308), p. 195-212.
- HAILWOOD E.A. & MITCHELL J.G. (1971). - Paleomagnetic and radiometric dating results from Jurassic intrusions in South Morocco. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 24, p. 351-364.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. and VAIL P.R. (1987). - Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. Science, 235, p. 1156-1166.

- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. & WALKER R.G. (1982). - Structures and sequences in clastic rocks. Lecture Notes for Short Course, n° 9, S. B. P. M., Tulsa, Oklahoma.
- HERAIL G. (1984). - Les cônes de déjection : formes et sédiments. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 8, 1, p. 135-150.
- JARDINE Ch. (1984). - Séquences en milieu carbonaté. Rapport D.E.A., Toulouse III, inédit.
- JENNY J. (1983). - Les décrochements de l'Atlas de Demnat (Haut-Atlas Central, Maroc) : prolongation orientale de la zone de décrochement du Tizi-n-Test et clef de la compréhension de la tectonique atlasique. Eclogae geol. Helv., Bâle, vol. 76/1, p. 243-251.
- JENNY J. (1984). - Dynamique de la phase tectonique synsédimentaire du Jurassique moyen dans le Haut-Atlas Central (Maroc). Eclogae geol. Helv., Bâle, vol. 77, n° 1, p. 143-152.
- JENNY J., LE MARREL A. & MONBARON M. (1981). - Les Couches rouges du Jurassique moyen du Haut-Atlas Central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectono-sédimentaire. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXIII, n° 6, p. 627-639.
- De LAPPARENT A.F. (1955). - Etude paléontologique des Vertébrés du Jurassique d'El Mers (Moyen Atlas). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 124, 36 p.
- LAVILLE E. (1975). - Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut-Atlas marocain (boutonnière de Skoura et nappe de Toundoute). Thèse 3ème Cycle Sc., Univ. Montpellier, 94 p.
- LAVILLE E. (1978). - Incidence des jeux successifs d'un accident synsédimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut-Atlas Central (Maroc). Bull. Soc. géol. France, (7), t. XX, n° 3, p. 329-337.
- LAVILLE E. & HARMAND C. (1982). - Evolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mésozoïque du Haut-Atlas (Maroc) : un modèle de mise en place synsédimentaire de massifs "anorogéniques" liés à des décrochements. Bull. Soc. géol. France, 24, 2, p. 213-227.
- LAVILLE E. (1985). - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements. Thèse Doct. ès Sc. Nat., Univ. Montpellier, 166 p., 2 pl. h. t.
- LEVEQUE P. (1952). - Les aménagements de l'Oued el Abid. In : Géologie appliquée aux grands travaux du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 38, 165 p.
- LOMBARD A. (1972). - Séries sédimentaires. Génèse - Evolution, 425 p., Ed. Masson.
- MATTAUER M. & al. (1977). - Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XIX, n° 3, p. 521-526.
- MIALL A.D. (1981). - Analysis of fluvial depositional systems. Presented at the A. A. P. G., Fall Education Conference in the Calgary, Canada, August 9, 1981.
- MICHARD A. (1976). - Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 252, 408 p.
- MONBARON M. & JUST E. (1980). - Les roches magmatiques basiques de la région de Tagleft (Haut-Atlas Central) : relations spatiales et génétiques. Mines, Géologie et Energie, n° 48, p. 45-50.
- MONBARON M. (1981). - Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique : l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque ; ses incidences sur la tectonique tertiaire. Eclogae Geol. Helv., Bâle, vol. 74/3, p. 625-638.
- MONBARON M. & TAQUET P. (1981). - Découverte du squelette complet d'un grand Cétiosaure (Dinosaures, Saurapode) dans le bassin jurassique moyen de Tilougguit. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, sér. II, n° 2, p. 243-246.
- MONBARON M. (1982 a). - Précisions sur la chronologie de la tectogénèse atlasique : exemple du domaine atlasique mésogéen du Maroc. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 294, sér. II, n° 14, p. 883-886.
- MONBARON M. (1982 b). - Un relief anté-Bathonien enfoui sur la rive du Jbel La'bbadine (Haut-Atlas Central, Maroc) : conséquences pour la chronologie de l'orogénèse atlasique. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. U.-Ing., vol. 48, n° 114, p. 9-25.
- MONBARON M. (1983). - Dinosaures du Haut Atlas Central (Maroc) : état de recherche et précision sur la découverte d'un squelette complet de grand Cétiosaure. Soc. Jurassienne Emul., Extrait Actes, p. 203-234.

- MONBARON M. (1985). - Carte géologique du Maroc : Feuille Béni-Mellal à 1/100.000ème. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 341.
- PAUTAL L. (1985). - Populations fossiles, associations micropaléontologiques et paléoenvironnements de séries deltaïques liardiennes des Corbières (Aude - France). Thèse de l'Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 304 p., 130 fig., 22 tabl., 4 pl.
- RAHHALI I. (1979). - Le Cénomanién supérieur et le Turonien inférieur bitumineux du bassin côtier de Tarfaya, du Haut-Atlas. Mines, Géol. et Energie, Rabat, n° 46, p. 63-69.
- REBOUILLAT J.-P. (1983). - Les milieux de sédimentation et les étapes de la transgression du Dogger dans la région de Demnat, Haut-Atlas Central (Maroc). Thèse 3ème Cycle Sc., Univ. Dijon.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1975). - Depositional Sedimentary Environments. 439 p., Ed. Springer-Verlag.
- REY J., CANEROT J., RÔCHER A., TAJ-EDDINE K. & THIEULOY J.-P. (1985). - Le Crétacé inférieur sur le versant Nord du Haut-Atlas (région d'Imi N'Tanout et Amizmiz) : données biostratigraphiques et évolutions sédimentaires. 5ème Conférence Scient. P. I. C. G. - U. N. E. S. C. O., n° 183, Marrakech, à paraître.
- REY J., CANEROT J., PHYBERNES B., TAJ-EDDINE K. & THIEULOY J.-P. (1987). - Lithostratigraphy, biostratigraphy and dynamic of the Lower Cretaceous deposits in the Northern side of Western High-Atlas (Marocco). (à paraître).
- RIBA O. (1976). - Tectogénèse et Sédimentation, deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. Bull. R. G. M., Orléans, sér. II, sect. I, n° 4, p. 383-401.
- ROCH E. (1939). - Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 51.
- ROCH E. (1950). - Histoire stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 80.
- ROLLEY J.-P. (1973). - Etude géologique de l'Atlas d'Afouer, Haut-Atlas Central, Maroc. Thèse 3ème Cycle Sc., Univ. Grenoble D.
- ROLLEY J.-P. (1978). - Carte géologique du Maroc à 1/100.000ème : Feuille Afouer. Notice explicative. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 247 et 247 bis.
- RUAS A. (1975). - La sédimentation continentale : les milieux fluviaux, lacustres et palustres. Rapport D. E., Fac. Sc. Toulouse, inédit.
- SAADI M. (1969). - A la recherche de l'ancienne ville de Day (Béni-Mellal) et de sa mine de cuivre. Mines et Géol., n° 29, p. 25-33.
- SAINT-MARC P. & RAHHALI I. (1982). - Sur la présence du genre *Spirocyclina* (Foraminifère) dans le Cénomanién supérieur du Maroc. Rev. Micropal., vol. 25, n° 2, p. 133-140.
- SEPTFONTAINE M. (1986). - Milieux de dépôts et Foraminifères (Lituolidés) de la plate-forme carbonatée du Lias moyen au Maroc. Rev. Micropal., vol. 28, n° 4, p. 265-289.
- SOUHEL A., CANEROT J. & ANDREU B. (1985). - Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen - supérieur et le Crétacé inférieur - moyen du synclinal d'Ait Attab (Haut-Atlas Central, Maroc). 5ème Conférence Scient. P. I. C. G. - U. N. E. S. C. O., n° 183, Marrakech (Maroc). Bull. Fac. Sc. Marrakech, à paraître.
- STRASSER A. (1986). - Dolds in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology, 33, 5, p. 711-727.
- STUDER M. (1980). - Tectonique et Pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite - Tizrhat (Haut-Atlas Central, Maroc). Thèse Univ. Neuchâtel, Suisse.
- STUDER M. & Du DRESNAY R. (1980). - Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n' Irhil (Haut-Atlas Central de Midelt, Maroc). Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXII, n° 3, p. 391-397.
- SUBRA A. (1970). - Contribution à l'étude métallogénique du Cuivre : étude d'un gisement filonien (Padern) et d'un gisement stratiforme (Tanerift). Thèse 3ème Cycle Sc., Univ. Toulouse.
- SUBRA A. (1977). - Mise en évidence d'une structure géologique favorable à des concentrations cuprifères stratiformes dans le mésozoïque de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, t. 3, n° 268, p. 205-208.

- SUBRA A. (1980). - Emersions anté-crétacées et minéralisations dans l'Atlas de Beni-Mellal. Le gisement de Tabaroucht. un remplissage paléokarstique cuprifère. Mines, Géol. et Énergie, Rabat, n° 47, p. 43-70.
- TERMIER H. (1942). - Données nouvelles sur le Jurassique rouge à Dinosauriens du Grand et du Moyen Atlas (Maroc). Bull. Soc. géol. France, (5), t. XII, n° 4-6, p. 199-207.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part. 3-4, A. A. P. G., Tulsa, Oklahoma, Mem. 26, p. 63-97.
- WALKER R.G. (1979). - Facies Models. Geoscience, Canada, Reprint Series 1, 211 p.
- WESTPHAL M. & al. (1979). - Paleomagnetism et datation du Volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. Canadian J. Earth Sc., vol. 16, p. 2150-2164.
- X. X. (1958). - Carte géologique du Maroc : Feuille Rabat à 1/500.000ème. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 70, Feuille n° 3.
- YAPAUDJIAN L. (1972). - Une approche actualiste en Géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme). Mém. B. R. G. M., Orléans, n° 77, p. 715-744.

TABLE DES MATIERES

1. INTRODUCTION GENERALE	7
1.1. But de l'étude	9
1.2. Cadre géologique général	9
1.2.1. Situation géographique et géologique.....	9
1.2.2. Structure et évolution tectonique de la région.....	11
1.2.2.1. Structure.....	11
1.2.2.2. Phases tectoniques majeures.....	12
1.2.3. Aperçu stratigraphique et paléogéographique.....	14
1.2.4. La série étudiée: nomenclature et attributions stratigraphiques.....	14
1.2.4.1. Découpage adopté.....	14
1.2.4.2. Attributions stratigraphiques.....	16
1.2.5. Travaux antérieurs.....	17
1.3. Méthodologie et présentation	18
1.3.1. Méthode d'étude.....	18
1.3.2. Figuration des coupes et légende.....	18
2. ANALYSE DES FACIES	21
2.1. Introduction	23
2.2. Analyse des faciès	25
2.2.1. Domaine infralittoral ouvert.....	25
2.2.2. Domaine infralittoral.....	25
2.2.3. Domaine médiolittoral.....	33
2.2.4. Domaine marginolittoral et continental.....	38
2.3. Conclusion	58
3. ETUDE DES FORMATIONS	59
3.1. Introduction	61
3.2. Formation de Tilougguit	62
3.2.1. Historique et définition.....	62
3.2.2. Attribution stratigraphique.....	62
3.2.3. Analyse séquentielle et description des coupes.....	63
3.2.3.1. Coupe de Ouazaght.....	63
3.2.3.1.1. Membre inférieur.....	65
3.2.3.1.2. Membre moyen.....	65
3.2.3.1.3. Membre supérieur.....	68
3.2.3.2. Coupe d'Aït Attab.....	72
3.2.4. Essai d'interprétation.....	73

3.3. Formation des grès de Guettoua	76
3.3.1. Historique et définition	76
3.3.2. Attribution stratigraphique	76
3.3.3. Description des coupes et analyse séquentielle	78
3.3.3.1. Associations de faciès	79
3.3.3.2. Description des affleurements	81
3.3.3.2.1. Synclinal de Karia	81
3.3.3.2.2. Synclinal d'Ait Attab	81
3.3.3.2.3. Synclinaux de Ouaouizaght et Tagleft	83
3.3.4. Essai d'interprétation	85
3.4. Formation d'Iouaridène	86
3.4.1. Historique et définition	86
3.4.2. Attribution stratigraphique	86
3.4.3. Analyse séquentielle et description des coupes	87
3.4.3.1. Membre inférieur	87
3.4.3.2. Membre supérieur	90
3.4.4. Essai d'interprétation	92
3.5. Formation de Jbel Sidal	93
3.5.1. Historique et définition	93
3.5.2. Attribution stratigraphique	93
3.5.3. Analyse séquentielle et description des coupes	95
3.5.3.1. Synclinal de Ouaouizaght	95
3.5.3.2. Synclinal d'Ait Attab	97
3.5.4. Essai d'interprétation	99
3.6. Formation d'Ait Tafelt	101
3.6.1. Historique et définition	101
3.6.2. Attribution stratigraphique	101
3.6.3. Description des coupes et analyse séquentielle	104
3.6.3.1. Coupe d'Ait Attab	104
3.6.3.2. Coupe d'Ouaouizaght	107
3.6.3.3. Coupe d'Aghzif-Naour	107
3.6.4. Essai d'interprétation	110
3.7. Formation de Ousouizaght	113
3.7.1. Historique et définition	113
3.7.2. Attribution stratigraphique	113
3.7.3. Analyse séquentielle et description d'une coupe type	114
3.7.3.1. Membre inférieur	114
3.7.3.2. Membre moyen	116
3.7.3.3. Membre supérieur	116
3.7.4. Essai d'interprétation	118
3.8. Roches éruptives	119
3.8.1. Introduction	119
3.8.2. Description des caractéristiques	119
3.8.2.1. Affleurements et mode de gisement	119
3.8.2.2. Caractères pétrographiques	120
3.8.2.3. Age	121
3.8.3. Conclusion	121

4. EVOLUTION GEODYNAMIQUE.....	123
4.1. Introduction.....	125
4.2. Période jurassique.....	125
4.2.1. Tectonique synsédimentaire.....	125
4.2.1.1. Introduction.....	127
4.2.1.2. Principaux blocs et accidents associés.....	129
4.2.2. Evolution géodynamique.....	129
4.2.2.1. Stade I : Lias inférieur et moyen.....	133
4.2.2.2. Stade II : Aalénien-Bajocien.....	134
4.2.2.3. Stade III : Bathonien-Jurassique supérieur?.....	136
4.2.2.3.1. Description.....	141
4.2.2.3.2. Interprétation: chronologie des événements et signification des discontinuités.....	145
Conclusion.....	145
4.3. Période crétacée.....	145
4.3.1. Introduction.....	147
4.3.2. Ensemble inférieur (Hauterivié-Barrémien; Aptie).....	149
4.3.3. Ensemble supérieur (Albien; Cénomanién).....	149
Conclusion.....	149
5. CONCLUSION GENERALE.....	155
PLANCHES	158
BIBLIOGRAPHIE.....	161

LISTE DES FIGURES ET DES PLANCHES

Fig. 1 : Localisation de la zone étudiée	10
Fig. 2: Cadre géologique et structural de la zone étudiée (<i>Planche 1 A. L.</i>)	
Fig. 3: Modèles de tectogenèse atlasique proposés par divers auteurs.....	13
Fig. 4: Découpage adopté et tableau récapitulatif des différentes attributions stratigraphiques de la série jurassico-crétacée étudiée (<i>Planche 2 A. L.</i>)	
Fig. 5: Figuration des coupes et légende adoptés.....	19
Fig. 6: Exemple de fiche utilisée pour la présentation des faciès.....	23
Fig. 7: Schéma illustrant la position des profils A, B et C utiles pour la localisation des différents faciès.....	24
Fig. 8: Microfaciès et localisation spatiale des faciès oolithiques (F6).....	26
Fig. 9: Microfaciès et localisation spatiale des faciès carbonatés (F1,2,3,4 et 7).....	29
Fig. 10: Caractéristiques du faciès 6.4	31
Fig. 11: Caractéristiques du faciès 7.....	31
Fig. 12: Progradation de la plaine deltaïque sur le delta-front et compaction des argiles du prodelta.....	34
Fig. 13: Caractéristiques du faciès 9.1.....	36
Fig. 14: Caractéristiques du faciès 9.2.....	37
Fig. 15: Caractéristiques du faciès 9.3	39
Fig. 16: Faciès 10.1: débris charbonneux amalgamés au sommet du banc.....	40
Fig. 17: Caractéristiques du faciès 11.....	42
Fig. 18: Aspects présentés par les argiles d'inondation (F12.2)	44
Fig. 19: Aspects du faciès silteux 13.....	47
Fig. 19: Aspects du faciès silteux 13 (suite).....	48
Fig. 20: Caractéristiques des grès du système fluviatile en tresse.....	50
Fig. 21: Caractéristiques des grès du système fluviatile méandrique.....	52
Fig. 22: Les différentes structures présentées par les grès du réseau fluviatile méandrique.....	53
Fig. 23: Faciès microconglomératique de fond de chenaux.....	54
Fig. 24: Faciès microconglomératique de cône distal	56
Fig. 25: Faciès 16: Conglomérat de coulées boueuses discordant sur des calcaires du Dogger.....	58
Fig. 26: Position des faciès sur les environnements A, B et théoriques (<i>Planche 3 A. L.</i>)	
Fig. 27: Localisation de la coupe de la formation de Tilougguit dans le synclinal de Ouazouzaght.....	63
Fig. 28: Formation de Tilougguit, coupe de Ouazouzaght.....	64
Fig. 29: Séquence granodécroissante caractéristique d'un environnement de plage et orientation NW-SE du paléolittoral.....	66
Fig. 30: Chenaux fluviatiles en domaine de "tidal flat"	67
Fig. 31: Exemple de surfaces de réactivation observées dans les faciès de remplissage des chenaux	67
Fig. 32: Chenal de marée à la base de la formation de Tilougguit.....	69
Fig. 33: Séquence type de comblement de chenal de marée.....	71
Fig. 34: Séquence de barre littorale.....	71

Fig. 35: Termes de passage entre les calcaires de plate-forme bajociens et les grès de la formation de Guettlioua dans la coupe d'Ait-Attab.....	72
Fig. 36: corrélation probable entre les divers termes représentatifs de la formation de Tilougguit dans les coupes d'Ait-Attab et de Ouauizaght	74
Fig. 37: Organisation supposée des divers membres de la formation de Tilougguit et leur évolution dans le secteur de Ouauizaght	74
Fig. 38 : Traces et restes de Dinosauriens dans les grès de la formation de Guettlioua.....	77
Fig. 39: Essai de reconstitution de <i>Cetiosaurus mogrebiensis</i> De Lapparent.....	78
Fig. 40: Exemple de séquence fluviatile caractéristique de nombreux horizons de la formation de Guettlioua (système fluviatile méandriforme)	80
Fig. 41: Séquence d'accrétion latérale (type "point bar") liée à l'action de cours fluviatiles méandriformes.....	80
Fig. 42: Dépôts de levées naturelles: association des faciès F12.2 et F13	79
Fig. 43 : Carte géologique du synclinal de Ouauizaght.....	84
Fig. 44: Variations d'épaisseur et paléocourants observés sur les grès de la formation de Guettlioua dans le synclinal de Ouauizaght.....	82
Fig. 45: Environnement de dépôt de la formation des grès de Guettlioua.....	85
Fig. 46: Quelques aspects de la sédimentation de playa	88
Fig. 47: Organisation latérale supposée des divers lithofaciès associés aux argiles de playa	89
Fig. 48: Membre supérieur de la formation d'Iouaridène.....	91
Fig. 49: Environnement de dépôt supposé pour le membre inférieur de la formation d'Iouaridène	92
Fig. 50: Exemple de séquence caractéristique du système fluviatile en tresse; formation de Jbel Sidal, coupe de Ouauizaght.....	94
Fig. 51: Organisation et évolution de la formation de Jbel Sidal dans les coupes d'Ait-Attab et de Ouauizaght.....	96
Fig. 52: Carte géologique du flanc sud du synclinal d'Ait Attab.....	98
Fig. 53: Situations des coupes des formations de Ouauizaght et d'Ait-Tafelt dans le flanc Sud du synclinal d'Ait-Attab.....	102
Fig. 54: Répartition des ostracodes dans la formation d'Ait Tafelt, coupes d'Ait Attab, de Ouauizaght et d'Aghzif-Naour.....	103
Fig. 55: Formation d'Ait-Tafelt, coupe d'Ait-Attab.....	106
Fig. 56: Exemple de séquence de comblement caractéristique de la formation d'Ait-Tafelt.....	105
Fig. 57: Formation d'Ait-Tafelt, coupe de Ouauizaght.....	108
Fig. 58: Formation d'Ait-Tafelt, coupe d'Aghzif Naour.....	109
Fig. 59: Essai de corrélation entre les diverses coupes de la formation d'Ait-Tafelt dans le secteur étudié	110
Fig. 60: Evolution des milieux de dépôt de la formation d'Ait-Tafelt dans le secteur étudié.....	112
Fig. 61: Aperçu général sur la formation de Ouauizaght dans sa cuvette éponyme.....	114
Fig. 62: Coupe synthétique de la formation de Ouauizaght.....	115
Fig. 63: Séquence de type "fluviatile méandriforme" dans le premier membre de la formation de Ouauizaght.....	117
Fig. 64: Ages radiométriques des roches intrusives du Haut-Atlas	122
Fig. 65: Organisation de la sédimentation dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal durant la période Jurassique.....	126
Fig. 66: Dolomies à stromatolithes et "tepees" du Lias inférieur, Haut-Atlas de Béni-Mellal.....	128
Fig. 67: Evolution du secteur étudié et géométrie en "blocs basculés" durant le Lias inférieur et moyen.....	130
Fig. 68: Séquence type du domaine de plate-forme liasique dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal	131
Fig. 69: Schéma illustrant l'hypothèse d'un jeu senestre de la ride de Jbel El Abbadine à l'origine de la genèse des accidents normaux 4 et 5.....	135
Fig. 70: Essai de corrélation entre les diverses coupes de la mégaséquence du Jurassique moyen à supérieur? dans l'Atlas de Béni-Mellal.....	137
Fig. 71: Surface cagneuillée au sommet d'un banc de grès toarcien	139

Fig. 72: Exemples de discordances angulaires des conglomérats (base Fm. Iouaridène) sur leur substratum.....	140
Fig. 73: Interprétation géodynamique et modèle de dépôt de la mégaséquence jurassique moyen à supérieur probable.....	141
Fig. 74: Les deux stades de la déformation syntectonique D'après RIBA (1975).....	142
Fig. 75: Figures de glissement (slumps) dans les pélites de la formation d'Iouaridène à l'aplomb de l'alignement A5	143
Fig. 76: Modèle géodynamique proposé par LAVILLE (1985) pour l'évolution du domaine haut-atlasique durant le Jurassique moyen à supérieur	144
Fig. 77: Relations géométriques entre les divers corps sédimentaires crétacés inférieur et moyen dans le Haut-Atlas de Beni-Mellal	146
Fig. 78: Relations géométriques entre les divers corps sédimentaires crétacés inférieur dans le Haut-Atlas occidental.....	148
Fig. 79: Variations eustatiques enregistrées dans le secteur étudié durant l'intervalle Aptien-Turonien comparées aux variations eustatiques globales proposées par BILAL et al. (1987)	150